### ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ

# ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР «МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Рубакина Валентина Александровна

# СУТОЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И ИХ ВКЛАД В ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

Научный руководитель

кандидат физико-математических наук

Кубряков Арсений Александрович

Севастополь – 2022

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ					
РАЗДЕЛ 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ СУТОЧНОГО					
ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОД 17					
1.1 Исследование суточного хода температуры поверхностного слоя океанов и					
морей17					
1.2 Сопоставление спутниковых и контактных данных. Исследование					
термического скин-слоя и его влияния на спутниковые измерения					
1.3 Численное моделирование суточной изменчивости температуры 27					
Выводы к Разделу 1 31					
РАЗДЕЛ 2 ИССЛЕДОВАНИЕ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ					
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ					
ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ И СКАНЕРА SEVIRI 32					
2.1 Описание данных, использованных в работе					
2.2 Анализ сезонных особенностей суточного хода температуры на различных					
горизонтах					
2.2.1 Высокочастотная изменчивость температуры по измерениям отдельных буев-					
профилемеров					
2.2.2 Средний сезонный и суточный ход температуры вод на поверхности 37					
2.2.3 Особенности суточного хода температуры в холодный и теплый период					
года					
2.3 Сравнительный анализ данных сканера SEVIRI и термопрофилирующих					
дрейфующих буев					
2.4 Средний суточный ход ТПМ в Черном море и его сезонная динамика 45					
2.4.1 Средний суточный ход ТПМ 45					

2.4.2 Амплитуда суточного хода 50
2.4.3 Статистический анализ событий дневного прогрева по данным термодрифтеров
2.4.4 Статистический анализ событий дневного прогрева по данным сканера SEVIRI
2.4.5 Связь амплитуды суточного хода ТПМ с различными гидрометеорологическими факторами
2.5 Исследование событий значительного дневного прогрева по спутниковым и контактным данным
2.5.1 Дневной прогрев в холодный период года61
2.5.2 Дневной прогрев в теплый период года
Выводы к Разделу 2 70
РАЗДЕЛ 3 ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО
ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
ФАКТОРОВ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
3.1 Суточный ход температуры и его связь с полем ветра и полным потоком тепла
на основе результатов расчета с использованием одномерной интегральной модели
ВКС
3.1.1 Одномерная интегральная модель ВКС72
3.1.2 Уравнения модели и решение77
3.1.3 Результаты расчетов
3.1.4 Моделирование суточного хода температуры и толщины ВКС
3.1.5 Влияние потока тепла и скорости ветра на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВКС
3.2 Воздействие ветра и вертикальной компоненты скорости течений на амплитуду
суточного хода температуры и толщину ВКС

3.2.1 Описание одномерной гидродинамической модели
3.2.2 Расчетная область и параметры одномерной гидродинамической модели
POM
3.2.3 Воздействие ветра и вертикальной компоненты скорости течений на
амплитуду суточного хода и толщину ВКС94
3.3 Моделирование событий экстремального дневного прогрева 101
3.3.1 Характеристики проникновения коротковолновой радиации и суточный
прогрев вод 101
3.3.2 Моделирования событий экстремального прогрева на основе одномерной
модели РОМ 106
Выводы к Разделу 3 112
РАЗДЕЛ 4 ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СКИН-
СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СКАНЕРА SEVIRI И
ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ 115
4.1 Оценка перепада температуры $dT$ в скин-слое. Зависимость $dT$ от различных
гидрометеорологических факторов 115
4.1.1 Перепада температуры <i>dT</i> в скин-слое
4.1.2 Сезонная и суточная изменчивость характеристик скин-слоя 118
4.1.3 Зависимость <i>dT</i> от различных потоков тепла
4.2 Оценка условий применимости теории скин-слоя Саундерса для района
Черного моря на основе данных сканера SEVIRI и термопрофилирующих
дрейфующих буев
Выводы к Разделу 4 136
РАЗДЕЛ 5 СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ НА
РАЗЛИЧНЫХ ГОРИЗОНТАХ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРАТИФИКАЦИЕЙ ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

5.1 Описание результатов расчета полученных с использованием трехмерной
гидродинамической модели NEMO 138
5.2 Сравнительный анализ данных дистанционного зондирования и результатов
расчета модели NEMO
5.3 Вертикальное распределение суточных колебаний температуры. Спектральный
моря
5.4 Особенности вертикального распределения температуры верхнего слоя вод
Черного моря во время событий значительного дневного прогрева 153
5.5 Особенности пространственного распределения спектральной энергии
суточных колебаний159
5.6 Влияние суточного хода температуры на стратификацию вод Черного моря в
различные сезоны года по результатам расчета NEMO162
5.6.1 Оценка суточного хода толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) по
значениям потенциальной плотности в различные сезоны года 162
5.6.2 Оценка суточного хода стратификации вод в различные сезоны года по
частоте Брента – Вяйсяля ( <i>N</i> )165
5.7 Влияние суточного хода температуры на прогрев глубинных слоев вод и
толщину ВКС по результатам расчета с использованием одномерной
гидродинамической модели РОМ168
Выводы к Разделу 5 173
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 176
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ 179
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

#### введение

Актуальность темы исследования. Мониторинг и исследование особенностей суточных колебаний температуры вод поверхностного слоя и температуры поверхностного слоя моря/океана (далее ТПМ/ТПО) является одной из наиболее актуальных задач современной океанологии, поскольку именно эти высокочастотные колебания вносят существенный вклад в турбулентный обмен теплом и импульсом между океаном и атмосферой, оказывают воздействие на формирование ветров [Stuart-Menteth et al., 2003; Marullo et al, 2016]. Изменения стратификации вод, связанные с суточными колебаниями потоков тепла, влияют на физические и биогеохимические процессы в верхних слоях моря (океана) [Stuart-Menteth et al., 2003; Рубакина и др., 2019].

ТПМ является важнейшей характеристикой состояния всего Мирового океана, и Черного моря в частности, т.к. она влияет на климат и функционирование экосистемы планеты, модулирует газообмен [Karagali et al., 2014] и оказывает существенное воздействие на процессы в атмосфере. Повышение ТПМ может привести к более частому возникновению тропических циклонов, ураганов и тайфунов, их усилению и в результате – увеличению причиняемого ими ущерба [Meredith et al., 2015]. Суточный ход ТПМ может оказывать влияние на бризовые ветры [Ефимов и др., 2009; Efimov et al., 2016]. Этот параметр непосредственно используется в расчетах турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой [Marullo et al., 2016; Рубакина и др., 2018b]. Отдельный интерес представляет суточный ход температуры для моделирования системы «океан-атмосфера», долгосрочных климатических трендов температуры и различных процессов в океане, а также для систем прогноза.

Детальное исследование суточного хода температуры представлено в ограниченном количестве отечественных работ [Колесников и др., 1955; Завьялов, 1992b; Завьялов и др., 1991, 1992; Мысленков и др., 2017; Дубравин и др., 2018, 2019]. Для Черного моря таких работ еще меньше. Это связано, прежде всего, с отсутствием достаточного количества данных с приемлемым для исследования

временным разрешением. В работе [Завьялов, 1992а] для исследования суточных колебаний использовались, данные о суточном ходе температуры вод Черного моря, собранные НИС «Московский Университет» в ходе экспедиций в 1985 – 1986 гг. В работе [Большаков, 2011] рассмотрен суточный ход температуры у побережья Одессы.Новые возможности для исследования суточного хода температуры открылись с появлением данных с высоким временным разрешением. Во-первых, это данные приборов на геостационарной орбите. Одним из таких приборов является радиометр SEVIRI (Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager), который установлен на геостационарных метеоспутниках Meteosat второго поколения (MSG). Данный радиометр позволяет получать изображения поверхности Земли с высоким временным разрешением (до 15 минут). Во-вторых, это контактные данные термодрифтеров с временным разрешением до 30 минут. Потенциальные возможности использования этих данных в Черном море представлены лишь в одной работе [Акимов и др., 2014]. Современное численное моделирование с высоким разрешением (как пространственным, так и временным) позволяет проанализировать особенности суточного хода температуры на различных горизонтах, а также его взаимосвязь со стратификацией, прогревом глубинных слоев и т.д.

Цель работы исследование суточных колебаний термических характеристик верхнего слоя Черного моря под влиянием различных гидрометеорологических факторов на основе комплексного анализа данных сканера SEVIRI, термопрофилирующих дрейфующих буев, поля ветра и данных моделирования.

#### Задачи исследования.

1. Исследовать суточный ход температуры поверхностного слоя вод Черного моря (пространственные и сезонные особенности) и определить изменчивость его амплитуды на основе данных с высоким временным разрешением сканера SEVIRI, термопрофилирующих дрейфующих буев и результатов численного моделирования.

2. Исследовать зависимость амплитуды суточного хода температуры от поля ветра, потоков тепла, температуры воздуха и вертикальной компоненты скорости течений, а также ее сезонную изменчивость.

3. Оценить перепад температуры в скин-слое на основе данных SEVIRI и термодрифтеров и исследовать его сезонную и суточную изменчивость, а также зависимость от ветра, величин полного и скрытого потока тепла, относительной влажность, температура воздуха. Оценить условия существования выраженного скин-слоя, а также рассмотреть условия применимости модели скин-слоя Саундерса для района Черного моря.

4. Исследовать вертикальное распределение характеристик суточных колебаний температуры по данным численного моделирования, и контактных измерений термодрифтеров. Рассмотреть особенности вертикального распределения этих характеристик в зависимости от определяющих гидрометеорологических факторов.

5. Исследовать влияние суточного хода температуры на вертикальную термическую структуру вод и толщину ВКС.

Объект исследования – поверхностный слой вод Черного моря.

**Предмет исследования** – термические характеристики поверхностного слоя вод Черного моря.

Метод исследования. В работе использовались дистанционные методы исследования – ИК-измерения сканера SEVIRI; контактные методы – данные термопрофилирующих дрейфующих буев; методы численного моделирования – (модели NEMO, POM). Для обработки данных привлекался математический пакет MATLAB.

#### Научная новизна исследования.

1. Получено, что наибольшая изменчивость суточного хода температуры в поверхностном слое Черного моря имеет место в весенне-летний период в утренние и вечерние часы. В холодный период года температура на поверхности меньше, чем в ниже лежащих слоях.

2. Наибольшие амплитуды суточного хода температуры приходятся на весенне-летний период. В среднем, максимальные величины температуры и амплитуды суточного хода имеют место в юго-восточной части черноморского бассейна, где находится зона ветровой тени. Определено, что события экстремального дневного прогрева с амплитудами суточного хода температуры 5–7°С формируются в условиях малой облачности при скоростях ветра до 5 м/с. Определена зависимость амплитуды суточного хода температуры от скорости ветра, потоков тепла, температуры воздуха, исследовано ее распределение в различные месяцы года для различных интервалов скоростей ветра.

3. Найдено частное аналитическое решение для нелинейной системы уравнений модели Крауса-Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия.

4. Впервые установлены количественные зависимости величины перепада температуры в скин-слое от различных гидрометеорологических факторов для района Черного моря, исследована суточная изменчивость перепада температуры в скин-слое. Определены условия существования выраженного скин-слоя, а также условия, в которых применима теория скин-слоя Саундерса для Черного моря.

5. Установлены сезонные и пространственные особенности суточных колебаний температуры на различных горизонтах, глубина проникновения суточных колебаний, их интенсивность, связь с вертикальной компонентой скорости течений.

6. Впервые на основе численного моделирования определена взаимосвязь суточного хода температуры с прогревом нижележащих слоев в весенний период, стратификацией и толщиной ВКС.

#### Теоретическая и практическая значимость результатов работы.

Выполненный в работе сравнительный анализ данных, полученных прибором на геостационарной орбите SEVIRI, с контактными измерениями и результатами численного моделирования демонстрирует перспективные возможности использования данных этого сканера для исследования различных короткопериодных процессов и явлений в Черном море.

Определены событий условия возникновения значительного И экстремального дневного прогрева, а также закономерности формирования зон В работе интенсивного дневного прогрева. представлены результаты статистического анализа событий дневного прогрева на основе большого массива данных дистанционного зондирования и контактных измерений.

Проведенное в работе исследование зависимости перепада температуры в скин-слое Черного моря от различных гидрометеорологических факторов и полученные численные зависимости могут быть использованы для коррекции данных дистанционного зондирования и применяться в численных моделях. Определены условия применимости модели скин-слоя Саундерса в Черном море.

#### Положения, выносимые на защиту.

1. Особенности сезонного и пространственного распределения суточного хода температуры вод Черного моря. Для событий экстремального прогрева амплитуды суточного хода температуры достигают 5–7°С. Воспроизведение этих событий на основе результатов численного моделирования продемонстрировало необходимость коррекций параметров поглощения ИК-излучения и усовершенствование параметризации турбулентности у поверхности моря.

2. Взаимосвязь амплитуды суточного хода температуры с полем ветра, потоками тепла, температурой воздуха и вертикальной компонентой скорости течений в широком диапазоне изменчивости этих параметров

3. Нижняя граница, до которой обнаруживаются суточные колебания температуры, зависит от положения скачка плотности, который влияет на пространственные особенности проникновения суточных колебаний. В теплый период года суточные колебания не проникают ниже 8–10 м, а в холодный период они могут проникать в слои до 50 м в зонах даунвеллинга.

4. Суточные колебания стратификации вод оказывают значимое влияние на термическую структуру Черного моря в слое 0–50 м. Действие ветрового перемешивания в период ночной конвекции и ослабления стратификации приводит усиливает проникновение потоков тепла в нижние слои.

5. Количественные зависимости термических характеристик скин-слоя от поля ветра и потоков тепла в широком диапазоне их изменения, особенности его суточного и сезонного хода. Теория скин-слоя Саундерса для Черного моря реализуется в узком диапазоне величин скорости ветра и полного потока тепла.

#### Степень достоверности результатов проведенных исследований.

Достоверность научных результатов подтверждается проведенной многосторонней валидацией используемых данных контактных и спутниковых измерений, a также результатов численного моделирования. Выполнен анализ данных сканера SEVIRI и контактных измерений сравнительный термодрифтеров, проведено сопоставление результатов расчета с использованием модели NEMO и данных сканера SEVIRI. Сравнительный анализ и валидация показали хорошее согласование сопоставляемых данных. Полученные результаты исследований согласуются результатами В других также С регионах, опубликованными в литературе.

В работе использовались статистически значимые ряды данных –массивы спутниковых и контактных измерений за многолетний период (данные сканера SEVIRI с 2005 по 2016 гг., результаты измерений термодрифтеров за 2005–2007, 2009, 2013–2014 гг.). Численные эксперименты проводились с использованием одномерной гидродинамической модели РОМ, валидация и широкая апробация которой выполнена в большом числе отечественных и зарубежных работ.

Основные результаты диссертации представлялись на семинарах отдела дистанционных методов исследования и отделения оперативной океанографии ФГБУН ФИЦ МГИ, а также на российских и международных конференциях, школах, представлены в публикациях ведущих рецензируемых отечественных журналах.

Апробация результатов работы. Основные результаты работы докладывались на семинарах отдела дистанционных методов исследований, отделения оперативной океанографии ФГБУН ФИЦ МГИ, а также на следующих всероссийских и международных конференциях:

1. Девятая международная Школа-семинар: «Спутниковые методы и системы исследования Земли», г. Таруса, 12–16 апреля 2018 г.

2. Всероссийская научная конференция «Моря России: методы, средства и результаты исследований», г. Севастополь – пгт. Кацивели, 24–28 сентября 2018 г.

3. Шестнадцатая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, ИКИ РАН, 12–16 ноября 2018 г.

4. IV Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2019), г. Севастополь, 22–26 апреля 2019 г.

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

6. Семнадцатая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 11–15 ноября 2019 г., г. Москва.

7. V Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2020), г. Калининград, 18–22 мая 2020 г.

Всероссийская научная конференция «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон» (XXVIII Береговая конференция), г. Севастополь, 21–25 сентября 2020 г.

9. Восемнадцатая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, 16–20 ноября 2020 г.

10. VI Всероссийская научная конференция молодых ученых КИМО-2021, г. Москва, 18–24 апреля 2021 г.

11. Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН», г. Севастополь., 21–24 сентября 2021 г.

12. Девятнадцатая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, ИКИ РАН, 15–19 ноября 2021 г.

13. Всероссийская научная конференция «Моря России: вызовы отечественной науки», г. Севастополь, 26–30 сентября 2022 г.

14. 20-я Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, ИКИ РАН, 14– 18 ноября 2022 г.

Цикл работ «Суточные колебания температуры верхнего слоя Черного моря и их вклад в изменчивость вертикальной термической структуры вод», которые являются частью настоящей диссертационной работы, в 2022 г. отмечен премией для молодого ученого имени В.В. Шулейкина, учрежденной в Морском гидрофизическом институте РАН.

#### Публикации.

Результаты работы опубликованы в соавторстве в 20 научных работах, из них: 4 публикации в рецензируемых журналах, удовлетворяют требованиям ВАК при Минобрнауки России, включены в международные наукометрические базы данных «SCOPUS» и «Web of Science» [Rubakina, et al., 2019, Рубакина и др., 2019; Rubakina, et al., 2021; Rubakina, et al., 2022].

- 16 тезисов докладов на научных конференциях, входящих в базу данных РИНЦ [Рубакина и др., 2018a; Рубакина и др., 2018b; Рубакина и др., 2018c; Рубакина и др., 2019a; Рубакина и др., 2019b; Рубакина и др., 2019c; Рубакина и др., 2020a; Рубакина и др., 2020b; Рубакина и др., 2020c; Рубакина и др., 2021a; Рубакина и др., 2021b; Рубакина и др., 2021c; Пантелеева и др., 2021; Рубакина и др., 2022a; Рубакина и др., 2022b; Рубакина и др., 2022c].

#### Статьи в рецензируемых журналах

1. Rubakina V.A. Seasonal Variability of the Diurnal Cycle of the Black Sea Surface Temperature from the SEVIRI Satellite Measurements / V.A. Rubakina, А.А. Kubryakov, S.V. Stanichny // Physical Oceanography, [e-journal]. – 2019. – V. 26,
№ 2. – Р. 157–169. doi: 10.22449/1573-160X-2019-2-157-169. (Рубакина В.А. Сезонная изменчивость суточного хода температуры поверхностного слоя Черного моря по данным сканера SEVIRI / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35. – № 2. – С. 171–184. – doi: 10.22449/0233-7584-2019-2-171-184).

2. Рубакина В.А. Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16, № 5. – С. 268–281. – doi: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281.

3. **Rubakina V.A.** Seasonal and Diurnal Variability of the Thermal Skin Layer Characteristics Based on a Comparison of Satellite Measurements by SEVIRI and Data from Temperature-Profiling Drifters / V.A. Rubakina, A.A. Kubryakov, S.V Stanichny // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. – 2021. – V. 57, № 9. – Р. 950–961. – doi: 10.1134/S0001433821090607. (Рубакина В.А. Сезонная и суточная изменчивость характеристик термического скин-слоя на основе сопоставления спутниковых измерений SEVIRI и данных термопрофилирующих буев / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Исследования Земли из космоса. – 2021. - № 3. - C. 30-44. - doi: 10.31857/S020596142102007X).

4. Rubakina V.A. Properties of the Vertical Distribution of Diurnal Temperature Variations in Different Seasons in the Black Sea Based on the NEMO Model Data / V.A. Rubakina, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.I. Mizyik // Izvestiya. Atmospheric Oceanic Physics. – 2022. – V. 58, № 1. – P. 54–67. – doi: and 10.1134/S000143382201011X. (Рубакина В.А. Особенности вертикального распределения суточного хода температуры в различные сезоны в Черном море на основе данных модели NEMO / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и А.И. Мизюк // океана. – 2022. – № 1. – С. 63–78. – doi: 10.31857/S0002351522010114).

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

- 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» (шифр «Оперативная океанология»), 0827-2019-0002, исполнитель;

- тема «Разработка перспективных методов, программно-информационных и технических средств исследований гидрофизических, биогеохимических, оптических характеристик морской среды, в том числе методами дистанционного зондирования» (Шифр «Перспективные методы»), 0555-2019-0001, исполнитель;

- проект РФФИ «Комплексные исследования изменчивости температуры приповерхностного слоя Черного моря в ходе суточного цикла», №19-35-90084 (2019 – 2022 гг.), исполнитель.

- тема «Разработка перспективных методов, программно-информационных и технических средств исследований гидрофизических, биогеохимических, оптических характеристик морской среды, в том числе методами дистанционного зондирования» (Шифр: «Перспективные методы»), 0555-2021-0006 (FNNN-2021-0006), исполнитель.

- 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» (шифр «Оперативная океанология»), FNNN-2021-0003, исполнитель.

Личный вклад автора. Соискателем совместно с научным руководителем определена актуальность темы исследования, поставлена цель и сформулированы основные задачи. Соискателем лично выполнен аналитический обзор имеющихся

литературных данных о современных подходах к изучению суточного хода температуры поверхностного слоя вод.

Автор участвовал в планировании и выборе методов исследований, разработке программ обработки данных, подготовке текстов статей и полной обработке всех представленных в работе данных: спутниковых и контактных измерений, данных реанализов и результатов численного моделирования. Автор принимал участие в постановке и проведении численных экспериментов, а также в интерпретации полученных результатов.

Автором лично выполнен сравнительный анализ данных дистанционного зондирования и измерений термодрифтеров, а также валидация результатов расчета с использованием модели NEMO по спутниковым данным. Лично соискателем проведено исследование пространственных и сезонных особенностей суточного хода температуры, рассмотрена связь его амплитуды с различными гидрометеорологическими факторами, исследовано статистическое распределение событий дневного прогрева, выполнены расчеты с использованием модели РОМ.

Обобщение, анализ и интерпретация полученных результатов выполнены автором совместно с научным руководителем.

**Благодарности.** Автор диссертации выражает искреннюю благодарность к. ф.-м. н., Кубрякову А.А и к. ф.-м. н. Станичному С.В. за помощь в выборе тематики для исследования, курирование работы, внимание к исследованию, руководство и поддержку на всех этапах выполнения работы. Соискатель признательна д. ф.-м. н. Чухареву А.М. и д. г. н. Белокопытову В.Н. за поддержку работы, конструктивные замечания и помощь в подготовке диссертации.

Структура и содержание работы. Работа состоит из Введения, пяти Разделов, Заключения, Списка сокращений и условных обозначений, Списка использованных источников. Объем работы составляет 201 страницу. Текст исследования иллюстрирован 62 Рисунками и 3 Таблицами. Библиографический список включает в себя 161 наименование, в том числе 103 на английском языке.

## РАЗДЕЛ 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОД

## 1.1 Исследование суточного хода температуры поверхностного слоя океанов и морей

Одной из наиболее важных характеристик состояния как всего Мирового океана, так и Черного моря, является температура поверхностного слоя океана/ моря (далее ТПО/ТПМ), которая влияет на климат и функционирование экосистемы планеты [Rubakina et. al., 2021].

В частности, повышение температуры поверхностного слоя моря может привести к более частому возникновению тропических циклонов, ураганов и тайфунов, к их усилению и, соответственно, к увеличению причиняемого ими ущерба и масштабов возникающих наводнений, усугубляемых повышением уровня моря. Перепад ТПМ может являться причиной отклонений в данных о поле ветра, полученных с помощью скаттерометров. С увеличением ТПМ увеличивается отток  $CO_2$  из океана [Karagali et al., 2014]. Величина ТПМ непосредственно используется в расчетах турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой [Marullo et al., 2016; Rubakina et. al, 2021].

Суточный ход ТПМ определяется совместным действием трех факторов: солнечной радиацией, турбулентным перемешиванием и интенсивностью теплообмена между океаном и атмосферой. В течение дня в условиях чистого неба и слабого ветра температура поверхностных вод повышается за счет поглощения поступающего коротковолнового солнечного излучения, вследствие чего может возникать значительный температурный перепад в верхнем слое вод. В ночное время конвективное перемешивание разрушает суточный термоклин [Булгаков, 1975; Castro et al., 2014]. Из-за испарения, способствующего охлаждению, и недостатка солнечного излучения теплый слой остывает. Его охлаждение происходит до восхода Солнца. Далее в ходе суточного хода солнечного излучения при сохранении тех же условий может сформироваться новый теплый слой над перемешанным слоем, ранее образовавшимся из-за ночной конвекции.

Так как поглощение солнечного тепла наиболее интенсивно на поверхности, максимальное увеличение температуры наблюдается в границах тонкого приповерхностного слоя (на глубине 0,5–1 м). Однако ветровое перемешивание может распространять поглощенное тепло ниже, в толщу вод. Таким образом, слой прогрева может расширяться в глубину до 10–20 м [Булгаков, 1975; Castro et al., 2014; Рубакина и др., 2018b].

Величина амплитуды суточного хода ТПМ (суточные колебания, т. е. разница между максимальными и минимальными значениями температуры воды на поверхности) зависит от облачного покрова, обусловливающего количество поглощенного солнечного тепла, а также от ветрового (турбулентного) перемешивания [Рубакина и др., 2018b].

В среднем амплитуда суточного хода температуры не превышает 0,2–0,3°С, а в высоких широтах 0,1°С, т. е. температура воды остается почти постоянной. Наибольшие средние суточные колебания наблюдаются в тропиках, где в тихую погоду они достигают 1°С. При незначительной облачности и достаточно слабом ветре в отдельных областях при наблюдениях *in situ* был зафиксирован перепад ТПМ на 5°С на глубине от 0,3 [Castro et al., 2014] до 7 м [Gentemann et al., 2008а]. Летом из-за интенсивной солнечной радиации и слабого ветра суточные колебания температуры больше, чем в зимние месяцы [Давыдов и др., 1973; Рубакина и др., 2018b].

Суточные колебания температуры отмечаются до глубины 25–30 м. В некоторых районах при наличии поверхностного однородного слоя они могут распространяться и на большие глубины (до 50 м). Годовые колебания могут прослеживаться до глубины 300–400 м. Межгодовая изменчивость температуры вод зависит от изменений составляющих теплового баланса, которые в значительной степени определяются многолетними климатическими колебаниями, связанными с изменениями солнечной активности и другими геофизическими явлениями [Давыдов и др., 1973].

Информация о ТПМ, учитывая важность этого параметра, крайне необходима для анализа и дальнейшего использования, в частности в системах долгосрочных прогнозов и численном моделировании. Поэтому был разработан ряд методов ее определения в Мировом океане.

Контактные данные о ТПМ собираются уже длительное время – более ста лет. На начальных этапах их получали с судов. Сейчас контактный мониторинг ТПМ ведется с помощью стационарных и подвижных буев (дрифтеров). Буи имеют разнообразную конструкцию и оснащены множеством сенсоров, регистрирующих различные характеристики воды [Prytherch et al., 2013].

В работе [Kudryavtsev et. al., 1990] представлены результаты исследования влияния дневного солнечного прогрева на структуру поверхностного слоя вод в Экваториальной Атлантике в ходе 35-го рейса НИС «Академик Вернадский» с помощью свободно поднимающегося профилографа и дрифтеров.

В Черном море также ведутся наблюдения за ТПМ. В частности, проводились дрифтерные эксперименты с последующим созданием базы данных дрифтерного мониторинга Черного моря за 2001–2006 гг. [Ратнер и др., 2009]. Кроме того, в этой работе предложены методы фильтрации первичных дрифтерных данных, также была повышена достоверность восстановления траекторий дрейфующих буев. Проведённая систематизация дрифтерных данных и увеличение их достоверности дали возможность существенно повысить качество и оперативность результатов модельных расчетов циркуляции вод Черного моря.

Однако детальным исследованиям суточных колебаний температуры посвящено ограниченное количество отечественных работ [Колесников, Пивоваров, 1955; Завьялов, 1992а, 1992b; Завьялов и др., 1991, 1992; Мысленков и др., 2017; Дубравин и др., 2018, 2019].

В работе [Завьялов, 1992а] рассмотрен суточный цикл температуры поверхностных слоев вод, находящихся в тепловом и механическом взаимодействии с атмосферой. Исследовались различные районы Мирового океана – экваториальная часть Индийского и Тихого океанов, и Черное море. Количественно рассмотрено влияние облачности на суточный ход температуры в

верхнем слое океана. Теоретически выведена формула, выражающая эту зависимость, аналогичная эмпирической формуле, представленной в работе [Lukas, 1991].

Для получения полной картины о характере изменения ТПМ одних лишь контактных данных недостаточно. Кроме того, данные, полученные с буев, могут иметь пробелы, заполнить которые можно комбинированием нескольких методов исследования, в частности, используя дистанционное зондирование.

Первые оценки ТПМ по данным, полученным дистанционными методами, были выполнены в 70-х годах XX века в работах [Anding et al., 1970] и [Prabhakara et al., 1974]. Точность измерения ТПМ на сегодняшний день возросла от нескольких градусов до нескольких десятых градуса по сравнению с работами 70-х годов.

Новые данные о высокочастотной изменчивости температуры стали доступны благодаря появлению ИК-радиометров на геостационарной орбите. Одним из лучших таких приборов для определения ТПМ является сканер Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (далее SEVIRI), установленный на геостационарных метеорологических спутниках Meteosat Second Generation (MSG) [Marullo et al., 2016].

Сканер SEVIRI позволяет получать данные о поле температуры с дискретностью 15 минут с пространственным разрешением от 4 до 6 км. Такие параметры прибора позволяют эффективно использовать его данные для изучения циклического процесса дневного прогрева [Gentemann et al., 2008a; Marullo et al., 2010; Merchant et al., 2008; Filipiak et al., 2012].

Почасовое поле данных о ТПМ, получаемое с SEVIRI, дает уникальную возможность для извлечения ряда характеристик и количественной оценки суточного хода ТПМ. В работе [Karagali et al., 2014] проводился анализ ТПМ по данным сканера SEVIRI за шесть лет для Атлантического океана и ряда европейских морей. Работа [Marullo et al., 2016] посвящена оценке ТПМ для Средиземного моря. В ряде работ проводится сравнение данных о ТПМ с SEVIRI с данными, полученными с других приборов или другими метолами. Например, в

работе [Castro et al., 2014] проводится сравнительный анализ данных с SEVIRI с данными, получаемыми с дрифтеров Argo. Получено хорошее согласование оценок суточного хода температуры по данным Argo и SEVIRI. Различия между соответствующими полученными оценками суточного прогрева имеют малую погрешность и стандартные отклонения <0,25°C. Однако потенциальная возможность применения сканера SEVIRI для анализа суточного хода TIIM в Черном море использована лишь в одной работе [Акимов и др., 2014].

Работа [Акимов и др., 2014] посвящена разработке методики уменьшения средней ошибки восстановления полей ТПМ на основе данных спутникового сенсора SEVIRI для Черноморского региона. В ней проводилось сравнение данных, полученных сенсором SEVIRI, и измерений *in situ* свободно дрейфующими буями (дрифтерами). Также была оценена возможность уменьшения «шума» спутниковых снимков путем применения специальных алгоритмов обработки изображений. Тем не менее, оценок сезонной и пространственной изменчивости характеристик сезонного хода в работе [Акимов и др., 2014] выполнено не было.

В работе [Rubakina et al., 2019], которая является частью данного исследования, проанализирована сезонная изменчивость среднего суточного хода ТПМ за 2015 г. по данным SEVIRI. Рассмотрены события значительного дневного прогрева, исследованы особенности пространственного распределения ТПМ и амплитуды суточного хода, и их связь с полем ветра. Подробно результаты работы [Rubakina et al., 2019] будут представлены ниже (в Разделе 2 настоящей работы).

Одной из важных задач при изучении суточного хода температуры является исследование особенностей распределения суточных колебаний температуры на различных горизонтах, и связанных с ними изменений стратификации. Изменчивость стратификации, в свою очередь, может влиять на характеристики морских экосистем и стать одной из причин спорадических зимних цветений фитопланктона в Черном море, возникающих в короткие периоды устойчивой стратификации, связанных с дневным прогревом [Mikaelyan et al., 2017; Рубакина и др., 2019].

На сегодняшний день исследование океана с помощью термопрофилирующих дрейфующих буев (термодрифтеров), ориентированных главным образом на исследование термической структуры верхнего слоя глубоководной части моря, является важной частью современной системы оперативных наблюдений за Мировым океаном.

В работе [Толстошеев и др., 2014] проведено исследование результатов применения термодрифтеров, дана информация о принципе работы устройства и особенности их применения, представлены данные о дрифтерных экспериментах в Черном море и других регионах Мирового океана, рассмотрены методы обработки данных мониторинга. Возможности применения данных этих буев для исследования короткопериодной изменчивости температуры верхнего слоя Черного моря (0–80 м) по долговременным измерениям описаны в работе [Толстошеев и др., 2011; Рубакина и др., 2019].

# 1.2 Сопоставление спутниковых и контактных данных. Исследование термического скин-слоя и его влияния на спутниковые измерения

С появлением современных средств дистанционного зондирования различных параметров Мирового океана возникла крайне важная задача сопоставления данных дистанционного зондирования Земли (далее ДЗЗ) с контактными измерениями. Спутниковые методы исследования имеют ряд неоспоримых преимуществ, однако без контактных измерений корректная интерпретация спутниковых данных крайне затруднена, а порой невозможна. Только благодаря наличию контактных данных возможно внесение различных корректировок и поправочных коэффициентов (атмосферная коррекция и т.д.) для правильной трактовки спутниковых данных. Кроме того, контактные измерения позволяют получить информацию не только на поверхности, но и вертикальное распределение различных параметров вод (температура, соленость, концентрация различных веществ и т.д.), что недоступно при мониторинге исключительно дистанционными методами [Rubakina et .al., 2021].

Методики восстановления температуры приповерхностного слоя океана по данным ДЗЗ в ИК-диапазоне ориентированы, в первую очередь, на компенсацию влияния атмосферы – основного искажающего фактора. Кроме этого отличие величины коэффициента излучения водной поверхности от единицы и, как следствие, отличие радиационной температуры поверхности от термодинамической температуры также могут влиять на ошибки ИК-измерений, особенно в зоне солнечного блика [Лебедев и др., 1994; Rubakina et .al., 2021].

Вопрос сопоставления данных Д33 с контактными данными для акватории Черного моря является одним из наиболее актуальных. Так, в работе [Плотников и др., 2007] выполнено сопоставление данных о ТПМ Черного моря по данным радиометра AVHRR, ИЗС NOAA, с измерениями SVP-термодрифтеров. Анализ полученных данных показал отличия в статистических характеристиках распределения отклонения между спутниковыми и контактными значениями температуры, полученными по данным 2005 и 2006 годов [Rubakina et .al., 2021]. Также была отмечена зависимость величин возникающих ошибок от сезона, в котором производились измерения. Предложенная в этой работе процедура фильтрации аномальных измерений дала возможность ускорить и повысить достоверность их выделения из анализируемых массивов данных.

В работе [Ратнер и др., 2004] представлена оценка точности восстановления ТПМ Черного моря по данным аппаратуры AVHRR-3 ИСЗ NOAA с использованием данных SVP-дрифтеров, полученных в ходе дрифтерного эксперимента в 2003 г.

Использование ежечасных спутниковых и контактных измерений температуры позволяет получить гораздо больший объем данных об изменчивости термических характеристик верхнего слоя, в частности, перепада температуры в скин-слое и ее суточной изменчивости. Впервые сопоставление данных SEVIRI с данными термодрифтеров для района Черного моря было выполнено в работе [Акимов и др., 2014; Rubakina et .al., 2021].

Одной из наиболее важных причин, из-за которой имеет место отличие радиационной температуры морской поверхности от температуры верхнего слоя вод, определяемым in situ, является наличие скин-слоя с выраженным перепадом температуры, который образуется из-за энергообмнена океана с атмосферой [Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967]. О холодном скин-слое на границе воздухморе известно уже несколько десятилетий благодаря тщательным наблюдениям in situ [Woodcock et al., 1947; Katsaros et al., 1977; Mammen et al., 1990; Ward et al., 2004a; Ward et al., 2006] и радиометрическим измерениям, проведенным в широком диапазоне условий [Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967; McAlister al., 1969; Hepplewhite et al., 1989; Schluessel et al., 1990; Jessup et al., 1997; Minnett et al., 2001; Minnett et al., 2003]). Неправильный учет наличия скин-слоя («холодной пленки») может приводить, например, к значительным погрешностям в глобальных оценках потоков  $CO_2$  в океан из атмосферы [Ward et al., 2004b]. Вопросам исследования перепада температуры в скин-слое и восстановления ТПМ Черного моря по спутниковым и контактным данным посвящена также работа [Лебедев и др., 1994], которой представлена методика ИК-радиометрического определения В температуры излучающего слоя океана, и на ее основе определен перепад температуры в скин-слое с борта движущегося судна. Полученная величина перепада температуры в скин-слое находится в интервале 0,07–0,84°С и в среднем составляет 0,33°С. Определено также, что наибольшую связь эта величина имела со скоростью приводного ветра [Rubakina et. al., 2021].

Скин-слой обычно на 0,1–0,5°С холоднее, чем ближайшие подповерхностные воды, хотя наблюдается значительная вариабельность разницы температур в скинслое и ТПМ [Donlon et al., 1999]. Эта разница температур возникает из-за вертикального потока тепла через температурный миллиметровый пограничный слой на поверхности океана; полный поверхностный поток тепла практически всегда направлен из океана в атмосферу, что приводит к образованию холодной пленки – скин-слоя в океане [Rubakina et. al., 2021]. Полный поток тепла через морскую поверхность является суммой инфракрасного излучения, потоков явного и скрытого тепла, а также в дневное время небольшого вклада поступающего солнечного излучения, поглощенного в скин-слое. Передача тепла через пограничный слой происходит преимущественно посредством молекулярной теплопроводности, поскольку турбулентный перенос подавляется разностью плотностей на границе океана и воздуха. Величина скин-эффекта увеличивается вместе с полным потоком тепла с поверхности и толщиной проводящего слоя [Saunders, 1967; Murray et. al., 2000]. Увеличение скорости ветра приводит к двум различным эффектам: с одной стороны, возрастающая скорость ветра интенсифицирует общий тепловой поток с поверхности, что приводит к усилению скин-эффекта, с другой стороны, слой, проводящий тепло, становится тоньше, что приводит, в свою очередь, к ослаблению скин-эффекта. Как правило, величина скин-эффекта будет увеличиваться с увеличением суммарного потока тепла с поверхности (Q), при заданной скорости ветра (u), и уменьшается с увеличением скорости ветра при заданном потоке тепла. Например, [Saunders, 1967] и [Hasse et. al., 1971] представили приблизительное соотношение в следующем виде:  $\Delta T \sim Q/u$ , тогда как [Wick et al., 1996; Murray et. al., 2000] предложил зависимость  $\Delta T \sim Q/u^{0,25}$ (оба соотношения подходят в условиях вынужденной конвекции, когда *u*>2 м/с). Модель Саундерса лучше воспроизводит наблюдаемую изменчивость скинэффекта при скоростях ветра в диапазоне 3-7 м/с [Saunders, 1967]. Современные измерения демонстрируют наличие зависимости от ветра величины разности температуры в скин-слое ночью. Эта величина имеет ненулевые значения и при более высоких скоростях ветра [Minnett et al., 1998; Donlon et al., 2002; Minnett et al., 2003].

