УДК 551.465

ЗАВИСИМОСТЬ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА ОТ РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2025 г. В. А. Рубакина*, А. А. Кубряков, А. И. Кубряков

Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Россия

*e-mail: valenru93@mail.ru

Поступила в редакцию 04.07.2024 г. После доработки 22.11.2024 г. Принята к публикации 27.12.2024 г.

В работе проведено исследование зависимости амплитуды суточного хода температуры поверхностного слоя вод Азово-Черноморского бассейна от ряда гидрометеорологических факторов и ее сезонная изменчивость с использованием данных спутниковых измерений радиометра SEVIRI и моделирования верхнего перемешанного слоя моря. По данным дистанционного зондирования минимальные величины амплитуды имеют место в холодный период года, когда полный поток тепла направлен в атмосферу, при сильном ветре и низких значениях температуры воздуха. Максимальные величины амплитуды приходятся на период прогрева, когда полный поток тепла направлен в море, температура воздуха максимальна, а ветер практически отсутствует. Также в работе проведены расчеты по модели Крауса—Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия. Полученные модельные результаты хорошо согласуются с результатами исследования амплитуды суточного хода по данным сканера SEVIRI. Расчеты в рамках модели позволили выявить изменчивость толщины верхнего перемешанного слоя при одновременном учете изменчивости параметров атмосферного воздействия — потока тепла и скорости ветра.

Ключевые слова: амплитуда суточного хода температуры, SEVIRI, интегральная модель верхнего перемешанного слоя, Азово-Черноморский бассейн

DOI: 10.31857/S0002351525020056, EDN: GKCSXO

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос исследования и мониторинга суточного хода температуры вод поверхностного слоя моря/океана (ТПМ/ТПО) является одним из актуальных и интересных для современной океанологии. Суточные колебания ТПМ вносят существенный вклад в обмен теплом между океаном и атмосферой и оказывают воздействие на формирование характеристик поля ветра [Stuart– Menteth et al., 2003; Marullo et al, 2016].

Детальным исследованиям суточных колебаний ТПО посвящено достаточно ограниченное количество отечественных работ [Колесников и Пивоваров, 1955; Завьялов, 1992а, 1992b; Завьялов и др., 1991, 1992; Мысленков и др., 2017; Дубравин и др., 2018, 2019; Rubakina et al., 2019]. В работе [Завьялов, 1992а] рассмотрен суточный цикл температуры поверхностных слоев вод, находящихся в тепловом и механическом взаимодействии с атмосферой.

ТПО относится к числу важнейших параметров, характеризующих состояние океана как составной части климатической системы. Она же является одним из наиболее показательных индикаторов изменчивости этой системы [Зеленько и Реснянский, 2007]. Многие из национальных и международных исследовательских программ, направленных на изучение взаимодействия океана и атмосферы и изменчивости климата (WCRP, «Разрезы», TOGA, WOCE, CLIVAR), содержат специальные разделы или проекты, посвященные проблематике ТПМ, что свидетельствует об особой значимости этого параметра.

Изменчивость ТПМ определяется, прежде всего, взаимодействием с атмосферой, т.е. потоками тепла, массы и механической энергии на поверхности моря, а также собственной динамикой морских вод. Эти потоки испытывают колебания в широком диапазоне частот — суточные, синоптические, сезонные, межгодовые.

Одними из важнейших работ по исследованию и моделированию процессов в приповерхностном слое океана являются работы [Федоров и Гинзбург, 1988; Soloviev and Lukas, 2006]. В работе [Федоров и Гинзбург, 1988] рассматривается циклическая природа и пространственная структура приповерхностного слоя в связи с солнечным прогревом и конвекцией, а также исследован вопрос приповерхностного слоя и эффективности дистанционного зондирования океана. Отдельная глава в [Soloviev and Lukas, 2006] также посвящена дистанционному зондированию океана, в частности ТПО.