При исследовании скин-слоя и скин-эффекта чаще всего рассматривается разница температуры непосредственно самого скин-слоя и ТПМ (далее  $\Delta T$ ).  $\Delta T$  получают с использованием как исключительно контактных методов (измерения температур с борта корабля, а также с заякоренных и дрейфующих буев), так и с применением комплексных данных дистанционного зондирования и контактных измерений. Также для прогнозирования величины  $\Delta T$  в зависимости от различных условий используют моделирование.

В статье [Minnett et al., 2011] представлены измерения разности температур в скин-слое и толще вод, полученные в рейсе «Tangaroa» в эксперименте SAGE (SOLAS/SAGE: surface ocean lower atmosphere studies air-sea gas exchange experiment) в водах в районе Плато Кэмпбелл Южного острова Новой Зеландии. Отдельные измерения проводились в условиях при более высоких скоростях ветра, чем в предыдущих работах. Для измерения поверхностной температуры на горизонте 5 см использовались поверхностные плавающие буи (surface following float), температура измерялась в дневное время, что позволило подтвердить, что температурный скин-эффект, который описан ранее с использованием ночных измерений, является действительно отображением разности температуры в скинслое в дневное время даже в условиях, благоприятных для формирования суточного термоклина и теплого поверхностного слоя [Gentemann et al., 2008b]. В частности, получено, что разница температур, измеряемая в дневные часы, сопоставима с разницей температур, измеряемой в ночные часы, как описано в опубликованной литературе; зависимость для разности температур от скорости ветра, измеряемой в дневные часы, не отличается от зависимости для разности температур, измеряемой в ночные часы при высоких скоростях ветра.

В работе [Murray et al., 2000] температура скин-слоя по данным Along Track Scanning Radiometer (ATSR) сравнивается с соответствующей объемной температурой по данным заякоренных буев TAO (the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) moored buoy array) в экваториальной части Тихого океана на горизонте 1 м. Температурная стратификация приповерхностного слоя океана развивается в условиях высокой инсоляции и при низких скоростях ветра [Rubakina et. al., 2021]. Этот суточный термоклин может быть значительным, а поверхностная температура на несколько Кельвинов выше, чем на горизонте 1 м в спокойные солнечные дни [Fairall et al., 1996; Murray et. al., 2000]. После заката любой дневной термоклин разрушается конвективным перемешиванием, и для ночных наблюдений с Along Track Scanning Radiometer (ATSR) в местное солнечное время в 22.30 верхний метр океана хорошо перемешан, и измеряемая разность температуры в скин-слое и TПМ обусловлена исключительно влиянием скин-эффекта. За четырехлетний период (август 1991 г. – август 1995 г.) были доступны почти 6000 соответствующих измерений температуры в скин-слое и ТПМ. Ночью среднее значение  $\Delta T$  составляет –0,20±0,46°С, в дневные часы  $\Delta T$  составляет +0,05±0,51°С. Определено, что  $\Delta T$  зависит как от суммарного потока тепла, так и от локальных скоростей ветра, что прогнозировалось моделью Саундерса, 1967 [Saunders, 1967].

В Разделе 2 настоящей работы осуществлен сравнительный анализ данных высокого временного разрешения сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев за более, чем десятилетний период измерений. На основе этих данных и современных реанализов в Разделе 4 проведено исследование суточного и сезонного хода перепада температуры в скин-слое и его зависимости от скорости ветра, потоков тепла, относительной влажности, температуры воздуха и разности температуры воздуха и температуры поверхностного слоя моря [Rubakina et. al., 2021].

## 1.3 Численное моделирование суточной изменчивости температуры

Отдельный интерес представляет суточный ход температуры для моделирования системы «океан-атмосфера», долгосрочных климатических трендов температуры и различных процессов в океане.

Моделирование является одним из наиболее широко используемых подходов к устранению «белых пятен» в данных между измерениями *in situ* и дистанционным зондированием и получению оценок суточного прогрева. В то же самое время для моделирования различных процессов необходимо учитывать наличие суточных колебаний температуры. Простые в вычислительном отношении модели, способные воспроизвести суточную изменчивость ТПО, имеют приложения для удаления суточных сигналов из спутниковых данных о ТПО в дневное время, а также для моделирования системы «океан-атмосфера» и климата, поскольку в большинстве океанических и атмосферных моделей используются ежедневные или даже еженедельные поля ТПО. Однако такие осреднения могут приводить к

ошибкам в расчётах поверхностных потоков [Webster et al., 1996; Zeng, Dickinson, 1998; Clayson, Bogdanoff, 2013; Marullo et al., 2016]. В работах [Bernie D. J. et al., 2007, 2008] также показана важность включения суточной изменчивости ТПО в модели атмосферы и океана.

Суточный ход температуры (суточный цикл) является одним из основных составляющих климатической системы [Yang, Slingo, 2001], он влияет на изменчивость температуры в долгосрочном масштабе. В работах [Bernie et al., 2005.] и [Shinoda, Hendon, 1998] было показано, как замена суточного цикла ТПО среднесуточные ТΠО влияет на масштабы значения изменчивости на внутрисезонных величин ТПО в совместных моделях океана и атмосферы. Суточная изменчивость также оказывает важное влияние на динамику перемешанного слоя, увеличивая интенсивность перемешивания через термоклин [McCreary et al., 2001; Shinoda, 2005; Rubakina et. al., 2022]. Кроме того, в работах [Katsaros, Soloviev, 2004] и [Katsaros et al., 2005] продемонстрировано, как горизонтальные неоднородности ТПО уменьшаются при учете суточной изменчивости. Кроме того, если модель не обладает достаточным разрешением для воспроизведения суточного цикла ΤΠΟ/ΤΠΜ, возникают проблемы при ассимиляции измерений ТПО/ТПМ, которые «искажены» суточным сигналом.

Первое подробное моделирование суточного цикла температуры было выполнено в работе [Price et al., 1986], в которой разработана интегральная модель перемешанного слоя, зависящая от возникновения сдвиговой неустойчивости в перемешанном слое. Эта модель также использована в [Shinoda, Hendon, 1998] и [Shinoda, 2005] для моделирования суточной изменчивости в западной экваториальной части Тихого океана.

Модели суточной изменчивости ТПО в целом можно разделить на три категории: простые параметризации, модели перемешанного слоя и турбулентные или диффузионные модели.

В параметризациях используется скорость ветра и нисходящее коротковолновое излучение для прогнозирования максимальной амплитуды суточного цикла. Параметризации вычислительно эффективны и просты в использовании, но, поскольку большинство из них было разработано с использованием данных наблюдений и некоторой формы регрессионного анализа [Webster et al., 1996; Gentemann et al., 2003; Clayson, Weitlich, 2007], они адаптированы к местным условиям.

Интегральные модели перемешанного слоя воспроизводят перемешанный слой и распределяют поверхностные потоки тепла и импульса по его глубине. Хотя эти модели более физически обоснованы, чем параметризации, они не включают некоторые динамические процессы, которые способствуют взаимодействию воздух-море, например, обрушение волн [Karagali et al., 2017].

Замкнутые турбулентные модели физически более реалистичны, но требуют больших вычислительных затрат. В работе [Kantha, Clayson, 1994] была разработана модифицированная модель перемешанного слоя, которая показала хорошие результаты в воспроизведении изменчивости ТПО. Общая модель турбулентности океана (GOTM) [Burchard, Petersen, 1999] успешно использовалась в работе [Hallsworth, 2005]. Модель, представленная в работе [Pimentel et al., 2008], также показала способность воспроизводить суточную изменчивость с очень высокой вычислительной эффективностью. Однако большинство выполненных исследований с использованием моделей турбулентности проводилось для небольшого количества регионов и часто только в одном месте.

В исследовании [Horrocks et al., 2003] интегральная модель перемешанного слоя [Kraus, Turner, 1967] сравнивалась с диффузионной моделью [Kantha, Clayson, 1994]. Было установлено, что модель Крауса-Тернера может предсказать формирование суточного термоклина, но не может точно определить его толщину. Диффузионный подход в работе [Kantha, Clayson, 1994] был более эффективным для воспроизведения вертикального перемешивания и, таким образом, для предсказания суточных амплитуд. В работе [Hallsworth, 2005] проведено сравнение объемной модели Прайса с моделью диффузионного типа, называемой общей моделью турбулентности океана (GOTM), а также было определено, что эта модель лучше работает при моделировании суточного цикла приповерхностных температур.

Одномерное моделирование перемешанного слоя океана широко используется при разработке параметризации турбулентности и потоков атмосфера-океан. Такие модели также подходят для моделирования суточной ΤΠΟ, большее изменчивости поскольку они могут иметь гораздо приповерхностное вертикальное разрешение, чем может быть достигнуто в полномасштабной океанической модели GCM (general circulation model) [Pimentel et al., 2008; Rubakina et. al., 2022].

В работе [Pimentel et al., 2008] продемонстрированы достаточно хорошие результаты при моделировании суточной изменчивости. Для этого использовалась одномерная модель General Ocean Turbulence Model (далее GOTM) [Umlauf et al., 2005], которая была специально модифицирована для улучшения воспроизведения суточного цикла. В работе [Pimentel et al., 2019] одномерная турбулентная модель GOTM использована для моделирования суточного цикла TПO в Средиземном море. Модель GOTM включает различные схемы замыкания турбулентности [Burchard, Petersen, 1999]. GOTM ранее была адаптирована для моделирования суточной изменчивости [Pimentel et al., 2008]. В новых работах [Karagali et al., 2017] и [Giglio et al., 2017] GOTM также использовалась для успешного воспроизведения суточной изменчивости TПM на изолированных участках.

Данные о суточном ходе температуры, в частности данные SEVIRI и результаты расчета с использованием модели Nucleus for European Modelling of the Ocean (далее NEMO, ассимилируются в различных системах прогноза, что значительно улучшает качество воспроизводимых системой показаний ТПО/ТПМ [Storto, Oddo, 2019; O'dea et al., 2012; Ascione Kenov et al., 2016].

В Разделе 5 настоящей работы установлены особенности вертикального распределения суточного хода температуры в различные сезоны года, рассмотрено влияние суточного хода на режим прогрева основного термоклина и проникновение тепла в глубинные слои в период весеннего прогрева, исследована связь суточного температурного цикла с ВКС и стратификацией с использованием результатов численного моделирования.

#### Выводы к Разделу 1

1. Изучение суточного хода температуры поверхностного слоя океана/моря является одним из важнейших вопросов современной океанологии. Его исследование проводится как с помощью дистанционных и контактных данных, так и с использованием численного моделирования. Каждый из этих методов имеет ряд преимуществ и недостатков. Комплексное использование всех этих методов дает более полную и достаточно объективную информацию.

2. Данные с высоким временным разрешением, которые стали широко доступны в последние годы, например, данные дистанционного зондирования геостационарной SEVIRI прибора орбите на И контактные измерения термопрофилирующих дрейфующих буев, позволяют исследовать короткопериодные процессы и явления в океане и в Черном море на современном уровне. Эти данные также используются в численном моделировании и системах прогноза для учета в них влияния суточных колебаний температуры вод.

3. Современные численные океанологические модели дают возможность исследовать пространственную изменчивость суточных колебаний температуры, а также рассмотреть их взаимосвязь с вертикальной термической структурой, стратификацией и толщиной ВКС.

В настоящей работе представлены результаты исследования суточного хода ТПМ по данным SEVIR, контактным измерениям термодрифтеров и результатам численного моделирования (результаты расчетов одномерной гидродинамической модели РОМ и трехмерной гидродинамической модели NEMO).

# РАЗДЕЛ 2 ИССЛЕДОВАНИЕ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ И СКАНЕРА SEVIRI

#### 2.1 Описание данных, использованных в работе

Раздел 2 настоящей работы посвящен исследованию суточного хода температуры поверхностного слоя вод Черного моря на основе данных с высоким временным разрешением сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев. В разделе представлено исследование сезонных особенностей суточного хода температуры, выполнен сравнительный анализ дистанционных и контактных данных, рассмотрен средний суточный ход температуры и его сезонная динамика. Отдельная часть исследования посвящена амплитуде суточного хода *A* и ее связи с различными гидрометеорологическими факторами. Также рассмотрены события значительного дневного прогрева и условия их формирования. Результаты, представленные в Разделе 2, опубликованы в работе [Рубакина и др., 2019], а также частично в [Rubakina et. al., 2021].

В работе используются следующие данные:

1. Данные термодрифтеров.

2. Данные реанализа Era-Interim о температуре воздуха на высоте 2 м с пространственным разрешением 0,75° и временным разрешением 6 часов. Данные получены из архива https://www.ecmwf.int/.

3. Данные реанализа Era-Interim о потоках тепла, с пространственным разрешением 0,75° и временным разрешением 12 часов. Данные получены из архива https://www.ecmwf.int/.

4. Данные реанализа Era5 скорости ветра, потоках тепла, температуре воздуха, относительной влажности воздуха с пространственным разрешением 0,25° и временным разрешением 1 час. Источник данных: https://cds.climate.copernicus.eu/.

5. Данные сканера SEVIRI.

В работе выполнен анализ данных о температуре вод в приповерхностном слое Черного моря на горизонтах 0,2–80 м двадцати буев-профилемеров (далее дрифтеры/термодрифтеры), которые функционировали в Черном море в различные годы (2005–2007, 2009, 2013–2014 гг.) в различные сезоны. Подробная информация о данных для каждого дрифтера приведена в Таблице 2.1.

Конструкция и внешний вид термодрифтера представлен на Рисунке 2.1, *а* (одна из модификаций) [Толстошеев и др., 2014]. Временное разрешение данных – частота измерения температуры – от 30 минут до 2 часов. Первый горизонт измерений располагается на глубине 0,2 м, последний горизонт измерений, а также их количество зависят от модификации термодрифтера. Максимальная глубина, на которой измерялась температура, составляет 80 м.

Временной интервал поступления данных (т.е. частота обновления данных с отправкой оператору) различен и варьируется от нескольких дней до нескольких месяцев. Погрешность измерений датчиков термокосы составляет 0,1°C [Толстошеев и др., 2014].

Для оценки средних значений проводилась линейная интерполяция данных по глубине с шагом 1 м. Данные были получены из банка океанографических данных Морского гидрофизического института РАН [Моисеенко, Белокопытов, 2008].

На Рисунке 2.1, *б* [Толстошеев и др., 2014] представлены траектории тех термодрифтеров, данные которых использовались в работе. Данные термодрифтеров получены практически для всей глубоководной части Черного моря. Основная часть измерений дрифтеров сосредоточена в западной части Черного моря (в районе Основного черноморского течения (ОЧТ)) [Рубакина и др., 2019].

На основе сравнения данных, полученных сканером SEVIRI, и измерений *in situ* свободно дрейфующими буями (дрифтерами) в [Акимов и др., 2014], были даны оценки точности измерений. Среднеквадратическое отклонение разности этих температур составило 0,45°C.

		_		
	Номер	Временное	Примерные горизонты измерения	Срок работы
	дрифтера	разрешение	температуры, м	
	1	2	3	4
1	33137	2 часа	0,2; 10,4; 13; 16; 19,8; 23,5;	15.09.2007 -
			27,3; 31; 34,8; 38,5; 42,2; 46; 49,7;	8.10.2007
			53,5; 57,2; 61; 65	
2	34252	30 мин	0,2; 12	24.01.2005 -
				17.02.2005
3	34253	30 мин	0,2; 12	24.01.2005 -
				29.08.2005
4	34859	1 час	0,2; 12,7; 18,2; 23; 27,8;	5.04.2005 -
			32,8; 37,8; 42,8; 47,8; 52,9; 58	31.07.2005
5	34860	1 час	0,2; 12,7; 18,2; 23; 27,8;	4.04.2005 -
			32,8; 37,8; 42,8; 47,8; 52,9; 58	4.07.2005
6	40414	1 час	0,2; 12	3.07.2006 -
				16.10.2006
7	40418	1 час	0,2; 12	3.07.2006 -
				6.08.2006
8	40445	1 час	0,2; 12	3.07.2006 -
	1= 101			26.08.2006
9	47621	1 час	0,2; 12	3.07.2006 -
10	40.1.60			5.07.2006
10	49169	Iчас	0,2; 12,7; 22,4; 27; 31,9; 36,8;	23.08.2004 -
11	40170	1	41,9; 47,1; 52,2; 57	20.12.2004
11	49170	1 час	0,2; 12,7; 18; 22,7; 27,5; 32,6;	23.08.2004 -
10	40171	1	57,7;42,9;48,2;53,2;58	18.09.2004
12	491/1	1 час	0,2; 12,7; 17,5; 19,6; 21,9; 24,5;	27.08.2004 -
12	40172	1 1 1 1 1 1 1	27,4; 50,7; 54,5; 58,9; 44	2.11.2004
15	49172	Тчас	0,2; 12,7; 17,5; 19,0; 21,9; 24,5; 27,4; 20,7; 24,5; 28,0; 44	27.08.2004 - 12.10.2004
14	56002	1 1100	27,4, 50,7, 54,5, 56,9, 44	2 07 2006
14	50092	1 440	0,2, 10,2, 12,7, 14, 20,0, 25,4 28 1, 22 8, 27 5, 42 2, 46 0,	3.07.2000 =
			20,1, 52,0, 57,5, 42,2, 40,9, 51 6: 56 3: 60 0: 65 6: 70 3: 75	19.09.2000
15	56093	1 нас	0.2:10.2:12.7:15:20.6:23:27.1:	3 07 2006 -
15	50075	1 140	31 1. 35. 30. <i>A</i> 3. <i>A</i> 7. 51. 55. 50. 63.	26.09.2006
			65	20.09.2000
16	248990	1 час	0.2.11.13.16.21.26.31.36.	20 11 2013 -
10	210990	1 140	41: 46: 52: 57: 62: 67: 72: 77: 82	28.05.2014
17	249940	1 час	0.2: 11: 13: 16: 21: 26: 31: 36	19.09.2014 -
- /			41: 47: 52: 57: 62: 67: 72: 77: 82	11.03.2014
18	630380	30 мин	0,2; 10; 12; 16; 21; 26: 31: 35: 40:	3.08.2009 -
			45; 50; 55; 60; 65; 70; 75; 80	2.10.2009
19	630390	30 мин	0,2; 10; 12; 16; 21; 26: 31: 35: 40:	3.08.2009 -
			45; 50; 55; 60; 65; 70; 75; 80	12.09.2009
20	630410	30 мин	0,2; 10; 12; 15; 20; 24; 29; 34; 39;	3.08.2009 -
			44: 48: 53: 58: 63: 68: 73: 78	23.11.2009

Таблица 2.1 – Параметры данных термодрифтеров



Рисунок 2.1 – Конструкция термодрифтера (*a*) ([Толстошеев и др., 2014]); траектории термодрифтеров за период с 2005 г. по 2007 г., 2009 г., с 2013 г. по 2014 г. (*б*). Различные цвета отображают траектории различных термодрифтеров

В работе использовались данные сканера SEVIRI за 2005–2016 гг. о ТПМ с дискретностью в 1 ч и пространственным разрешением 5 км. Так как температура, измеряемая в ИК-диапазоне, формируется в тонком слое (0,1 мм), то ТПМ, измеряемая сканером, является температурой скин-слоя [Акимов и др., 2014; Saunders, 1967]. Данные получены из архива OSI SAF EUMETSAT (http://www.osi-saf.org/). На основе сравнения данных, полученных сенсором SEVIRI, и измерений *in situ* свободно дрейфующими буями (дрифтерами) в работе [Акимов и др., 2014], даны оценки точности измерений [Рубакина и др., 2019].

## 2.2 Анализ сезонных особенностей суточного хода температуры на различных горизонтах

2.2.1 Высокочастотная изменчивость температуры по измерениям отдельных буев-профилемеров. В настоящей части работы проведено исследование суточного хода температуры на различных горизонтах по данным отдельных термодрифтеров. Более подробно рассмотрен первый горизонт измерений (0,2 м). Рассмотрены события дневного прогрева, определена их амплитуда (разница максимального и минимального значений температуры за одни сутки), выделены события значительного и экстремального дневного прогрева

(событие экстремального прогрева – амплитуда суточного хода температуры для такого события значительно превышает величины средних амплитуд суточного хода для данного сезона года), определено их количество в различные сезоны года. Также исследован средний суточный ход температуры и его особенности для различных сезонов года.

Для конкретного примера рассмотрен ход температуры в Черном море на основе данных термодрифтера №34860. На протяжении всего времени работы данный термодрифтер находился в юго-западной части Черноморского бассейна. Его траектория представлена на Рисунке 2.2, *а*.

Диаграмма распределения температуры по горизонтам за весь период работы термодрифтера, (Рисунок 2.2, б), наглядно отображает сезонные изменения температуры на различных горизонтах (от 0,2 м – поверхности – до 50 м). С середины апреля наблюдается плавное увеличение температуры, прогрев начинает проникать на горизонты 20–25 м. К началу июля увеличение температуры уже достигает горизонтов 28–30 м.

На горизонте 0,2 м ярко выражены суточные колебания температуры (Рисунок 2.2, в). Колебания на горизонте 12,7 м – более высокочастотные, носят сложный характер (Рисунок 2.2, в). Значения температур на этих горизонтах существенно отличаются, что наглядно отображает наличие в теплое время года устойчивой температурной стратификации между слоями. На протяжении всей работы термодрифтера отмечен ряд случаев значительного дневного прогрева (выделены зелеными эллипсами на графике Рисунка 2.2, в). Разница максимального и минимального значения температуры за сутки (*A*, амплитуда суточного хода) превышает 1,5–2°С. По измерениям буя №34860 за все время его работы (три месяца) было отмечено восемь таких случаев. В мае зафиксировано наибольшее количество (четыре) и максимальная амплитуда событий дневного прогрева.


Рисунок 2.2 – Траектория термодрифтера №34860 за период с 4.04.05 по 4.07.05 (точка 1 – начальное положение дрифтера, точка 2 – конечное положение дрифтера) (*a*); диаграмма распределения температуры на различных горизонтах по данным термодрифтера №34860 (*б*); временной ход температуры на горизонтах 0,2 м (черная линия), сглаженный скользящим средним (красная линия) и 12,7 м (синяя линия) по данным термодрифтера №34860 (*в*) за период с 4.04.05 по 4.07.05; зелеными эллипсами выделены случаи значительного дневного прогрева

**2.2.2** Средний сезонный и суточный ход температуры вод на поверхности. Для исследование сезонной динамики среднего суточного хода температуры вод в поверхностном слое Черного моря по данным термодрифтеров была рассчитана диаграмма распределения средней температуры на горизонте 0,2 м в зависимости от времени суток и месяца (Рисунок 2.3, *a*). В каждом месяце определялось среднее значение температуры за определенный час суток по всем

имеющимся данным для каждого месяца (для всех дрифтеров). Следует отдельно отметить, что на диаграммах Рисунка 2.3 и далее в Разделе 2 указывается московское время.

Основной вклад в изменчивость температуры вод на поверхности даёт сезонный ход, максимальные значения температуры наблюдаются в июле-августе (до 25,5°C), минимальные температуры приходятся на февраль-март, что наглядно отображает диаграмма Рисунка 2.3, *а*.



Рисунок 2.3 – Диаграмма сезонной изменчивости температуры вод, построенная по данным всех термодрифтеров, используемых в работе: (*a*) температуры на горизонте 0,2 м по часам суток и месяцам года; (*б*) аномалий температуры на горизонте 0,2 м по часам суток и месяцам года

Выделение суточного хода температуры производилось путем вычитания из массива распределения средней температуры на горизонте 0,2 (Рисунок 2.3, *a*) среднемесячного хода, который определялся как среднее значение температуры в

каждом месяце. Таким образом, получена диаграмма аномалий температуры (Рисунок 2.3, *б*), отображающая отклонение суточного хода температуры от среднего значения.

Наибольшие (по модулю) отрицательные аномалии температуры приходятся на время с 05.00 до 09.00 (0,2–0,4°С), а наибольшие положительные с 15.00 до 18.00 (аналогично 0,2–0,4°С). Выраженный суточный ход температуры наблюдается с марта по ноябрь, и отсутствует лишь в декабре-феврале (холодный период года), во время интенсивной зимней конвекции. Наибольшие по модулю отклонения температуры от среднемесячных значений наблюдаются в весенне-летний период. Максимальные аномалии приходятся на май (±0,4°С), т.е. амплитуда суточного хода в среднем составляет 0,8°С. В осенний период эти амплитуды составляют 0,2– 0,4°С.

Данные оценки достаточно хорошо согласуются с результатами анализа суточного хода, полученного по данным сканера SEVIRI, представленными ниже и в работе [Rubakina et al., 2019].

**2.2.3 Особенности суточного хода температуры в холодный и теплый период года.** По данным термопрофилирующих буев рассмотрен средний суточный ход температуры в Черном море на различных глубинах в различные месяцы года. Более подробно исследованы горизонты 0,2 м и 12,2 м. Для настоящего исследования проведена предварительная интерполяция данных по вертикали с шагом 1 м.

На горизонте 0,2 м выявлено наличие более или менее выраженного суточного хода для всех месяцев, за исключением ноября и декабря.

Для холодного периода года анализ показал наличие ряда особенностей. Для данного периода характерна несущественная разница температуры вод для горизонтов 0,2 м и 12,2 м. Это связано с отсутствием стратификации водных слоев по температуре в холодный период года. В январе температура на горизонте 0,2 м ниже, чем в глубинных слоях, на горизонтах 12,2 м и даже 15,2 м, что отображают графики на Рисунке 2.4, *а*. В феврале с 21.00 до 10.00 температура вод на горизонте 0,2 м меньше, чем в более глубинных слоях. Днем, тем не менее, прогрев

становится более интенсивным, чем в январе, и температура поверхностного слоя становится выше, чем на горизонте 12,2 м (Рисунок 2.4,  $\delta$ ). В марте большую часть суток горизонт 0,2 м имеет более высокую температуру, чем глубинные слои. Но в утренние часы (с 3.00 до 8.30) все еще происходит снижение температуры на горизонте 0,2 м до значений близких к температуре на горизонте 12,2 м.



Рисунок 2.4 – График температуры на горизонтах 0,2 м (сплошная линия) и 12,2 м (пунктирная линия) по данным всех термодрифтеров, использованных в работе: в январе (*a*); в феврале (*б*); в марте (*в*); в мае (*г*); в августе (*d*); в октябре (*e*)

На протяжении периода с января по март, для горизонта 0,2 м хорошо выражен суточный ход температуры с максимумом в 16.00 и минимумом в 8.00– 9.00 (Рисунок 2.4, a - b). В среднем в январе-феврале амплитуды суточного хода малы и не превышают 0,1°C, а в марте составляют 0,2°C. Одновременно с этим, видимо, из-за более интенсивного перемешивания в это время года, суточный ход проникает в более глубокие водные слои. В частности, можно отметить наличие слабо выраженного суточного хода и на глубинах 12,2 м в феврале-марте с минимумом в 9.00 и максимумом в 17.00. Разница максимального и минимального значений незначительная. Таким образом, в этот период года дневной прогрев может периодически стабилизировать верхний двадцатисантиметровый слой.

На Рисунке 2.4, e - e для сравнения приведены графики изменения средней суточной температуры для мая, августа и октября (т.е. в теплый период года). В данное время года суточный ход температуры ярко выражен только для горизонта 0,2 м и не отмечается в нижних слоях. Как и в уже рассмотренный холодный период, максимум температуры наблюдается в 16:00, а минимум в 8:00. Амплитуды среднего суточного хода на горизонте 0,2 м составляют в мае 1°C, в августе 0,9°C и 0,3°C – в октябре. Таким образом, в теплый период года прослеживается устойчивая стратификация вод по температуре.

# 2.3 Сравнительный анализ данных сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев

Сопоставление данных дистанционного зондирования с измерениями сопряжено с определенными специфическими трудностями и дрифтеров проблемами, что приводит к плохому согласованию сопоставляемых величин. Эти несовпадения часто не связаны с ошибками применяемых методик. Прежде всего, поля ТПМ, получаемые по данным спутников и по данным дрифтеров, усредняются по разным пространственным масштабам (как в горизонтальном, так и вертикальном направлении). Со спутников температура измеряется в слое порядка долей мм, а осреднение по площади – порядка км (площади осреднения зависят от пространственного разрешения соответствующего прибора). Первый горизонт измерений у термодрифтеров расположен на глубине 0,2–0,25 м в точке, координаты которой фиксированы. Помимо этого, имеют место несовпадения измерений, погрешности географической моментов времени привязки спутниковых данных, а также погрешности определения расположения дрифтеров,

отличия в технических параметрах сканеров, сбои в работе приборов и т.д. [Плотников и др., 2007; Rubakina et. al., 2021].

В настоящей работе выполнено сопоставление данных SEVIRI и термодрифтеров. Для этого проведена предварительная линейная интерполяция данных SEVIRI на координаты траекторий термодрифтеров для соответствующих дат. Далее по данным сканера и термодрифтеров были выделены пары синхронных данных о ТПМ и температуре в слое 0,2 м.

На примере дрифтера №34859 более подробно рассмотрим выполненный сравнительный анализ. Данные SEVIRI были линейно проинтерполированы на координаты траектории и время измерения буя.

Дрифтер №34859 функционировал в Черном море с 5.04.05 по 31.07.05 (т.е. в теплое время года) в северо-западной части бассейна (Рисунок 2.5, *a*). Временная изменчивость температуры, полученная по контактным и спутниковым данным, достаточно хорошо согласуется (Рисунок 2.5, *б*, и *в*). Для большей части измерений разность показаний температур не превышает сотые доли градуса. Разница средних значений составляет 0,1°С. События значительного дневного прогрева, которые определены по данным термодрифтера, также хорошо отображают данные сканера (выделены на графике зеленым прямоугольником). Коэффициент корреляции между рядами равен 1, среднеквадратичное отклонение разницы этих данных – 0,41°С. Таким образом, проведенная интеркалибрация отображает хорошее соответствие между сопоставляемыми массивами контактных и дистанционных данных.



Рисунок 2.5 – Траектория термодрифтера №34859 (*a*); временной ход температуры на горизонте 0,2 м по данным термодрифтера №34859 за период с 5.04.05 по 31.07.05 (синяя линия) и временной ход ТПМ по интерполированным данным SEVIRI за соответствующий период (красная линия); зелеными прямоугольниками выделены случаи значительного дневного прогрева (*б*); диаграмма рассеяния, построенная по данным термодрифтера №34859 и данным SEVIRI за соответствующий период, синими значками обозначены значения температуры, черная линия – линия регрессии (*в*)

В Таблице 2.2 приведены значения коэффициентов корреляции, СКО (среднеквадратичное отклонение), коэффициентов регрессии и разности средних значений, рассчитанные для каждого из термодрифтеров и соответствующих данных SEVIRI, а также их средние значения. Получено, что средний коэффициент корреляции для всех дрифтеров с данными SEVIRI составляет 0,96, среднеквадратичное отклонение – 0,47°C, коэффициент регрессии – 0,95, разность средних значений – 0,08°C.

43

Таблица 2.2 – Коэффициенты корреляции, среднеквадратичные отклонения, коэффициенты регрессии, разница средних значений

	№ Дрифтера	Коэффици- ент корреляции	Среднеквад- ратичное отклонение, °С	Коэффи- циент регрессии	Разница средних значений	Время функциони- рования дрифтера
1	33137	0,94	0,27	0,8	0,37	15.09.2007 – 8.10.2007
2	34253	0,996	0,6	1,03	-0,22	24.01.2005 – 29.08.2005
3	34859	0,996	0,41	1,00	0,1	5.04.2005 - 31.07.2005
4	34860	0,997	0,32	1,02	0,03	4.04.2005 - 4.07.2005
5	40418	0,92	0,42	0,87	-0,12	3.07.2006 - 6.08.2006
6	40445	0,92	0,63	0,97	-0,34	3.07.2006 – 26.08.2006
7	56092	0,93	0,55	1,01	-0,33	3.07.2006 - 19.09.2006
8	56093	0,96	0,4	0,96	0,033	3.07.2006 – 26.09.2006
9	248990	0,98	0,37	1,06	-0,03	20.11.2013 – 28.05.2014
10	249940	0,93	0,54	0,95	0,28	19.09.2013 - 11.03.2014
11	630380	0,98	0,34	0,91	0,34	3.08.2009 – 2.10.2009
12	630410	0,99	0,52	0,87	0,2	3.08.2009 – 23.11.2009
Средние значения		0,96	0,47	0,95	0,08	

Как видно из Таблицы 2.2, коэффициенты корреляции между массивами данных для каждого из дрифтеров и соответствующими массивами данных по SEVIRI находятся в пределах от 0,92 до 1. Для массивов данных дрифтеров  $N_{2}34253$ ,  $N_{2}34859$ ,  $N_{2}34860$  и  $N_{2}630410$  эти значения близки к единице. Таким образом, можно говорить об абсолютной (функциональной) корреляции. Величины СКО для сопоставляемых групп данных достаточно малы и не превышают 0,63°C, наименьшие значения СКО 0,27°C – для массивов данных дрифтера  $N_{2}3137$ . Коэффициент регрессии лежит в диапазоне значений от 0,8 до 1,06. Величины разницы средних значений (разница средних значений по данным SEVIRI и по

данным соответствующего термодрифтера) по модулю малы и не превышают 0,28°С. Знак «-» показывает, что среднее значение температуры по спутниковым данным было ниже, чем по данным дрифтера.

Полученные величины коэффициентов корреляции, СКО, коэффициентов регрессии и разницы средних свидетельствуют о достаточно хорошем совпадении сопоставляемых данных.

Таким образом, можно заключить, что данные SEVIRI возможно успешно использовать для исследования суточного хода температуры в Черном море.

#### 2.4 Средний суточный ход ТПМ в Черном море и его сезонная динамика

**2.4.1 Средний суточный ход ТПМ.** Для того чтобы провести анализ сезонной динамики среднего суточного хода ТПМ, было рассчитано распределение средней по бассейну ТПМ в зависимости от времени суток и месяца. Для этого сначала вычислялась средняя по бассейну ТПМ для каждого момента времени. Далее в каждом месяце находилось среднее значение за определенный час суток. По полученному массиву построена диаграмма (Рисунок 2.6, *a*).

По диаграмме Рисунка 2.6, *а* хорошо видно, что доминирующий вклад в изменчивость ТПМ вносит сезонный ход. Наибольшие значения ТПМ наблюдаются в июле – августе, ТПМ достигает 26°С. При этом видно, что максимальные ее величины фиксируются в августе во второй половине суток (14–18 часов по московскому времени), а минимальные (7,1–7,3°С) – в феврале – марте в первой половине дня (с 00.00 до 9.00–10.00 часов). Средний суточный ход в холодный период года выражен достаточно слабо.

Для выделения и более детального анализа именно суточных колебаний температуры был рассчитан массив аномалий ТПМ: из массива данных, полученных для построения диаграммы на Рисунке 2.6, *а* были вычтены значения среднемесячного хода ТПМ. На полученной таким образом диаграмме аномалий ТПМ (Рисунок 2.6, *б*) хорошо видно, что суточный ход оказывает существенное

воздействие на изменчивость ТПМ и имеет хорошо выраженную сезонную динамику.



Рисунок 2.6 – Диаграмма распределения по данным *SEVIRI* за 2005–2016 гг.: *а* – средней по бассейну ТПМ; *б* – отклонений ТПМ от среднемесячных значений; диаграмма распределения по данным SEVIRI за 2015 г.: *в* – средней по бассейну ТПМ; *г* – отклонений ТПМ от среднемесячных значений

Наибольшие отрицательные аномалии ТПМ приходятся на время с 03.00 до 07.00, а максимальные положительные – с 14.00 до 18.00. Таким образом, прогрев верхнего слоя в среднем наблюдается с 6 часов утра до 17 часов, а охлаждение с 19 часов до 4 часов следующего утра. Максимальные отклонения ТПМ от среднемесячных значений отмечаются в весенне-летний период (с апреля по июль), наибольшие аномалии приходятся на май. Максимальные (по модулю) значения аномалий:  $0,74^{\circ}$ C – в сторону увеличения температуры и  $0,84^{\circ}$ C – в сторону уменьшения. Минимальные аномалии наблюдаются с середины ноября по март и не превышают (по модулю)  $0,2-0,25^{\circ}$ C.

Эти оценки достаточно хорошо согласуются с результатами анализа суточного хода, проведенного по данным сканера SEVIRI в работе [Rubakina et al., 2019], для одного отдельно взятого года (2015 год). На Рисунке 2.6, *в* и 2.6, *г* представлены диаграммы распределения по данным SEVIRI средней по бассейну

ТПМ и отклонений ТПМ от среднемесячных значений за 2015 г., соответственно. В работе [Rubakina et al., 2019], показано, что для 2015 г. максимальные отрицательные аномалии ТПМ наблюдались с 5:00 до 7:00, а максимальные положительные – с 15:00 до 19:00. Наибольшие отклонения ТПМ имели место в апреле-июле, при этом максимальные аномалии в 2015 году приходились на июнь. Минимальные (по модулю) аномалии наблюдались с середины ноября по март.

Следует отдельно отметить, что диаграммы аномалий среднего суточного хода по данным SEVIRI и по данным термодрифтеров (представлены на Рисунке 2.3, *б*) достаточно хорошо согласуются. Имеют место количественные различия: значения аномалий ТПМ по данным SEVIRI превышают значения аномалий на горизонте 0,2 м по данным термодрифтеров (как для положительных, так и для отрицательных значений). Эта разница составляет 0,2–0,4°C. Т.е. средний суточный ход по данным SEVIRI несколько более выражен, и амплитуды среднего суточного хода TПМ выше, чем амплитуды среднего суточного хода по данным термодрифтеров. Отличия в численных значениях можно объяснить разными горизонтами измерений (ТПМ по SEVIRI – в слое доли мм, а температура по данным термодрифтера – в слое 20 см).

Однако на качественном уровне картина для среднего суточного хода в течение года полностью согласуется: наибольшие отклонения температуры от средних значений приходятся на весенне-летний период с максимумом в мае. В течение суток имеет место также неплохое совпадение: максимальный прогрев приходится на период 16.00–18.00, а выхолаживание – на утренние часы с 4.00 до 7.00–8.00.

Рассмотрим теперь особенности пространственного распределения ТПМ в течение суток. В качестве примера на Рисунке 2.7 представлены карты распределения средней ТПМ за май (за весь рассматриваемый промежуток с 2005 по 2016 гг.) в 7.00 (Рисунок 2.7, *a*) и 17.00 (Рисунок 2.7, *б*) по московскому времени, а также карта разности средней ТПМ (по состоянию на 17.00 и на 7.00) (Рисунок 2.7, *в*). Данные карты наглядно демонстрируют пространственную изменчивость суточного хода температуры. В 7.00 ТПМ ниже, а в 17.00 выше средних значений

за месяц. Разница между значениями температуры в 17.00 и 7.00 достигает 3,5–4°С на отдельных участках Черного моря (юго-восточный район Черноморского бассейна).

Наибольшие области прогрева расположены в Азовском море и северозападной, прибрежной, части Черноморского бассейна. В целом для мая прогрев на 0,9–1°С и выше характерен почти для всей акватории Черноморского бассейна. Следует отметить, что существуют также районы выхолаживания с отрицательной разницей дневной и утренней температур (в основном в прибрежной зоне юговосточной части бассейна). По большей части отрицательные значения по модулю не превышают 0,1–0,2°С. Такие значения могут быть связаны с локальными особенностями динамики прибрежной зоны, например, бризовыми эффектами и/или влиянием апвеллингов.

В работе [Rubakina et al., 2019] аналогичный рисунок приведен для 2015 года (Рисунок 2.8). Поскольку в 2015 г. максимальные значения аномалий приходились на июнь, то средние карты распределения ТПМ (Рисунок 2.8, *a* и *б*), а также разностная карта (Рисунок 2.8, *в*) (по состоянию на 17.00 и на 7.00), приведены для июня, также для 7.00 и 17.00 по московскому времени.

Данные карты наглядно демонстрируют пространственную изменчивость суточного хода температуры. В 7.00 ТПМ ниже, а в 17.00 выше средних значений за месяц. Разница между значениями температуры в 17.00 и 7.00 достигает 3,5–4°С на отдельных участках Черного моря (юго-восточный район Черноморского бассейна).

Наибольшие области прогрева расположены в Азовском море и в юговосточной части Черноморского бассейна. Небольшая глубина Азовского моря способствует его быстрому прогреву. На юго-востоке Черного моря наблюдаются минимальные значения скорости ветра, что объясняется блокировкой воздушных потоков высокими Кавказскими горами.



Рисунок 2.7 – Карты распределения средней ТПМ в мае, средние за период с 2005 по 2016 гг.: *а* – в 7:00; *б* – в 17:00; *в* – карта разности средней ТПМ в 17:00 и 7:00, московское время



Рисунок 2.8– Карты распределения в июне 2015 г. средней ТПМ: *a* – в 7:00; *б* – в 17:00; *в* – карта разности средней ТПМ в 17:00 и 7:00, московское время [Rubakina et al., 2019]

В целом для июня прогрев на 1°С и выше характерен почти для всей акватории Черноморского бассейна. Минимальная разница температур (менее 0,2°С) отмечается лишь для небольших по площади участков, в основном, в прибрежной зоне, в частности в районе Южного берега Крыма. Это может быть связано с локальными особенностями динамики прибрежной зоны, например, бризовыми эффектами и/или влиянием апвеллингов [Rubakina et al., 2019].

**2.4.2 Амплитуда суточного хода.** Еще одним важным фактором, который значительно влияет на высокочастотные изменения ТПМ, является ветер. В периоды штиля под действием солнечной радиации толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) значительно уменьшается, что приводит к росту ТПМ [Gentemann et al., 2008а]. При возникновении ветрового перемешивания ВКС увеличивается и для его прогрева требуется большее количество тепла.

Для исследования особенностей суточного хода ТПМ в работе рассчитана и проанализирована амплитуда суточного хода ТПМ (A). Она вычислялась как разница максимального и минимального значения ТПМ за сутки в каждой точке, где определялась ТПМ. По вычисленным массивам A построены карты ее распределения и проведен анализ пространственных и временных особенностей. Были вычислены средние значения по бассейну, а также среднемесячный ход A по бассейну за многолетний период с 2005 по 2016 гг.

В качестве иллюстрации на Рисунке 2.9, *а* приведен график изменения средней за месяц амплитуды суточного хода ТПМ, осредненной по бассейну за 2005-2016 гг. (серая сплошная линия с маркером). Наименьшие значения *A* приходятся на холодный период года (ноябрь – март), с минимальными значениями в январе (0,4°C) и декабре (0,5°C), в марте – апреле начинается значительный рост *A*, наибольшие значения *A* приходятся на месяца с мая по август, с максимальными значениями значениями 1,5°C в июне – июле. Далее происходит постепенное снижение значений *A*.

Была выполнена аппроксимация графика изменения средней за месяц амплитуды суточного хода ТПМ, осредненной по бассейну за 2005–2016 гг. В качестве аппроксимирующей функции была выбрана функция вида

50

$$y=a\cdot cos\left(\frac{2\pi(x+b)}{T}\right)+c,$$

где y – амплитуда суточного хода ( $A_a$ );

x – номер месяца (m);

*а* – амплитуда сезонной изменчивости;

*b* – сдвиг по времени относительно середины года, *с* – средняя величина амплитуды.

Была получена следующая зависимость

$$A_a = -0.5 cos\left(\frac{2\pi(m-0,7)}{12}\right) + 1,$$

где *a*=(-0,5), *b*=(-0,7), *c*=1.

На графике (Рисунок 2.9, *a*) представлена линия аппроксимации для величины *A* (пунктирная черная линия), которая достаточно хорошо согласуется с исходной зависимостью по данным SEVIRI.

Следует отметить, что для отдельно взятого года среднемесячные значения A могут несколько отличаться при схожей общей картине. Это наглядно иллюстрирует график Рисунка 2.9,  $\delta$ . Так в 2015 году максимальные среднемесячные значения A наблюдались в мае, и их величина достигла 2,2°С. Минимальные величины A также наблюдались в январе и декабре, но их значения были выше (0,9°С и 1,1°С соответственно) [Rubakina et al., 2019].

На Рисунке 2.10, *а* представлена рассчитанная временная изменчивость средней по площади бассейна *A* за 2015 г. Наиболее высокие значения наблюдаются в апреле-мае, когда они часто превышают 2,5°C и достигают 3°C. В эти месяцы действие крупномасштабных центров атмосферного давления – Азорского максимума, а также Сибирского максимума – на Черное море минимально, и скорость ветра в среднем не превышает 5–6 м/с. Также ряд высоких

значений *А* наблюдается в июне и июле, достигая 2,5°С. Минимальные значения *А* приходятся на январь (0,64°С) и ноябрь (0,58°С).



Рисунок 2.9 – График изменения средней за месяц амплитуды суточного хода ТПМ: *a* – за 2005 – 2016 гг., серая линия с маркером – по данным SEVIRI, черная пунктирная линия – линия аппроксимации; *б* – за 2015 г. [Rubakina et al., 2019]

Карта на Рисунке 2.10, *а* демонстрирует наличие пространственных особенностей в распределении амплитуды суточного хода. Наибольший перепад ТПМ наблюдается в юго-восточном районе и в прибрежной части юго-западного района Черного моря. Наименьшие значения A свойственны его центральной и западной части. Такая пространственная изменчивость связана прежде всего с распределением поля скорости ветра (Рисунок 2.10,  $\delta$ ), которое, в свою очередь, зависит от рельефа окружающей Черное море суши. Повышенные значения амплитуды суточного хода располагаются в зонах ветровой тени. В прибрежных

районах юго-восточной части моря высокие Кавказские горы блокируют ветры восточных и северо-восточных румбов, Понтийские горы на юге блокируют южные ветра. Таким образом, здесь находится обширная зона ветровой тени. Прибрежная юго-западная часть моря также защищена от действия сильных северо-восточных ветров Понтийскими горами на центральном Анатолийском побережье. В свою очередь, западная и северная часть моря подвержены действию интенсивных северо-восточных и северных ветров, что приводит к уменьшению штилевых условий и суточного хода ТПМ.



Рисунок 2.10 – Карта распределения: *а* – средней за год амплитуды суточного хода ТПМ (°С); *б* – среднего за год модуля скорости ветра (м/с)

**2.4.3 Статистический анализ событий дневного прогрева по данным термодрифтеров.** По данным термодрифтеров проведен статистический анализ количества событий дневного прогрева в различных интервалах значений амплитуды суточного хода температуры в поверхностном слое на горизонте 0,2 м для всех месяцев года. Более подробные данные представлены в Таблице 2.3. Общая статистика прогревов (за весь рассматриваемый период) отображена также на диаграмме Рисунка 2.11.

Для анализа событий значительного дневного прогрева были выбраны события с амплитудой суточного хода ≥ 0,3°С. Всего выявлено 859 таких случаев. Из них большую часть составляют случаи с амплитудой от 0,3°С до 0,55°С (43%).

Для зимы максимальные амплитуды не превышали 1–1,5°С. В основном, амплитуда суточного хода для зимних месяцев не превышала 0,3°С.

	0,3≤∆t<0,55	0,55≤∆t<1	1≤∆t<1,55	1 <i>,</i> 55≤Δt<2	2≤∆t<2,9	2,9⊴∆t<3,5	3,5≤∆t<4,5	4,5≤∆t≤5	Δt≥5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Декабрь	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Январь	1	1	-	-	-	-	-	-	-
Февраль	11	3	2	-	-	-	-	-	-
Зима	18	4	2	-	-	-	-	-	-
Март	18	11	5	1	1	-	-	-	-
Апрель	25	30	20	8	3	-	-	-	-
Май	27	43	19	6	8	3	1	1	-
Весна	70	84	44	15	12	3	1	1	
Июнь	22	27	19	6	8	3	-	-	-
Июль	50	51	22	11	5	-	2	-	-
Август	73	53	20	11	6	1	1	-	-
Лето	150	131	61	28	19	4	3	-	-
Сентябрь	69	38	10	4	2	-	-	-	-
Октябрь	47	20	3	-	1	-	-	-	-
Ноябрь	13	5	-	-	-	-	-	-	
Осень	129	63	13	4	3	-	-	-	-
Всего 859	367	283	120	43	34	7	4	1	

Таблица 2.3 – Статистика событий дневного прогрева

Весной амплитуда суточного хода достигает максимальных значений. В мае зафиксирован единственный случай дневного прогрева с амплитудой более 4,5°С. Значения амплитуды, близкие к 4,5°С, также выявлены в июле и августе. В весенние месяцы большая часть случаев прогрева имеет амплитуду от 0,5°С до 1,5°С.

В летние месяцы зафиксировано наибольшее число случаев прогрева в рассматриваемом диапазоне амплитуд. В диапазоне от 2,9°C до 4,5°C определено 7 таких событий.

Осенью максимальные значения суточного хода температуры достигают 2,9°С (3 случая). Наибольшее число случаев прогрева в осенний период имею амплитуду 0,3°С – 1°С.



Рисунок 2.11 – Диаграмма статистического распределения величин амплитуды суточного хода температуры по данным термодрифтеров на горизонте 0,2 м

Таким образом, наиболее распространенными являются события прогрева с амплитудами 0,3–0,55°C (43%) и 0,55–1°C (33%). События с амплитудой, превышающей 1,5°C, встречаются гораздо реже (5% и меньше), а случаи со значениями 3–4,5°C носят единичный характер. События с амплитудой, превышающей 4,5–5°C, зафиксированы не были.

2.4.4 Статистический анализ событий дневного прогрева по данным сканера SEVIRI. Для статистического анализа величин амплитуды суточного хода по данным SEVIRI рассматривались величины *A* в каждом пикселе, в котором была определена ТПМ. Была выполнена дополнительна фильтрация величин *A*. Для исключения единичных «выбросов» (к примеру, возле берега или на границе облако/чистое небо) проведена медианная фильтрация с шагом 5 на 5 пикселей. Исключены также значения *A*, рассчитанные для тех суток, в которых число часов с доступными значениями ТПМ (не равными NaN) оказывалось менее 6. Кроме

того проведена дополнительная фильтрация для разделения событий прогрева и выхолаживания. Амплитуды суточного хода, полученные для событий выхолаживания, в представленном статистическом анализе не рассматриваются.

На Рисунке 2.12, *а* представлена гистограмма статистического распределения событий дневного прогрева по данным SEVIRI за период с 2005 г. по 2016 г. По горизонтальной оси представлены интервалы величин *A*, по вертикальной оси – количество событий прогрева в каждом из интервалов величины *A*. Как видно на Рисунке 2.12, *a*, наиболее распространёнными являются событиями прогрева с *A* в интервале от 0,25°C до 1,25°C (~12,7 млн. значений). Также достаточно много значений *A* находится в интервале 1,25–2,25°C (~4 млн. значений). *A* в интервале 2,25–3,25°C встречаются реже (~812 тыс. значений), количество *A* с величины *A*, равные 5°C и более, – наиболее редкие события значительного и экстремального дневного прогрева, их количество существенно меньше и исчисляется несколькими тысячами за весь рассматриваемый временной интервал для всего Черноморского бассейна.

Для каждого сезона года также был проведен статистический анализ величин A (Рисунок 2.12,  $\delta$ ). Картина распределения A в каждом из них имеет свои отличительные особенности. Больше всего событий прогрева, с A отличной от нуля, имеют место летом, с июля по сентябрь. Наибольшее количество A со значениями 3,5°C и более, соответственно и событий значительного и экстремального дневного прогрева, приходится на весну (апрель – июнь). Минимальные величины A, и само количество событий прогрева с ненулевой амплитудой, приходятся на осень (с октября по декабрь) и зиму (январь – март), когда A в подавляющем большинстве случаев не превышает 1–1,5°C.



Рисунке 2.12 – Гистограмма статистического распределения событий дневного прогрева по данным SEVIRI: *a* – за период с 2005 г. по 2016 г.; *б* – за период с 2005 г. по 2016 г.; *б* – за период с 2005 г. по 2016 г. по сезонам года

2.4.5 Связь амплитуды суточного хода ТПМ С различными гидрометеорологическими факторами. Рассмотрим зависимость А от потока коротковолнового излучения и полного (суммарного) потока тепла и поля ветра. Ha 2.13 представлена Рисунке зависимость амплитуды суточного хода температуры от потока коротковолнового излучения (Рисунок 2.13, а) и полного (суммарного) потока тепла (Рисунок 2.13, б) и скорости ветра.

Диаграммы зависимости *A* от скорости ветра и от каждого из исследуемых факторов строились по одному принципу. Для анализа использовался тот же самый массив *A*, что и для статистического анализа *A*. Для каждого интервала скорости

ветра и рассматриваемого фактора определялась средняя величина A. Полученная зависимость и представлена в виде диаграммы, на которой цветом обозначено значение A, по оси x – анализируемый фактор, по оси y – скорость ветра. Для построения диаграмм зависимости амплитуды суточного хода от модуля скорости ветра и потоков тепла были рассчитаны средние за сутки величины модуля скорости ветра и потоков тепла



Рисунок 2.13 – Диаграмма зависимости: *а* – амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и потока коротковолнового излучения; *б* –

амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и полного потока тепла

С увеличением потока коротковолнового излучения величина *А* также возрастает (Рисунок 2.13, *a*). Максимальные ее значения (1,9–2°С) наблюдаются при скоростях ветра до 2–4 м/с и значениях величины коротковолнового излучения

от 25 Вт/м<sup>2</sup> и более. При этом, когда значения величины потока коротковолнового излучения достигает значений 40–45 Вт/м<sup>2</sup> и выше, при значениях скорости ветра более 5 м/с A принимает значения 1,5°С. При скоростях ветра от 7 м/с и величинах потока скрытого тела до 25–35 Вт/м<sup>2</sup>, величины A не превышают 1,2°С. Минимальные значения A приходятся на максимальные значения скорости ветра (более 10 м/с).

Зависимость *A* от полного потока тепла представлена на Рисунке 2.13, *б*. Максимальные величины *A* наблюдаются при положительных значениях полного потока тепла (т.е. в период прогрева) при скоростях ветра до 5 м/с. При отрицательных величинах полного потока тепла (т.е., когда происходит остывание вод), а также, когда скорости ветра максимальны (при интенсивном ветровом перемешивании), *A* принимает наименьшие значения, не превышающие 0,1°C.

На Рисунке 2.14, *а* представлена диаграмма, отображающая зависимость *А* от скорости ветра для различных месяцев года. (Для построения диаграмм зависимости амплитуды суточного хода от модуля скорости ветра и температуры воздуха были рассчитаны средние за сутки величины модуля скорости ветра и температуры воздуха.)

Минимальные значения 0–1°С A приходятся на холодный период (с декабря по март) практически и при скоростях ветра более 7 м/с в любой месяц года. При штилевых условиях (скорость ветра не превышает 2–3 м/с) даже в холодный период года A может достигать 1,7–1,8°С. В марте начинается плавное увеличение A и при значениях модуля скорости ветра от 0 до 5–6 м/с A достигает 1,5–2°С. Наибольшие величины A приходятся на апрель-август (т.е. на теплый период года) при скоростях ветра до 5–6 м/с. Максимальные величины достигают 2,4 °С в мае при штилевых условиях, когда скорость ветра составляет 0–2 м/с. При увеличении скорости ветра ( $\geq$ 7–8 м/с) в теплый период года значения A уменьшаются (до 1,1– 1,4°С). Осенью значения A постепенно снижаются, наибольшие значения также имеют место при минимальных скоростях ветра. Минимальные A имеют место в январе – марте при скоростях ветра более 10 м/с и не превышают 0,1°С.



Рисунок 2.14 – Диаграмма зависимости: *а* – амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и месяца года; *б* – амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и температуры воздуха

Теперь проанализируем связь A с полем ветра и температурой воздуха, которая представлена на Рисунке 2.14,  $\delta$ . При скоростях ветра до 4–5 м/с значения A достаточно велики (от 1,2°C и выше) даже при малых температурах воздуха. Наибольшие A наблюдаются, когда температура воздуха начинает превышать 14– При температурах воздуха 20–22°C и штилевых условиях (что примерно совпадает с температурами для мая) A достигает максимальных значений 2°C. При температурах воздуха от 27°C и выше даже при скоростях ветра более 8–10 м/с Aимеет высокие значения 1,3–2°C.

Результаты, представленные на Рисунках 2.13 и 2.14 *а*, *б* хорошо согласуются. Наибольших значений *А* достигает при положительных величинах полного потока тепла и минимальных скоростях ветра (до 5 м/с), то есть, когда прогрев вод наиболее интенсивен (в теплый период года при максимальных значениях температуры воздуха). Минимальные величины *А* имеют место при

60

отрицательных значениях полного потока тепла (когда происходит остывание вод) и высоких значениях скорости ветра (от 7–10 м/с и более).

### 2.5 Исследование событий значительного дневного прогрева по спутниковым и контактным данным

**2.5.1** Дневной прогрев в холодный период года. По данным дрифтеров проанализированы случаи значительного дневного прогрева в холодный (декабрьмарт) и теплый (май-август) период года. Значительными считались те случаи, когда разница минимального и максимального значения температуры за сутки превышала 0,3°C в холодный период года и 2,5°C в теплый период. Анализ случаев значительного дневного прогрева в холодный период года имеет особый интерес, так как эти события могут стимулировать вспышки интенсивного цветения фитопланктона [Mikaelyan et al., 2017].

По данным дрифтера №248990 более подробно рассмотрены случаи дневного прогрева в феврале-марте 2014 года. На Рисунке 2.15, *а* представлен график временного хода температуры на горизонтах 0,2 м и 13 м в феврале 2014 года, который наглядно отображает практически полное отсутствие температурной стратификации в рассматриваемом временном интервале – разница температуры вод на горизонтах 0,2 м и 13 м минимальна. Исключением являются периоды значительного дневного прогрева.

За рассматриваемый временной интервал выделено четыре случая значительного дневного прогрева: 11, 12, 14, и 23 февраля (обозначены на графике цифрами 1, 2, 3, 4, соответственно). Амплитуда суточного хода в этих случаях составила: 11 февраля 0,5°C; 12 февраля 0,4°C; 14 февраля 0,4°C; максимальная амплитуда достигла 0,6°C 23 февраля.



Рисунок 2.15 – Временной ход температуры на горизонтах 0,2 м (сплошная линия) и 13 м (пунктирная линия) в феврале 2014 г. (*a*); карта распределения среднего модуля скорости ветра за 11.02.14 и направления ветра в 9.00 (черные стрелки) (*б*); карта распределения ТПМ 11.02.14 в 9.00 по данным SEVIRI (*в*); карта распределения ТПМ 11.02.14 в 15.00 по данным SEVIRI (*г*). Красными точками на Рисунке 2.15, *в* и 2.15, *г* обозначена траектория дрифтера за рассматриваемый временной интервал

Детально исследовано событие дневного прогрева 11.02.14 (случай 1). В этот день температура за сутки на горизонте 0,2 м возросла от минимального значения  $8,8^{\circ}$ С до максимального 9,3°С. Таким образом, величина суточного прогрева (амплитуда суточного хода температуры) составил 0,5°С. На горизонте 13 м за этот же период времени изменения температуры практически не происходило (красная пунктирная линия на графике Рисунка 2.15, *a*). Это косвенно указывает на то, что перемешивание поверхностного слоя с более глубинными слоями не происходило (или было незначительным).

Данному случаю прогрева способствовали следующие, необходимые для его формирования, условия: достаточно низкие скорости ветра и слабая, практически

62

отсутствующая в районе пребывания дрифтера, облачность, что подтверждается данными реанализа Era-Interim и сканера SEVIRI (Рисунок 2.15, б, в и г, соответственно). По данным реанализа Era-Interim в этот период в районе измерений наблюдался южный ветер со скоростями 3-5 м/с (Рисунок 2.15, б). Слабые уменьшения ветра создали условия для перемешивания И перераспределения поглощенного солнечного излучения в достаточно тонком ограниченном поверхностном слое. Отмечено, что низкие скорости ветра наблюдались и во время остальных случаев значительного суточного прогрева вод, т.е. являлись необходимым условием для его возникновения.

Рассматриваемый случай прогрева хорошо отображают карты распределения ТПМ, построенные по данным сканера SEVIRI. На Рисунке 2.15, *в* и 2.15, *г* представлены карты для 9.00 и 15.00 (московское время) 11.02.14. По представленным картам хорошо видно, что в районе пребывания дрифтера (обведен эллипсом) 11.02 сохранялась безоблачная погода (область открыта для наблюдений в ИК диапазоне), а также прослеживается увеличение ТПМ. По данным SEVIRI минимальная температура на поверхности в районе пребывания дрифтера составила 9,2°С, а максимальная – 9,7°С (амплитуда суточного хода температуры 0,5°С). Также следует отметить значительное увеличение ТПМ юговосточной части бассейна, где скорость ветра не превышала 3,5–4 м/с, в то время как в северо-западном и юго-западном районе изменения ТПМ не столь существенны.

2.5.2 Дневной прогрев в теплый период года. На примере данных дрифтера № 34253 более подробно рассмотрены случаи дневного прогрева в 2005 году. За время функционирования термодрифтера (с января по август 2005 года) в теплый период года (май–август) было выделено три случая значительного дневного прогрева (Рисунок 2.16, а). В этот период случаи максимального дневного прогрева наблюдались 17 мая (5°С), 12 июля (4,5°С) и 17 августа (3,9°С) (обозначены на графике цифрами 1, 2, 3, соответственно).

Детально проанализирован случай дневного прогрева 12.07.2005 г. (случай 2).

63



Рисунок 2.16 – Временной ход температуры на горизонте 0,2 м с января по август 2005 года (*a*); карта распределения среднего модуля скорости ветра и его направления в 9.00 (черные стрелки) за 12.07.05 (*б*); карта распределения ТПМ 12.07.05 в 4.00 по данным SEVIRI (*в*); карта распределения ТПМ 12.07.05 в 17.00 по данным SEVIRI (*г*). Красными точками на Рисунке 2.16, *в* и 2.16, *г* обозначена траектория дрифтера за рассматриваемый временной интервал

12.07.05 температура в течение суток на горизонте 0,2 м возросла от минимального значения 25,6°С до 30,1°С. Таким образом, величина суточного прогрева составила 4,5°С. На горизонте 12 м температура была существенно ниже – присутствовала характерная для теплого периода года устойчивая стратификация.

Формирование рассматриваемого случая прогрева проходило в соответствующих погодных условиях в районе пребывания дрифтера: при достаточно низкой скорости ветра и отсутствии облачного покрова. Анализ поля ветра за указанную дату показал, что скорость ветра в районе пребывания дрифтера не превышала 4 м/с (Рисунок 2.16, б), а в юго-восточной части моря была ниже 3 м/с. Слабые ветра способствовали формированию тонкого дневного термоклина.

По данным сканера SEVIRI над районом пребывания дрифтера облачный покров отсутствовал, что наглядно отображают карты распределения ТПМ (Рисунок 2.16, *в* и 2.16, *г*) за 4:00 и 17:00 (московское время). 12.07.05. Минимальная ТПМ в 4:00 на поверхности по данным сканера составила 24,5°С, максимальная 27°С. Таким образом, по данным SEVIRI, зафиксированная амплитуда суточного хода составила 2,5°С, что несколько ниже, чем значение, полученное по данным дрифтера №34253. На картах распределения ТПМ (Рисунок 2.16, *в* и 2.16, *г*) хорошо видно, что значительное увеличение ТПМ, свойственное большей части юго-восточного района Черного моря, где скорости ветра минимальны – не превышают 4 м/с (Рисунок 2.16, *б*), в то время как в западной его части, открытой для ИК наблюдений, изменения температуры незначительны, а скорость ветра выше и составляют 7–9 м/с.

Анализ карт распределения амплитуды суточного хода ТПМ, полученных по данным SEVIRI, также позволил выявить районы, где имели место события значительного дневного прогрева.

Рассмотрен ряд таких событий прогрева за 2005–2016 гг. Более подробно исследован 2015 год. В течение 2015 г. несколько раз зафиксированы высокие значения суточного изменения ТПМ: 26.02, 11.04, 11.05, 14.05, 17.05, 18.05, 25.05, 01.06, 13.06, 08.07, 24.07, 04.09.

Одним из наиболее ярких примеров такого события является прогрев 11.05.15.

На Рисунке 2.17, *а*, *б* представлены карты распределения ТПМ в 3:00 и 16:00 (московское время) 11.05.15. В 3:00 ТПМ в большей части моря не превышает 13°С. В отдельных районах западной и юго-западной части Черного моря, а также в восточной части Азовского бассейна ТПМ более высокая – от 14,5°С до 15,9°С. На дневной карте в 16:00 ТПМ значительно выше. Она превышает 16°С на всей площади бассейна, за исключением прибрежных районов у берегов Крыма и юго-западной части моря. В этих районах ТПМ также увеличивается, однако её значения несколько меньше (13,6–14,5°С). 11.05.15 *А* принимает значения свыше

2°С на большей части бассейна, а в отдельных областях она превышает 5°С (Рисунок 2.17, *в*).



Рисунок 2.17 – Карта распределения 11.05.15: *a* – ТПМ (°С) в 3.00 ч.; *б* – ТПМ (°С) в 16.00 ч; *в* – амплитуды суточного хода ТПМ (°С); *г* – среднего значения модуля скорости ветра (м/с). Прямоугольниками выделены области, в которых выбраны точки 1 (с 31,8° в.д. по 32,1 °в.д. и с 44°с.ш. по 44,2°с.ш.) и 2 (с 39,5° в.д. по 40° в.д. и с 42.1°С.ш. по 42,5°с.ш.) для анализа [Rubakina et al., 2019]

Средняя по бассейну ТПМ Черного моря за 11.05.15 изменилась (Рисунок 2.18, *a*) на 2°С (от 13,7°С до 5,7°С).

На Рисунках 2.18, б и в продемонстрированы изменения ТПМ в областях, характеризующихся наиболее высокими значениями перепада температуры (черные прямоугольники на Рисунок 2.17, в).

На графике (Рисунок 2.18, б) видно, что 11.05.15 происходит наиболее значительное изменение ТПМ в течение суток. В этот день наблюдается интенсивный рост ТПМ в первой половине суток и довольно резкое ее снижение во второй половине, по сравнению с 10.05.15. В области *1* минимальное значение ТПМ равно 13,4°C, максимальное – 15,8°C, таким образом амплитуда суточного хода ТПМ составила 2,4°C.

Еще более выражен дневной прогрев в области 2 (Рисунок 2.18, *в*). Резкий рост ТПМ от минимального (13°С) до максимального (17,8°С) значения наблюдается с 6:00 до 13:00, далее происходит снижение ТПМ до 14,2°С (в 23:00). Таким образом, амплитуда суточного хода ТПМ в этой точке достигает 4,8°С.

Отметим, что в некоторых точках бассейна 11.05.15 амплитуда суточного хода достигает экстремально высоких значений и составляет 7–7,2°С. Столь же высокие значения зафиксированы и в районе Атлантического океана в предыдущих работах, в частности в работе [Gentemann et al., 2008а]. Такой сильный суточный прогрев может существенно изменять потоки тепла между океаном и атмосферой. Это в свою очередь может значительно влиять на качество воспроизведения атмосферной циркуляции в численных моделях. Кроме того, увеличение ТПМ способно стать причиной уменьшения потоков кислорода в толщу вод, что негативно отражается на развитии экосистемы.

Причиной таких резких перепадов ТПМ послужили штилевые условия, которые отмечались над Черным морем с 10.05.15. Как видно из Рисунка 2.19, средняя скорость ветра над Черным морем с 10 по 12 мая не превышает 4 м/с. Наименьшие значения скорости ветра (<3,4 м/с) отмечаются с 3.00 10 мая до 12:00 11 мая. При этом минимальные скорости ветра, соответствующие штилевым условиям (2,5 м/с), наблюдаются непосредственно перед началом наиболее интенсивного роста ТПМ 11 мая в 3:00 по времени.

На Рисунке 2.17, г представлена карта среднего значения модуля скорости ветра 11.05.15. Над большей частью Черного моря скорость ветра очень низкая и не превышает 3 м/с. Исключение составляет юго-западный район, где скорость ветра достигает 6–8 м/с. В этом районе амплитуда суточного хода температуры небольшая (Рисунок 2.17,  $\epsilon$ ) и не превышает 1,5°C. Над восточной частью моря скорость ветра наименьшая (< 2 м/с). Эта область малых значений скоростей ветра совпадает с зоной наиболее высоких значений A, которые также наблюдаются на востоке моря. Таким образом, основной причиной высоких суточных перепадов ТПМ и особенностей их пространственного распределения в этом случае служит изменчивость скорости ветра.



Рисунок 2.18 – Графики изменения: *а* – средней по площади ТПМ Черного моря 11.05.15; *б* – средней ТПМ для области *1* (см. Рисунок 2.17, *в*); *в* – средней ТПМ для области *2* [Rubakina et al., 2019]



Рисунок 2.19 – График изменения средней по бассейну скорости ветра для Черного моря с 10.05.15 по 12.05.15.

Анализ изменчивости ТПМ для других выделенных случаев за 2015 год (26 февраля; 11, 14, 17, 18, 25 мая; 1, 13 июня; 8, 24 июля; 4 сентября) показал, что в дни максимального прогрева скорость ветра не превышала 3–4 м/с. При этом наиболее часто максимальные перепады ТПМ наблюдались в юго-восточном районе бассейна. В этой части Черного моря скорости ветра в среднем минимальны из-за блокирования воздушных потоков высокими Кавказскими горами на востоке и Понтийскими горами на юге [Efimov et al., 2011]. Большинство из случаев максимального прогрева отмечено в мае, поскольку этот месяц характеризуется наиболее низкими скоростями ветра [Ильин и др., 2012].

Отметим, что не только штилевые условия, но и штормовые ветры также приводят к резким изменениям поверхностной температуры. Ветровое турбулентное перемешивание, особенно сопровождающееся циклонической завихренностью, вызывает резкое увеличение глубины ВКС и вертикальное вовлечение глубинных холодных вод. Эти эффекты способны приводить к уменьшению температуры Черного моря на величину до 10°C [Zatsepin et al, 2008; Efimov et al., 2017; Ефимов и др., 2017]. Например, в работе [Efimov et al., 2008] показано, что мощный квазитропический циклон в сентябре 2005 г. вызвал снижение ТПМ в центральной части моря с 20°С до 8°С.

#### Выводы к Разделу 2

В Разделе 2 представлены результаты исследования суточного хода температуры приповерхностного слоя вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев и сканера SEVIRI с высоким временным разрешением за многолетний период.

1. Выполнено сопоставление данных SEVIRI и термодрифтеров, рассмотрен средний суточный ход ТПМ и его сезонная динамика за период с 2005 по 2016 гг. Полученные в результате сравнения величины коэффициентов корреляции, СКО, коэффициентов регрессии и разницы средних свидетельствуют о достаточно хорошем совпадении сопоставляемых данных.

2. Проведено исследование сезонной динамики среднего суточного хода температуры вод в приповерхностном слое Черного моря. Проведен анализ аномалий температуры на горизонте 0,2 м по данным дрифтеров и ТПМ по данным SEVIRI. Наибольшие по модулю отрицательные аномалии температуры приходятся на время с 04.00 до 09.00, а наибольшие положительные с 15.00 до 19.00. Выраженный суточный ход температуры наблюдается с марта по ноябрь, в холодный период года он проявляется гораздо слабее. Наибольшие по модулю отклонения температуры от среднемесячных значений имеют место в весеннелетний период, что связано с сезонными особенностями распределения поля ветра (наименьшие скорости ветра в этот период года).

3. Рассмотрены пространственные особенности распределения ТПМ и амплитуды суточного хода ТПМ. Наибольшие области прогрева расположены в Азовском море и юго-восточной части Черноморского бассейна, что связано с наличием зоны ветровой тени в этой части Черного моря.

4. Проведен статистический анализ количества событий дневного прогрева в различных интервалах значений амплитуды суточного хода температуры с использованием дистанционных и контактных данных. Наиболее редкими являются события прогрева с *A*, равными 5–7°C и более (события экстремального дневного прогрева), которые развиваются в безоблачную погоду при низких скоростях ветра, наибольшее число таких событий приходится на весенний период, т.к. весной скорости ветра минимальны.

5. Исследована связь амплитуды суточного хода ТПМ с полем ветра и температурой воздуха, потоками тепла, рассмотрена сезонная изменчивость ТПМ для различных интервалов скоростей ветра. Наименьшие значения *A* наблюдаются в холодный период года, в декабре – марте, когда происходит остывание вод, полный поток тепла направлен в атмосферу (т.е. отрицателен), при сильных ветрах и низких температурах воздуха. Максимальные *A* приходятся на май-август, т.е. в период прогрева, когда полный поток тепла направлен в море (т.е. положителен), а температура воздуха принимает наибольшие значения, при скоростях ветра от 0 до 5–6 м/с.

Результаты, представленные Разделе 2, опубликованы в работах [Рубакина и др., 2018a, 2018b, 2018c, 2019, 2019b, 2021c, Rubakina, et al., 2019, Рубакина и др., 2022a].

## РАЗДЕЛ 3 ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

## 3.1 Суточный ход температуры и его связь с полем ветра и полным потоком тепла на основе результатов расчета с использованием одномерной интегральной модели ВКС

3.1.1 Одномерная интегральная модель ВКС. Широкий спектр возможностей по исследованию суточного хода температуры предоставляют современные модели с высоким временным разрешением. Посредством задания отдельных параметров, например, различных гидрометеорологических факторов можно проследить и исследовать их влияние на суточный ход температуры и суточный прогрев. Раздел 3 настоящей работы посвящен исследованию влияния таких факторов как скорость ветра, потоки тепла, вертикальная компонента скорости течений на амплитуду суточного хода температуры А посредством численного моделирования. Также выполнен ряд численных экспериментов, которые посвящены воспроизведению и исследованию событий экстремального дневного прогрева.

Чтобы описать суточный ход температуры поверхности моря, необходимо знать динамику верхнего перемешанного (квазиоднородного) слоя (ВПС/ВКС). Как показано в [Калацкий, 1978], при формировании вязкого пограничного слоя в океане на рассматриваемых масштабах горизонтальная неоднородность поля температуры играет второстепенную роль, а динамика ВКС удовлетворительно описывается одномерной моделью, поскольку процессы вертикального обмена между атмосферой и океаном и вертикальное перемешивание изменяют локальные условия гораздо сильнее и эффективнее, чем горизонтальные адвекция и перемешивание [Краус (ред.), 1979; Кубряков и др., 1984].
Без учета адвективных факторов уравнение переноса тепла в море представляется в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial z} , \qquad (3.1)$$

где *T* – температура морской воды;

t – время;

*z* – декартова ось координат, направленная вертикально вниз;

 $Q = \overline{w'T'}$  – турбулентный поток тепла по вертикали, нормированный на плотность и удельную теплоемкость воды;

*w* – вертикальная пульсационная составляющая скорости течений.