В численных моделях циркуляции океана из-за недостаточной точности оценки метеорологических параметров, или по соображениям вычислительного характера текущие их значения заменяются осредненными по времени, что может приводить к ошибкам в расчётах поверхностных потоков тепла [Webster et al., 1996; Zeng and Dickinson, 1998; Clayson and Bogdanoff, 2013; Marullo et al., 2016], в результате чего отфильтровываются более высокие частоты, например, суточный ход и синоптические вариации при расчете сезонных или межгодовых изменений.

В работе [Yang and Slingo, 2001] отмечается, что суточный ход ТПМ является одним из основных составляющих климатической системы, влияющих на изменчивость температуры морской воды в долгосрочном масштабе. В работах [Bernie et al., 2005] и [Shinoda and Hendon, 1998] было показано, что замена суточного цикла ТПМ на среднесуточные значения ТПМ влияет на масштабы изменчивости внутрисезонных величин ТПМ в совместных моделях океана и атмосферы. Изменения стратификации вод, связанные с суточными колебаниями потоков тепла, влияют на физические и биогеохимические процессы в верхних слоях моря [Stuart—Menteth et al., 2003; Рубакина и др., 2019]. Исключение высокочастотных вариаций атмосферных потоков искажает или утрачивает некоторые результирующие эффекты на более длительных временных масштабах [Реснянский и др., 2023]. А поскольку атмосферное воздействие приложено к поверхности океана, наиболее заметные проявления таких эффектов прослеживаются в его верхнем слое.

В одно из современных работ [Фомин и Дианский, 2023] рассмотрено влияние усвоения данных о ТПМ сканера SEVIRI (спутник Meteosat) на воспроизведение гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей в модели INMOM. Даже при усвоении нерегулярно распределенных по пространству и времени данных о температуре поверхности на всей акватории наблюдается уменьшение ошибки в результатах расчетов, более корректно воспроизводятся структуры зон повышения или понижения температуры. Отмечено также, что усвоение данных о ТПМ приводит и к изменениям в структуре поверхностной морской циркуляции. В отдельных районах направление течений изменяется в пределах $5-10^{\circ}$, а модуль скорости изменяется на 3-5%.

В настоящей работе для Азово-Черноморского бассейна исследована зависимость амплитуды суточного хода ТПМ от различных гидрометеорологических параметров по данным спутниковых измерений сканера SEVIRI, а также на основе моделирования верхнего перемешанного слоя (ВПС) моря.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Данные о ТПМ представляли собой данные дистанционного зондирования сканера SEVIRI за 2005—2016 гг. 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/).

В качестве данных об атмосферном воздействии использовались данные реанализа ERA5 о скорости ветра, потоках тепла, температуре воздуха, относительной влажности воздуха с пространственным разрешением 0.25° и временным разрешением 1 ч [https://cds.climate.copernicus.eu/].

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 61 № 2 2025

3. СВЯЗЬ АМПЛИТУДЫ СУТОЧНОГО ХОДА ТПМ С РАЗЛИЧНЫМИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ ПО ДАННЫМ СКАНЕРА SEVIRI

Новые данные о высокочастотной изменчивости ТПМ стали доступны благодаря появлению инфракрасных (ИК) радиометров на геостационарной орбите. Одним из широко используемых приборов для определения ТПМ является сканер Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (gaлее SEVIRI), установленный на геостационарных метеорологических спутниках Meteosat Second Generation (MSG) [Marullo et al., 2016]. Он позволяет получать данные о поле поверхностной температуры с дискретностью до 15 мин 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., 2008; Marullo et al., 2010; Merchant et al., 2008; Filipiak et al., 2012].

Почасовые данные о ТПМ, получаемые с SEVIRI, дают уникальную возможность для извлечения ряда характеристик и количественной оценки суточного хода ТПМ. В работе [Акимов и др., 2014] разработана методика уменьшения средней ошибки восстановления полей ТПМ на основе данных спутникового сенсора SEVIRI для Черноморского региона, проведено сравнение данных, полученных сенсором SEVIRI, и измерений in situ свободно дрейфующими буями (дрифтерами), оценена возможность уменьшения «шума» спутниковых снимков путем применения специальных алгоритмов обработки изображений. Однако, оценок сезонной и пространственной изменчивости характеристик сезонного хода ТПМ в работе [Акимов и др., 2014] выполнено не было. В настоящей работе на основе данных сканера SEVIRI за длительный период исследована взаимосвязь амплитуды суточного хода ТПМ Азово-Черноморского бассейна со скоростью ветра, потоком коротковолнового излучения, полным (суммарным) потоком тепла и температурой воздуха. Также рассмотрено распределение амплитуды суточного хода ТПМ (далее А) для каждого месяца года в зависимости от скорости ветра.