Одной из актуальных проблем современной теории деятельного слоя океана является корректное описание процессов вертикального переноса тепла из ВКС в термоклин и их параметризация. Представляется, что недостаточная изученность этой проблемы является одним из существенных препятствий при создании моделей общей циркуляции океана с учётом ВКС.

Учёт теплообмена ВКС с термоклином имеет ряд трудностей, связанных, прежде всего, с тем, что процессы и явления, происходящие в слое скачка температуры (турбулентный обмен в условиях сильной стратификации, генерация и обрушение внутренних волн, формирование микроструктура), очень сложны по своему характеру и не имеют адекватного математического описания. Кроме того, ступенчатый характер распределения температуры в термоклине, как это следует из данных наблюдений, также осложняет решение задачи о переносе тепла через термоклин. В настоящей работе упомянутый процесс обмена теплом параметризуется на основе гипотезы Крауса-Тернера в рамках одномерной интегральной модели [Kraus et al., 1967].

Представим деятельный слой океана в виде квазиизотермического слоя, слоя скачка, моделируемого поверхностью, на которой возможен скачок температуры и

отсутствуют изолированные источники и стоки тепла. Тогда, интегрируя уравнение (3.1) в пределах перемешанного слоя, получим

$$h\frac{dT_s}{dt} = Q_0 - Q_h \tag{3.2}$$

где h – толщина ВКС;

 $T_s$  – температура в ВКС;

 $Q_0$  – поток тепла на поверхности моря;

 $Q_h$ - поток тепла на нижней границе ВКС при z = h-0.

Интегрируя уравнение (3.1) в пределах слоя скачка, получим [Баренблатт и др., 1963; Коснырев и др., 1977]

$$Q_h - Q_{h+0} = \frac{dh}{dt} (T_s - T_h),$$
 (3.3)

где  $Q_{h+0}$ ,  $T_h$  – поток тепла и температура соответственно при z = h+0. Поскольку в данной задаче мы не рассматриваем эволюцию термоклина, воспользуемся гипотезой Крауса и Тернера [Kraus et al., 1967], основанной на предположении о неизменности вертикального профиля температуры ниже перемешанного слоя, и согласно которой процессы переноса тепла через нижнюю границу перемешанного слоя связаны только с вовлечением нижележащей жидкости в слой перемешивания, т.е. при dh/dt>0 поток тепла полностью затрачивается на прогрев жидкости, вовлекаемой в квазиизотермический слой из термоклина, а при dh/dt<0 квазиизотермический слой «запирается» снизу. В этом случае можно положить  $Q_{h+0} = 0$  и  $T_h = const$ . Тогда уравнение (3.3) представляется в виде

$$Q_h = \frac{dh}{dt} (T_s - T_h) \chi, \qquad (3.4)$$

где 
$$\chi = \begin{cases} 0, \frac{dh}{dt} < 0\\ 1, \frac{dh}{dt} > 0 \end{cases}$$
(3.5)

Для замыкания системы уравнений привлечем уравнение баланса турбулентной энергии, интегрируя которое по глубине от поверхности моря до нижней границы перемешанного слоя, получим

$$G-D = \frac{g\alpha h}{2} (Q_0 + Q_h), \qquad (3.6)$$

где *G* и *D* – соответственно генерация и диссипация турбулентной энергии; *g* – ускорение свободного падения;

α – коэффициент термического расширения;

 $g\alpha = 0,25 \cdot 10^{-2} \frac{M}{^{\circ}C \cdot c^2}$ .

В уравнении (3.6) отброшен член, связанный с нестационарностью процесса. Т.е. уравнение (3.6) является квазистационарным и предполагает, что перемешивание жидкости в квазиоднородном слое происходит гораздо быстрее, чем изменение величин  $T_s$  и h. Это обстоятельство накладывает определенные ограничения на характерный временной масштаб внешних параметров. Если принять характерное время турбулентного перемешивания в ВКС равным нескольким часам, то это означает, что турбулентные пульсации ветра с частотой, большей 10<sup>-4</sup> Гц, не будут оказывать влияния на режим эволюции ВКС, т.е. будут отфильтрованы.

Достаточно хорошо генерация энергии турбулентности в (3.6) параметризуется соотношением

$$G = k \cdot v_s^3, \tag{3.7}$$

где *k* – эмпирическая константа, по оценкам [Миропольский, 1970] *k*=10–50; *v<sub>s</sub>* – динамическая скорость, которая связана со скоростью ветра соотношением

$$v_s^2 = C_m \cdot \frac{\rho_a}{\rho} \cdot U_a^2, \tag{3.8}$$

где  $C_m \approx 1, 5 \cdot 10^{-3}$  – коэффициент трения;

 $\rho_{a'}, \rho$  – плотность воздуха и воды соответственно.

Одна из существенных трудностей при построении интегральных моделей ВКС с привлечением уравнения баланса энергии турбулентности связана с проблемой параметризации диссипации турбулентной энергии [Краус (ред.), 1979]. По-видимому, наиболее полное выражение для интегральной диссипации кинетической энергии турбулентности получено в [Фельзенбаум, 1980] на основе теории подобия для верхнего слоя океана, которое позволяет описывать почти все асимптотические режимы свободной BKC: конвекции; динамики чисто динамического перемешивания в однородной вращающейся жидкости (режим Россби-Монтгомери); перемешивания в невращающейся стратифицированной жидкости (асимптотика Китайгородского); перемешивания в невращающейся стратифицированной жидкости в отсутствии потока плавучести на поверхности (асимптотика Като-Филлипса); отсутствия перемешивания при положительном потоке тепла на поверхности и отсутствии генерации [Реснянский, 1975]. Однако ряд входящих в это выражение параметров, значения которых определяются из экспериментов в океане и лаборатории, все еще делают затруднительным его использование. В нашем случае будем использовать простую параметризацию

$$D = \delta G, \tag{3.9}$$

где  $\delta$  – эмпирическая константа, показывающая, какая доля механической энергии диссипирует в тепло в пределах ВКС.

Тогда  $G-D=mv_s^3$ .

Для океанических условий *т*≈1,4 [Коснырев, 1983].

**3.1.2 Уравнения модели и решение**. Динамика ВКС в зависимости от режима будет описываться двумя различными системами нелинейных дифференциальных уравнений, в которых искомыми величинами являются температура *T<sub>s</sub>* и толщина *h* перемешанного слоя:

при деградации ВКС, т.е. при  $\frac{dh}{dt} < 0$ 

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0, \\ G - D = \frac{g \alpha h}{2} Q_0, \\ Q_h = 0 \end{cases}$$
(3.10)

а при вовлечении, т.е. при  $\frac{dh}{dt} > 0$ 

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0 - Q_h, \\ G - D = \frac{g \alpha h}{2} \cdot (Q_0 + Q_h), \\ Q_h = \frac{dh}{dt} (T_s - T_h) \end{cases}$$
(3.11)

Начальные условия для обеих систем

$$h=h_0, T_s=T_0^s,$$
 при  $t=t_0$  (3.12)

Если скорость ветра и поток тепла на поверхности моря представляют собой произвольные функции времени, то решение систем (3.10) и (3.11) возможно только численными методами. Достаточно легко аналитическое решение находится при постоянном во времени атмосферном воздействии [Коснырев, 1983]. Здесь рассмотрим случай, когда скорость ветра в течение суток практически не меняется,

т.е. пусть G - D = const, а поток тепла  $Q_0 = Q_0(t)$  представляет собой периодическую функцию косинуса  $Q_0(t) = Qmax(1 - cos(t/2\pi T^*))$  с периодом  $T^*$ , равным суткам.

Обозначим  $\frac{2(G-D)}{g\alpha} = K = const.$ 

Отметим, что в нашем случае

$$L = \frac{2K}{Q_0},$$

где *L*- масштаб Монина - Обухова.

Тогда в случае деградации ВКС, т.е. при  $\frac{dh}{dt} < 0$  из второго уравнения системы (3.10) находится толщина перемешанного слоя

$$h(t) = \frac{K}{Q_0(t)},$$
 (3.13)

а из первого уравнения – температура

$$T_s(t) = \frac{1}{K} \int_{t_0}^t Q_0^2(t) dt + T_s^0$$
(3.14)

Из (3.12) получаем

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{K\frac{dQ_0}{dt}}{Q_0^2},$$

откуда следует необходимое условие деградации ВКС: для того, чтобы осуществлялся режим деградации ВКС, необходимо, чтобы  $\frac{dQ_0}{dt} > 0$ .

При режиме вовлечения надо искать решение системы (3.11). Подставляя *Q<sub>h</sub>* из третьего уравнения системы (3.11) в первое и группируя члены, получим

$$\frac{d[h(T_s-T_h)]}{dt} = Q_0,$$

откуда

$$h(T_s - T_h) = \int_{t_0}^{t} Q_0(t) dt + C, \qquad (3.15)$$

учитывая (3.12), получим

$$C = h_0 \left( T_s^0 - T_h \right) \tag{3.16}$$

Подставляя *Q<sub>h</sub>* из третьего уравнения системы (3.11) во второе, получим

$$h\left[Q_{0}+\frac{dh}{dt}(T_{s}-T_{h})\right]=K$$
 или  $hQ_{0}+\frac{dh}{dt}[h(T_{s}-T_{h})]=K,$ 

учитывая (3.15),

$$hQ_{0} + \frac{dh}{dt} \left[ \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t)dt + C \right] = K, \quad \frac{d}{dt} \left[ h(\int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t)dt + C) \right] = K$$
$$h\left( \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t)dt + C \right) = Kt + C_{1}, \quad (3.17)$$

учитывая (3.12) и (3.16),

$$C_{I} = h_{0}^{2} (T_{s}^{0} - T_{h}) - Kt_{0}$$
(3.18)

Тогда из (3.16), (3.17) и (3.18)

$$h = \frac{K(t-t_0) + h_0^2 (T_s^0 - T_h)}{\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 (T_s^0 - T_h)}$$
(3.19)

Наконец, из (3.15) находим T<sub>s</sub>

$$T_{s} = \frac{1}{h} \left[ \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t) dt + h_{0} (T_{s}^{0} - T_{h}) \right] + T_{h}$$
(3.20)

ИЛИ

$$T_{s} = \frac{\int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t)dt + h_{0}(T_{s}^{0} - T_{h})}{K(t - t_{0}) + h_{0}^{2}(T_{s}^{0} - T_{h})} \left[ \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t)dt + h_{0}(T_{s}^{0} - T_{h}) \right] + T_{h}$$
(3.21)

Из (3.19) также можно получить необходимое условие осуществления режима вовлечения.

Таким образом, окончательный вид решения: при  $\frac{dh}{dt} < 0$  (деградация ВКС)

$$\begin{cases} h(t) = \frac{K}{Q_0(t)} \\ T_s(t) = \frac{I}{K} \int_{t_0}^t Q_0^2(t) dt + T_s^0 \end{cases}$$
(3.22)

при  $\frac{dh}{dt} > 0$  (вовлечение воды в ВКС)

$$\begin{cases} h(t) = \frac{K(t-t_0) + h_0^2 (T_s^0 - T_h)}{\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 (T_s^0 - T_h)} \\ T_s(t) = \frac{\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 (T_s^0 - T_h)}{K(t-t_0) + h_0^2 (T_s^0 - T_h)} \left[ \int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 (T_s^0 - T_h) \right] + T_h \end{cases}$$
(3.23)

Таким образом, задав изменение во времени потока тепла  $Q_0(t)$ , мы можем в каждый момент времени рассчитать толщину и температуру ВКС. При этом следует определить, какой режим эволюции ВКС – вовлечение или деградация – будет осуществляться в текущий момент времени, чтобы применять формулы (3.22) или (3.23). Также следует учитывать, что начальные условия (3.12) задаются для каждого из режимов, так что при переходе из одного режима в другой во время расчета необходимо учитывать их изменение.

**3.1.3 Результаты расчетов.** Расчеты проводились при следующих значениях параметров:

$$K = \frac{2(G-D)}{g\alpha} = \frac{2mv_s^3(1-\delta)}{g\alpha};$$
  
v\_s – динамическая скорость ветра;  
g\alpha=0,25·10<sup>-2</sup> (м/°С·с);  
m=14;

$$v_{s} = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_{s}}} = \left(c_{\alpha}\frac{\rho_{a}}{\rho_{s}}\right)^{0,5} U_{a},$$

где  $U_a$  – скорость ветра.

Скорость ветра при расчетах принималась  $U_a=3-7$  м/с (с шагом 0,5 м/с).

Шаг по времени составляет 20 секунд. Амплитуда потока тепла варьировалась от 1 до 200 Вт/м<sup>2</sup>. Расчет выполнялся для десяти суток.

**3.1.4 Моделирование суточного хода температуры и толщины ВКС.** Полученная модель хорошо воспроизводит суточный ход температуры при заданных исходных значениях Q (амплитуда потока тепла) и скорости ветра. На Рисунке 3.1, *а* представлен временной ход температуры (время расчета – десять суток), полученный по результатам расчета модели при заданной скорости ветра 3 м/с и различных значениях амплитуды потока тепла *Qmax*. При *Qmax*=101 Bт/м<sup>2</sup> наблюдается постепенный прогрев от 20°C до 24°C. При этом амплитуда суточного хода остается примерно одинаковой и составляет 0,75°C, что хорошо видно по

графику Рисунка 3.1, *б*. При увеличении амплитуды потока тепла до 161 Вт/м<sup>2</sup> и прежней скорости ветра 3 м/с за время расчета температура увеличивается с 20°С до 32°С, при этом амплитуда суточного хода примерно одинакова для всех дней расчета и составляет 1,9°С. Таким образом при увеличении амплитуды полного потока тепла увеличивается как сама температура, так и амплитуда суточного хода.



Рисунок 3.1 – Временной ход температуры для десяти суток расчета при различных значениях амплитуды полного потока тепла *Qmax* (при Вт/м<sup>2</sup> пунктирная линия; при *Qmax*=161 Вт/м<sup>2</sup> сплошная линия) и скорости ветра

3 м/с по результатам расчета одномерной интегральной модели ВКС (*a*); временной ход температуры с удаленным сезонным температурным трендом для десяти суток расчета при различных значениях амплитуды полного потока тепла *Qmax* (при *Qmax*=101 Вт/м<sup>2</sup> пунктирная линия; при *Qmax*=161 Вт/м<sup>2</sup> сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с по результатам расчета одномерной интегральной модели ВКС (*б*) Толщина ВКС также имеет выраженный суточный ход (Рисунок 3.2). При амплитуде потока тепла 101 Вт/м<sup>2</sup> толщина ВКС колеблется от 2,6 м до 1,6 м за одни сутки в начале расчета (т.е.  $\Delta h=1$  м), а в конце расчета  $\Delta h$  составляет 0,4 м и составляет 1,5–1,9 м.

При амплитуде потока тепла 161 Вт/м<sup>2</sup> толщина ВКС несколько меньше,  $\Delta h$  за первые сутки расчета составляет 1,5 м (от 2,4 м до 0,94 м), в конце расчета толщина ВКС колеблется от 1,2 до 0,94 м.

Таким образом наряду с ожидаемым уменьшением толщины ВКС при увеличении положительного потока тепла получено, что амплитуда колебаний толщины ВКС с увеличением потока тепла увеличивается.



Рисунок 3.2 – Временной ход толщины ВКС для десяти суток расчета при различных значениях амплитуды полного потока тепла *Qmax* (при Вт/м<sup>2</sup> пунктирная линия; при *Qmax*=161 Вт/м<sup>2</sup> сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с по результатам расчета одномерной интегральной модели ВКС

**3.1.5 Влияние потока тепла и скорости ветра на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВКС.** Рассмотрим одновременное влияние на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВКС двух факторов – скорости ветра и потока тепла. В расчете задается диапазон скоростей ветра (от 3 до 7 м/с) и диапазон амплитуды потока тепла (от 1 до 200 Вт/м<sup>2</sup>). После расчета температуры и толщины ВКС производилось вычисление амплитуды суточного хода температуры *А* для одних суток (разница максимального и минимального значения температуры за сутки), а также выбиралось максимальная (и минимальная) толщина ВКС за выбранные сутки, после чего были построены диаграммы, представленные на Рисунке 3.3 и 3.4 соответственно.

На Рисунке 3.3, *а* хорошо видно, что максимальные значения A находятся в интервале средних значений потока тепла (60–90 Вт/м<sup>2</sup>) и минимальных скоростей ветра – 3–4,5 м/с и достигают наибольших значений 2–2,4°С в диапазоне средних значений потока тепла от 80 до 90 Вт/м<sup>2</sup>. Минимальные A имеют место при высоких скоростях ветра (6 м/с и выше) и низких значениях потока тепла.

Следует отметить, что картина распределения *A* в зависимости от скорости ветра и потока тепла, полученная по результатам расчета модели, хорошо согласуется с картиной распределения *A*, полученной по данным сканера SEVIRI, которая представлена на Рисунке 3.3, *б*. Более подробное описание результатов, полученных по данным сканера и принцип построения диаграммы, представлено в Разделе 2 настоящей работы.

На Рисунке 3.4 представлена зависимость минимального значения толщины ВКС за сутки в зависимости от скорости ветра и величины полного потока тепла.

По результатам расчета модели получено, что наибольшая толщина ВКС (до 70–80 м) наблюдается при высоких скоростях ветра (6 м/с и выше) и минимальных значениях потока тепла, соответственно, наименьшая толщина ВКС имеет место при скоростях ветра 3–3,5 м/с и потоках тепла от 50 Вт/м<sup>2</sup> и не превышает 1 м.

Такую картину распределения можно объяснить особенностями развития температурной стратификации: при высоких значениях потоков тепла и низких скоростях ветра происходит наиболее интенсивный прогрев вод, соответственно температурная стратификация становится более развитой, а толщина ВКС уменьшается. С ростом скорости ветра, способствующего перемешиванию, и уменьшением потока тепла, а соответственно, температуры вод стратификация становится все менее выраженной, все большие слои вод вовлекаются в ВКС, его толщина увеличивается.



Рисунок 3.3 – Диаграмма зависимости: *а* – амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и полного потока тепла по результатам расчета одномерной интегральной модели ВКС; *б* – амплитуды суточного хода от модуля скорости ветра и полного потока тепла по данным сканера SEVIRI

Таким образом расчеты в рамках модели позволили выявить эволюцию экстремальных значений характеристик ВКС при совместной динамике двух противоположно направленных механизмов (потока тепла и скорости ветра), определяющих эти характеристики.



Рисунок 3.4 – Диаграмма зависимости минимальной за сутки толщины ВКС от модуля скорости ветра и полного потока тепла по результатам расчета одномерной интегральной модели ВКС (белым пунктирным прямоугольником выделена область наименьших значений толщины ВКС)

## 3.2 Воздействие ветра и вертикальной компоненты скорости течений на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВКС

**3.2.1 Описание одномерной гидродинамической модели.** Хотя предложенная выше интегральная модель ВКС достаточно хорошо воспроизводит суточный ход температуры и позволяет исследовать влияние ветра и потока тепла на *A*, она не учитывает изменения стратификации и различные динамические процессы в зонах прогрева, а также не дает возможность оценить проникновение суточного прогрева в нижележащие слои. Для этих целей в настоящей работе будет использована одномерная гидродинамическая модель РОМ.

Одномерная гидродинамическая модель построена на основе одномерной версии модели океанической циркуляции РОМ [Mellor, 2001]. В работе [Oguz et al., 1996] подобная версия была адаптирована для Черного моря, однако она не учитывала влияния вертикальных движений на динамику верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Без учета вертикальной компоненты скорости

течений толщина ВКС непрерывно растет, что приводит к проникновению зимней конвекции до дна бассейна [Denman, 1973; Кубрякова и др., 2011, 2013а]. Для получения устойчивого периодического решения был включен механизм поддержания плотностной стратификации [Кубрякова, 2019]. Этим механизмом для верхнего перемешанного слоя является перенос более плотных вод к центру бассейна и их последующий подъем к поверхности в результате действия вертикальной ячейки циркуляции. Поднятая на поверхность соленая вода опускается на периферии, где происходит ее распреснение речными водами, и в дальнейшем возвращается к центру бассейна. Это приводит к сохранению среднего значения поверхностной солености в центральной части моря.

Солевой баланс Черного моря обусловлен испарением, осадками, стоком рек, и водообменом с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор. В одномерной модели сток рек и водообмен не описываются, однако с целью их учета в расчетах введен дополнительный отрицательный поток соли *П* с максимумом в мае и минимумом в сентябре.

Для того, чтобы учесть влияние вертикальных движений, в одномерную гидродинамическую модель добавлены слагаемые с вертикальной составляющей скорости течений [Кубрякова, 2019]. После учета этих слагаемых система уравнений имеет следующий вид:

– уравнение переноса турбулентной кинетической энергии

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_l l}, \qquad (3.24)$$

– уравнение переноса масштаба турбулентности

87

$$\frac{\partial q^2 l}{\partial t} + W \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] + E_1 l \left( K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{E_3 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W}, \qquad (3.25)$$

– уравнения сохранения импульса

$$\frac{\partial U}{\partial t} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right], \qquad (3.26)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right], \qquad (3.27)$$

– уравнения переноса тепла и соли

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial R}{\partial z}, \qquad (3.28)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right], \qquad (3.29)$$

-уравнение состояния

$$\rho(T,S) = f(T,S) \tag{3.30}$$

описывается формулой ЮНЕСКО в форме, предложенной в [Mellor, 1991]. В уравнениях (3.24) – (3.30) введены следующие обозначения:

 $q^2$  – удвоенная кинетическая энергия турбулентности, м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>;

*W*-вертикальная скорость, м/с;

 $K_q$  – коэффициент вертикальной кинематической вязкости, м<sup>2</sup>/с;

*K<sub>M</sub>* – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии кинетической энергии, м<sup>2</sup>/с;

U, V – горизонтальные компоненты скорости, м/с;

 $K_H$  – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли, м<sup>2</sup>/с;

g – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;

 $\rho$  – плотность, кг/м<sup>3</sup>;

*l* – масштаб турбулентности, м;

 $E_1, E_3, B_1$  – безразмерные константы;

 $\widetilde{W}$  – пристеночная функция;

f – параметр Кориолиса, с<sup>-1</sup>;

T – температура, °С;

S -соленость, ‰;

z – вертикальная координата, м;

R – поток коротковолновой радиации, м·°С/с.

В уравнениях (3.24) и (3.25) сумма  $\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2$  во втором слагаемом в правой части отвечает за продукцию энергии турбулентности за счет вертикального сдвига средней скорости. Слагаемое в правой части уравнения (3.24), содержащее  $-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z}$ , имеет смысл скорости продукции или деструкции турбулентной энергии, обусловленной потоками плавучести;  $\frac{q^3}{B_l l}$  – скорость диссипации энергии турбулентности.

Коэффициенты вертикальной кинематической вязкости, вертикальной турбулентной диффузии кинетической энергии и вертикальной турбулентной

диффузии тепла и соли вычисляются в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады [Mellor et al., 1982] из следующих соотношений

$$K_q = lqS_q, \ K_M = lqS_M, \ K_H = lqS_H, \tag{3.31}$$

где *S<sub>q</sub>*, *S<sub>M</sub>*, *S<sub>H</sub>* – функции устойчивости (числа Ричардсона), которые определяются из эмпирических соотношений

$$S_{H} = \frac{A_{2}(1 - \frac{6A_{1}}{B_{2}})}{1 - 3A_{2}G_{H}(6A_{1} + B_{2})}$$
(3.32)

$$S_q = 0.41 S_M$$
 (3.33)

$$S_{M} = \frac{\left(1 - 3C_{I} - 6\frac{A_{I}}{B_{I}}\right) + S_{H}(G_{H}(18A_{I}A_{I} + 9A_{I}A_{2}))}{1 - 9A_{I}A_{2}G_{H}},$$
(3.34)

где *A*<sub>1</sub>, *A*<sub>2</sub>, *B*<sub>1</sub>, *B*<sub>2</sub>, *C*<sub>1</sub> – эмпирические константы, равные 0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08, соответственно;

*G<sub>H</sub>* – безразмерная функция *q*, *l*, вертикального сдвига течений и вертикального градиента плавучести

$$G_H = -\left(\frac{l}{q}N\right)^2,\tag{3.35}$$

где 
$$N = \left(-\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial z}\right)^{1/2}$$
 – частота Вяйсяля-Брента.

Граничные условия для уравнений (3.24) – (3.29):

– для уравнения переноса турбулентной кинетической энергии

$$q^{2}(0) = B_{1}U_{*}^{2}(0), \qquad K_{q}\frac{\partial q^{2}}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0$$
(3.36)

– для уравнения переноса масштаба турбулентности

$$q^{2}l(0) = 0, \qquad K_{q} \frac{\partial q^{2}l}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0$$
(3.37)

– для уравнений сохранения количества движения

$$K_{M} \frac{\partial U}{\partial z}\Big|_{z=0} = -\tau^{x}, \qquad K_{M} \frac{\partial U}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0, \qquad (3.38)$$

$$K_M \frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=0} = -\tau^{y}, \qquad K_M \frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0,$$

– для уравнения переноса тепла

$$K_{H} \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{T}, \qquad K_{H} \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=H} + W(T\Big|_{z=H} - T^{*}) = 0, \qquad (3.39)$$

– для уравнения переноса соли

$$K_{H} \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=0} = -Q^{S}, \qquad K_{H} \frac{\partial S}{\partial z}\Big|_{z=H} + W(S\Big|_{z=H} - S^{*}) = 0 \qquad (3.40)$$

В соотношениях (3.36) – (3.40) введены следующие обозначения:

 $U_*$  – динамическая скорость, м/с;

 $\tau^x$  и  $\tau^y$  – составляющие вектора касательного напряжения ветра;

Н – нижняя граница области интегрирования;

T=8,39 °C – температура на нижней границе пикноклина;

*S*=20,76 ‰ – соленость на нижней границе пикноклина;

 $Q^T$  – поток тепла на поверхности;

 $Q^{S} = (E - P - \Pi)S_{0}$  – поток соли на поверхности,

где *E* – испарение на поверхности моря;

P – осадки;

 $S_0 = 18,5 \ \%$  – соленость на поверхности.

**3.2.2 Расчетная область и параметры одномерной гидродинамической модели РОМ.** В работе с помощью модели РОМ был выполнен расчет временного хода температуры для горизонтов 0–410 м.

В различных экспериментах использовались нерегулярные по вертикали сетки: сетка  $\Delta z=0,5$  м от 0 до 50 м;  $\Delta z=2$  м от 50 до 150 м;  $\Delta z=20$  м от 150 до 410 м и сетка  $\Delta z=0,05$  м от 0 до 5 м;  $\Delta z=0,2$  м от 5 до 10 м;  $\Delta z=1$  м от 10 до 30 м;  $\Delta z=2$  м от 30 до 50 м;  $\Delta z=5$  м от 50 до 110 м;  $\Delta z=20$  м от 110 до 410 м. Применяемая конечно-разностная схема обладает вторым порядком точности по времени и по пространству. Дискретизация частных производных подробно описана в

оригинальной работе [Blumberg et al., 1987]. Шаг по времени в модели составил 10 минут.

Сезонная изменчивость атмосферных параметров задавалась по данным реанализа ERA-40, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) с временной дискретностью 6 ч [Uppala, et al., 2005]. Поля атмосферных параметров были осреднены за 1971–2001 гг. по акватории центральной части бассейна.

В качестве массива коротковолнового излучения был использован массив реанализа Era5 с временной дискретностью 1 час за 2009 год в центральной точке бассейна Черного моря с координатами 43° с.ш., 34° в.д.

На Рисунке 2.2, *а* представлена сезонная изменчивость температуры в слое 0–410 м, полученная по результатам расчета модели. Модель воспроизводит основные особенности сезонной изменчивости температуры, которые согласуются с данными реанализа, полученного с использованием модели циркуляции, которая включала процедуру ассимиляции невозмущенных среднемесячных профилей температуры и солености, полученных по оригинальной методике совместной обработки спутниковых альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений («модель МГИ») [Korotaev et al., 2016; Korotaev, 1997].

По результатам расчета модели, представленным на Рисунке 2.2 *а*, хорошо видны сезонные особенности хода температуры, которые способствуют формированию термохалинной структуры вод: осенне-зимнее выхолаживание вод, формирование ВКС, весенне-летний прогрев вод, образование сезонного термоклина. Наибольшая температура на поверхности моря наблюдается в августе и достигает 22,2°С.

Однако главной особенностью результатов расчета, полученных с использованием в качестве данных о коротковолновом излучении данных Era5 с почасовым разрешением, является наличие достаточно хорошо воспроизводимого суточного хода температуры на первых горизонтах (Рисунок 2.2, *б*), который наиболее выражен в теплый период года (на графике представлен период с мая по июль). При этом максимальная амплитуда суточного хода на поверхности

93

достигает 1,9°С, что сопоставимо с данными контактных и спутниковых измерений [Rubakina, et al.,2019; Рубакина и др., 2019], а также с результатами расчета модели NEMO, [Rubakina, et al., 2022], которые будут представлены ниже, в Разделе 5.



Время, месяцы

Рисунок 3.5 – Временной ход температуры вод в слое 0–410 м по результатам расчета с использованием одномерной гидродинамической модели РОМ для Черного моря за 5 лет расчета(*a*); температура на первом горизонте за май – июль для второго года расчета(*б*)

**3.2.3 Воздействие ветра и вертикальной компоненты скорости течений** на амплитуду суточного хода и толщину ВКС. Хотя положение зон интенсивного дневного прогрева (условия формирования которых более подробно рассмотрены в Разделе 2) преимущественно определяется полем ветра, эти зоны неоднородны по своей пространственной структуре. По спутниковым снимкам с высоким пространственным разрешением хорошо просматривается наличие мелкомасштабных структур в районах прогрева. Так на Рисунке 3.6 представлена карта пространственного распределения ТПМ отдельного района Черного моря по данным MODIS-AQUA за 20.05.14, на которой хорошо видна зона прогрева. В ней явно различима грибовидная структура, у которой в антициклонической части (выделена синим эллипсом), где происходит опускание вод, температура ниже, (особенно на фронте), чем в циклонической части (выделена красным эллипсом), где происходит подъем вод и более интенсивный дневной прогрев. Таким образом, можно предположить, что на пространственное распределение температуры внутри зон прогрева может оказывать влияние не только ветер, но и вертикальная компонента скорости течений

Для исследования влияния скорости ветра и вертикальной компоненты скорости течений на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВКС был проведен ряд экспериментов. Исходные параметры расчета: постоянная вертикальная скорость компонента скорости течений, равная нулю, заданные величины компонент напряжения трения  $\tau$  ветра по x и y. Точка для рестарта расчета модели – 25 июня, после рестарта расчет выполнен для трех дней.

Эксперимент №1: при постоянной вертикальной компоненте скорости течений, равной нулю, варьировалась величина компонент напряжения трения ветра:  $\tau$ ,  $\tau$ ·2,  $\tau$ ·5, где  $\tau$  – массивы исходных значений компонент напряжения трения ветра;  $\tau$ ·2 – значения компонент напряжения трения ветра, увеличенные в 2 раза по сравнению с исходными значениями;  $\tau$ ·5 – значения компонент напряжения трения ветра, увеличенные в 5 раз по сравнению с исходными значениями. Расчеты, обработка и анализ полученных результатов выполнены автором работы.

Эксперимент №2: при начальной неизменной очень малой скорости ветра (<1 м/с) вертикальную компоненту скорости течений принимали равной -10<sup>-5</sup>, 0, 10<sup>-5</sup> м/с во всем слое 0–410 м. Знак «+» при величине вертикальной компоненты скорости течений – поднятие вод, знак «-» – смена направления вертикальной компоненты скорости течений на противоположное, т.е. – опускание вод. Расчеты, обработка и анализ полученных результатов выполнены автором работы.

95



Рисунок 3.6 – Карта пространственного распределения ТПМ для района Черного моря за 20.05.14 по данным MODIS-AQUA; синим эллипсом выделена антициклоническая часть грибовидной структуры, красным эллипсом выделена циклоническая часть грибовидной структуры

Результаты эксперимента №1 представлены в виде графиков на Рисунке 3.7, *а, в, д*. Получено, что с увеличением скорости ветра происходит снижение температуры вод на поверхности (Рисунок 3.7, *a*). Так, при минимальной скорости ветра максимальные значения температуры достигают 20,8°C, а минимальные – 20,1°C. При этом амплитуда суточного хода также снижается от 0,6°C при  $\tau$  до 0,2°C при увеличении  $\tau$  в 5 раз (Рисунок 3.7, *в*), а у температуры появляется выраженный тренд к снижению.

С увеличением скорости ветра толщина ВКС также возрастает (Рисунок 3.7, *d*), этому способствует непосредственно ветровое перемешивание, которое уменьшает интенсивность дневного прогрева и снижает температуру вод. (Толщина ВКС определялась как глубина, на которой потенциальная плотность жидкости меньше потенциальной плотности верхнего уровня измерений на выбранную величину (критерий разницы плотности dr). В качестве критерия dr была выбрана величина 0,007кг/м<sup>3</sup> [Титов, 2004а].) При исходных значениях т в течение трех суток ВКС колеблется в слое 0,5–2 м, при росте т ВКС опускается до 3,5–4 м и не поднимается выше горизонта 3 м. При исходных значениях т наблюдается ярко выраженный суточный ход толщины ВКС с его подъемом в дневные часы, когда прогрев наиболее интенсивен, и опусканием в ночные и утренние часы.

На Рисунке 3.7, б, г представлены результаты эксперимента №2.

Было определено, что при положительном направлении вертикальной компоненты скорости течений (подъем вод) верхний слой за период дневного прогрева прогревается интенсивнее, чем при отрицательном направлении вертикальной компоненты скорости течений (опускание вод), Рисунок 3.7, б: максимальная температура при положительной вертикальной компоненте скорости течений составляет 21,23°C, а при отрицательной – 20,98°C, таким образом разница составляет 0,25°С. Минимальные же значения температур практически полностью совпадают. Таким образом амплитуда суточного хода температуры имеет наибольшие значения при положительной вертикальной компоненте скорости течений и достигает 0,9°C, а при отрицательной вертикальной компоненте скорости течений максимальная амплитуда суточного хода составила 0,56°С (Рисунок 3.7, г). Следует отметить, что при увеличении численного значения вертикальной компоненты скорости течений температура и амплитуда суточного хода также возрастает, что хорошо видно на соответствующих графиках для значений вертикальной компоненты скорости течений 0 м/с и 10<sup>-5</sup> м/с (Рисунок 3.7, б, и г).

Такая зависимость температуры (и амплитуды суточного хода) от вертикальной компоненты скорости течений может быть объяснена следующими простыми физическими соотношениями.

97

$$\frac{\partial h}{\partial t} = W \tag{3.41}$$

$$h = h_0 + \int W dt \tag{3.42}$$

$$\Delta T \sim \frac{Q}{ch} \sim \frac{Q}{c(h_0 + \int W dt)} , \qquad (3.43)$$

где *W* – вертикальная компонента скорости течений;

*h* – текущий горизонт;

*h*<sub>0</sub> – начальный горизонт;

Q – поток тепла;

с – удельная теплоемкость морской воды;

 $\Delta T$  – изменение температуры в слое  $\partial h$ .

Таким образом, величина *ДТ* обратно пропорциональна толщине прогреваемого слоя жидкости и значению вертикальной компоненты скорости течений.

При положительной вертикальной компоненте скорости течений происходит подъем термоклина к поверхности, стратификация становится более выраженной, соответственно, турбулентный поток тепла в глубину ослабевает, в результате поверхностный слой нагревается более интенсивно. Когда вертикальная компонента скорости течений направлена от поверхности, происходит опускание термоклина, соответственно, объем прогреваемых вод увеличивается, стратификация ослабевает, величина амплитуды суточного хода не так велика.



Рисунок 3.7 – Временной ход температуры в верхнем слое (*a*, *б*); амплитуда суточного хода температуры (*в*, *г*); толщина ВКС (*d*); на Рисунках *a*, *в* и *d* сплошная черная линия – соответствующие величины при напряжении трения ветра τ, сплошная линия с маркером – при напряжении трения ветра 2·τ, пунктирная серая линия – при напряжении трения ветра 5·τ; на Рисунках *б*, *г* сплошная черная линия – соответствующие величины при вертикальной компоненте скорости течений 10<sup>-5</sup> м/с, сплошная линия с маркером – при вертикальной компоненте скорости течений 0 м/с, пунктирная серая линия – при вертикальной компоненте скорости течений 0 м/с, пунктирная серая линия – при вертикальной компоненте скорости течений (-10<sup>-5</sup> м/с)

Схематически процесс прогрева при разных направлениях вертикальной компоненты скорости течений представлен на Рисунке 3.8, *а*. пунктирные линии – профили температуры в 00.00, сплошные линии – профили температуры в 14.00): более интенсивно прогревается поднимающийся тонкий слой, чем более толстый

слой опускающихся вод, соответственно, и процесс выхолаживания происходит быстрее в тонком слое, соответственно при одинаковой начальной температуре ее амплитуда суточного хода будет больше при положительной вертикальной компоненте скорости течений.

Наглядно данный механизм иллюстрируют профили температуры, представленные на Рисунке 3.8, *б* (синяя линия – профили при вертикальной компоненте скорости течений –10<sup>-5</sup> м/с, черная линия – профиль при вертикальной компоненте скорости течений 10<sup>-5</sup> м/с,

Таким образом, вертикальная компонента скорости течений оказывает воздействие на амплитуду суточного хода температуры, и, следовательно, неоднородности в распределении вертикальной компоненты скорости течений являются фактором, формирующим тонкие структуры в зонах интенсивного дневного прогрева.