На суточный ход ТПМ и на ее *A*, влияет ряд различных гидрометеорологических параметров. Это, прежде всего, ветер и потоки тепла на границе с атмосферой.

Величина *А* вычислялась как разница между максимальным и минимальным значениями ТПМ за сутки в каждом пикселе, в котором определена ТПМ по данным SEVIRI. Была выполнена дополнительна фильтрация величин *А*. 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; значения NaN – данные отсутствуют) оказывалось менее 6. Кроме того проведена дополнительная фильтрация для разделения событий прогрева и выхолаживания.

На рис. 1 приведены карты пространственного распределения А, суммарного потока тепла на границе с атмосферой, модуля скорости ветра за отдельные выбранные сутки - 11.05.2015. Полный (суммарный) поток тепла рассчитывался как сумма явного, скрытого, коротковолнового и длинноволнового потоков тепла на поверхности моря. На этих картах прослеживается взаимосвязь рассматриваемых параметров. Зоны максимальных значений A со значениями 4–5°C (рис. 1a), а ТПМ достигает 15.5–16°С (рис. 1б) практически совпадают с районами наибольших значений суммарных потоков тепла (29–31 Вт/м²), рис. 1г. При этом скорость ветра в этих же районах минимальна (3-4 м/с) и не превышает 5 м/с (рис. 1в). Такие ветровые условия и распределение суммарного потока тепла способствуют достижению экстремальных значений А (экстремальному суточному прогреву), когда А превышает 5–5.5°С [Rubakina et al., 2019].

На рис. 2 представлена зависимость *A* от потока коротковолнового излучения и скорости ветра (рис. 2a) и от полного (суммарного) потока тепла и скорости ветра (рис. 26).

Диаграммы зависимости *A* от скорости ветра и от каждого из исследуемых факторов строились по одному принципу: были рассчитаны средние за сутки величины модуля скорости ветра и потоков тепла и для каждого интервала скорости ветра и рассматриваемого фактора определялась средняя величина *A*. Полученная зависимость и представлена в виде диаграммы, на которой цветом обозначено значение *Á*, по оси абсцисс – анализируемый фактор, по оси ординат – скорость ветра.

195



Рис. 1. Карта пространственного распределения за 11.05.2015: (а) амплитуды суточного хода температуры *A* по данным SEVIRI; (б) средней за сутки ТПМ; (в) среднего за сутки модуля скорости ветра; (г) среднего за сутки суммарного потока тепла



Рис. 2. Диаграмма зависимости: (a) 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

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 61 № 2 2025

С увеличением потока коротковолнового излучения величина A также возрастает (рис. 2а). Максимальные ее значения (1.9–2°С) наблюдаются при скорости ветра до 2–4 м/с и значениях величины коротковолнового излучения от 25 Вт/м² и более. При этом, когда величина потока коротковолнового излучения достигает значений 40–45 Вт/м² и выше, при скорости ветра более 5 м/с, A принимает значения 1.5°С. При скорости ветра более 7 м/с и величинах потока скрытого тела до 25–35 Вт/м², величина A не превышает 1.2°С. Минимальные значения A приходятся на максимальные значения скорости ветра (более 10 м/с).

Зависимость A от полного потока тепла представлена на рис. 26. Максимальные величины A наблюдаются при положительных значениях полного потока тепла (т.е. в период прогрева) при скорости 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 рис. За представлена диаграмма, отображающая зависимость *A* от среднесуточного значения модуля скорости ветра для различных месяцев года.

Минимальные значения 0–1°С А приходятся на холодный период (с декабря по март) и при скорости ветра более 7 м/с практически в любой месяц года. При штилевых условиях (скорость ветра не превышает 2-3 м/с) даже в холодный период года А может достигать 1.7-1.8°С. В марте начинается плавное увеличение А, и при значениях модуля скорости ветра от 0 до 5-6 м/с она достигает 1.5-2°С. Наибольшие А приходятся на апрельавгуст (т.е. на теплый период года) при скорости ветра до 5-6 м/с. Максимальные значения А достигают 2,4°С в мае при штилевых условиях, когда скорость ветра составляет 0-2 м/с. При увеличении скорости ветра более 7-8 м/с в теплый период года значения A уменьшаются (до 1.1-1.4°C). Осенью значения А постепенно снижаются, наибольшие значения также имеют место при минимальных значениях модуля скорости ветра. Минимальные А имеют место в январе-марте при скорости ветра более 10 м/с и не превышают 0.1°С.



Рис. 3. Диаграмма зависимости: (а) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра в различные месяцы года; (б) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и температуры воздуха

На рис. Зб представлена диаграмма, отображающая зависимость A от среднесуточной температуры воздуха для различных месяцев года. При скоростях ветра до 4—5 м/с значения A достаточно велики (от 1.2°С и выше) даже при малых температурах воздуха.

Наибольшие значения A наблюдаются, когда температура воздуха начинает превышать 14–15°С. При температуре воздуха 20–22°С и штилевых условиях (что часто наблюдается в мае) A достигает максимальных значений 2°С. При температуре воздуха от 27°С и выше даже при скоростях ветра более 8–10 м/с A имеет высокие значения: 1.3–2°С.

Результаты, представленные на рис. 2 и 3 хорошо согласуются. Наибольших значений A достигает при положительных величинах полного потока тепла и минимальных скоростях ветра (до 5 м/с), то есть тогда, когда прогрев вод наиболее интенсивен (в теплый период года при максимальных значениях температуры воздуха). Минимальные величины A имеют место при отрицательных значениях полного потока тепла (когда происходит выхолаживание вод) и высоких значениях скорости ветра (от 7–10 м/с и более).

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ СУТОЧНОГО ХОДА ТПМ

Суточная изменчивость ТПО оказывает значительное влияние на динамику верхнего перемешанного слоя (ВПС), модулируя интенсивность перемешивания в термоклине [McCreary et al., 2001; Shinoda, 2005; Rubakina et. al., 2022]. В то же время эволюция ТПМ, в свою очередь, определяется процессами, протекающими в ВПС. Этим обусловлена необходимость адекватного моделирования динамики ВПС для исследования и прогнозирования изменчивости ТПМ.

Модели ВПС океана, можно условно разделить на две группы: так называемые интегральные модели, в которых постулируется априори существование поверхностного квазиоднородного по вертикали слоя, где вертикальные градиенты плотности, а, следовательно, и плавучести настолько малы, что можно ими пренебречь, и дифференциальные модели – модели с замыканием уравнений турбулентности [Зилитинкевич и др., 1978; Краус, 1979]. Одной из первых и наиболее важных работ в области моделирования с использованием дифференциальных моделей является работа [Mellor and Yamada, 1982]. Дифференциальные модели позволяют более детально описывать особенности вертикальных профилей, тогда как интегральные модели более экономичны в вычислительном отношении и, кроме того, в некоторых частных случаях позволяют найти аналитическое решение [Коснырев и Кубряков, 1983].

Как показали сравнительные исследования [Martin, 1985; Gaspar et al., 1988], ни один из этих подходов не даёт явных преимуществ по точности воспроизведения ТПМ. Учитывая это обстоятельство и тот факт, что интегральные модели намного эффективнее в вычислительном отношении, чем дифференциальные, здесь используется вариант интегральной модели верхнего перемешанного слоя океана.