Рисунок 3.8 – Схематическое изображение механизма дневного прогрева верхних слоев вод при различных направлениях вертикальной компоненты скорости течений (*a*); вертикальные профили температуры: синяя линия – профили при вертикальной компоненте скорости течений (–10<sup>-5</sup>) м/с, черная линия – профиль при вертикальной компоненте скорости течений 10<sup>-5</sup> м/с, пунктирные линии – профили температуры в 00.00, сплошные линии – профили температуры в 14.00

## 3.3 Моделирование событий экстремального дневного прогрева

3.3.1 Характеристики проникновения коротковолновой радиации и суточный прогрев вод. Кроме скорости ветра, потоков тепла и вертикальной важным фактором, влияющим на амплитуду суточного скорости, хода температуры А, являются характеристики проникновения коротковолновой радиации в толщу вод. Как известно, часть излучения проникает в более глубокие слои, не задерживаясь (в виде тепла) в поверхностном слое. Однако А на поверхности может достигать экстремально высоких значений (5-7°C), и такие события фиксируются как по данным дистанционного зондирования, так и по данным контактных измерений. Подробно эти явления исследованы в Разделе 2 настоящей работы, а также в [Rubakina, et al., 2019; Рубакина и др., 2019]. Кроме того, в современных моделях имеется тенденция к недооценке величин суточного прогрева, что будет проиллюстрировано на примере результатов расчета с использованием модели NEMO в Разделе 5. Таким образом, особый интерес представляет исследование характеристик проникновения влияния коротковолнового излучения на величину А, которое выполнено в настоящей работе. Кроме того, проведен ряд численных экспериментов с использованием одномерной гидродинамической модели РОМ по моделированию событий суточного прогрева с экстремальными значениями А.

Важнейшее влияние на динамику прогрева оказывают характеристики проникновения коротковолновой радиации в толщу вод *dI/dz*:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial I}{\partial z}$$
(3.44)

где *W* – вертикальная компонента скорости течений, м/с;

 $K_H$  – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли, м<sup>2</sup>/с; T – температура, °C;

I – поток коротковолновой радиации, м·°С/с;

*z* – вертикальная координата, м.

Амплитуда суточного прогрева непосредственно зависит от толщины верхнего перемешанного слоя, в котором будет перераспределена поступающая солнечная радиация.

Основной вклад в поступление тепла дает излучение оптического диапазона, которое представляет собой поток тепла в диапазоне длин волн от 400 до 1200 нм (Рисунок 3.9, *a*). Для параметризации проникновения солнечного тепла в толщу вод этот поток излучения часто представляют, как сумму двух компонент [Paulson, Simpson, 1977]:

$$I = I_1 + I_2 = I_0 R e^{-k_1 z} + I_0 (1 - R) e^{-k_2 z}, (3.45)$$

где *I* – интенсивность излучения;

*R* – доля оптического излучения;

*k*<sub>1</sub> – коэффициент поглощения в оптическом диапазоне;

*k*<sub>2</sub> – коэффициент поглощения в ИК диапазоне.

На Рисунке 3.9, *а* представлен спектральный ход яркости солнечного излучения. Для оценки вклада оптической и ИК составляющей излучения выполнено осреднение *I* в соответствующих диапазонах длин волн (для длин волн менее 800 нм – средняя величина  $I_1$ , для длин волн более 800 нм – средняя величина  $I_2$ ).Эта оценка показала, что доля видимого излучения составляет 0,56, а длинноволнового 0,44. Отметим, что рассчитанная величина  $R_1$  несколько ниже, чем используемая в численных моделях ( $R_1$ =0,58) [Paulson, Simpson, 1977], что может влиять на точность численных расчетов в верхнем слое.

Первая часть спектра оптического излучения – видимый диапазон длин волн от 400 до 700 нм, в котором вода относительно прозрачна для излучения (Рисунок 3.9, *a*). Для этого диапазона значение ослабления света выбрано *k*<sub>1</sub>=0,13 из недавней работы [Киbryakov et. al., 2020] на основе большого массива измерений буев Био-Арго. Для второй части оптического спектра, соответствующей ближнему и среднему ИК излучению, часто используется коэффициент  $k_2$ =5. Следует отметить, что на самом деле k – это непрерывная функция длины волны, которая значительно меняется (Рисунок 3.9,  $\delta$ ). Для получения оценок k и его среднего значения в длинноволновом диапазоне использовались данные из работы из [Deng et. al., 2012], (Рисунок 3.9,  $\delta$ ).



Рисунок 3.9 – Приземный спектр солнечного излучения (Standard Solar Spectra ASTM G-173-03) (https://www.pveducation.org/pvcdrom/appendices/standard-solar-spectra) (*a*); зависимость коэффициента поглощения воды в ИК диапазоне от длины волны [Deng et. al., 2012] (*б*)

Будем считать, что поток тепла меняется по синусоидальному закону от 0 до максимального значения, которое составляет  $Q=240 \text{ Br/m}^2$  для Черного моря [Kara et al., 2005]. Та часть илучения, которая не проникает в нижние слои, поглощается в верхнем слое и далее перераспределяется в зависимости от его толщины.

$$dT = \frac{1}{h \cdot \rho \cdot Cp} \int_0^h \int_0^t Q dz dt, \qquad (3.45)$$

где dT – температура в ВКС;

h – толщина ВКС;

Ср – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении;

 $\rho$  – плотность морской воды;

Q – поток тепла;

t – время.

Для упрощения положим, что толщина верхнего слоя не меняется в течение дня, т.е. h=const, a Q меняется по синусоиде с амплитудой 1 день:

$$Q = Q_0 \cdot \sin(2\pi t/T) \tag{3.46}$$

Эти расчеты позволяют оценить, какова должна быть толщина верхнего слоя для достижения определенной амплитуды суточного хода. На Рисунке 3.10 представлены результаты расчета зависимости амплитуды суточного хода A(h) для стандартных значений  $k_2=5$ , R=0,5 и  $Q_0=120$  Вт/м<sup>2</sup> и меняющихся значений  $k_1$  от 0,01 до 0,15 с шагом 0,01. Расчеты проводились для разных величин перемешанного слоя от 10 см до 10 м, с шагом 10 см (Рисунок 3.10, *a*). На Рисунке 3.10, *a* хорошо видно, что  $A>2^{\circ}$ С могут наблюдаться только при малых ВКС, менее 1 м. При этом даже для значений h<20 см максимальные амплитуды, которые могут быть достигнуты, составляют всего 3°С. Для исследования возможных причин таких различий была проведена серия расчетов с различными значениями R,  $k_1$ ,  $k_2$ .

На диаграмме (Рисунок 3.10,  $\delta$ ) показано, что изменение  $k_1$  практически не влияет на амплитуду суточного хода в верхнем слое 1–2 м. В то же время,  $k_1$  более существенно влияет на амплитуду изменчивости температуры в нижних слоях. Например, при увеличении  $k_1$  от 0,05 до 0,3 на глубине 5 м амплитуды суточного хода температуры вырастают в 2 раза от 0,2°C до 0,4°C. Этот результат связан с тем, что из-за относительно малых  $k_1$  в оптическом диапазоне большая часть излучения (80–90%) проникает в слои ниже 1–2 м (Рисунок 3.10, e). Коротковолновая радиация может проникать до глубин от 10 до 100 м в зависимости от  $k_1$ .



Рисунок 3.10 – Зависимость *A* от толщины ВКС при различных значениях *k*<sub>1</sub> (*a*); диаграмма вертикального распределения *A* в зависимости от величины *k*<sub>1</sub> (*б*); доли от поглощенной радиации при стандартных параметрах для видимой и ИК части на различных горизонтах (*в*)

Изменение  $k_1$  в большей степени влияет на перераспределение потока тепла в нижележащих слоях и слабо влияет на температуру в верхнем слое. Поэтому в дальнейшем параметр  $k_1$  был зафиксирован,  $k_1$ =0,13. Действительно график на Рисунке 10, *в* показывает процент от поглощенной радиации при стандартных параметрах для оптической и ИК части. В верхнем метровом слое поглощается лишь 10% оптического излучения, поэтому вариации  $k_1$  не так важны для описания температуры поверхностного слоя при малых толщинах ВКС.

Из Рисунка 3.11, *а* видна зависимость A от параметра R. При увеличении доли ИК радиации, A значительно возрастает при малых значениях толщины ВКС, достигая 6°С при R=10-20%. Следует отметить, что R относительно постоянная величина, и её вариации, определяемые, в первую очередь, составом атмосферы, малы.

Изменения  $k_2$  оказывают наиболее существенное влияние на температуру в верхнем слое (Рисунок 3.11, б). Однако амплитуды величиной 7-10°С могут наблюдаться лишь при очень малых величинах ВКС, составляющих всего 10-20 см. Результаты, полученные по простым расчетам, ЭТИМ позволяют предположить, что в штилевых условиях толщина ВКС составляет такие малые величины. Кроме этого диаграмма (Рисунок 3.11, б) показывает, что для воспроизведения интенсивного дневного прогрева необходимо использовать другие значения  $k_2$ . При заданных параметрах в слое 20 см прогрев 7°C достигается при значении  $k_2=8$ . Эта величина больше, чем используемая стандартно 5, но тем не менее, значительно меньше реальных оценок среднего коэффициента поглощения в ИК-диапазоне. Поэтому в дальнейшем будем использовать значения  $k_2=8$  для оценок величины прогрева.

Таким образом, можно заключить, что наибольшее влияние на величину прогрева оказывает *k*<sub>2</sub>.

**3.3.2 Моделирования событий экстремального прогрева на основе одномерной модели РОМ**. Как показано далее в подразделе 5.2, современные численные модели недооценивают суточный ход температуры поверхности. Выше было определено, что такие амплитуды достигаются только в очень узком верхнем 10–20 см слое. Для того чтобы воспроизвести такую изменчивость, использовалась одномерная модель с очень высоким вертикальным разрешением 1 см. Для исследования влияния различных параметров модели на величину амплитуды суточного хода A был проведен ряд экспериментов. Исходные параметры расчета: постоянная вертикальная компонента скорости течений, равная нулю, заданные величины компонент напряжения трения  $\tau$  ветра по x и y. Точка для рестарта расчета модели – 25 июня. Далее в каждом эксперименте проводился расчет для трех дней при различных параметрах модели в зависимости от условий эксперимента. Для того чтобы воспроизвести штилевые условия, ветер в эти три дня расчета принимался равным 0.



Рисунок 3.11 – Диаграммы зависимости A от: R и толщины ВКС (a); от  $k_2$  и толщины ВКС ( $\delta$ )

Эксперимент №1. Используются стандартные параметры для расчета турбулентности по схеме Меллора-Ямады (параметр фоновой турбулентной вязкости UMOLPR=10<sup>-5</sup> м<sup>2</sup>/с  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $C_1$  – эмпирические константы, равные 0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08, соответственно [Mellor et al., 1982]). Штилевые условия, скорость ветра 0 м/с. На Рисунке 3.12, *а* представлена временная изменчивость *A* для значений  $k_2$ =1(синяя линия) и  $k_2$ =40 (зеленая линия). Хорошо видно, что даже при отсутствии ветра амплитуды суточного прогрева составляют всего 0,5–1,5°С, а изменение  $k_2$  слабо влияет на прогрев, т.к. толщина ВКС была достаточно велика – 1–2 м (Рисунок 3.12,  $\delta$ ).



Рисунок 3.12 – Временной ход *A* при различных значениях  $k_2(k_2=1 - \text{синяя линия}, k_2=40 - \text{зеленая линия})$  для трех суток расчета (*a*); диаграмма вертикального распределения *T* при стандартных параметрах турбулентности для трех суток расчета (*б*)
Эксперимент №2. Для уменьшения влияния турбулентности коэффициент турбулентной диффузии  $K_H$ , был принят равным 0 м<sup>2</sup>/с. Результаты расчета представлены на Рисунке 3.13. В этом случае A увеличились, однако значения A не превышали 3,5°С (Рисунок 3.13, a). Толщина ВКС составляла менее 20 см, Рисунок 3.13, 6, что свидетельствовало о значимом турбулентном обмене теплом. Анализ показал, что причиной этого, по-видимому, служили высокие значения фоновой турбулентной вязкости, UMOLPR, которые составляли 10<sup>-5</sup> м<sup>2</sup>/с.



Рисунок 3.13 – Временной ход A при  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с для трех суток расчета (a); диаграмма вертикального распределения температуры при при  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с для трех суток расчета ( $\delta$ )

Эксперимент №3. Параметр фоновой турбулентной вязкости UMOLPR задавался равным  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{c}$ , при этом  $K_H=0 \text{ m}^2/\text{c}$ . Изменение UMOLPR значительно повлияло на воспроизведение термической структуры. При UMOLPR== $10^{-6} \text{ m}^2/\text{c}$  модель успешно воспроизводит нужные амплитуды прогрева, которые составляют 6– 8°C, Рисунок 3.14, *а*. При этом температура достигала 27–30°C в верхнем слое

уже для вторых и третьих суток расчета (Рисунок 3.14,  $\delta$ ). Следует отдельно отметить, что фиктивное зануление  $K_H$  не является верным с физической точки зрения – расчеты с  $K_H$  не равным 0 не приводят к уменьшению толщины ВКС.



Рисунок 3.14 – Временной ход A при  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с для трех суток расчета (a); диаграмма вертикального распределения Т при  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с для трех суток расчета ( $\delta$ )

Эксперимент №4. Исходные значения эмпирических констант  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $C_1$  принимались равными 0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08, соответственно. Для настоящего экспериментального расчета  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $C_1$  принимались равными 0,1; 0,1; 1,6; 1,1; 0,08 соответственно.

С такими значениями этих параметров были достигнуты нужные величины суточного хода  $6-7^{\circ}$ С (Рисунок 3.15). Отметим, что нужные амплитуды суточного хода не достигались в первые сутки, а только на вторые и третьи сутки расчета (Рисунок 3.15, *a*). Анализ показал, что это было связано с остаточными

(инерционными) течениями, которые существовали на первый день расчета после отключения скорости ветра. Эти течения вызывали турбулентный сдвиг, приводя к ненулевым значениям  $K_H$ . На второй день штиля течения практически полностью прекращались и амплитуды вырастали до 5°C. Температура в слое 1 м на третьи сутки расчета достигала 25–28°C, A - до 6°C. Таким образом, эти эксперименты показали, что для достижения максимальных амплитуд суточного прогрева необходимо несколько дней штилевой погоды.

Следует отметить, что с такими параметрами модели Меллора-Ямады сезонный ход температуры не воспроизводился, точно также как и с величиной при задании  $K_H = 0 \text{ m}^2/\text{c}$ .



Рисунок 3.15 – Временной ход *А* при измененной параметризации Меллора-Ямады для трех суток расчета (*a*); диаграмма вертикального распределения *T* при измененной параметризации Меллора-Ямады для трех суток расчета

Таким образом, параметризация Меллора-Ямады значительно переоценивает интенсивность турбулентности в тонком ВКС. Для параметризации

и правильного описания изменчивости температуры верхнего слоя нужны усовершенствованные схемы турбулентности, по крайней мере у поверхности моря.

#### Выводы к Разделу 3

В Разделе 3 представлены исследования зависимости амплитуды суточного хода температуры *A* от различных гидрометеорологических факторов (скорость ветра, потоки тепла, вертикальная компонента скорости течений) на основе результатов численного моделирования. Также проведен ряд численных экспериментов по воспроизведению событий экстремального дневного прогрева.

1. Найдено частное аналитическое решение для нелинейной системы уравнений модели Крауса-Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия. Рассмотренная ВКС описывает суточный ход температуры и толщины ВКС, обусловленные суточным ходом потока тепла на поверхности моря. Она хорошо воспроизводит суточные колебания температуры и толщины ВКС при различных скоростях ветра, а также позволяет исследовать зависимость *A* от потока тепла и скорости ветра. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами исследования *A* по данным сканера SEVIRI. Также расчеты в рамках модели позволили выявить изменчивость толщины ВКС при совместной действии двух противоположно направленных механизмов (потока тепла и скорости ветра), определяющих эти характеристики.

2. На основе результатов расчета с использованием модели РОМ выполнено исследование зависимости *A* от вертикальной компоненты скорости течений. При положительной вертикальной компоненте скорости течений происходит подъем термоклина к поверхности, и слой прогреваемых вод становится тоньше, что приводит к их более интенсивному прогреву в дневные часы. Когда вертикальная компонента скорости течений направлена от поверхности, происходит опускание термоклина, соответственно, объем прогреваемых вод увеличивается, рост температуры не столь интенсивен.

3. Численные эксперименты по воспроизведению событий экстремального дневного прогрева с использованием РОМ показали следующие результаты.

Изменение  $k_1$  практически не влияет на амплитуду суточного хода в верхнем слое 1-2 м. В то же время,  $k_1$  более существенно влияет на амплитуду изменчивости температуры в нижних слоях. Выраженная зависимость А наблюдается от параметра *R*. При увеличении доли ИК радиации, *А* значительно возрастает при малых значениях толщины ВКС, достигая 6°С при R=10-20% для малых значений глубины перемешанного слоя. Следует отметить, что *R* относительно постоянная величина, и её вариации малы. Изменения  $k_2$  оказывают наиболее существенное влияние на температуру в верхнем слое. Однако амплитуды величиной 7–10°С могут наблюдаться лишь при очень малых величинах ВКС, составляющих всего 10-20 см. Следовательно, можно предположить, что в штилевых условиях толщина ВКС мала. Для воспроизведения интенсивного дневного прогрева необходимо использовать другие значения k<sub>2</sub>. При заданных параметрах в слое 20 см прогрев 7°C достигается при значении  $k_2=8$ . Эта величина больше, чем используемая стандартно 5, но тем не менее, значительно меньше реальных оценок среднего коэффициента поглощения в ИК-диапазоне. Таким образом, можно заключить, что наибольшее влияние на величину прогрева оказывает  $k_2$ .

При стандартных параметрах расчета турбулентности даже при отсутствии ветра *A* составляют всего 0,5–1,5°С, а изменение  $k_2$  слабо влияет на прогрев. При искусственном задании  $K_H=0$  амплитуда суточного хода возрастает, однако ее величина не превышает 3°С. При уменьшении фоновой вязкости UMOLPR от 10<sup>-5</sup> до 10<sup>-6</sup> м<sup>2</sup>/с (при  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с) модель успешно воспроизводит амплитуды прогрева 6– 7°С. При уменьшении параметров Меллора-Ямады в 10–100 раз также были достигнуты величины суточного хода 6–7°С на второй и третий день расчета. Однако с такими параметрами модели Меллора-Ямады сезонный ход температуры не воспроизводился, точно также как и с величиной  $K_H=0$  м<sup>2</sup>/с. Модель Меллора-Ямады значительно переоценивает интенсивность турбулентности в тонком ВКС. Таким образом для параметризации и правильного описания изменчивости температуры верхнего слоя нужны усовершенствованные схемы турбулентности, по крайней мере у поверхности моря.

Материалы, представленные в Разделе 3, опубликованы в работах [Рубакина и др., 2022с].

## РАЗДЕЛ 4 ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СКИН-СЛОЯ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СКАНЕРА SEVIRI И ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ

# 4.1 Оценка перепада температуры *dT* в скин-слое. Зависимость *dT* от различных гидрометеорологических факторов

**4.1.1 Перепада температуры** *dT* в скин-слое. Неотъемлемой частью вертикальной термической структуры океана является скин-слой. Он является одной из наиболее важных причин отличия радиационной температуры морской поверхности от температуры верхнего слоя вод, определяемым *in situ*. Вместе с тем данных о суточной изменчивости скин-слоя и зависимости его параметров от различных гидрометеорологических факторов в литературе практически нет. Использование современных ежечасных спутниковых и контактных измерений температуры позволяет получить гораздо больший объем данных об изменчивости термических характеристик верхнего слоя, в частности, перепада температуры в скин-слое и ее суточной изменчивости. Данный раздел посвящен исследованию изменчивости и характеристик термического скин-слоя на основе данных дистанционного зондирования и контактных измерений.

Скин-слой образуется на границе океан-атмосфера и характеризуется выраженным перепад температуры, который появляется из-за энергообмнена океана с атмосферой [Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967]. Рассмотрению процессов на границе атмосфера-океан и скин-слою посвящены такие работы как [Гинзбург и др., 1977; Гинзбург и др.,1978а; Гинзбург и др., 1978b; Лебедев и др., 1994]. Исследование скин-слоя и его влияние на различные характеристики океана представлено в множестве иностранных работ, в частности: [Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967; McAlister al., 1969; Hepplewhite et al., 1989; Schluessel et al., 1990; Jessup et al., 1997; Donlon et al., 1999; Minnett et al., 2001; Minnett et al., 2003].

Исследование зависимости перепада температуры в скин-слое от различных факторов выполнено следующим образом. Проведена предварительная интерполяция данных SEVIRI на координаты траекторий термодрифтеров для

соответствующих дат. По данным сканера и термодрифтеров были выделены пары синхронных значений температуры (ТПМ и температуре в слое 0,2 м, соответственн). Всего получено 8593 пары значений температуры. Далее определялась разность показаний SEVIRI и термодрифтеров на первом горизонте 0,2 м – dT ( $dT=T\Pi M(SEVIRI)-T_{0,2M}(dpu \phi mep)$ ), где  $T\Pi M(SEVIRI)$  – температура по данным сканера,  $T_{0,2M}$  – температура в слое 0,2 м по измерениям термодрифтера.

Если более подробно рассмотреть временной ход показаний по спутниковым и контактным данным, а также разницу средних значений (Таблица 3.1), то можно отметить ряд случаев, когда ТПМ по спутниковым данным оказывалась ниже, чем температура по данным термодрифтеров. Например, разница средних значений отрицательна для дрифтеров №34253, №40418, №40445, №56092, №248990. Дрифтеры №40418 и №40445 функционировали в июле-августе, №56092 и№56093 работали в июле-сентябре, для дрифтера №34253 случаи, когда показания температуры оказались выше по спутниковым данным, имели место с мая по август, а для №248990 такие случаи периодически встречаются с конца марта до конца мая. Следует отметить, также, что для дрифтера №56092 в июле, августе и сентябре в ряде случаев показания были существенно выше показаний SEVIRI. Таким образом, показания ряда дрифтеров в теплый период года оказываются выше спутниковых данных.

Рассмотрим более подробно временной ход температуры для дрифтера №56092 и соответствующие значения ТПМ по данным SEVIRI. На Рисунке 4.1, *а* представлена траектория этого дрифтера, а графики Рисунка 4.1, *б* отражают временной ход температуры по данным этого дрифтера (синяя линия) и по данным SEVIRI (красная линия) за соответствующий период времени в соответствующих точках.



Рисунок 4.1 – Траектория термодрифтера №56092 (*a*); временной ход температуры на горизонте 0,2 м по данным термодрифтера №56092 за период с 3.07.06 по 19.09.06 (синяя линия) и временной ход ТПМ по интерполированным данным SEVIRI за соответствующий период (красная линия) (*б*); график *dT* по данным дрифтера №56092 (*в*)

Рассматриваемый дрифтер функционировал в Черном море с 3.07.06 по 19.09.06, т.е. в теплый период года. Разница средних значений для сравниваемых массивов принимает отрицательные значения (Таблица 3.1).

Рассчитанная *dT* для этого дрифтера показала, что из 560 значений (для точек, где была определена температура и по спутниковым и по контактным данным) 411 имеют отрицательные значения (Рисунок 4.1, *в*). Наибольшая разница в значениях достигает 3°C (28.08.06, точка обведена зеленым эллипсом). Модуль скорости ветра в данной точке не превышал 3 м/с. Для большинства случаев с отрицательной разностью температур модуль скорости ветра находился в диапазоне до 6–8 м/с.

Такая разница в показаниях (когда значения температуры по данным дрифтеров выше, чем по данным сканера) может быть связана с рядом факторов. Во-первых, термодрифтера (более подробно поплавок co структурой термодрифтера можно ознакомиться в работе [Толстошеев и др., 2014]) в безоблачную погоду при высоких значениях температуры воздуха может нагреваться, что оказывает влияние на показания. Во-вторых, таким образом может проявлять себя наличие скин-слоя (холодной пленки). В частности, о проявлении скин-слоя можно говорить при скоростях ветра меньших 5 м/с. [Бубукин и др., 2012]. Разрушение скин-слоя происходит при развитии поверхностного волнения, если присутствует мелкомасштабная турбулентность, внутренние волны, а также при проникновении турбулентных вихрей из одного слоя в близлежащий слой, что приводит к выравниванию температуры в поверхностном слое. В свою очередь, стабилизации скин-слоя способствуют штилевые условия (условие формирования свободной конвекции), облачность [Нелепо, Сагдеев, 1983], а также процессы энергообмена океана с атмосферой в период прогрева [Лебедев и др., 1994]. Причем перепад температуры в нем колеблется от 0,2 до 2,4°С (термодинамическая поверхности температура воды оказывается ниже термодинамической температуры воды) [Лебедев и др., 1994].

Отрицательные значения *dT* в настоящей работе считаются условием проявления и наличия скин-слоя.

Перейдем непосредственно к исследованию зависимости *dT* от различных гидрометеорологических факторов.

**4.1.2 Сезонная и суточная изменчивость характеристик скин-слоя**. Для связи *dT* с полем ветра и сезоном года была построена диаграмма зависимости *dT* от модуля скорости ветра и месяца года.

Диаграммы зависимости *dT* от скорости ветра и от каждого из рассматриваемых в работе факторов строились по одному принципу. Для каждого интервала скорости ветра и рассматриваемого фактора определялась средняя величина *dT*. Полученная зависимость представлена в виде диаграммы, на которой

цветом обозначено значение *dT*, по оси *x* – исследуемый фактор, по оси *y* – скорость ветра.

На Рисунке 4.2, a и  $\delta$  представлены диаграммы зависимости dT от скорости ветра в различные месяцы года, а также зависимости dT от скорости ветра в различные часы суток.



Рисунок 4.2 – Диаграмма зависимости *dT* от скорости ветра в различные месяцы (по всем дрифтерам) (*a*); диаграмма распределения разницы показаний *dT* от скорости ветра в различные часы суток для мая-августа (время по Гринвичу) (*б*); диаграмма распределения среднего по бассейну модуля скорости ветра от часа суток в различные месяцы года за период с 2005 г. по 2014 г. (*в*)

Минимальная по модулю dT (0–(±0,05)°С) в показаниях наблюдается при высоких скоростях ветра – 7–8 м/с и выше – для всех сезонов года. dT принимает отрицательные значения ((-0,1–(-0,4)°С) при низких скоростях ветра (0–4 м/с) с апреля по август. Максимальные отрицательные значения (-0,3–(-0,4)°С) приходятся на май-июнь, скорости ветра при этом не превышают 2–3 м/с. Наибольшая положительная разница показаний приходится на холодный период

года (январь – март) при скоростях ветра от 0 до 10 м/с. Максимальные положительные значения dT, от 0,3 до 0,4°С, имеют место в январе-феврале, скорости ветра при этом достигают 8–12 м/с. Большая (положительная) разница показаний также приходится на осенний период при скоростях ветра от 6 до 12 м/с.

На Рисунке 4.2, б представлена диаграмма, отображающая зависимость dT от модуля скорости ветра и часа суток для теплого периода года (с мая по август). Хорошо видно, что отрицательные dT (-0,15-(-0,05°C)) расположены в диапазоне низких скоростей ветра (от 0 до 7 м/с) и приходятся на вторую половину суток, что совпадает с периодом дневного прогрева [Rubakina et al., 2019], и ночное время. При совсем слабых ветрах (0–2 м/с) эффект холодной пленки наблюдается на протяжении всех суток.

Отрицательные dT, также проявляются и в ночные часы, что связано, в частности, с особенностями суточного распределения поля ветра. Как видно на диаграмме (Рисунок 4,2, *в*), минимальные скорости ветра наблюдаются в послеобеденные – ночные часы, что особенно выражено с мая по сентябрь (в среднем скорость ветра не превышает 3–4,5 м/с). Как раз в этот временной интервал также наблюдаются максимальные по модулю отрицательные dT. В диапазоне скоростей ветра 7 м/с и выше dT положительны в течение всех суток.

Положительные значения dT принимает при скоростях ветра от 4 м/с и выше, в дневные часы. Максимальные положительные dT (от +0,1 до +0,15°C) приходятся на первую половину суток (с 8.00 до 13.00) при скоростях ветра от 5 до 11 м/с.

Полученные оценки хорошо согласуются с результатами работы [Миггау et al., 2000]. Для дневных измерений влияние дневного термоклина преобладает при низких скоростях ветра, при этом поверхностные воды практически всегда имеют более высокую температуру, чем ТПМ для скоростей ветра меньше 4 м/с. Однако этот явный теплый скин-слой существует в диапазоне скоростей ветра от 4 до 7 м/с для наблюдений с низким суммарным потоком тепла, не включающим коротковолновую составляющую. Например, при скорости ветра 7 м/с, т.е. скорости ветра, которой должно быть достаточно для перемешивания верхнего метрового слоя океана, нулевые или положительные *dT* являются характеристикой

суммарного теплового потока (без коротковолновой составляющей) <150 Вт/м<sup>2</sup> [Мигтау et al., 2000]. Теплый скин-эффект говорит о том, что суммарный (полный) приповерхностный тепловой поток направлен из атмосферы в океан (поглощение поверхностью поступающей солнечной энергии превосходит восходящее длинноволновое излучение). Из этого следует большая толщина скин-слоя, чем предполагалось для соответствующей скорости ветра. Это может быть связано с тем, что турбулентное перемешивание подавляется очень высоким числом Ричардсона в нескольких верхних миллиметрах из-за поглощения солнечного излучения [Simpson et al., 1981].

**4.1.3 Зависимость** *dT* от различных потоков тепла. Рассмотрим теперь зависимость перепада температуры в скин-слое от таких факторов, как полный поток тепла, поток скрытого тепла, относительная влажность, температура воздуха, разность температуры воздуха и ТПМ и скорость ветра.

На Рисунке 4.3, *а* представлена диаграмма, отображающая связь *dT* с полным потоком тепла и скоростью ветра. Хорошо видно, что при скоростях ветра до 7 м/с *dT* имеет преимущественно отрицательные значения практически независимо от величины суммарного потока тепла и его знака. Максимальные по модулю отрицательные dT приходятся на штилевые условия (0–2 м/с). С увеличением скорости ветра (от 7 м/с и выше) модульные значения dT стремятся к минимальным величинам, что можно объяснить разрушением скин-слоя (ослаблением отрицательного скин-эффекта). Максимальные положительные значения dT наблюдаются при больших отрицательных полных потоках тепла (т.е. когда происходит охлаждение моря) при скоростях ветра более 4 м/с, что согласуется с результатами, представленными выше: dT>0 преимущественно в осенне-весенний период, а также при сильных ветрах. График зависимости средних значений dT от величины полного потока тепла в интервале скоростей ветра 0-8 м/с, представленный на Рисунке 4.3, б, показывает, что хотя, в целом, и имеется некоторая тенденция к снижению величины dT при росте полного потока тепла, ярко выраженной зависимости от его величины не наблюдается. При этом величине полного потока тепла в диапазоне от -50 до +150 BT/м<sup>2</sup> зависимость

величины dT от скорости ветра (в диапазоне 0–8 м/с) практически линейная: ее величина, с учетом знака, увеличивается от  $-0,25^{\circ}$ С практически до 0°С. Абсолютное же значение (модуль) dT снижается, что может свидетельствовать об уменьшении скин-эффекта и разрушении скин-слоя с возрастанием скорости ветра.



Рисунок 4.3 – Диаграмма зависимости *dT* от полного потока тепла и скорости ветра (*a*); график зависимости *dT* от величины полного потока тепла в интервале скоростей ветра 0–8 м/с (*б*); график зависимости *dT* от скорости ветра в диапазоне величин полного потока тепла в диапазоне от –50 до +150 Вт/м<sup>2</sup> (*в*)

Более интересной выглядит зависимость *dT* от скорости ветра и величины потоков скрытого тепла, представленная на Рисунке 4.4, *a*.

С увеличением (по модулю) величины потока скрытого тепла значение dT уменьшается (с учетом знака). При величинах потока скрытого тепла (-50) Вт/м<sup>2</sup> и ниже (по модулю) dT принимает отрицательные значения, и ее абсолютные значения возрастают в диапазоне скоростей ветра от 0 до 10 м/с. Положительные значения dT принимает при низких скоростях ветра в интервале значений потока скрытого тепла (-80)–(-50) Вт/м<sup>2</sup>. Максимальные по модулю отрицательные dT (-0,2–(-0,4)°С) наблюдаются при минимальных величинах потоков скрытого тепла (-20–0 Вт/м<sup>2</sup>). Т.к. потоки скрытого тепла непосредственно связаны с процессом испарения, можно заключить, что максимальное проявление скинэффекта наблюдается при наименее интенсивном испарении. Зависимость dT от относительной влажности будет рассмотрена ниже.

Рассмотрим более подробно график зависимости dT от величины потоков скрытого тепла в диапазоне скоростей ветра от 0 до 8 м/с (Рисунок 4.4,  $\delta$ ). В данном случае наблюдается явная практически линейная зависимость. С уменьшением потоков скрытого тепла dT также снижается. При потоках скрытого тепла больших –50 Вт/м<sup>2</sup> величина dT становится отрицательной и по модулю возрастает до максимального значения –0,24°С при минимальном значении потока скрытого тепла –12,21 Вт/м<sup>2</sup>.

На графике Рисунка 4.4, *в* представлена зависимость dT от скорости ветра в интервале величин потока скрытого тепла от -72 до -12 Вт/м<sup>2</sup>. Зависимость также практически линейная: с увеличением скорости ветра от 0 до 8 м/с dT увеличивается. Однако если рассматривать абсолютное значение dT, оно уменьшается с ростом скорости ветра. Максимальные по модулю dT -0,12°C наблюдаются при штилевых условиях (скорость ветра – 0 м/с), при скоростях ветра 7–8 м/с величина dT стремится к 0°C. Данную зависимость также, вероятно, можно объяснить разрушением скин-слоя и ослаблением скин-эффекта при возрастании скорости ветра. Следует отметить, что данная зависимость dT от скорости ветра

при средней величине потока скрытого тепла носит аналогичный характер и в случае с полными потоками тепла (Рисунок 4.3, *в*).



Рисунок 4.4 – Диаграмма зависимости *dT* от величины потока скрытого тепла и скорости ветра (*a*); графики зависимости *dT* в интервале скоростей ветра 0 м/с – 8 м/с от величины потока скрытого тепла (*б*); график зависимости *dT* от скорости ветра в интервале величин потока скрытого тепла от –72 до –12 Вт/м<sup>2</sup> (*в*)

На Рисунке 4.5, *а* представлена диаграмма зависимости dT от относительной влажности и скорости ветра. Прежде всего следует отметить хорошую согласованность с зависимостью dT от потоков скрытого тепла и скорости ветра (Рисунок 4.4, *a*). При относительной влажности воздуха до 60% с увеличением скорости ветра величина dT возрастает. Ее максимальные положительные значения 0,3–0,33°С наблюдаются при относительной влажности воздуха 45–50% и скоростях ветра 8–10 м/с. При больших значениях относительной влажности (70–90%), когда испарение минимально, (величины потока скрытого тепла также минимальны) с увеличением скорости ветра абсолютная величина dT снижается. Максимальные отрицательные значения dT–0,3–(–0,4)°С имеют место при относительной влажности 85–90% и скоростях ветра до 4 м/с, когда процесс испарения наименее интенсивен.

В диапазоне скоростей ветра от 0 до 8 м/с с увеличением относительной влажности величина dT снижается (Рисунок 4.5,  $\delta$ ), при этом абсолютное значение dT начинает увеличиваться. Максимальное отрицательное значение  $dT - (-0,3)^{\circ}$ С наблюдается при относительной влажности воздуха 90% (соответственно, при наименее интенсивном испарении). В интервале значений относительной влажности от 60 до 90% (Рисунок 4.5,  $\epsilon$ ) с увеличением скорости ветра абсолютное значение значение dT уменьшается (как и для всех зависимостей, рассмотренных выше).

Таким образом, эти результаты показывают, что величина перепада температуры в скин-слое непосредственно связана с потоками скрытого тепла (испарением) и, в частности, относительной влажностью.

В рамках представленной работы рассматривается также зависимость перепада температуры в скин-слое от скорости ветра и разности температуры воздуха и ТПМ. На Рисунке 4.6, *а* представлена диаграмма, отображающая взаимосвязь этих параметров. Максимальные положительные dT (+0,4–+0,5°C) наблюдаются в случае, когда температура воздуха значительно ниже, чем ТПМ (на 6–10°C), т.е. в холодный период года, при любых скоростях ветра.



Рисунок 4.5 – Диаграмма зависимости *dT* от относительной влажности и скорости ветра (*a*); графики зависимости *dT* в интервале скоростей ветра 0 м/с – 8 м/с от относительной влажности (*б*); график зависимости *dT* от скорости ветра в интервале величин относительной влажности от 60 до 90% (*в*)

С уменьшением этой разницы до  $2-4^{\circ}$ С величина dT уменьшается и стремится к своим минимальным по модулю значениям, при этом появляется явно выраженная зависимость от скорости ветра: с увеличением скорости ветра dTувеличивается. Например, при одной и той же разности в 2°С, когда ТПМ выше температуры воздуха, при скорости ветра 2 м/с dT составляет +0,06°С, при скорости ветра 4 м/с эта величина достигает уже  $+0,1^{\circ}$ С, а при  $6-+0,2^{\circ}$ С (Рисунок 4.6, *a*). Знак *dT* меняется для штилевых условий, когда разность между температурой воздуха и ТΠМ стремится к минимальным значениям  $(-1-0^{\circ}C).$ Максимальные отрицательные значения dT имеют место в условиях, когда температура воздуха становится выше ТПМ на 4-8°С, наибольшие отрицательные величины dT -0,8- $(-0.9)^{\circ}$ С достигаются при разнице температур в 6–8°С и скоростях ветра от 2 до 6 м/с. Следует отметить, что с увеличением скорости ветра для области отрицательных значений dT, ее абсолютная величина снижается.

Зависимость dT от разности температуры воздуха и ТПМ в интервале скоростей 0–8 м/с представлена на графике (Рисунок 4.6, б). При увеличении разности температур воздуха и ТПМ, величина dT (и ее модуль) уменьшается. Когда температура воздуха становится выше ТПМ, происходит увеличение абсолютного значения dT. Максимальные отрицательные значения dTнаблюдаются, когда разность температур достигает 8°С.