Как показано в [Калацкий, 1978], при формировании вязкого пограничного слоя в океане на рассматриваемых масштабах горизонтальная неоднородность поля температуры играет второстепенную роль, поэтому во многих случаях при моделировании процессов, протекающих в ВПС, применяется приближении его горизонтальной однородности. Использование такого допущения возможно, поскольку в большинстве случаев изменение основных термогидродинамических характеристик, вызванное взаимодействием океана с атмосферой, будет, по крайней мере, на порядок больше, чем вызванное горизонтальной адвекцией и горизонтальным турбулентным обменом [Краус, 1979; Кубряков и др., 1984]. Одномерное моделирование ВПС океана широко используется при разработке параметризации турбулентности и потоков энергии между атмосферой и океаном. Такие модели также подходят для моделирования суточной изменчивости ТПО, поскольку они могут иметь гораздо большее приповерхностное вертикальное разрешение, чем то, которое может быть достигнуто в полномасштабных океанических моделях [Pimentel et al., 2008].

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 ТПО в западной экваториальной части Тихого океана.

В работе [Pimentel et al., 2008] для описания суточной изменчивости ТПМ использова-

2025

где

лась модифицированная одномерная модель General Ocean Turbulence Model (далее GOTM) [Umlauf et al., 2005], которая продемонстрировала достаточно хорошие результаты. В работе [Pimentel et al., 2019] модель GOTM использовалась для воспроизведения суточного цикла ТПО в Средиземном море. Модель GOTM включает различные схемы замыкания турбулентности [Burchard, Petersen, 1999]. В последующих работах [Karagali et al., 2017] и [Giglio et al., 2017] GOTM также использовалась для воспроизведения суточной изменчивости ТПМ на изолированных акваториях.

Влияние суточного хода ТПМ на стратификацию верхних слоев моря исследовалось в работе [Rubakina et. al., 2022] с использованием модели циркуляции NEMO.

5. УРАВНЕНИЯ МОДЕЛИ

В настоящей работе описывается суточный ход ТПМ на основе одномерной интегральной модели Крауса–Тернера [Kraus et al., 1967]. Без учета адвективных факторов уравнение переноса тепла в море представляется в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial z},\tag{1}$$

где T – температура морской воды; t – время; z – декартова ось координат, направленная вертикально вниз; Q = w'T' – турбулентный поток тепла по вертикали, нормированный на плотность и удельную теплоемкость воды; w'- вертикальная пульсационная составляющая скорости течений. Представим деятельный слой океана в виде квазиизотермического слоя, слоя скачка, моделируемого поверхностью, на которой возможен разрыв температуры и отсутствуют изолированные источники и стоки тепла. Тогда, интегрируя уравнение (1) в пределах перемешанного слоя, получим

$$\frac{dT_{\rm s}}{dt} = Q_0 - Q_h,\tag{2}$$

где h — толщина ВПС; T_s — температура в ВПС; Q_o — поток тепла на поверхности моря; Q_h — поток тепла на нижней границе ВПС при z = h - 0.

Интегрируя уравнение (1) в пределах слоя скачка, получим [Баренблатт и др., 1963; Коснырев и др., 1977]

$$Q_h - Q_{h+0} = \frac{dh}{dt} (T_s - T_h), \qquad (3)$$

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 ВПС из термоклина, а при dh/dt < 0 ВПС «запирается» снизу. В этом случае можно положить $Q_{h+0} = 0$ и $T_h = \text{const.}$ Тогда уравнение (3) представляется в виде

$$Q_h = \frac{dh}{dt} \big(T_s - T_h \big) \chi, \tag{4}$$

$$\chi = \begin{cases} 0, \frac{dh}{dt} < 0\\ 1, \frac{dh}{dt} > 0 \end{cases}$$
(5)

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

ſ

$$G - D = \frac{g\alpha h}{2}(Q_0 + Q_h), \qquad (6)$$

где G и D – соответственно генерация и диссипация турбулентной энергии; g – ускорение свободного падения; а – коэффициент термического расширения; $g\alpha = 0.25 \cdot 10^{-2} \frac{M}{\circ C \cdot c^2}$

В уравнении (6) отброшен член, связанный с нестационарностью процесса. Т.е. уравнение (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 ВПС равным нескольким часам, то это означает, что турбулентные пульсации ветра с частотой, большей 10⁻⁴ Гц, не будут оказывать влияния на режим эволюции ВПС, т.е. будут отфильтрованы.

Таким образом, динамика ВПС в зависимости от режима будет описываться двумя различными системами нелинейных дифференциальных уравнений, в которых искомыми величинами являются температура T_s и толщина h перемешанного слоя:

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

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0, \\ G - D = \frac{g \alpha h}{2} Q_0, \\ Q_h = 0 \end{cases}$$
(7)

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

$$\begin{cases} h \frac{dT_s}{dt} = Q_0 - Q_h, \\ G - D = \frac{g\alpha h}{2}(Q_0 + Q_h), \\ Q_h = \frac{dh}{dt}(T_s - T_h) \end{cases}$$
(8)

Начальные условия для обеих систем

$$h = h_{o}, T_{s} = T_{0}^{s},$$
 при $t = t_{o}.$ (9)

Достаточно хорошо генерация энергии турбулентности в (6) параметризуется соотношением:

$$G = k \cdot v_s^3 \,, \tag{10}$$

где k — эмпирическая константа, по оценкам [Миропольский, 1970] k = 10-50; v_s — динамическая скорость, которая связана со скоростью ветра соотношением:

$$v_s^2 = C_m \cdot \frac{\rho_a}{\rho} \cdot U_a^2, \qquad (11)$$

где $C_m \approx 1.5 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент трения; ρ_a , ρ — плотность воздуха и воды соответственно.

Одна из существенных трудностей при построении интегральных моделей ВПС с привлечением уравнения баланса энергии турбулентности связана с проблемой параметризации диссипации турбулентной энергии [Краус, 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 динамики ВПС: свободной конвекции; 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 [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:

$$D = \delta \mathbf{G},\tag{12}$$

где δ — эмпирическая константа, показывающая, какая доля механической энергии диссипирует в тепло в пределах ВПС.

Тогда $G - D = mv_s^3$. Для океанических условий $m \approx 1.4$ [Коснырев, 1983].

Если скорость ветра и поток тепла на поверхности моря представляют собой произвольные функции времени, то решение систем (7)–(9) возможно только численными методами. Достаточно легко аналитическое решение находится при постоянном во времени атмосферном воздействии [Коснырев, 1983].

Рассмотрим случай прогрева, т.е. когда $Q_0 > 0$. Тогда можно считать, что интегральные продукция и диссипация турбулентной энергии является функцией только скорости ветра, и пусть в течение суток она практически не меняется, т.е. пусть G - D = const, а поток тепла $Q_0 = Q_0(t)$ представляет собой произвольную периодическую функцию с периодом T^* , равным суткам.

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

что в нашем случае $K = \frac{1}{2}Q_0L$, где L – масштаб Монина–Обухова.

Тогда в случае деградации ВПС, т.е. при $\frac{dh}{dt} < 0$ из второго уравнения системы (7) находится толщина перемешанного слоя

$$h(t) = K / Q_0(t), \qquad (13)$$

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 61

a 61 № 2 2025

а из первого уравнения – температура

$$T_{s}(t) = \frac{1}{K} \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}^{2}(t) dt + T_{s}^{0}.$$
 (14)

Из (13) можно получить необходимое условие деградации ВПС: $\frac{dQ_0}{dt} > 0$.

При режиме вовлечения надо искать решение системы (8). Подставляя Q_h из третьего уравнения системы (8) в первое и группируя члены, получим

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

откуда

$$h(T_{s} - T_{h}) = \int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t) dt + C.$$
 (15)

Подставляя Q_h из третьего уравнения системы (8) во второе, группируя члены и учитывая (9) получим:

$$h = \frac{K(t - t_0) + h_0^2 \left(T_s^0 - T_h\right)}{\int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 \left(T_s^0 - T_h\right)}.$$
 (16)

Наконец, из (15) находим T_s

$$T_{s} = \frac{1}{h} \left[\int_{t_{0}}^{t} Q_{0}(t) dt + h_{0} \left(T_{s}^{0} - T_{h} \right) \right] + T_{h}.$$
(17)

Из (16) также можно получить необходимое условие осуществления режима вовлечения.