График зависимости dT от скорости ветра средней разности температур воздуха и ТПМ равной +6°С в диапазоне от +1 до +7°С (Рисунок 4.6, e) отображает некоторую ее нелинейность. При скорости ветра от 2 м/с до 6 м/с dT изменяется незначительно. С увеличением скорости ветра от 6 до 8 м/с наблюдается увеличение dT, его абсолютная величина уменьшается.

Отдельно рассмотрена зависимость dT от потока скрытого тепла и потока длинноволнового излучения (диаграммы на Рисунке 4.7).

Наибольшие по модулю отрицательные величины dT (-0,13-(-0,7)°С) имеют место при минимальных по модулю значениях потоков скрытого тепла (-15-0 Вт/м<sup>2</sup>) и длинноволнового излучения (-14-(-4) Вт/м<sup>2</sup>), т.е. когда испарение наименее интенсивно и поток тепла из океана в атмосферу минимален.



Рисунок 4.6 – Диаграмма зависимости *dT* от разности температуры воздуха и ТПМ и ветра (*a*); графики зависимости *dT* при средней скорости ветра 4 м/с от разности температуры воздуха и ТПМ (*б*); график зависимости *dT* от скорости ветра при средней разности температуры воздуха и ТПМ +6°С (в диапазоне разности температур температур +1–+7°С) (*в*)

При этом можно выделить область существования выраженного скин-слоя: диапазон значений длинноволнового излучения <(-20) Вт/м<sup>2</sup>; диапазон величин потоков скрытого тепла <(-20) Вт/м<sup>2</sup>.

При высоких значениях потоков скрытого тепла и длинноволнового излучения скин-слой разрушается предположительно под действием конвекции [Гинзбург и др., 1977].



Рисунок 4.7 – Диаграмма зависимости *dT* от потока скрытого тепла и потока длинноволнового излучения при: всех рассматриваемых скоростях ветра (*a*); при скоростях ветра до 3 м/с (б)

Рассмотрим для примера, как согласуются между собой величины  $dT_0$  получаемые из исходных данных и эти же величины, сглаженные скользящим средним с шагом 2 часа, с учетом разности температур воздуха и ТПМ и ветра – dT, проинтерполированные на координаты дрифтера. На Рисунке 4.8 представлены фрагменты временного хода величины  $dT_0$  и dT для дрифтера №34860.



Рисунок 4.8 – Величины  $dT_0$  (синяя линия) и dT (красная линия)

Значения *dT* из сглаженного массива, который использовался для построения диаграммы Рисунка 4.6, *a*, интерполировались на координаты каждого измерения дрифтера, отнимались от исходных значений ТПМ (также проинтерполированные на координаты дрифтеров). Далее вычислялась разность показаний ТПМ с учетом выполненной поправки и исходных данных дрифтеров на первом горизонте (0,2 м)

Данный график наглядно иллюстрирует наличие численных различий, однако на качественном уровне эти сравниваемые массивы совпадают достаточно неплохо (рост и снижение величин  $dT_0$  и dT носит схожий характер). СКО для части массива, отображенного на графике (Рисунок 4.8)  $dT_0$  составляет 0,25°C, для dT - 0,13°C.

Массивы dT можно использовать для корректировки данных SEVIRI с учетом влияния на величину разности показаний SEVIRI и дрифтеров ( $dT_0$ ) разности температуры воздуха и ТПМ и скорости ветра. Зависимость dT от этих параметров подробно рассмотрена выше.

Сглаженные ряды данных (непосредственно dT), на основе которых построена диаграмма Рисунка 4.6, a, возможно использовать в качестве поправки для ТПМ, полученной по данным SEVIRI. Значения dT из сглаженного массива

интерполировались на координаты каждого дрифтера (полученный массив данных и является массивом поправок), отнимались от исходных значений ТПМ (также проинтерполированные на координаты дрифтеров). Далее вычислялась разность показний ТПМ с учетом выполненной поправки и исходных данных дрифтеров на первом горизонте (0,2 м). Для фрагмента массивов данных дрифтера №34860 (Рисунок 4.8) СКО (СКО<sub>1</sub>) исходной разности показаний «SEVIRI-дрифтер»  $dT_0$  составило 0,25°C, а СКО<sub>2</sub> для разности показаний с учетом введенной для данных ТПМ поправки – 0,21°C. Таким образом, в перспективе возможно вычисление поправок для ТПМ в зависимости от различных факторов и их использование в корректировке данных SEVIRI.

## 4.2 Оценка условий применимости теории скин-слоя Саундерса для района Черного моря на основе данных сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев

В подразделе 4.1 настоящей работы проведено исследование зависимости перепада температуры в скин-слое от различных факторов (потоков тепла, относительной влажности, разности температуры воздуха и ТПМ, а также сезона года и времени суток). Также с результатами данного исследования можно ознакомиться в работе [Rubakina et al., 2021].

На основе результатов, представленных в подразделе 4.1 данной работы и модели термического скин-слоя Cayндерса [Saunders, 1967], проведем параметризацию перепада температуры в термическом скин-слое от скорости ветра и потоков тепла.

Модель вязкого скин-слоя Саундерса, как и ряд других моделей вязкого скинслоя [Soloviev, Schl<sup>-</sup>ussel, 1994; Fairall, et al., 1996; Zhang, Zhang, 2012] основана на уравнении теплопроводности

$$\Delta T_{model} = \frac{Q_0 \delta_{z(model)}}{\rho_w c_p k}$$

где  $Q_0$  – суммарный поток тепла, складывающийся из явных и скрытых потоков тепла, а также длинноволнового излучения из океана в атмосферу;

 $\rho_w$  – плотность морской воды;

*с*<sub>*p*</sub> – удельная теплоемкость воды;

k – теплопроводность воды;

 $\delta_{z(model)}$  – толщина вязкого подслоя, который содержит термический скинслой.

Целью использования данных моделей является получение выражения для  $\delta_{z(model)}$  или  $\Delta T_{model}$ , основанное на базе различных теорий о различных мелкомасштабных процессах, а именно процесса обновления поверхности и ее диссипации.

Саундерс в 1967 г. был одним из первых, кто получил аналитическое решение для  $\Delta T_{model}$ . Его решение принимает во внимание, что  $\delta_{z(model)}$  определяется вязкими напряжениями, и, используя размерный аргумент вместе с законом теплопроводности Фурье, может вывести решение для величины  $\Delta T_{model}$  в скинслое.

Исследуем вначале зависимость dT от  $Q_0$  (данные реанализа Era5 с временным разрешением 1 час и пространственным разрешением 5 км) и модуля скорости ветра (также данные реанализа Era5 с временным разрешением 1 час и пространственным разрешением 5 км).

На Рисунке 4.9, *а* представлена диаграмма, отображающая связь dT с  $Q_0$  и скоростью ветра. Она наглядно показывает, что при скоростях ветра 4–6 м/с имеют место преимущественно отрицательные значения dT. Наибольшие (по модулю) отрицательные dT приходятся на штилевые условия (модуль скорости ветра не превышает 2 м/с).

Максимальные положительные значения dT наблюдаются при больших отрицательных  $Q_0$  при скоростях ветра более 6–8 м/с. Наименьшие абсолютные величины dT имеют место при скорости ветра 6–7 м/с и небольших значениях  $Q_0$ (– 30–0 Вт/м<sup>2</sup>). График зависимости средних значений dT от величины  $Q_0$  в интервале скоростей ветра 0–16 м/с, представленный на Рисунке 4.9,  $\delta$ , показывает, что величина dT при уменьшении абсолютного значения  $Q_0$  также имеет тенденцию При  $Q_0$ -90 уменьшению. этом при величине В диапазоне к от до 0 Вт/м<sup>2</sup> величина dT возрастает практически линейно (в диапазоне скоростей ветра 0-14 м/с), Рисунок 4.9, *в* – с увеличением модуля скорсти ветра *dT* увеличивается от отрицательных значений при штилевых условиях до +0,2-+0,25°С при скоростях ветра 12-14 м/с.



Рисунок 4.9 – Диаграмма зависимости dT от температуры воздуха и  $Q_0(a)$ ; график зависимости dT от  $Q_0$  в интервале скоростей ветра 0–16 м/с ( $\delta$ ); – график зависимости dT от скорости ветра в интервале значений  $Q_0$  от –90 до 0 Вт/м<sup>2</sup> ( $\epsilon$ )

Перейдем теперь к параметризации величины *dT* на основе модели Саундерса 1967 г [Saunders, 1967].

Согласно этой модели величина перепада температуры в скин-слое dT ( $\Delta T$ ) определяется следующей зависмостью

$$\Delta T = \frac{Q_0 \lambda_1 v_w}{\gamma(\frac{\tau}{\rho_W})^{0.5}} , \qquad (4.1)$$

где  $\tau = C_d \rho_a u^2$  – напряжение трения ветра;

и – модуль скорости ветра;

 $\lambda_I = 7 -$ коэффициент Саундерса;

 $v_w = 1,006 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  – кинематическая вязкость воды;

у=0,6 Вт/(м°С) − теплопроводность воды при 20°С;

 $C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$  – коэффициент трения воздуха о морскую поверхность;

 $\rho_a = 1,25$  кг/м<sup>3</sup> – плотность атмосферы;

 $\rho_w = 1025 \text{ кг/м}^3 - плотность морской воды.}$ 

Исходя из полученной Саундерсом зависимости, величина  $\Delta T$  непосредственно зависит только от  $Q_0$  и модуля скорости ветра.

Обозначим

$$\beta = \frac{\lambda_I v_W}{\gamma(\frac{C_d \rho_a}{\rho_W})^{0.5}}$$
(4.2)

и, следовательно, параметр  $\beta$  должен быть постоянной величиной.

С другой стороны,  $\Delta T = \beta \frac{Q_0}{u}$ , соответственно,

$$\beta = \frac{\Delta T u}{Q_0} \tag{4.3}$$

Используя данные из подраздела 4.1 – величину dT в качестве  $\Delta T$ , вычисляемую как разность ТПМ по данным сканера SEVIRI и измерения термодрифтера на горизонте 0,2 м, а также данные реанализа Era5 о потоках тепла и скорости ветра с временным разрешением 1 час и пространственным разрешением 5 км, исследуем зависит ли  $\beta$  от  $Q_0$  и модуля скорости ветра u. Непосредственное вычисление  $\beta$  по формуле (4.3) показало следующие результаты. На Рисунке 4.10, *а* представлена диаграмма зависимости  $\beta$  от  $Q_0$  и модуля скорости ветра, которая показывает, что  $\beta$  имеет максимальные положительные значения при скоростях ветра 0–4 м/с и наибольшие по модулю отрицательные значения при скоростях 8 м/с и выше.

На Рисунке 4.10,  $\delta$  представлена зависимость средних значений  $\beta$  от  $Q_0$  в диапазоне скростей ветра 0–14 м/с (маркеры-крестики – рассчитанная величина  $\beta$ , пунктираная линия – линия регрессии), по которой можно заключить, что имеет место тенденция к некоторому увеличению  $\beta$  с ростом абсолютной величины  $Q_0$ , однако выраженной зависимости  $\beta$  от  $Q_0$  не наблюдается.

Зависимость  $\beta$  от модуля скорости ветра, представленная на Рисунке 4.10,  $\epsilon$ (маркеры-крестики – рассчитанная величина  $\beta$ , пунктирная линия – линия регрессии), следующая: наименьшие по модулю значения  $\beta$  наблюдаются при скоростях ветра до 2 м/с, с увеличением скорости ветра абсолютные значения  $\beta$ также возрастают, т.е. имеет место выраженная линейная зависимость  $\beta$  от скорости ветра ( $\beta$ =-0,0042*u*-0,014).

Вычисленная из модели Саундерса величина  $\beta_0$  (по формуле (4.2)) составляет 0,0093. Величины  $\beta$ , абсолютное значение которых примерно совпадает с теоретическим значением  $\beta_0$ , находятся в области, выделенной на диаграмме (Рисунок 4.10, *a*) синим прямоугольником, т.е. при скоростях ветра до 6–7 м/с и абсолютных значениях  $Q_0$  в интервале 20–50 Вт/м<sup>2</sup>.

Таким образом модель скин-слоя Саундерса [Saunders, 1967] для района Черного моря применима в ограниченном интервале условий: при скоростях ветра до 6–7 м/с и абсолютных значениях  $Q_0$  в интервале 20–50 Вт/м<sup>2</sup>.



Рисунок 4.10 – Диаграмма зависимости  $\beta$  от температуры воздуха и абсолютных значений  $Q_0(a)$ ; график зависимости  $\beta$  от  $Q_0$  в интервале скоростей ветра 0–14 м/с, маркеры-крестики – рассчитанная величина  $\beta$ , пунктирная линия – линия регресси ( $\delta$ ); график зависимости  $\beta$  от скорости ветра в интервале значений  $Q_0(-110)$ –(-20) Вт/м<sup>2</sup>, маркеры-крестики – рассчитанная величина  $\beta$ , пунктирная линия – линия регрессии ( $\epsilon$ )

#### Выводы к Разделу 4

1. По данным SEVIRI и термодрифтеров на горизонте 0,2 м выполнена оценка перепада температуры в скин-слое *dT*. Величины *dT* принимают в среднем,

136

значения от -0,4 до +0,4°C. Значения dT < 0 считались проявлением существования скин-слоя.

2. Исследована зависимость dT от различных факторов: ветра, величины полного потока тепла и потока скрытого тепла, относительной влажности, температуры воздуха, разности температуры воздуха и ТПМ, рассмотрена сезонная и суточная изменчивость dT в различных диапазонах скоростей ветра. Определены следующие условия проявления и существования скин-слоя: низкие скорости ветра, теплый период года (полный поток тепла направлен в океан), высокая влажность воздуха, малая интенсивность испарения (малый поток скрытого тепла), в течение суток в теплый период скин-слой наиболее выражен во второй половине дня, ночью и ранним утром из-за пониженных скоростей ветра.

3. Наличие влияния потоков скрытого тепла и относительной влажности на dT свидетельствует о важной роли влагообмена между океаном и атмосферой (процессы испарения и выпадения осадков), который, в частности, влияет на соленость вод.

4. Определено, что при малых скоростях ветра важнейшее влияние, кроме потока срытого тепла на скин-слой оказывает поток длинноволнового излучения: при высоких значениях потоков скрытого тепла и длинноволнового излучения скин-слой разрушается, предположительно, под действием конвекции.

Учитывая влияние всех рассмотренных факторов на перепад температуры в скин-слое, в перспективе можно скорректировать данные сканера SEVIRI применительно к бассейну Черного моря.

5. Проведена оценка условий применимости модели скин-слоя Саундерса для района Черного моря. Модель скин-слоя Саундерса [Saunders, 1967] для района Черного моря применима в ограниченном интервале условий: при скоростях ветра до 6–7 м/с и абсолютных значениях *Q*<sub>0</sub>, равных 20–50 Вт/м<sup>2</sup>.

Результаты, представленные в Разделе 4, опубликованы в работах [Rubakina, et al., 2021; Рубакина и др., 2020b, 2020c, 2021c].

137

# РАЗДЕЛ 5 СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ НА РАЗЛИЧНЫХ ГОРИЗОНТАХ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРАТИФИКАЦИЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

### 5.1 Описание результатов расчета полученных с использованием трехмерной гидродинамической модели NEMO

Отдельный интерес представляют особенности для исследования пространственного, в том числе вертикального распределения суточного хода Современные численные модели предоставляют достаточно температуры. большой спектр возможностей для этих исследований. Результаты расчета одномерной гидродинамической модели с высоким временным разрешением позволяют рассматривать распределение суточных колебании температуры на различных горизонтах и их временную изменчивость, а для исследования пространственных особенностей суточного хода температуры используется трехмерное численное моделирование.

В работе проводится анализ результатов долгопериодных расчетов общей циркуляции вод Черного моря, полученных на основе комплекса численного моделирования NEMO, представленного в работе [Mizyuk et al., 2019]. Гидродинамический блок модели основан на системе примитивных уравнений гидротермодинамики океана. В настоящей работе используются результаты моделирования температуры и солености за 2015 год. Расчеты выполнены старшим научным сотрудником отдела динамики океанических процессов ФГБУН ФИЦ МГИ Мизюком А.И.

Поля получены на квазирегулярной сетке, с шагами 1/24° и 1/17° в меридиональном и зональном направлениях соответственно. В работе анализ выполнялся только для горизонтов верхнего слоя (в м): 1,3; 3,8; 6,5; 9,4; 12,4; 15,7; 19,4; 23,7; 28,8; 34,8; 42,4; 51,9; 64,1; 79,8. Временная дискретность результатов расчета 1 час.

Из особенностей конфигурации можно отметить параметризацию вертикального турбулентного перемешивания посредством уравнений *k*-*є* модели [Rodi, 1987]. При этом коэффициенты турбулентной диффузии и вязкости рассчитываются с использованием функции устойчивости, предложенной в [Canuto et al., 2001].

В качестве атмосферного воздействия для модели использовались данные реанализа ERA5 с пространственным и разрешением 0,25° и временной дискретностью 1 час [Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Store (CDS) // Change Service Climate Data электронный источник https://cds.climate.copernicus.eu/ (дата последнего обращения 22.08.2018 г.)]. Потоки тепла на поверхности моря считаются посредством балк-формул протокола CORE [Large, Yeager, 2004]. Для их расчета используются данные реанализа ERA5 с дискретностью 1 час: скорость ветра на высоте 10 м, температура и удельная влажность воздуха на высоте 2 м, нисходящий поток коротковолновой и восходящий поток длинноволновой Источник радиации. ланных: https://climate.copernicus.eu/. В работе также использовались ланные дистанционного зондирования – данные сканера SEVIRI за 2015 год о ТПМ Черного моря с дискретностью в 1 ч и пространственным разрешением 5 км.

## 5.2 Сравнительный анализ данных дистанционного зондирования и результатов расчета модели NEMO

Перед непосредственным использованием результатов расчетов NEMO для исследования вертикальных особенностей суточного хода температуры, в работе выполнен сравнительный анализ этих результатов расчета с данными сканера SEVIRI.

На Рисунке. 5.1 представлены средние за 2015 год карты распределения ТПМ по данным SEVIRI и температуры в верхнем (первом) слое по результатам расчета

NEMO и их разностная карта. Пространственное распределение температуры хорошо совпадает как на качественном уровне, так и по абсолютным значениям. Температура по результатам расчета NEMO несколько завышена в юго-восточной части бассейна и занижена на ту же величину в центральной и западной части Черного моря. Минимальная разность сопоставляемых температур приходится на прибрежные районы и Азовское море, при этом для основной части прибрежной зоны температура по результатам расчета модели выше спутниковых измерений SEVIRI. Однако величина разности для основной части акватории не превышает 0,5-1°C, что наглядно отображает Рисунок 5.1, *в*.

Для сравнения сезонного хода температуры был выбран район в глубоководной части бассейна, границы которого очерчены на Рисунке 5.1, *в* пунктирной линией (протяженность с 34 °в.д. по 36 °в.д., с 42,5 °в.д. по 43,5 °в.д) (Рисунок 5.1, *в*). Спутниковые данные и результаты расчета с использованием модели достаточно хорошо согласуются. С января по июль значения температур практически полностью совпадают, с августа по декабрь значения ТПМ несколько выше модельных величин температуры. Максимальная разница приходится на ноябрь и составляет 1,8°С. Такое отличие, вероятно, связано с вертикальным распределением температуры: спутниковые измерения предоставляют информацию о температуре тонкого верхнего слоя (доли мм), результаты расчета модели – о температуре – в слое 2,5 м.

Можно заключить, что результаты расчета модели NEMO достаточно хорошо воспроизводят как пространственные особенности поля температуры, так и её сезонный ход.

Пример временной изменчивости температуры в этом же районе в июне 2015 г. представлен на Рисунке 5.2, *а*. Летом, когда преобладает ясная безоблачная погода, ряд спутниковых измерений ТПМ практически непрерывен (Рисунок 5.2, *а*). На протяжении всего месяца температура по результатам расчета NEMO была выше ТПМ. Разница составляет от  $0,5^{\circ}$ С до  $2,5^{\circ}$ С. Тем не менее, оба массива отображают наличие значительных суточных колебаний температуры, (повышение температуры в дневное время и понижение в ночное). На больших масштабах

временной ход температур также достаточно хорошо совпадает. По обоим типам данных наблюдается рост температуры в начале месяца (1–6 июня) и некоторое снижение 7 июня, после чего наблюдается ее непрерывное увеличение до 23–24 июня, далее происходит значительное снижение температуры. В последних числах месяца значения ТПМ и модельной температуры практически совпадают.



Рисунок 5.1 – Средняя за 2015 год карта пространственного распределения температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (*a*); средняя за 2015 год карта пространственного распределения ТПМ по данным SEVIRI (*б*); карта пространственного распределения разности средней за 2015 год ТПМ по данным

SEVIRI и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO, пунктирным прямоугольником обозначен выбранный для исследования район (протяженность с 34° в.д. по 36° в.д., с 42,5° в.д. по 43,5° в.д) (в); график среднемесячных значений средней ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) по выбранному району и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (сплошная линия) (г)

Для анализа суточных колебаний температуры рассчитывались аномалии суточного хода температуры (Рисунок 5.2, *б*), как разность значения температуры

за конкретный час и температуры, сглаженной скользящим средним с шагом 24 часа. По представленным графикам временного хода и графикам аномалий хорошо видно, что по спутниковым измерениям величина ТПМ в течение суток изменяется более значительно, чем температура по результатам моделирования. Значения аномалий ТПМ за отдельные сутки может изменятся на 2-2,3°C (примеры таких случаев выделены на Рисунке 5.2, *б* эллипсами). По результатам расчета модели величина аномалий суточного хода находится в пределах 0,2-1°C. При этом, на качественном уровне картина распределения аномалий хорошо согласуется (совпадение по времени максимумов и минимумов колебаний).

Таким образом, результаты, представленные в подразделе 5.2, показывают, что несмотря на наличие некоторых различий, используемые результаты расчетов модели достаточно хорошо воспроизводят изменчивость температуры верхнего слоя Черного моря.

Для оценки сезонной изменчивости суточного хода температуры приповерхностного слоя вод глубоководной части бассейна Черного моря была построена диаграмма, отображающая отклонения температуры в различные часы от среднемесячных значений (Рисунок 5.3, *a*). На этой диаграмме хорошо видно, что суточный ход вносит существенный вклад в изменчивость температуры, также имеется выраженная сезонная изменчивость.

По результатам расчета NEMO в 2015 году наиболее значительные отклонения температуры от среднемесячных значений наблюдаются в теплый период года, с апреля по август, с максимальными значениями в мае – июле ( $\pm 0,2$ – 0,4°C). В течение суток максимальные по модулю отрицательные аномалии приходятся на утренние часы (7.00–8.00) и составляют –0,4°C, что связано, в первую очередь, с периодом ночной конвекции и охлаждением вод. Наибольшие положительные величины аномалий приходятся на вечернее время (18.00–20.00) и достигают +0,35–+0,4°C – период дневного прогрева. Минимальные по модулю отклонения температуры от среднемесячных значений наблюдаются с октября по март и не превышают 0,1°C.



Рисунок 5.2 – Временной ход средней ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) и температуры в слое 2,5 м по результатам расчета NEMO (сплошная линия) в глубоководной части Черного моря (Рисунок 5.1, *в*) в июне 2015 г. (*а*); аномалии суточного хода ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (сплошная линия) в глубоководной части Черного моря (Рисунок 5.1, *в*) в июне 2015 г., эллипсами обведены примеры максимального изменения аномалий за сутки (*б*)

Полученная картина распределения аномалий достаточно хорошо согласуется с результатами, полученными ранее, в Разделе 2 настоящей работы и статье [Rubakina et al., 2019]. В [Rubakina et al., 2019] более подробно рассмотрены особенности аномалий среднего суточного хода ТПМ по данным сканера SEVIRI за 2015 год. Построенная аналогичным образом диаграмма аномалий ТПМ,

представленная на Рисунке 5.3, *б*, демонстрирует схожие на качественном уровне закономерности распределения: максимальные отклонения ТПМ от среднемесячных значений наблюдаются в весенне-летний период (период прогрева) и достигают по модулю 0,8°C. В течение суток прогрев верхнего слоя наблюдается с 6.00 до 17.00, а охлаждение с 19.00 до 5.00 следующего утра. Следует отметить, что абсолютные величины аномалий по спутниковым и модельным данным несколько отличаются. Амплитуды суточных колебаний ТПМ по спутниковым измерениям несколько больше (в 1,5 раза), чем колебания температуры в слое 2,5 м по данным модели.

Тем не менее, данные модели в верхнем слое достаточно неплохо воспроизводят особенности среднего суточного хода температуры. Численные же различия могут быть связаны, в первую очередь, с различием горизонтов, на которых определяется температура – ТПМ измеряется в тонком скин-слое, а первый горизонт расположен в слое 2,5 м. Особенности изменения температуры в скин-слое в зависимости от различных факторов (ветра, времени суток, сезона года и т.д.) подробно рассмотрены в Разделе 4 данной работы и статье [Rubakina et al., 2021].

В качестве примера на Рисунке 5.4 представлены карты распределения средней за июнь температуры в верхнем слое по результатам расчета модели в 8.00 (Рисунок 5.4, a) и 20.00 (Рисунок 5.4, b) по московскому времени, а также карта разности температур (Рисунок 5.4, b). На этих картах хорошо отображено наличие пространственной изменчивости суточного хода температуры. В 8.00 температура вод на первом горизонте ниже, а в 20.00 выше средних значений за июнь. Разница между значениями температуры в 20.00 и 8.00 в отдельных районах бассейна достигает 1°С (восточная часть Черноморского бассейна, а также прибрежная часть на северо-западе, Рисунок 5.4, b).




Наибольшие области прогрева расположены и в юго-восточной части Черного моря, что связано, в первую очередь, с блокировкой воздушных масс Кавказскими горами. Это приводит к уменьшению скорости ветра в данном районе. В июне прогрев в течение суток на 0,7°С и более свойственен почти для всего Черного моря и для всего бассейна Азовского моря. Представленные результаты достаточно хорошо согласуются с результатами в [Rubakina et. al., 2019] для ТПМ, полученной по данным SEVIRI – совпадают районы с повышенным значением температуры вод.



Рисунок 5.4 – Карты пространственного распределения средней за июнь 2015 г температуры в верхнем слое в 8:00 (*a*); в 20:00 (б) по московскому времени; карта их разницы (*в*)

Важнейшее влияние на суточный ход температуры Черного моря оказывает ветровое перемешивание [Rubakina et. al., 2019; Rubakina et. al., 2021; Акимов и др., 2014]. Для исследования влияния ветра по обоим массивам данных была определена зависимость между скоростью ветра и разницей температуры между 17:00 и 5:00, т.е. временем максимального прогрева и охлаждения (Рисунок 5.5). Следует отметить, что для большинства дней эта разность примерно совпадает с амплитудой суточного хода температуры (разности максимального И минимального значения температуры за сутки). На Рисунке 5.5 хорошо видно, что при минимальных значениях скорости ветра (1-3 м/с) разность температур принимает наибольшие значения и достигает 1,6°С. С увеличением скорости ветра

величина разности температур уменьшается и принимает минимальные значения 0,2°С при скоростях ветра свыше 5-6 м/с. Такая зависимость наблюдается как для спутниковых, так и для модельных значений температуры, что хорошо видно по практически совпавшим линиям регрессии (черная – для данных NEMO, серая – для данных SEVIRI) (Рисунок 5.5). Следует отметить наличие отдельных значений разности температур, которые «не вписываются» в полученную зависимость (выделены черными пунктирными окружностями). Эти значения связаны с периодическим влиянием прибрежных апвеллингов, которые в некоторые периоды достигали зоны, обозначенной на Рисунке 5.1, в, а также воздействием ряда штормов. Такие процессы имели свою характерную внутрисуточную изменчивость, которая нарушала связь между ветром и амплитудой дневного хода.



Модуль скорости ветра, м/с

Рисунок 5.5 – Зависимость величины разности температуры верхнего слоя в 17.00 и 5.00 часов от модуля скорости ветра по данным SEVIRI (серые маркеры) и по результатам расчета NEMO (черные маркеры) в глубоководной части моря в июне

2015 года; сплошные линии – линейная регрессия для данных SEVIRI (серая линия) и результатов расчета NEMO (черная линия); пунктирными окружностями выделены значения разности температур, значительно отличающиеся от средней кривой

# 5.3 Вертикальное распределение суточных колебаний температуры. Спектральный анализ вертикального распределения температуры верхнего слоя вод Черного моря

Данные численного моделирования позволяют исследовать особенности суточного хода температуры на различных горизонтах. Примеры вертикальных диаграмм аномалий среднего суточного хода температуры для выбранного района представлены на Рисунке 5.6, a - c. Отмечается наличие выраженного минимума и максимума аномалий в течение суток для всех сезонов года. Максимальное отклонение температуры в сторону ее уменьшения наблюдается в утренние часы с 04.00-5.00 до 6.00-8.00 (в зависимости от месяца) в период максимального охлаждения верхних слоев. Период прогрева (максимальных положительных аномалий температуры) приходится на послеобеденные часы, (в среднем 14.00-19.00). Величина отклонения температуры OT среднесуточных значений минимальна по модулю в холодный период года (ноябрь – март) и составляет в среднем 0,04°С, максимальные аномалии наблюдаются в весенне-летний период со средними значениями 0,4°С. Полученная картина хорошо согласуется с диаграммой на Рисунке 5.3.

В то же время глубина, на которой проявляются суточные колебания, значительно выше зимой, чем летом. Зимой и осенью (Рисунок 5.6, *a*, *г*) отклонения от среднесуточных значений температуры наблюдаются на горизонтах до 30 м. В январе суточный ход выражен достаточно хорошо: в верхнем слое 2,5 м минимальные значения температуры наблюдаются в 7.00, максимальные – в 13.00–14.00. Амплитуда среднего суточного хода составляет 0,05°C (Рисунок 5.6, *d*). Необходимо отметить наличие следующей особенности: температура в слое 2,5 м в ночные и вечерние часы оказывается ниже температуры нижележащего слоя, что хорошо видно по графику на Рисунке 5.6, *d*. Лишь в период с 10.00 до 16.00 температура в верхнем слое превышает температуру более глубокого слоя. Схожие результаты были получены в работе [Рубакина и др., 2019], где проводился анализ данных термодрифтеров.

Для ноября (Рисунок 5.6, *г*) суточный ход выражен слабее, минимум приходится на 23.00, максимум – на 13.00, температура в верхнем слое и в нижележащем слое практически одинакова и колеблется в течение суток от 12,7 до 12,8°C.

В апреле, когда начинает развиваться температурная стратификация, суточные колебания температуры проникают в слои 10-12 м (Рисунок 5.6,  $\delta$ ). Наименьшие значения температуры в слое 2,5 м приходятся на 5.00–6.00 (7,6°С), наибольшие – на 15.00–16.00 (8,1°С), таким образом, амплитуда среднего суточного хода составляет 0,5°С. При этом, в часы дневного прогрева разница температур в слое 2,5 м и в следующем слое достигает 0,2°С.

В летние месяцы, при наличии устойчивой стратификации, суточный ход температуры наиболее ярко выражен в поверхностном слое (до 6–7 м), особенно для слоя 2,5 м и следующего слоя. В июле температура колеблется от 23,6°C в 5.00 до 24,4°C в 16.00. В часы максимального дневного прогрева разница температур в верхнем слое и в нижележащем слое достигает 0,5°C.

Для подробного исследования особенностей изменчивости высокочастотных колебаний температуры был проведен спектральный анализ вертикального распределения температуры. Выполнено интерполирование температуры на равномерную по вертикали сетку с шагом 1 м. Предварительно из массивов температуры был удален линейный тренд и выполнена высокочастотная фильтрация. На Рисунке 5.7, *а* и *б* представлены примеры спектров температуры на горизонте 2 и 28 м в марте и июле для глубоководной части бассейна в точке с координатами 34° в.д., 43° с.ш. Хорошо видно, что в марте как для горизонта 2 м, так и на горизонте 28 м, суточный пик (обведен эллипсом) хорошо различим.

150



Рисунок 5.6 – Диаграммы вертикального распределения аномалий среднего суточного хода средней по району температуры для: января (*a*); апреля (*б*); июля (*в*); ноября (*г*); графики среднего суточного распределения средней по району температуры в первом слое (серая линия с маркером) и втором слое (черная сплошная линия) для: января (*d*); апреля (*e*); июля (*ж*); ноября (*з*)

В июне интенсивность суточных колебаний в поверхностном слое значительно выше, чем в марте. Однако на горизонте 28 м картина обратная – суточный пик колебаний значительно более выражен в марте. В этом месяце его амплитуда сопоставима с инерционным пиком. В то же время для летнего периода пик на инерционной частоте значительно выше суточного (Рисунок 5.8, *б*). Уровни значимости рассматриваемых пиков спектров превышают 90%.



Рисунок 5.7 – Энергетический спектр температуры на горизонте 2 м в точке 43° с.ш., 34° в.д., (*a*); энергетический спектр температуры на горизонте 28 м в точке 43° с.ш, 34° в.д. (*б*); черная линия для марта, серая пунктирная линии для июня, эллипсом обведены пики, соответствующие периоду 1 сутки

Для анализа вертикального распределения спектральной энергии в различные месяцы года был проведен спектральный анализ полученных массивов в точке с координатами 43°с.ш., 34°в.д. для каждого месяца года. На Рисунке 5.8

представлены диаграммы распределения средних за месяц вертикальных профилей спектральной энергии для колебаний температуры с периодом 1 сутки (Рисунок 5.8, a) и для колебаний температуры с периодом 17 часов (Рисунок 5.7, b). Диаграмма на Рисунке 5.8, a наглядно демонстрирует различие глубины проникновения и интенсивности суточных колебаний температуры в разные сезоны. В теплый период года, с середины апреля до середины сентября, наблюдаются максимальные по величине энергии суточных колебаний, однако этот максимум локализирован в верхних слоях вод, на горизонтах до 6–7 м (Рисунок 5.8, a).



Рисунок 5.8 – Диаграмма распределения средних за месяц вертикальных профилей энергии в точке 43° с.ш., 34° в.д., для колебаний температуры с периодом 24 часа (*a*), пунктирной линией нанесено положение максимальных значений спектральной энергии для колебаний температуры с периодом 17 часов; 17 часов (*б*)

В холодный период года интенсивность суточных колебаний ниже, однако глубина проникновения суточного хода температуры значительно увеличивается и достигает 35 м. Отдельно следует отметить, что на этой диаграмме явно выделяется локальный максимум спектральной энергии в слоях 15–20 м, который приходится на июнь – август. Проведенный анализ показал, что причиной этого подповерхностного пика является влияние интенсивных инерционных колебаний (пунктирные контуры на Рисунке 5.8, *а* и диграмма Рисунка 5.8, *б*).

## 5.4 Особенности вертикального распределения температуры верхнего слоя вод Черного моря во время событий значительного дневного прогрева

Рассмотрим особенности временного хода, то есть развитие дневного прогрева, в холодный и теплый период года.

В качестве примера исследованы события прогрева (временной ход температуры) в марте и в июле (диаграммы на Рисунке 5.9, *a* и б соответственно) в точке 43° с.ш., 34° в.д.

В марте, при отсутствии устойчивой стратификации наблюдается скачкообразный прогрев достаточно глубоких слоев вод. Так. ЛЛЯ рассматриваемых случаев прогрева с 18 по 20 марта 2015 года (Рисунок 5.9, а) глубина проникновения суточного прогрева достигает 35 м. В этот период градиенты температуры в верхнем слое малы: на поверхности максимальная температура составляет 8,1-8,4°С, на горизонте 35 м - 8°С. Этому ряду событий прогрева столь глубоких слоев способствовали, прежде всего, соответствующие ветровые условия. На Рисунке 5.9, в представлен график изменения модуля скорости ветра в рассматриваемой точке. В период с 18 марта до середины дня 19 марта скорость ветра не превышала 5 м/с, что способствовало формированию прогрева в поверхностном слое в дневной период. Отчетливо видно, что 18 марта на глубинах 0–10 м происходит прогрев вод до величин 8,1°С. Постепенно тепло от верхних прогретых вод проникает вглубь бассейна. Ночью в результате ночной

конвекции, которая ослабляет стратификацию, и последующего ветрового воздействия, происходит перемешивание вод и перераспределение тепла в верхних слоях – оно проникает на горизонты до 35 м. 19 марта во время штилевых условий воды прогреваются до 8,4°C. Термическая стратификация усиливается, что снижает эффективность ночной конвекции. Тем не менее последующей ночью изза усиления ветра и ночного охлаждения эти теплые воды также проникают в толщу, однако до меньших глубин 20 м. Таким образом, перераспределение тепла в ходе суточных колебаний приводит к постепенному прогреву значительной толщи вод, а не только поверхностного слоя, что вызывает сглаживание сезонного термоклина.

Несколько иная картина наблюдается летом. Рассмотрим период с 8 по 9 июля. Максимальные температуры в приповерхностном слое составляют 24,8–26,3°С, а на горизонте 12,4 м температура уже существенно ниже и не превышает 21,5°С во всем слое (Рисунок 5.9,  $\delta$ ). При этом ветровые условия были схожи с условиями в марте: с 8 июля и практически весь день 9 июля модуль скорости ветра не превышал 5 м/с, 10 и 11 июля скорость ветра в отдельные часы достигала 8–9 м/с (Рисунок 5.9,  $\epsilon$ ). Тем не менее, проникновение дневного прогрева в такие глубокие слои не происходит.

Столь различное вертикальное распределение температуры в холодный и теплый период года объясняется, прежде всего, различием степени стратификации вод – летом она сильно развита, что и препятствует опусканию более теплых вод в глубинные более холодные и плотные слои даже при скоростях ветра, способных вызвать ветровое перемешивание в весенний период.

Рассмотренные события прогрева наглядно иллюстрируют результаты, полученные при спектральном анализе.

154



Рисунок 5.9 – Диаграмма вертикального распределения временного хода температуры (*a*, *б*) и изменчивость скорости ветра (*в*, *г*) в точке 43° с.ш., 34° в.д.: с 18.03.15 по 20.03.15 (*a*, *в*); с 8.07.15 по 11.07.15 (*б*, *г*)

Отдельно следует рассмотреть особенности пространственного, в частности, вертикального распределения температуры для рассматриваемых событий прогрева. Для этого проведен расчет значений амплитуды суточного хода *A* для горизонта 1,3 м, которая вычислялась как разница максимального и минимального значения температуры за сутки в каждой точке. По полученным значениям *A* построены карты ее пространственного распределения, по которым и были выделены события и области значительного дневного прогрева. Были выбраны события прогрева, которые происходили в тот же самый временной интервал, что и рассмотренные выше: 21.03.15 и 8.07.15.

Рассмотрим сначала событие весеннего прогрева 21.03.2015. На Рисунке 5.10, *а* представлена карта пространственного распределения амплитуды суточного хода A 21.03.15 в верхнем слое, по которой хорошо видны неоднородности суточного хода температуры для различных районов Черного моря (A в каждом отдельном слое рассчитывалась как разность максимального и минимального значения температуры за сутки в каждой точке, в которой в ходе расчета была получена температура). В отдельных точках A превышает 1°C, однако такие

районы достаточно малы по площади, а столь высокие для марта значения А могут объяснятся локальными процессами, происходящими в этих точках (шторма, вихри, апвеллинги, особенности течений). Для большей части акватории А варьируется от сотых долей градуса до 0,2-0,4°С. Можно выделить также несколько достаточно больших и однородных по величине А зон прогрева. А в этих районах принимает значения от 0,6 до 0,8°C. В качестве района для исследования вертикального распространения прогрева был выбран разрез в одной из зон, в который попадает рассмотренная выше точка с координатами 34° в.д., 43° с.ш. Координаты линии разреза (малиновая линия на Рисунке 5.10, а 43°с.ш., 31-36°в.д.). На Рисунке 5.10, б представлена диаграмма вертикального распределения разности значений температур в 14.00 и 1.00 21.03.15 вдоль разреза, которая позволяет, прежде всего, убедиться в том, что это район именно прогрева, а не выхолаживания, т.к. на горизонтах до 5 м величины разности температуры положительны, т.е. температура в дневные часы, в 14.00. была выше, чем в ночные часы, в 1.00. Это хорошо видно и по диаграммам вертикального распределения температуры в 1.00 и в 14.00 вдоль разреза (Рисунок 5.10, в и 5.10, г, соответственно).

Температура на первом горизонте вдоль разреза в 15.00 принимала величины от 7,3°С до 7,8°С в 1.00 (Рисунок 5.10, e) В 14.00 она варьировалась в пределах 7,3– 8,3°С (Рисунок 5.10, e). Соответственно, в отдельных точках вдоль разреза величина A изменялась от 0,1°С до 0,6°С на первом горизонте (Рисунок 5.10, e).

Следует отметить, что вертикальное распределение температуры вдоль разреза достаточно неоднородно, о чем свидетельствуют вертикальные зоны с более высоким или более низким ее значением. Внутри этих зон, на горизонтах ниже 7–8 м, значения температуры остаются приблизительно постоянными в течение суток, что наглядно демонстрируют соответствующие диаграммы (Рисунок 5.10, *в* и *г*). Они составляют 7,3–7,8°С. Также по диаграмме (Рисунок 5.10, *б*) видно, что прогрев с величиной 0,1°С в течение суток распространился на глубину 10–11 м в отдельных точках разреза. В той части разреза, где значительный

дневной прогрев не наблюдался (31–35°в.д.), температура оставалась приблизительно постоянной в течение суток.

Рассмотрим случай значительного летнего прогрева на примере события за 8.07.15. Выбор времени и района обусловлен теми же соображениями, что и выбор события весеннего прогрева.

Пространственное распределение амплитуды суточного хода температуры (Рисунок 5.11, *a*) в верхнем слое 8.07.15 обладает рядом особенностей. Прогрев 1,2–1,5°C и выше наблюдается практически для всего бассейна Черного моря и Азовского моря. В юго-западной части и прибрежном районе на юго-востоке изменения температуры минимальны и составляют 0,2–0,5°C.



Рисунок 5.10 – Карта пространственного распределения амплитуды суточного хода температуры в верхнем слое 2,5 м 21.03.15, малиновая линия – линия, вдоль которой исследовался вертикальный разрез, ее координаты 43° с.ш., 31 °в.д. – 36 °в.д. (*a*); диаграмма вертикального распределения разности значений температур в 14.00 и 1.00 21.03.15 вдоль разреза (*б*); диаграмма вертикального распределения температуры в 1.00, 21.03.15 вдоль разреза (*в*); диаграмма вертикального распределения температуры в 14.00, 26.01.15 г. вдоль разреза (*г*)

В качестве района для исследования вертикального распределения дневного прогрева был выбран разрез в центральной глубоководной части Черного моря. Координаты линии разреза (синяя линия на карте Рисунке 5.11, *a*: 43°с.ш., 31–36°в.д.). На Рисунке 5.11, *б* представлена диаграмма вертикального распределения разности значений температур в 14.00 и 1.00 8.07.15. Наибольший прогрев наблюдается в слое до 6 м и составляет от 1,25°C на поверхности до 0,2°C на горизонте 6 м.

На горизонтах от 7 до 19 м просматриваются также две области, в которых разность температур достаточно велика (от  $\pm 0,1$  до  $\pm 1,4^{\circ}$ C). Таким образом, вероятнее всего, проявляют себя инерционные колебания температуры с периодом 17 часов.



Рисунок 5.11 – Карта пространственного распределения амплитуды суточного хода температуры на горизонте 1,3 м 8.07.15, синяя линия – линия, вдоль которой исследовался вертикальный разрез, ее координаты 43°с.ш., 33–35,4°в.д. (*a*); диаграмма вертикального распределения разности значений температур в 14.00 и 1.00 8.07.15 вдоль разреза (б); диаграмма вертикального распределения температуры в 1.00, 8.07.15 вдоль разреза (в); диаграмма вертикального распределения температуры в 1.00, 8.07.15 вдоль разреза (с); диаграмма вертикального распределения в 14.00, 8.07.15 вдоль разреза (г)

По диаграмме вертикального распределения температуры Рисунка 5.11, *в* и 5.11, *г* также видно, что прогрев в течение суток не опускается ниже 10–12 м. На горизонтах ниже 19 м температура за сутки практически не меняется, суточный прогрев сосредоточен в слое до 12 м в летний период.

## 5.5 Особенности пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний

Спектры временной изменчивости температуры были рассчитаны для каждой расчетной точки модели в слое 0-60 м. Далее, для каждой точки определялась спектральная энергия колебаний температуры, приходящаяся на период 1 сутки. Рассмотрим особенности вертикального распределения этого параметра вдоль параллели 43° с.ш. для зимнего и летнего периода (Рисунок 5.12, а, б). На представленные диаграммы была нанесена примерная верхняя граница залегания пикноклина (черная линия для декабря и белая линия для июня), полученная по рассчитанной для данного разреза максимуму частоты Брента-Вяйсяля. По диаграммам (Рисунок 5.12, а и б) хорошо видно, что нижняя граница, до которой обнаруживаются суточные колебания температуры, согласуется с изменением верхней границей пикноклина и хорошо совпадает с толщиной ВКС. В теплый период года во время формирования термоклина они затрагивают лишь приповерхностный достаточно тонкий слой и не проникают ниже 10 м. Зимой пикноклин располагается на глубинах 30-45 м, выше которого суточный ход в той или иной мере проявляется. При этом отметим, что в центральной части бассейна глубины проникновения меньше (30–35 м), чем в районе континентального склона (35-45 м) (Рисунок 5.12, а и б). Такие особенности также хорошо совпадают с пространственным распределением толщины ВКС в зимний период [Kubryakov et al., 2019] и связаны с преобладающей циклонической циркуляцией Черного моря, в результате которой пикноклин поднимается в центре моря, препятствуя

перемешиванию. В то же время в областях даунвеллинга на континентальном склоне перемешанный слой занимает большие глубины. В результате этого и проникновение суточных колебаний также глубже на периферии бассейна.

Наибольшие величины ВКС (70–150 м) в Черном море зимой имеют место в антициклонах, где нисходящие синоптических движения приводят К дополнительному опусканию пикноклина. Пример среднего пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры в декабре на горизонте 52 м (Рисунок 5.12, в) демонстрирует, что те же особенности характерны для суточных колебаний температуры. Основной особенностью на этой карте является район с ярко выраженным максимумом спектральной энергии (обведен на Рисунке красной окружностью), где в этот период располагался интенсивный синоптический антициклон. В районе антициклона даже на таких больших глубинах фиксируются суточные колебания температуры с амплитудой до 0,03°С.

Для летнего периода, в частности для июня, каких-либо ярко выраженных структур не наблюдается (Рисунок 5.12, *г*). Имеют место локальные минимумы и максимумы энергии, их положение весьма хаотично и связано прежде всего с пространственными особенностями скорости ветра.

Таким образом проникновение суточного перемешивания в нижние слои наиболее интенсивно в слабостратифицированной жидкости. Резкие градиенты солености в зимний период и температуры в летний период препятствуют проникновению этих движений. Слой слабо стратифицированной жидкости с определенным приближением совпадает с ВКС, толщина которого в значительной степени соответствует глубине проникновения суточных колебаний температуры.



Рисунок 5.12 – Диаграмма вертикального распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры (T=1 сутки) в Черном море вдоль параллели 43° с.ш.: декабрь (черная линия – примерная верхняя граница пикноклина) (*a*); июнь

(белая линия – примерная верхняя граница пикноклина) (б); карта пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры (T=1 сутки) в декабре на горизонте 52 м (красной окружностью выделена область антициклонического вихря) (в); карта пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры (T=1 сутки) в июне на горизонте 3,8 м (г)

Изменение толщины ВКС связано с большим количество процессов, включающих турбулентное ветровое перемешивание, вертикальную адвекцию, влияющую на положение пикноклина и т.д. [Kubryakov et al., 2019]. Проведённый анализ показывает, что эти процессы во многом влияют и на глубину проникновения суточных колебаний в толщу вод. Полученные результаты свидетельствуют о том, что суточная динамика, связанная с совместным действием ночной конвекции и ветра, является одним из важных процессов, которые поддерживают существование ВКС и обмен вод в нем.

# 5.6 Влияние суточного хода температуры на стратификацию вод Черного моря в различные сезоны года по результатам расчета NEMO

5.6.1 Оценка суточного хода толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) по значениям потенциальной плотности в различные сезоны года. Данные модели NEMO о трехмерных полях температуры и солености дают возможность провести оценку стратификации вод Черного моря в различные сезоны года. В настоящей части работы выполнена оценка суточного хода толщины верхнего квазиоднородного слоя (далее ВКС) по значениям потенциальной плотности. Также проведен анализ суточной изменчивости стратификации вод в различные сезоны года по частоте Брента-Вяйсяля (далее *N*).

Наличие трехмерных полей температуры и солености с временным разрешением 1 час позволяет оценить суточный ход толщины ВКС.

График сезонного хода толщины ВКС в точке 43° с.ш., 34° в.д., рассчитанный по данным NEMO, представлен на Рисунке 5.13.

Толщина ВКС имеет ярко выраженный сезонный ход. Наибольшие ее значения приходятся на холодный период года (ноябрь – март) со средним максимумом в феврале (50 м), с апреля ее значения резко уменьшаются, минимальные величины наблюдаются в мае-августе (5–8 м), затем начинается постепенное заглубление нижней границы ВКС (увеличение его толщины). Полученный сезонный ход в целом согласуется с литературными данными.

На Рисунках 5.14,  $\delta - \partial$  представлены графики среднего по бассейну среднего суточного хода толщины ВКС для марта, мая, августа и ноября. Прежде всего следует отметить наличие более или менее выраженного суточного хода для всех сезонов года. Время суток, когда горизонт залегания ВКС минимален, сильно

варьируется от месяца к месяцу. Значение минимального горизонта зависит от сезона года.



Рисунок 5.13 – График сезонного хода толщины ВКС по результатам расчета NEMO в точке 43° с.ш., 34° в.д.

Необходимо сразу заметить, что представлены графики именно среднего суточного хода, и наличие минимума в течение суток наблюдается лишь в отдельные дни, которые и дают вклад в средний суточный ход для конкретного месяца, что хорошо видно на представленном для примера графике временного хода толщины ВКС для марта 2015 г. (Рисунок 5.14, a). Толщина ВКС может существенно варьироваться в течение нескольких дней и даже в пределах одних суток. Так для марта в отдельные дни она достигала 64 м, а в отдельно выбранные сутки ВКС поднимался от 34 м в ночные и утренние часы до 1,2 м в отдельные послеполуденные часы (Рисунок 5.14, a).



Рисунок 5.14 – Временной ход толщины ВКС в марте для точки 43° с.ш., 34° в.д. (*a*); средний суточной ход толщины ВКС в точке 43° с.ш., 34° в.д.: *б* – март; *в* – май; *г* – август; *д* – ноябрь

В марте (Рисунок 5.14, б) средняя толщина ВКС по данным NEMO составляет 24–26 м. С 8.00 до 14.00 наблюдается подъем вод, минимальная толщина приходится на дневные часы с 12.00 до 15.00 и составляет 15,5–16 м, далее начинается плавное опускание ВКС, максимальная толщина наблюдается в ночные и утренние часы (29–29,5 м) с 00.00 до 8.00. Таким образом, за сутки изменение толщины ВКС в марте составляет 13–14 м.

В мае ВКС (Рисунок 5.14, *в*) располагается в слое 2–6 м, минимальный горизонт залегания 2,1–2,3 м наблюдается в 12.00 – 15.00, наибольшая толщина ВКС имеет место в утренние часы и составляет 5,8 м в 5.00. С 6.00 до 14.00 наблюдается плавное поднятие ВКС. Следовательно, в мае, изменение толщины ВКС в течение суток достигает 4 м.

ВКС в августе (Рисунок 5.14, *г*) располагается в слое 4,5–8,5 м. Ярко выраженный минимум глубины приходится на 11.00–12.00 и составляет 4,5 м. В 4.00 – 5.00 наблюдается максимальное значение толщины ВКС (8,5 м). С 6.00 происходит подъем ВКС до минимальных горизонтов 4,5 м, с 13.00–14.00 начинается его плавное опускание. Можно заключить, что в августе изменение толщины ВКС в течение суток составляет 4 м.

Для ноября (Рисунок 5.14, ∂) средняя толщина ВКС варьируется от 22 м (с 13.00 до 13.00) до 26,7–27,7 м с 23.00 до 5.00. Таким образом, изменение глубины за сутки составляет – 4,7–5,7 м.

Из всего вышесказанного, можно сделать вывод, что по данным NEMO для всех сезонов года, существует средний суточный ход толщины ВКС. Минимальные горизонты, в общем случае, приходятся на середину дня – послеполуденные часы, когда имеет место дневной прогрев. Величина смещения ВКС в течение суток колеблется от 4 м до 14 м в зависимости от сезона года.

5.6.2 Оценка суточного хода стратификации вод в различные сезоны года по частоте Брента – Вяйсяля (N). Частота Брента-Вяйсяля (частота плавучести) – частота, с которой элемент жидкости, перемещённый вертикально в стратифицированной среде, будет в этой среде осциллировать. Она выражает величину устойчивости и является фундаментальной переменной в динамике стратифицированной жидкости.

В настоящей работе выполнено вычисление средней по Черноморскому бассейну величины *N* по данным NEMO о трехмерных полях температуры и солености и проведена оценка ее среднего суточного хода в различные сезоны года, что позволило на качественном уровне оценить суточный ход стратификации.

Для вычисления *N* использовалась следующая формула:

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz}},$$

где *р* – потенциальная плотность;

 $\frac{d\rho}{dr}$  – изменение потенциальной плотности с глубиной;

g – ускорение свободного падения (для вычислений принято равным 9,8 м/с<sup>2</sup>).

На Рисунке 5.15 представлено вертикальное распределение среднего суточного хода величины *N* в точке 34° в.д., 43° с.ш в январе, марте, июле и октябре.

В холодный период года (январь – март) устойчивая стратификация отсутствует на всех рассматриваемых горизонтах. Значения *N*, в среднем, минимальны. Однако в дневные часы (15.00–19.00) на горизонтах до 5–10 м величина *N* несколько выше. Так проявляет себя дневной прогрев, формирующий дневной термоклин. На Рисунке 5.15, *а* эти значения N обведены красным эллипсом. В более поздние часы происходит смещение максимальных значений *N* по вертикали – дневной термоклин заглубляется.

Весной, с марта по май, формируются горизонтальные области с повышенными и пониженными значениями N, что хорошо видно на Рисунке 5.15, *б*. Это свидетельствует о том, что появляется и постепенно развивается стратификация в слоях 2,5–28,8 м. На первых горизонтах (до 6–7 м) с 00.00 до 7.00 наблюдается минимум N (обведен красным эллипсом), являющийся проявлением ночной конвекции, которая разрушает дневной термоклин. Локальный максимум N в верхних слоях после 15.00 (также выделен красным эллипсом) свидетельствует о наличии дневного прогрева и формировании дневного термоклина (горизонты 1,3–7 м).



Рисунок 5.15 – Диаграмма вертикального распределения средней суточной изменчивости частоты Брента – Вяйсяля (*N*) в точке 43° с.ш., 34° в.д. : *a* – январь; *б* – март; *в* – июль; *г* – октябрь; красными эллипсами выделены значения *N*, соответствующие дневному прогреву и ночной конвекции

В летний период (июнь – август) сформирована устойчивая стратификация на горизонтах 10–20 м, о чем свидетельствуют практически однородные по величине N горизонтальные области с максимальными значениями в слое 12–16 м (Рисунок 5.15, *в*). Наименьшие значения *N* приходятся на слои от 2,5–7 м. Минимальные *N* в слое 2,5–7 м наблюдаются в утренние часы с 5.00 до 8.00 (обведены красным эллипсом), что также свидетельствует о ночной конвекции.

В период с сентября по декабрь горизонты с максимальными значениями N располагаются все ниже. Например, для октября (Рисунок 5.15, z) максимальные N приходятся на горизонты 19–23 м, что на 11–13 м ниже, чем в летний период. Слой, в котором N максимальны, становится все тоньше, а слой с минимальными N достигает 15–17 м (в октябре). Такое распределение N свидетельствует об «опускании» стратифицированных слоев и заглублении нижней границы ВКС в осенне-зимний период. В декабре стратификация сохраняется лишь на горизонтах

167

ниже 25 м, толщина стратифицированных слоев мала (менее 1 м). Суточный ход *N* в этот период практически не выражен.

Анализ вертикального распределения *N* в Черном море по данным NEMO в различные сезоны года позволил определить наличие суточного хода стратификации вод в различные сезоны года. Суточный ход, который проявляется в минимальных значениях *N* в ночные и утренние часы (ночная конвекция) и максимальных значениях в послеполуденные часы (дневной прогрев и образование дневного термоклина), наиболее выражен на горизонтах от поверхности до 5–7 м для периода с января по сентябрь. В осенне-зимний период суточный ход стратификации практически отсутствует.

## 5.7 Влияние суточного хода температуры на прогрев глубинных слоев вод и толщину ВКС по результатам расчета с использованием одномерной гидродинамической модели РОМ

Для того чтобы рассмотреть, как суточный ход температуры влияет на прогрев более глубоких слоев вод, был проведен численный эксперимент с использованием одномерной гидродинамической модели.

Выполнено два расчета. В первом расчете в качестве массива данных коротковолновой радиации использовались данные реанализа Era5 с временной дискретностью 1 час (результат расчета – массив температуры T1, массив солености S1), во втором расчете в качестве массива данных коротковолновой радиации использовались те же данные, сглаженные скользящим средним с шагом 720 часов, то есть был оставлен только сезонный ход коротковолнового излучения (результат расчета – массив температуры T2, массив солености S2). Расчеты, обработка и анализ полученных результатов выполнены автором работы.

Результаты эксперимента. На Рисунке 5.16 представлен график временного хода температуры на первом горизонте для одного года расчета, построенный по массивам Т1 (синяя линия) и Т2 (красная линия). Хорошо видна разница в

полученных результатах расчетов. Прежде всего, это наличие у массива T1 суточного хода температуры, наиболее ярко выраженного в теплый период года, в то время как для массива T2 имеет место лишь плавный сезонный ход температуры. Также температура T1 на первом горизонте в период сезонного прогрева и летние месяцы несколько ниже (за исключением отдельных событий прогрева), чем температура T2. Максимальная разница для отдельных часов составляет 2–3°C.





Далее была определена разность полученных температурных массивов, диаграмма которой для первых двух лет расчета представлена на Рисунке 5.17, *а*.

На разностной диаграмме (Рисунок 5.17, *a*) хорошо видно, что в верхних слоях вод (в среднем верхние 5–7 м) Т1 ниже, чем Т2 для всех сезонов года, что связано, прежде всего, с ночной конвекцией, способствующей охлаждению. Однако в слое до 45–50 м, температура Т1 выше в среднем на 0,1–0,4°C для весеннего периода прогрева и летних месяцев (область, выделенная на диаграмме Рисунка 5.17, *a* синим пунктирным прямоугольником).

Из-за наличия суточного хода солнечной радиации в теплое время суток поток тепла, проникающий в толщу вод, распределяется по большему слою. Температура верхнего слоя увеличивается на меньшую величину, и толщина ВКС становится больше. В ночные и утренние часы в ходе ночной конвекции

стратификация ослабевает, далее, в процессе ветрового воздействия водные слои перемешиваются. Происходит перераспределение тепла, что приводит к прогреву более глубоких слоев вод. Схематически процесс изображен на Рисунке 5.17, *б*: в ходе дневного прогрева происходит прогрев верхнего слоя вод, во время ночной конвекции, которая ослабляет стратификацию, в ходе ветрового перемешивания теплые воды опускаются, происходит перераспределение тепла, что приводит к охлаждению верхнего и прогреву нижнего слоя вод, далее в ходе следующего суточного цикла прогрева процесс повторяется. Если суточный ход отсутствует (его не учитывают), наблюдается плавное увеличение температуры в верхнем слое, увеличение температуры нижних слоев практически не происходит.

Следует отдельно отметить, что в холодный период года более холодные и более плотные воды, опускаясь в ходе ночной конвекции, способствуют дополнительному охлаждению нижележащих слоев, что также хорошо видно на диаграмме Рисунка 5.17, *а*.

Таким образом, суточный ход температуры способствует прогреву более глубоких слоев вод в теплый период года и более интенсивному остыванию в зимний период.

По результатам данного численного эксперимента было также рассмотрено влияние суточного хода температуры на толщину ВКС.

Для сравнения на Рисунках 5.18, *а* и *б* представлены графики временного хода толщины ВКС по данным расчетов с учетом суточного хода Т (красная линия, массивы T1, S1) и без его учета (синяя линия, массивы T2, S2) для первого и второго года расчета (Рисунок 5.18, *a*) и отдельно выделенного периода прогрева (с февраля по май, Рисунок 5.18, *б*). Первой особенностью является то, что толщина ВКС, полученная без учета суточного хода температуры, несколько меньше толщины ВКС, рассчитанной с учетом суточных колебаний, в среднем на 1–2 м, однако в весенний период прогрева эта разница может достигать 18,5 м (Рисунок 5.18, *б*), а летом, особенно в дневные часы, стремится к нулю (Рисунок 5.18, *а*).



Рисунок 5.17– Разностная диаграмма массивов температуры T1 и T2 для двух первых лет расчета (*a*); схематическое представление механизма прогрева глубинных слоев посредством дневного прогрева (б)

Такая разница значений толщины ВКС связана, прежде всего, с изменением термической стратификации, вызванной перераспределением тепла в период прогрева. Рассмотрим более подробно разностную диаграмму за период с 15 марта по 20 апреля для второго года расчета, т.е. за период, когда разность в толщине ВКС сначала достигает максимальных значений, а потом уменьшается (Рисунок 5.18, *в*) и профили температуры за этот же период, отдельно выделив горизонты 15–30 м.



Рисунок 5.18 – Временной ход толщины ВКС по результатам расчетов с учетом суточного хода температуры (красная пунктирная линия) и без учета суточного хода температуры (синяя сплошная линия) для второго года расчета (*a*); временной ход толщины ВКС по расчетам с учетом суточного хода температуры

(красная пунктирная линия) и без учета суточного хода температуры (синяя сплошная линия) для периода с февраля по май второго года расчета(б); разностная диаграмма массивов температуры T1 и T2 для периода с 15 марта по

20 апреля второго года расчета (в); профили температуры: обозначенные пунктирными линиями – за 15 марта в 00.00, красный – для Т1, синий – для Т2; профили, обозначенные сплошными линиями – за 20 апреля в 23.00, красный – для Т1, синий – для Т2; фиолетовым пунктирным прямоугольником выделен рассматриваемый слой 15–30 м (г)

15 марта в 00.00 разница температур была минимальна (менее 0,1°C, T2>T1), как и разница в толщине, с увеличением интенсивности дневного прогрева, а за ним и прогрева в ходе перераспределения тепла при ночной конвекции более глубоких слоев 15–30 м, температура T1 в этих слоях постепенно становится выше на 0,15–0,25°C (T1>T2), что хорошо видно на разностной диаграмме Рисунка 5.18, *в* и на профилях Рисунка 5.18, *г* (профили, обозначенные пунктирными линиями за 15

172

марта в 00.00, красный – для T1, синий – для T2; профили, обозначенные сплошными линиями за 20 апреля в 23.00, красный – для T1, синий – для T2). Увеличение температуры приводит к уменьшению толщины ВКС, при этом при отсутствии учета суточного хода температуры это уменьшение происходит более медленно и плавно в сравнении с результатами расчета, учитывающими суточный ход температуры, что как раз связано с дополнительным поступлением тепла из поверхностных слоев вод вследствие конвективного перемешивания в ночные часы.

Второй отличительной особенностью для толщины ВКС, рассчитанной с учетом суточных колебаний температуры, является наличие достаточно хорошо просматриваемого суточного хода самой толщины ВКС, который наиболее ярко выражен в период прогрева, в летние месяцы и в начале процесса выхолаживания (Рисунок 5.18, *a*, *б*). Эти суточные колебания составляют в период прогрева в среднем 3–4,5 м, однако в отдельные дни могут достигать 14 м (Рисунок 5.18, *б*). В летние месяцы ВКС колеблется в верхнем полуметровом слое, в начале процесса выхолаживания за сутки достигают 2–2,5 м.

#### Выводы к Разделу 5

В Разделе 5 представлены результаты исследования вертикального распределения суточного хода температуры вод Черного моря и его влияния на стратификацию по результатам численного моделирования.

1. Сравнительный анализ результатов расчета с использованием модели NEMO и сканера SEVIRI показал, что NEMO достаточно хорошо воспроизводит пространственные особенности распределения температуры, сезонную изменчивость, а также суточный и средний суточный ход температуры. Отмечено, что амплитуды суточного хода температуры для верхнего слоя по результатам расчета модели насколько ниже, чем полученные по спутниковым данным.

2. На основе спектрального анализа результатов расчета с использованием модели NEMO определено, что наиболее интенсивные суточные колебания имеют

место в теплый период года в верхнем слое 7–10 м, которым они и ограничены. В холодный период года интенсивность суточных колебаний ниже, однако, глубина проникновения суточного хода температуры достигает 35–45 м. Такое распределение связано с особенностями стратификации вод для каждого из этих периодов.

3. Впервые рассмотрены особенности распределения суточного хода температуры на различных горизонтах для различных районов Черного моря. Получено, что нижняя граница, до которой обнаруживаются суточные колебания температуры, практически полностью совпадает с верхней границей скачка плотности. В теплый период года суточный колебания температуры наиболее выражены и затрагивают лишь приповерхностный тонкий слой, при этом для мелководной прибрежной зоны суточные колебания проникают практически до дна для во все сезоны года. В глубоководной части бассейна в зимний период эти колебания проявляются на горизонте 30–45 м. В зонах даунвеллинга в холодный период года суточные колебания в слои до 50 м.

4. Проведено исследование суточной изменчивости стратификации вод в различные сезоны года. По результатам расчета с использованием модели NEMO для всех сезонов года существует средний суточный ход толщины ВКС, который является проявлением локальных единичных случаев подъема ВКС в часы интенсивного дневного прогрева. Минимальные горизонты залегания ВКС, в общем случае, приходятся на середину дня – послеполуденные часы, когда имеет место дневной прогрев. Анализ вертикального распределения частоты Брента-Вяйсяля N в Черном море по данным NEMO в различные сезоны года позволил определить наличие суточной изменчивости стратификации вод в различные сезоны года. Суточная изменчивость, которая проявляется в минимальных значениях N в ночные и утренние часы (ночная конвекция) и максимальных значениях в послеполуденные часы (дневной прогрев и образование дневного термоклина), наиболее выражен на горизонтах от поверхности до 5–7 м для периода с января по сентябрь. В осенне-зимний период суточный ход стратификации практически отсутствует.

5. В теплый период года в ходе ночной конвекции происходит ослабление стратификации, дальнейшее ветровое перемешивание способствует опусканию теплых вод, происходит перераспределение тепла в нижних слоях, что приводит к прогреву этих более глубоких слоев вод. Ночная конвекция также способствует увеличению толщины ВКС. В холодный период года ночная конвекция приводит к более интенсивному остыванию холодного промежуточного слоя.

Материалы, представленные в Разделе 5, опубликованы в работах [Rubakina, et al., 2022; Рубакина и др., 2019а, 2019с, 2020а, 2021а, 2021b, 2021c, 2022b].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа посвящена исследованию суточных колебаний температуры поверхностного слоя вод Черного моря и их вклада в изменчивость вертикальной термической структуры.

Представленные в работе результаты демонстрируют важность учета суточного хода температуры при исследовании различных процессов в Черном море. Продемонстрировано успешное использование данных с высоким временным разрешением сканера на геостационарной орбите SEVIRI для исследования суточного хода температуры и событий дневного прогрева в Черном море. Автором впервые получены и исследованы количественные зависимости термических характеристик скин-слоя от различных гидрометеорологических факторов для района Черного моря. В работе установлены особенности суточного хода перепада температуры в скин-слое. Оценены условия существования выраженного скин-слоя, а также условия, в которых применима теория скин-слоя Саундерса для Черного моря. Была определена роль суточного хода температуры в перераспределении потоков тепла в толще вод, прогреве глубинных слоев, формировании сезонного термоклина, стратификации и влиянии на толщину ВКС.

Основные научные результаты исследования могут быть сформулированы следующим образом.

1. На основе данных с высоким временным разрешением сканера SEVIRI и термодрифтеров впервые исследованы особенности суточного хода температуры Черного моря в различные сезоны года. Получено, что в верхнем слое вод суточный ход температуры наиболее выражен в весенне-летний период с апреля по июль. В течение суток погрев верхнего слоя в среднем наблюдается с 6 часов утра до 17 часов, а охлаждение с 19 часов до 4 часов следующего утра. Отдельной особенностью среднего суточного хода температуры является то, что в холодный период года температура в верхнем слое несколько ниже, чем в нижележащих слоях на протяжении всех суток за исключением часов дневного прогрева.

2. Максимальные амплитуды суточного хода температуры А имеют место в весенне-летний период, когда температура воздуха достигает +14°C и выше, при максимальных значениях коротковолнового излучения, когда полный поток тепла направлен в океан (т.е. положительный) при скоростях ветра до 5-6 м/с. События значительного дневного прогрева имеют место во все сезоны года, но наибольшее их количество и максимальные значения А приходятся на весенне-летний период и могут достигать 4,5°C по данным термодрифтеров, и 5-5,5°C, а в отдельных случаях и 7°С, по данным SEVIRI. События значительного и экстремального дневного прогрева формируются в условиях малой облачности при низких скоростях ветра до 4–5 м/с. Зоны прогрева неоднородны по своей структуре, что особенностями непосредственно связано с распределения вертикальной компоненты скорости течений. При положительном направлении вертикальной компоненты скорости течений А примерно в 2 раза выше, чем при ее отрицательном направлении.

3. Для достижения амплитуд экстремального прогрева толщина ВКС должна не превышать нескольких сантиметров. Для воспроизведения этих событий в численных моделях необходима коррекция параметров поглощения ИК-излучения и усовершенствование схемы турбулентности у поверхности моря.

4. Исследована взаимосвязь перепада температуры в скин-слое dT от различных гидрометеорологических факторов. Определены следующие условия проявления и существования скин-слоя: низкие скорости ветра, теплый период года (полный поток тепла направлен в океан), высокая влажность воздуха, малая интенсивность испарения (малый поток скрытого тепла), в течение суток в теплый период скин-слой наиболее выражен во второй половина дня, ночью и ранним утром из-за пониженных скоростей ветра. Проведена оценка условий применимости модели скин-слоя Саундерса для района Черного моря. Модель скин-слоя Саундерса для района Черного моря применима в ограниченном интервале условий: при скоростях ветра до 6–7 м/с и абсолютных значениях  $Q_0$  равных 20–50 Вт/м<sup>2</sup>.

5. Наиболее интенсивные суточные колебания температуры проявляются в верхнем пятиметровом – семиметровом слое в теплый период года. В холодный период они менее интенсивны, но проникают в слои до 50 м. Нижняя граница, до которой обнаруживаются суточные колебания температуры, зависит от положения верхней границы скачка плотности, которая влияет на пространственные особенности проникновения суточных колебаний.

6. Получено, что для всех сезонов года существует средний суточный ход толщины ВКС, который является проявлением локальных случаев подъема нижней границы ВКС в часы интенсивного дневного прогрева. Также имеет место наличие суточной изменчивости стратификации вод в различные сезоны года, которая проявляется в минимальных значениях частоты Брента-Вяйсяля в ночные и утренние часы (ночная конвекция) и максимальных значениях в послеполуденные часы (дневной прогрев и образование дневного термоклина) наиболее выражен на горизонтах от поверхности до 5–7 м для периода с января по сентябрь. В осеннезимний период суточная изменчивость стратификации практически отсутствует.

7. На основе численных экспериментов с использованием модели РОМ определено, что изменения характеристик вертикального обмена, связанных с суточным ходом температуры, влияют на термическую структуру Черного моря в слое 0–50 м – во время ослабления стратификации при ночной конвекции в результате ветрового перемешивания прогретые днем воды опускаются, усиливая проникновение тепла в глубинные слои в период весеннего прогрева.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- ТПМ температура поверхностного слоя моря
- ТПО температура поверхностного слоя океана
- ОЧТ Основное Черноморское Течение
- ВКС верхний квазиоднородный слой
- SEVIRI Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager
- MSG Meteosat Second Generation
- А амплитуда суточного хода температуры
- *dT* величина перепада температуры в скин-слое
- *N*-частота Брента-Вяйсяля
- СКО среднеквадратичное отклонение
- NEMO Nucleus for European Modelling of the Ocean
- POM Princeton Ocean Model

ERA40-40 Year Reanalysis Data Archive. (ECMWF Re-Analysis) - проект

повторного анализа данных о параметрах глобальной атмосферы и условиях на поверхности за 45-летний период с сентября 1957 по август 2002 гг.

ECMWF – European Centre for Medium Range Weather Forecasts

ERA5 – массив климатических данных реанализа за период с 1950 г. по настоящее время

ERA-Interim – массив климатических данных реанализа за период с 1979 по 31 августа 2019 г.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Акимов, Е.А. Использование данных сканера SEVIRI для оценки температуры поверхностного слоя Черного моря / Е.А. Акимов, С.В. Станичный, А.Б. Полонский // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – №. 6. – С. 37– 46.
- Баренблатт, Г.И. О моментных соотношениях на поверхностях разрыва в диссипативных средах / Г.И. Баренблатт, Г.Г. Черный // ПММ. – 1963. – Т. 27, №. 5. – С. 784.
- Бубукин, И.Т. Дистанционная диагностика пленочного слоя морской поверхности в инфракрасном диапазоне / И.Т. Бубукин, К.С. Станкевич // Радиотехника и электроника. – 2012. – Т. 57, №. 10. – С. 1089–1089.
- Булгаков, Н.П. Конвекция в океане (монография) / Н.Б. Булгаков / Наука, 1975. – 271 с.
- Большаков, В.Н. Изменчивость температуры воды у побережья Одессы в масштабах от года до получаса / В.Н. Большаков // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – Т. 9. – С. 220–227.
- 6. Гинзбург, А.И. Охлаждение воды с поверхности при свободной и вынужденной конвекции / А.И. Гинзбург, К.Н. Федоров // Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. – 1978а. – Т. 14, №. 1. – С. 79–87.
- Гинзбург, А.И. Термическое состояние пограничного слоя охлаждающейся воды при переходе от свободной конвекции к вынужденной / А.И. Гинзбург, К.Н. Федоров // Изв. АН СССР, Физика атм. и океана. – 1978b. – Т. 14. – С. 778– 785.
- Гинзбург, А.И. Тонкая структура термического пограничного слоя в воде у поверхности раздела вода – воздух / А.И. Гинзбург, А.Г. Зацепин, К.Н. Федоров // Известия АН СССР. ФАО. – 1977. – Т. 13, №. 12. – С. 1268– 1277.
- Давыдов, Л.К. Общая гидрология: Учебное пособие / Л.К. Давыдов, А.А. Дмитриева, Н.Г. Конкина // Гидрометеоиздат. – 1973.
- 10.Дубравин, В.Ф. Внутригодовая изменчивость суточного хода температуры воды на Самбийско-Куршской возвышенности (Юго-Восточная Балтика) в 2016 г / В.Ф. Дубравин, М.В. Капустина, С.А. Мысленков // Процессы в геосредах. – 2019. – №. 1. – С. 32–39.
- 11. Дубравин, В.Ф. Эволюции (сезонная и межгодовая изменчивость) суточного хода гидрометеорологических полей Южной Балтики / В.Ф. Дубравин, М.В. Капустина, Ж.И. Стонт // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. 2018. №. 3. С. 35–54.
- 12.Ефимов, В.В. Бризовая циркуляция в Черноморском регионе / В.В. Ефимов, В.С. Барабанов // Морской гидрофизический журнал. 2009. №. 5. С. 23–36.
- 13.Ефимов, В.В., Комаровская О.И. Формирование крупномасштабной холодной аномалии поверхностной температуры Черного моря по спутниковым данным / В.В. Ефимов, О.И. Комаровская // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, №. 7. С. 238–249. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-238-249.
- 14.Завьялов, П.О. К теории температурного режима пограничных слоев океана и атмосферы в суточном цикле / П.О. Завьялов, А.Е. Рождественский // Известия АН СССР, Физика атмосферы и океана – 1991. – Т. 27. – С. 76–84.
- 15.Завьялов, П.О. О влиянии облачности на суточный ход температуры поверхностного слоя океана / П.О. Завьялов // Метеорология и Гидрология, 1992b, 4. с. 61–67.
- 16.Завьялов, П.О. О суточном ходе температуры воздуха над прибрежными районами океана / П.О. Завьялов, А.Е. Рождественский, В.М. Хан // Труды Гидрометцентра СССР – 1992. – вып. 317.
- 17.Завьялов, П.О. Суточный цикл в тепловом и механическом взаимодействии контактных слоёв океана и атмосферы: автореф. дис. ...канд. физ.-мат. наук: 11.00.08 / Завьялов. – Москва, 1992а. – 23 с.