Окончательный решение модели (7)–(9) представляется в режиме деградации ВПС, т.е. при $\frac{dh}{dt} < 0$, соотношениями (13) и (14), а в режиме вовлечения, т.е. при $\frac{dh}{dt} > 0$, соотношениями (16) и (17).

Таким образом, задав изменение во времени потока тепла $Q_0(t)$, можно в каждый момент времени рассчитать толщину и температуру ВПС. При этом следует контролировать, какой режим эволюции ВПС — вовлечение или деградация будет осуществляться в текущий момент времени, чтобы применять соответствующие формулы: (14), (15) или (16), (17). Также следует учитывать, что начальные условия (9) задаются для каждого из режимов, так что при переходе из одного режима в другой во время расчета необходимо учитывать их изменение.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

Не нарушая общности, положим $Q_0(t) = Qmax(1-cos(t/2\pi T^*))$, где $T^* = 1$ сут. Амплитуда потока тепла *Qmax* варьировалась от 1 до 200 Вт/м². Скорость ветра при расчетах принималась $U_a = 3-7$ м/с (с шагом 0.5 м/с). Результаты расчета выводились с шагом по времени 20 с. Каждый расчет выполнялся на срок в 10 сут.

Результаты расчетов показали, что модель хорошо воспроизводит суточный ход температуры при заданных исходных значениях *Qmax* (амплитуда потока тепла) и скорости ветра.

На рис. 4а представлен временной ход температуры (время расчета - 10 сут), полученный по результатам расчета модели при заданной скорости ветра 3 м/с и различных значениях амплитуды потока тепла Отах. При Отах = = 101 Вт/м² наблюдается постепенный прогрев от 20°С до 24°С. При этом амплитуда суточного хода остается примерно одинаковой и составляет 0.75°C, что хорошо видно по графику рис. 46. При увеличении амплитуды потока тепла до 161 Вт/м² 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.

Толщина ВПС также имеет выраженный суточный ход (рис. 5). При амплитуде потока тепла 101 Вт/м² толщина ВПС 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 Δh составляет 0.4 м и составляет 1.5–1.9 м.

При амплитуде потока тепла 161 Вт/м² толщина ВПС несколько меньше, Δh за первые сутки расчета составляет 1.5 м (от 2.4 м до 0.94 м), в конце расчета толщина ВПС колеблется от 1.2 до 0.94 м.

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

Рассмотрим одновременное влияние на амплитуду суточного хода температуры и толщину ВПС двух факторов – скорости ветра и потока тепла. В расчете задается диапазон скоростей ветра (от 3 до 7 м/с) и диапазон амплитуды



Рис. 4. (а) Временной ход температуры при различных значениях амплитуды полного потока тепла Qmax (при $Qmax = 101 \text{ Br/m}^2$ пунктирная линия; при $Qmax = 161 \text{ Br/m}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с. (б) Временной ход температуры с удаленным десятидневным температурным трендом при различных значениях амплитуды полного потока тепла Qmax (при $Qmax = 101 \text{ Br/m}^2$ пунктирная линия; при $Qmax = 161 \text{ Br/m}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с. (б) Временной ход температуры с удаленным десятидневным температурным трендом при различных значениях амплитуды полного потока тепла $Qmax = 101 \text{ Br/m}^2$ пунктирная линия; при $Qmax = 161 \text{ Br/m}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с



Рис. 5. Временной ход толщины ВПС при различных значениях амплитуды полного потока тепла *Qmax* (при $Qmax = 101 \text{ Bt/m}^2$ пунктирная линия; при $Qmax = 161 \text{ Bt/m}^2$ сплошная линия) и скорости ветра 3 м/с

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 61 № 2 2025

потока тепла (от 1 до 200 Вт/ M^2). После расчета температуры и толщины ВПС 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 ВПС за выбранные сутки, после чего были построены диаграммы, представленные на рис. 6 и 7 соответственно.

На рис. ба хорошо видно, что максимальные значения A находятся в интервале средних значений потока тепла (60–90 Вт/м²) 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/м². 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 рис. 6б. Более подробное описание результатов, полученных по данным сканера и принцип построения диаграммы, представлено выше.