- 18.Ильин, Ю.П. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ю.П. Ильин, Л.Н. Репетин, В.Н. Белокопытов, Ю.Н. Горячкин, Н.Н. Дьяков, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Севастополь: НПЦ ЭКОСИ– Гидрофизика. – 2012.
- 19. Калацкий, В.И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана / В.И. Калацкий // Гидрометеоиздат. 1978.
- 20. Колесников, А.Г. Вычисление суточного хода температуры моря по суммарной радиации и температуре воздуха / А.Г. Колесников, А.А. Пивоваров // Докл. АН СССР. – 1955. – Т. 102.
- 21. Коснырев, В.К. Квазиоднородный слой в теории океанической циркуляции / В.К. Коснырев, Ю.М. Куфтарков, А.И. Фельзенбаум // Докл. АН СССР. 1977, 235. № 3. С. 560– 563.
- Коснырев, В.К. Формирование термоклина под воздействием стохастических флуктуаций ветра в период прогрева. Теория динамических процессов / В.К. Коснырев, А.И. Кубряков. // Севастополь, МГИ АН УССР. – 1983. – С. 86–94.
- 23. Краус, Е.Б. Моделирование и прогноз верхних слоев океана / Е.Б. Краус // Гидрометеоиздат. 1979. 367 с.
- 24. Кубрякова, Е.А. Влияние вертикальной скорости на воспроизведение изенчивости термохалинной структуры верхнего слоя морского бассейна / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2011. Вып. 25, Т. 2. С. 220–239.
- 25. Кубряков, А.И. Опыт мониторинга состояния верхнего квазиоднородного слоя океана на основе спутниковых измерений. Теоретические исследования океанической циркуляции. / А.И. Кубряков, В.А. Моисеенко // Морской гидрофизический институт АН УССР. Севастополь, – 1984. – С. 33–46.
- 26. Кубрякова, Е.А. Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря / Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2013а. – №3. – С. 3–12.

- 27. Кубрякова, Е.А. Моделирование процессов горизонтального и вертикального транспорта соли и биогенных элементов в Черном море: дис.... канд.физ.-мат. наук: 25.00.28. – ФГБУН МГИ, Севастополь, 2019 – 179 С.
- 28.Лебедев, Н.Е. Определение поверхностной температуры и перепада температуры в скин-слое с борта движущегося судна по данным ИК-измерений / Н.Е. Лебедев, В.М. Савоськин, С.В. Станичный // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – №. 2. – С. 83–88.
- Миропольский, Ю.З. Нестационарная модель слоя конвективно-ветрового перемешивания в океане / Ю.З. Миропольский // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1970. – Т.6, №12. – С. 1284–1294.
- 30. Мысленков, С.А. Анализ температуры воды по данным термокосы на платформе Д6 в Балтийском море / С.А. Мысленков, В.А. Кречик, А.В. Бондарь // Современные методы и средства океанологических исследований. – 2017. – С. 119–122.
- Нелепо, Б.А. Спутниковая гидрофизика / Б.А. Нелепо, Р.Ж. Сагдеев / Наука, 1983. – 253 с.
- 32.Пантелеева, Г.Г. Инновационное мышление и практика океанологических исследований / Г.Г. Пантелеева, А.А. Кубряков, А.В. Медведева, А.А. Алескерова, В.А. Рубакина, В.А. Павлушин // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: Год науки и технологий в РФ-Десятилетие наук об океане ООН». – г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2021. – С. 297–298.
- 33.Плотников, Е.В. Сопоставление температуры поверхности Черного моря, полученной по данным ИЗС NOAA, с измерениями дрифтеров в 2005-2006 годах / Е.В. Плотников, Ю.Б. Ратнер // Системы контроля окружающей среды. – 2007. – С. 115–118.
- 34.Пузина, О.С. Влияние параметров вертикального перемешивания на температуру верхнего слоя Черного моря / О.С. Пузина, А.И. Мизюк // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО

РАН, 2017а – Режим доступа: https://www.elibrary.ru/item.asp?id=30062965, свободный. – С. 10–14.

- 35.Ратнер, Ю.Б. Создание базы данных мониторинга Черного моря с использованием дрейфующих поверхностных буев / Ю.Б. Ратнер, А.П. Толстошеев, А.Л. Холод, С.В. Мотыжев // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – №. 3. – С. 50–68.
- 36.Ратнер, Ю.Б. Сопоставление величин поверхностной температуры Черного моря, полученных по данным аппаратуры AVHRR-3 ИСЗ NOAA и SVPдрифтеров в марте – августе 2003 г / Ю.Б. Ратнер, Д.М. Соловьев, Е.И. Калинин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – 2004. – Т. 11. – С. 155–173.
- 37.Реснянский, Ю.Д. О параметризации интегральной диссипации турбулентной энергии в верхнем квазиоднородном слое океана / Ю.Д. Реснянский // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. – 1975. – Т. 11, №. 7. – С. 726–733.
- 38.Рубакина В. А. Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16, № 5. – С. 268–281. – doi: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281.
- 39.Рубакина, В.А. Анализ сезонной изменчивости суточного хода температуры поверхностного слоя Черного моря по данным сканера SEVIRI / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Тезисы докладов научной конференции «Моря России: методы, средства и результаты исследований» – г. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2018с. – С. 280–280.
- 40.Рубакина, В.А. Влияние суточных колебаний температуры на особенности термического прогрева верхнего слоя вод Черного моря / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых учены. [Электронный ресурс]. – Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021а.

– Режим доступа: https://elibrary.ru/download/elibrary\_46522954\_45775277.pdf, свободный. – Т. 18. – С. 170.

- 41.Рубакина, В.А. Высокочастотная изменчивость температуры в Черном море по спутниковым и контактным данным / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. [Электронный ресурс]. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2019b. Режим доступа: https://elibrary.ru/download/elibrary\_37464410\_10271584.pdf, свободный. С. 149–150.
- 42.Рубакина, В.А. Высокочастотные колебания температуры вод Черного моря по компьютерного спутниковым данным И данным моделирования / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. [Электронный ресурс]. – Москва: ИО РАН, 2020a. Режим доступа: https://www.elibrary.ru/item.asp?id=43087219, свободный. - С. 156-157.
- 43.Рубакина, В.А. Зависимость перепада температуры в термическом скин-слое от различных факторов на основе сопоставления данных приборов на геостационарных орбитах и термодрифтеров / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Сборник тезисов докладов восемнадцатой Всероссийской проблемы конференции «Современные открытой дистанционного зондирования Земли из космоса», 16–20 ноября 2020 г. [Электронный ресурс]. ИКИ 2020c. Москва: PAH. \_ \_ Режим доступа: http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2020/8098.htm, свободный. - С. 239.
- 44.Рубакина, В.А. Исследование высокочастотных колебаний температуры вод Черного моря и их влияния на стратификацию по данным сканера SEVIRI и модели NEMO / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк // Сборник тезисов докладов семнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 11–15 ноября 2019 г. [Электронный ресурс]. – Москва: ИКИ РАН.

– 2019с. – Режим доступа: http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2019/7606.htm, свободный. – С. 324.

- 45.Рубакина, В.А. Исследование суточного хода температуры вод Черного моря на основе комплексного анализа данных дистанционного зондирования, контактных измерений и результатов численного моделирования / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк // Сборник тезисов докладов девятнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 15–19 ноября 2021 г. Электронный ресурс]. – Москва: ИКИ РАН. – 2021с.
  - Режим доступа: http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2021/8626.htm, свободный. С. 274.
- 46.Рубакина, В.А. Оценка характеристик термического скин-слоя на основе сопоставления спутниковых измерений и данных термопрофилирующих буев / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон» г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2020b. С. 175–176.
- 47.Рубакина, В.А. Сезонная изменчивость суточного хода температуры вод Черного моря по данным сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Сборник тезисов докладов шестнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», 12–16 ноября 2018 г. [Электронный ресурс]. Москва: ИКИ РАН. 2018b. Режим доступа: http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2018/7283.htm, свободный. С. 312.
- 48.Рубакина, В.А. Сезонная изменчивость суточного хода температуры моря по данным сканера SEVIRI / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Материалы Девятой международной Школы-семинара «Спутниковые методы и системы исследования Земли» – 2018а.
- 49. Рубакина, В.А. Суточные колебания температуры вод Черного моря на основе спутниковых данных и данных численного моделирования / В.А. Рубакина,

А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: Год науки и технологий в РФ-Десятилетие наук об океане ООН». – г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2021b. – С. 307–309.

- 50.Рубакина, В.А. Суточный ход температуры вод Черного моря по данным сканера SEVIRI и модели NEMO и его влияние на стратификацию / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, С.В. Станичный, А.И. Мизюк. // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: фундаментальные и прикладные исследования» г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2019а. С. 368–370.
- 51. Рубакина, В.А. Использование данных сканера SEVIRI и данных контактных измерений при изучении апвеллингов в прибрежной зоне ЮБК / В.А. Рубакина, Ю.В. Симонова, С.В. Станичный // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: вызовы отечественной науки» г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022а. С. 250–251.
- 52. Рубакина, В.А. Суточный ход температуры приповерхностного слоя вод и его влияние на прогрев глубинных слоев по результатам расчета одномерной гидродинамической модели РОМ / В.А. Рубакина, Ю.В. А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Моря России: вызовы отечественной науки» – г. Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022b. – С. 248–249.
- 53. Рубакина, В.А. Влияние различных гидрометеорологических факторов на амплитуду суточного хода по данным дистанционного зондирования и численного моделирования / В.А. Рубакина, А.А. Кубряков, А.А. Кубряков, С.В. Станичный // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». – 2022.– С. 248–249.
- 54. Титов, В.Б. Интегральный эффект воздействия термического и динамического факторов атмосферы на гидрологическую структуру вод Черного моря / В.Б. Титов // Океанология. – 2004а. – Т. 44, №. 6. – С. 837-842.

- 55. Толстошеев, А.П. Анализ результатов натурных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана/ А.П. Толстошеев, Е.Г. Лунев, В.С. Мотыжев // Морской гидрофизический журнал. 2014. №. 5. С. 9–32.
- 56. Толстошеев, А.П. Использование термопрофилирующих дрейфующих буев для изучения верхнего слоя Черного моря / А.П. Толстошеев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2011. – С. 273–278.
- 57. Толстошеев, А.П. Развитие средств и методов дрифтерной технологии применительно к проблеме изучения Черного моря / А.П. Толстошеев, Е.Г. Лунев, В.С. Мотыжев // Океанология. – 2008. – Т. 48, №. 1. – С. 149–158.
- 58.Фельзенбаум, А.И. Теория подобия для верхнего слоя океана / А.И. Фельзенбаум // Доклады Академии наук. 1980. Т. 255, №. 3. С. 552– 556.
- 59.Anding, D. Estimation of sea surface temperature from space / D. Anding, R. Kauth // Remote Sensing of Environment 1970. Vol. 1, № 4. P. 217–220. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(70)80002-5.
- 60.Ascione Kenov, I. Assessment of Global Forecast Ocean Assimilation Model (FOAM) using new satellite SST data / I. Ascione Kenov, P. Sykes, E. Fiedler, N. McConnell, A. Ryan, J. Maksymczuk // EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2016. – P. EPSC2016–7629.
- 61.Bernie, D.J. Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean–atmosphere GCM.
  Part 1: A diurnally forced OGCM / D.J. Bernie, E. Guilyardi, G. Madec, J.M. Slingo,
  S.J. Woolnough // Climate Dynamics. 2007. Vol. 29, №. 6. P. 575–590. –
  https://doi.org/10.1007/s00382-007-0249-6.
- 62.Bernie, D.J. Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean–atmosphere GCM.
  Part 2: A diurnally coupled CGCM / D.J. Bernie, E. Guilyardi, G. Madec, J.M. Slingo, S.J. Woolnough, J. Cole // Climate dynamics. 2008. Vol. 31, №. 7. P. 909-925 https://doi.org/10.1007/s00382-008-0429-z.

- 63.Bernie, D.J. Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer
  / D.J. Bernie, S.J. Woolnough, J.M. Slingo, E. Guilyardi // Journal of climate. –
  2005. Vol. 18, №. 8. P. 1190–1202. https://doi.org/10.1175/JCLI3319.1.
- 64.Blumberg, A.F. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model
  / A.F. Blumberg, G.L. Mellor // Three-Dimensional Coastal Ocean Models. –1987.
   Vol. 4. P. 1–16. https://doi.org/10.1029/CO004p0001.
- 65.Burchard, H. Models of turbulence in the marine environment—A comparative study of two-equation turbulence models / H. Burchard, O. Petersen // Journal of Marine Systems. – 1999. – Vol. 21, №. 1–4. – P. 29–53. – https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00004-4.
- 66.Canuto, V. M. Ocean turbulence. Part I: One-point closure model Momentum and heat vertical diffusivities / V.M. Canuto, A. Howard, Y. Cheng, M.S. Dubovikov. // Journal of Physical Oceanography. 2001. V. 31, №. 6. P. 1413–1426. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1413:OTPIOP>2.0.CO;2.
- 67.Castro, S.L. Comparison of diurnal warming estimates from unpumped Argo data and SEVIRI satellite observations / S.L. Castro, G.A. Wick, J.J.H. Buck // Remote sensing of environment. – 2014. – Vol. 140. – P. 789–799. https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.042.
- 68.Clayson, C.A. The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air-sea fluxes / C.A. Clayson, A.S. Bogdanoff // Journal of Climate.
  2013. Vol. 26, №. 8. P. 2546-2556. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00062.1.
- 69.Clayson, C.A. Variability of tropical diurnal sea surface temperature / C.A. Clayson,
  D. Weitlich // Journal of Climate. 2007. Vol. 20, №. 2. P. 334–352.
   https://doi.org/10.1175/JCLI3999.1.
- 70.Dee, D.P. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system / D.P. Dee, S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm,

L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, F. Vitart // Quarterly Journal of the royal meteorological society. – 2011. – Vol. 137, № 656. – P. 553–597. – https://doi.org/10.1002/qj.828.

- 71.Deng, R. Measuring pure water absorption coefficient in the near-infrared spectrum (900--2500 nm) / R. Deng, Y. He, Y. Qin, Q. Chen, L. Chen, // Yaogan Xuebao-Journal of Remote Sensing. 2012. Vol. 16, № 1. Р. 192–206.
- Denman, K.L. A Time-Dependent Model of the Upper Ocean / K.L. Denman // J. Phys. Oceanogr. – 1973. – Vol. 3. – P. 173–184.
- 73.Donlon, C.J. Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed / C.J. Donlon, T.J. Nightingale, T. Sheasby, J. Turner, I.S. Robinson, W.J. Emergy // Geophysical Research Letters. 1999. Vol. 26, № 16. P. 2505–2508. https://doi.org/10.1029/1999GL900547.
- 74.Donlon, C.J. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research / C.J. Donlon, P.J. Minnett, C Gentemann, T.J. Nightingale, I.J. Barton, B. Ward, J. Murray // Journal of Climate. 2002. Vol. 15, №4. P. 353–369.

- https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0353:TIVOSS>2.0.CO;2.

- 75.ECMWF. Copernicus Climate Change Service (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access. – 2017. Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) // электронный источник https://cds.climate.copernicus.eu/ (дата последнего обращения 22.08.2018 г.
- 76.Efimov, V.V. Anomalies of the Black Sea surface temperature and modeling of intense cold anomaly formation in September 2014 / V.V. Efimov, V.S. Barabanov // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. Vol. 53, №3. P. 343–351. https://doi.org/10.1134/S0001433817030057.

- 77.Efimov, V.V. Breeze circulation in the black-sea region / V.V. Efimov,
  V.S. Barabanov // Physical Oceanography. 2009. Vol. 19, №5. P. 289–300. –
  https://doi.org/10.3103/S1068373916040026.
- 78.Efimov, V.V. Climatic parameters of wind–field variability in the Black Sea region: Numerical reanalysis of regional atmospheric circulation / V.V Efimov, A.E. Anisimov // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2011. – Vol. 47, №3. – P. 350–361. – https://doi.org/10.1134/S0001433811030030.
- 79.Efimov, V.V. Observations of a quasi-tropical cyclone over the Black Sea / S.V. Stanichnyi, M.V. Shokurov, D.A. Yarovaya // Russian Meteorology and Hydrology. – 2008. – Vol. 33, №4. – P. 233–239.

- https://doi.org/10.3103/S1068373908040067.

- 80.Fairall, C.W. Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature / C.W. Fairall, E. Bradley, J. Godfrey, G. Wick, J. Edson, G. Young // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. Vol. 101, №C1. P. 1295–1308. https://doi.org/10.1029/95JC03190.
- 81.Ferrari, R. Shutdown of convection triggers increase of surface chlorophyll / R. Ferrari, S.T. Merrifield, J.R. Taylor // Journal of Marine Systems. – 2015. – Vol. 147. – P. 116–22. – https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.02.009.
- 82.Filipiak, M.J. An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warming / M.J. Filipiak, C.J. Merchant, H. Kettle, P.Le Borgne // Ocean Science. 2012. Vol.
  8, №2. P. 197. https://doi.org/10.5194/os-8–197–2012.
- 83.Garmashov, A.V. Comparing satellite and meteorological data on wind velocity over the Black Sea / A.V. Garmashov, A.A. Kubryakov, M.V. Shokurov, S.V. Stanichny, Yu.N. Toloknov, A.I. Korovushkin // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. Vol. 52, №3. P. 309–316.
  - https://doi.org/10.1134/S000143381603004X.
- 84.Gentemann, C.L. Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements / C.L. Gentemann, C.J. Donlon, A. Stuart-Menteth, F.J. Wentz // Geophysical Research Letters. 2003. Vol. 30, №. 3. –https://doi.org/10.1029/2002GL016291.

- 85.Gentemann, C.L. Multi-satellite measurements of large diurnal warming events / C.L. Gentemann, P.J. Minnett, P.Le Borgne, C.J. Merchant // Geophysical Research Letters. – 2008. – Vol. 35, №22. – https://doi.org/10.1029/2008GL035730.
- 86.Gentemann, C.L. Radiometric measurements of ocean surface thermal variability / C.L. Gentemann, P.J. Minnett // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008b. Vol. 113, №C8. doi:10.1029/2007JC004540.
- 87.Giglio, D. The role of wind gusts in upper ocean diurnal variability / D. Giglio,
  S.T. Gille, A.C. Subramanian, S. Nguyen // Journal of Geophysical Research:
  Oceans. 2017. Vol. 122, №. 9. P. 7751–7764.
   https://doi.org/10.1002/2017JC012794.
- 88.Hallsworth, S. Modelling the diurnal-variation of sea surface temperature using a one-dimensional ocean turbulence model: дис. University of Edinburgh, 2005.
- 89.Hasse, L. The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface / L. Hasse // Boundary–Layer Meteorology. 1971. Vol. 1, №3. P. 368–379.
- 90.Hepplewhite, C.L. Remote observation of the sea surface and atmosphere The oceanic skin effect / C.L. Hepplewhite // International Journal of Remote Sensing. 1989. Vol. 10, №4–5. P. 801–810.

-https://doi.org/10.1080/01431168908903920.

- 91.Horrocks, L.A. Modelling the diurnal thermocline for daytime bulk SST from AATSR / L.A. Horrocks, A.R. Harris, R.W. Saunders // Met Office Forecasting Research Tech. Rep. – 2003. – Vol. 418. – P. 27.
- 92.Jessup, A.T. Infrared remote sensing of breaking waves / A.T. Jessup, C.J. Zappa,
  M.R. Loewen, V. Hesany // Nature. 1997. Vol. 385, №6611. P. 52–55.
- 93.Kantha, L.H. An improved mixed layer model for geophysical applications /
  L.H. Kantha, C.A. Clayson // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1994. –
  Vol. 99, №C12. P. 25235–25266. https://doi.org/10.1029/94JC02257.
- 94.Kantha, L.H. An improved mixed layer model for geophysical applications /
  L.H. Kantha, C.A. Clayson // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1994. –
  Vol. 99, №. C12. P. 25235–25266. https://doi.org/10.1029/94JC02257.

- 95.Kara, A. B. Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales / A.B. Kara, H.E. Hurlburt, A.J. Wallcraft, M.A. Bourassa // Journal of climate. 2005. Vol. 18, №. 24. P. 5266-5293. https://doi.org/10.1175/JCLI3573R2.1.
- 96.Karagali, I. Characterisation and quantification of regional diurnal SST cycles from SEVIRI / I. Karagali, J.L. Høyer // Ocean Science. – 2014. – Vol. 10, №5. – P. 745. – https://doi.org/10.5194/os–10–745–2014.
- 97.Karagali, I. Using a 1-D model to reproduce the diurnal variability of SST / I. Karagali, J.L. Høyer, C.J. Donlon //Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, №. 4. P. 2945-2959. https://doi.org/10.1002/2016JC012542.
- 98.Katsaros, K.B. Heat transport and thermal structure in the interfacial boundary layer measured in an open tank of water in turbulent free convection / K.B. Katsaros, W.T. Liu, J.A. Businger, J.E. Tillman // Journal of Fluid Mechanics. 1977. Vol. 83, №2. P. 311–335. https://doi.org/10.1017/S0022112077001219.
- 99.Katsaros, K.B. Reduced horizontal sea surface temperature gradients under conditions of clear skies and weak winds / K.B. Katsaros, A.V. Soloviev, R.H. Weisberg, M.E. Luther // Boundary-layer meteorology. 2005. Vol. 116, №. 2. P. 175–185. https://doi.org/10.1007/s10546-004-2421-4.
- 100. Katsaros, K.B. Vanishing horizontal sea surface temperature gradients at low wind speeds / K.B. Katsaros, A.V. Soloviev // Boundary-layer meteorology. 2004. Vol. 112, №. 2. P. 381–396.

- https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000027905.90989.b2.

101. Korotaev, G.K. Circulation in semi-enclosed seas induced by buoyancy flux through a strait / G.K. Korotaev // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. – Springer, Dordrecht. – 1997. – P. 395–401.

- https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2\_30.

102. Korotaev, G.K. Reanalysis of seasonal and interannual variability of Black Sea fields for 1993 – 2012 / G.K. Korotaev, A.S. Sarkisyan, V.V. Knysh, P.N. Lishaev // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2016. –Vol. 52, iss. 4. – P. 418–430. – doi:10.1134/S0001433816040071.

- 103. Kraus, E.B. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences / E.B. Kraus, J.S. Turner // Tellus. 1967. Vol. 19, №. 1. P. 98–106. https://doi.org/10.3402/tellusa.v19i1.9753.
- 104. Kubryakov, A.A. Anomalous summer–autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events / A.A. Kubryakov, A.G. Zatsepin, S.V. Stanichny // Journal of Marine Systems. 2019. Vol. 194. P. 11–24. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004.
- 105. Kubryakov, A.A. The Black Sea mixed layer depth variability and its relation to the basin dynamics and atmospheric forcing / A.A. Kubryakov, V.N. Belokopytov, A.G. Zatsepin, S.V. Stanichny, V.B. Piotukh // Physical oceanography. 2019. Vol. 26, №. 5. P. 397–413. doi: 10.22449/1573-160X-2019-5-397-413.
- 106. Kubryakov, A.A. Seasonal stages of chlorophyll-a vertical distribution and its relation to the light conditions in the Black Sea from Bio-Argo measurements / A.A. Kubryakov, A.S. Mikaelyan, S.V. Stanichny, E.A. Kubryakova // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. Vol. 125, №. 12. C. e2020JC016790. https://doi.org/10.1029/2020JC016790.
- 107. Kudryavtsev, V.N. Slippery near-surface layer of the ocean arising due to daytime solar heating / V.N. Kudryavtsev, A.V. Soloviev // Journal of Physical Oceanography. – 1990. – Vol. 20, №. 5. – P. 617–628.

- https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0617:SNSLOT>2.0.CO;2

- 108. Large W. G., Yeager S. G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. – 2004.
- 109. Lukas R. Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Western Equatorial Pacific, 1991, №2. TOGA Notes.
- 110. Madec, G. NEMO ocean engine, Note du Pole de modélisation / G. Madec // Institut Pierre–Simon Laplace (IPSL), France, №27. – 2008.
- 111. Mammen, T.C. STEP–A temperature profiler for measuring the oceanic thermal boundary layer at the ocean–air interface / T.C. Mammen, N. von Bosse // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1990. Vol. 7, №2. P. 312–322. https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0312:STPFMT>2.0.CO;2.

- 112. Marullo, S. A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic / S. Marullo, R. Santoleri, V. Banzon, R.H. Evans, M. Guarracino // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2010. Vol. 115, №C5. https://doi.org/10.1029/2009JC005466
- 113. Marullo, S. The diurnal cycle of sea-surface temperature and estimation of the heat budget of the Mediterranean Sea / S. Marullo, P.J. Minnett, R. Santoleri, M. Tonani
  // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 121, №11. P. 8351–8367. doi:10.1002/2016JC012192.
- 114. McAlister, E.D. Heat transfer in the top millimeter of the ocean / E. D. McAlister,
  W. McLeish // Journal of Geophysical Research. 1969. Vol. 74, №13. P. 3408– 3414. – https://doi.org/10.1029/JC074i013p03408.
- 115. McCreary Jr, J.P. Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea / J.P. McCreary Jr, K.E. Kohler, R.R. Hood, S. Smith, J. Kindle, A.S. Fischer, R.A. Weller // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, №. C4. P. 7139–7155. https://doi.org/10.1029/2000JC900156.
- 116. Mellor, G.L. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / G.L. Mellor, T. Yamada // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. Vol. 20. P. 851–875. doi:10.1029/RG020i004p00851.
- 117. Mellor, G.L. An equation of state for numerical models of ocean and estuaries / G.L Mellor // Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog. 1991. Vol. 8. P. 609–611.
- 118. Mellor, G.L. One-dimensional, Ocean Surface Layer Modeling: a problem and a solution / G.L Mellor // J. Phys. Oceanogr. 2001. Vol. 31. P. 790–809. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0790:ODOSLM>2.0.CO;2.
- 119. Merchant, C.J. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas / C.J. Merchant, M.J. Filipiak, P.Le Borgne, H. Roquet, E. Autret, J.-F. Piollé, S. Lavender // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, №4. https://doi.org/10.1029/2007GL033071.

- 120. Meredith, E.P. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme / E.P. Meredith, V.A. Semenov, D. Maraun, W. Park, A.V. Chernokulsky // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8, №8. P. 615–619. doi:10.1038/ngeo2483.
- 121. Mikaelyan, A.S. Phenology and drivers of the winter–spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup's hypothesis and its refinements / A.S. Mikaelyan, V.K. Chasovnikov, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Progress in oceanography. 2017. Vol. 151. P. 163–176. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006.
- 122. Minnett, P.J. At-sea measurements of the ocean skin temperature and its response to surface fluxes / P.J. Minnett, J.A. Hanafin // IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp. – 1998.
- 123. Minnett, P.J. Measurements of the oceanic thermal skin effect / P.J. Minnett, M. Smith, B. Ward // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2011. Vol. 58, №6. P. 861–868. doi:10.1016/j.dsr2.2010.10.024.
- 124. Minnett, P.J. Radiometric measurements of the sea–surface skin temperature: The competing roles of the diurnal thermocline and the cool skin / P.J. Minnett // International Journal of Remote Sensing. 2003. Vol. 24, №24. P. 5033–5047. doi:10.1080/0143116031000095880.
- 125. Minnett, P.J. The marine–atmospheric emitted radiance interferometer: A high– accuracy, seagoing infrared spectroradiometer / P.J. Minnett, R.O. Knuteson, F.A. Best, B.J. Osborne, J.A. Hanafin, O.B. Brown // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2001. – Vol. 18, №6. – P. 994–1013.

- https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0994:TMAERI>2.0.CO;2.

126. Mizyuk, A.I. Long-Term variability of thermohaline characteristics of the Azov Sea based on the numerical eddy-resolving model / A.I. Mizyuk, G.K. Korotaev, A.V. Grigoriev // Physical oceanography. – 2019. – V. 26, №5 – P. 438–450. – doi: 10.22449/1573-160X-2019-5-438-450.

- 127. Murray, M.J. Direct observations of skin-bulk SST variability / M.J. Murray, M.R. Allen, C.J. Merchant, A.R. Harris, C.J. Donlon // Geophysical Research Letters. 2000. Vol. 27, №8. P. 1171–1174.
   https://doi.org/10.1029/1999GL011133.
- 128. O'dea, E. J. An operational ocean forecast system incorporating NEMO and SST data assimilation for the tidally driven European North-West shelf / E.J. O'Dea, A.K. Arnold, K.P. Edwards, R. Furner, P. Hyder, M.J. Martin, J.R. Siddorn, D. Storkey, J. While, J.T. Holt, H. Liu //Journal of Operational Oceanography. 2012. Vol. 5, № 1. P. 3–17.

- https://doi.org/10.1080/1755876X.2012.11020128.

- 129. Oguz, T. Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model / T. Oguz, H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tugrul, N.P. Nezlin, U. Unluata // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, № C7. P. 16585–16599. doi:10.1029/96JC00831.
- 130. Paulson, C.A. Irradiance measurements in the upper ocean / C.A. Paulson,
  J.J. Simpson // Journal of Physical Oceanography. 1977. Vol. 7, №. 6. P. 952– 956.
- 131. Pimentel, S. Modeling the diurnal variability of sea surface temperatures /
  S. Pimentel, K. Haines, N.K. Nichols // Journal of Geophysical Research: Oceans. –
  2008. Vol. 113, №. C11. https://doi.org/10.1029/2007JC004607.
- 132. Pimentel, S. Modeling the Near-Surface Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Mediterranean Sea / S. Pimentel, W.-H. Tse, H. Xu, D. Denaxa, E. Jansen, G. Korres, I. Mirouze, A. Storto // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, №. 1. P. 171–183. https://doi.org/10.1029/2018JC014289.
- 133. Prabhakara, C. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-to 13-µm window region / C. Prabhakara, G. Dalu, V.G. Kunde // Journal of Geophysical research. 1974. Vol. 79, №33. P. 5039–5044.
   https://doi.org/10.1029/JC079i033p05039.
- 134. Price, J.F. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing / J.F. Price, R.A. Weller, R. Pinkel //

Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1986. – Vol. 91, №. C7. – P. 8411–8427. – https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08411.

- 135. Prytherch, J. Moored surface buoy observations of the diurnal warm layer / J. Prytherch, J.T. Farrar, R.A. Weller // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. Vol. 118, №9. P. 4553–4569. https://doi.org/10.1002/jgrc.20360.
- 136. Rodi, W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids
  / W. Rodi // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1987. V. 92, №. C5. P. 5305–5328. https://doi.org/10.1029/JC092iC05p05305.
- 137. Rubakina, V. A. Properties of the Vertical Distribution of Diurnal Temperature Variations in Different Seasons in the Black Sea Based on the NEMO Model Data / V.A. Rubakina, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.I. Mizyik // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. V. 58, № 1. P. 54–67. doi: 10.1134/S000143382201011X.
- 138. Rubakina, V.A. Seasonal and Diurnal Variability of the Thermal Skin Layer Characteristics Based on a Comparison of Satellite Measurements by SEVIRI and Data from Temperature-Profiling Drifters / V.A. Rubakina, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. – 2021. – V. 57, № 9. – P. 950–961. – doi: 10.1134/S0001433821090607.
- 139. Rubakina, V.A. Seasonal Variability of the Diurnal Cycle of the Black Sea Surface Temperature from the SEVIRI Satellite Measurements / V.A. Rubakina, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny // Physical Oceanography. – 2019. – Vol. 26, №2.
  P. 157 – 169. – doi: 10.22449/1573–160X–2019–2–157–169.
- 140. Saunders, P.M. The temperature at the ocean-air interface / P.M. Saunders // Journal of Atmospheric Sciences. 1967. Vol. 24, №3. P. 269–273. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0269:TTATOA>2.0.CO;2
- 141. Schluessel, P. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature / P. Schluessel, W.J. Emery, H. Grassl, T. Mammen // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1990. Vol. 95, №C8. P. 13341–13356. https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13341.

- 142. Shinoda, T. Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific / T. Shinoda //Journal of Climate. 2005.
   Vol. 18, №. 14. P. 2628–2636. https://doi.org/10.1175/JCLI3432.1.
- 143. Shinoda, T. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans / T. Shinoda, H.H. Hendon // Journal of Climate.
  1998. Vol. 11, №. 10. P. 2668–2685. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2668:MLMOIV>2.0.CO;2.
- 144. Simpson, J.J. The relationship between downward irradiance and upper ocean structure / J.J. Simpson, T.D. Dickey // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, №3. P. 309–323.

- https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0309:TRBDIA>2.0.CO;2.

- 145. Soloviev, A.V. Parameterization of the cool skin of the ocean and of the air-ocean gas transfer on the basis of modeling surface renewal / A.V. Soloviev, P. Schlüssel
  // Journal of Physical Oceanography. 1994. Vol. 24, №. 6. P. 1339–1346.
   https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<1339:POTCSO>2.0.CO;2.
- 146. Storto, A. Optimal assimilation of daytime SST retrievals from SEVIRI in a regional ocean prediction system / A. Storto, P. Oddo // Remote Sensing. 2019. Vol. 11, №. 23. P. 2776. https://doi.org/10.3390/rs11232776.
- 147. Stuart-Menteth, A.C. A global study of diurnal warming using satellite-derived sea surface temperature / A.C. Stuart-Menteth, I.S. Robinson, P.G. Challenor // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, №C5. doi:10.1029/2002JC001534.
- 148. Sverdrup, H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton / H.U. Sverdrup // J. Cons. Int. Explor. Mer. 1953. Vol. 18, №. 3. P. 287–295.
- 149. Umlauf, L. General ocean turbulence model. Source code documentation /
   L. Umlauf, H. Burchard, K. Bolding // Baltic Sea Research Institute Warnemünde
   Technical Report. 2005. Vol. 63. P. 346.
- 150. Uppala, S.M. The ERA-40 re-analysis / S.M. Uppala // Quart. Journ. Royal.
   Meteorol. Soc. 2005. Vol. 131, № 612. P. 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176.

- 151. Ward, B. Biases in the air-sea flux of CO<sub>2</sub> resulting from ocean surface temperature gradients / B. Ward, R. Wanninkhof, W.R. McGillis, A.T. Jessup, M.D. DeGrandpre, J.E. Hare, J.B. Edson // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, №C8. doi:10.1029/2003JC001800.
- 152. Ward, B. Near-surface ocean temperature / B. Ward // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2006. – Vol. 111, №C2. – doi:10.1029/2004JC002689.
- 153. Ward, B. SkinDeEP: A profiling instrument for upper–decameter sea surface measurements / B. Ward, R. Wanninkhof, P.J. Minnett, M.J. Head // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2004. – Vol. 21, №2. – P. 207–222. – https://doi.org/10.1175/1520–0426(2004)021<0207:SAPIFU>2.0.CO;2.
- 154. Webster, P.J. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific / P.J. Webster, C.A. Clayson, J.A. Curry // Journal of Climate. – 1996. – Vol. 9, №. 8. – P. 1712–1730. – https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1712:CRATDC>2.0.CO;2.
- 155. Webster, P.J. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific / P.J. Webster, C.A. Clayson, J.A. Curry // Journal of Climate. – 1996. – Vol. 9, №. 8. – P. 1712–1730. – https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1712:CRATDC>2.0.CO;2.
- 156. Wick, G.A. The behavior of the bulk–skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux / G.A. Wick, W.J. Emery, L.H. Kantha, P. Schlüssel // Journal of Physical Oceanography. 1996. Vol. 26., №10. P. 1969–1988.

-https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<1969:TBOTBS>2.0.CO;2.

157. Woodcock, A.H. Temperatures observed near the surface of a fresh–water pond at night / A.H. Woodcock, H. Stommel // Journal of Meteorology. – 1947. – Vol. 4, №3. – P. 102–103.

- https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0102:TONTSO>2.0.CO;2.

158. Yang, G.Y. The diurnal cycle in the tropics / G.Y. Yang, J. Slingo // Monthly Weather Review. – 2001. – Vol. 129., №4. – P. 784–801.

- https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0784:TDCITT>2.0.CO;2.

- 159. Zatsepin, A.G. Formation of the coastal current in the Black Sea caused by spatially inhomogeneous wind forcing upon the upper quasi-homogeneous layer / A.G. Zatsepin, VV. Kremenetskiy, V.B. Piotukh, S.G. Poyarkov, Yu.B. Ratner, D.M. Soloviev, R.R. Stanichnaya, S.V. Stanichny, V.G. Yakubenko // Oceanology. 2008. Vol. 48, №2. P. 159–174.
  - https://doi.org/10.1134/S0001437008020021.
- 160. Zeng, X. Impact of diurnally-varying skin temperature on surface fluxes over the tropical Pacific / X. Zeng, R.E. Dickinson // Geophysical research letters. 1998. Vol. 25, №. 9. P. 1411–1414. https://doi.org/10.1029/98GL51097.
- 161. Zhang, Y. Ocean haline skin layer and turbulent surface convections / Y. Zhang,
  X. Zhang // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117, №. C4.
   https://doi.org/10.1029/2011JC007464.