На рис. 7 представлена зависимость минимального значения толщины ВПС за сутки в зависимости от скорости ветра и величины полного потока тепла.

По результатам расчета модели получено, что наибольшая толщина ВПС (до 70–80 м) наблюдается при высоких скоростях ветра (6 м/с и выше) и минимальных значениях потока тепла. Такие условия имеют место в конце зимнего хо-



Рис. 6. Диаграмма зависимости: (а) амплитуды суточного хода температуры от модуля скорости ветра и полного потока тепла по результатам расчета одномерной интегральной модели ВПС; (б) амплитуды суточного хода от модуля скорости ветра и полного потока тепла по данным сканера SEVIRI



Рис. 7. Диаграмма зависимости минимальной за сутки толщины ВПС от модуля скорости ветра и полного потока тепла (белым пунктирным прямоугольником выделена область наименьших значений толщины ВПС)

лодного периода года. Соответственно, наименьшая толщина ВПС имеет место при скоростях ветра 3-3.5 м/с и потоках тепла от 50 Вт/м² 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 ВПС 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 ВПС, его толщина увеличивается.

Проведенные в рамках представленной модели расчеты позволили описать эволюцию значений характеристик ВПС при учете различных параметров атмосферного воздействия — потока тепла и скорости ветра.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной работе исследована зависимость амплитуды *A* суточного хода ТПМ от различных параметров атмосферного воздействия, рассмотрена сезонная изменчивость ТПМ для различных интервалов скоростей ветра с использованием данных сканера SEVIRI. Наименьшие значения *A* наблюдаются в холодный период года, в декабре — марте, когда происходит выхолажи-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 61

вание вод, т.е. полный поток тепла направлен в атмосферу, при сильном ветре и низкой температуре воздуха. Максимальные *А* приходятся на май—август, т.е. в период прогрева, когда полный поток тепла направлен в море, а температура воздуха принимает наибольшие значения, при скоростях ветра от 0 до 5—6 м/с.

Также в работе найдено частное аналитическое решение для нелинейной системы уравнений модели Крауса-Тернера при специальном выборе параметров атмосферного воздействия. Рассмотренная модель ВПС описывает суточный ход температуры и толщины ВПС, обусловленные суточным ходом потока тепла на поверхности моря. Она хорошо воспроизводит суточные колебания температуры и толщины ВПС при различных значениях модуля скорости ветра, а также позволяет исследовать зависимость А от потока тепла и скорости ветра. Полученные модельные результаты хорошо согласуются с результатами исследования А по данным сканера SEVIRI. Расчеты в рамках модели позволили выявить изменчивость толщины ВПС при одновременном учете изменчивости параметров атмосферного воздействия - полного потока тепла и скорости ветра.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Обработка и анализ данных сканера SEVIRI, а также моделирование суточного хода температуры и анализ его результатов выполнены в рамках государственного задания по теме FNNN-2024-0012.

2025

Nº 2

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Е.А., Станичный С.В., Полонский А.Б. Использование данных сканера SEVIRI для оценки температуры поверхностного слоя Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 6. С. 37-46.
- Баренблатт Г.И., Черный Г.Г. О моментных соотношениях на поверхностях разрыва в диссипативных средах // ПММ. 1963. Т. 27. № 5. С. 784.
- Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Мысленков С.А. Внутригодовая изменчивость суточного хода температуры воды на Самбийско-Куршской возвышенности (Юго-Восточная Балтика) в 2016 г. // Процессы в геосредах. 2019. № 1. С. 32–39.
- Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Стонт Ж.И. Эволюции (сезонная и межгодовая изменчивость) суточного хода гидрометеорологических полей Южной Балтики // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Сер.: Естественные и медицинские науки. 2018. № 3. С. 35–54.
- Завьялов П.О. О влиянии облачности на суточный ход температуры поверхностного слоя // Метеорология и гидрология. 1992b. № 4. С. 61–67.
- Завьялов П.О. Суточный цикл в тепловом и механическом взаимодействии контактных слоёв океана и атмосферы: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 11.00.08. Москва, 1992а. 23 с.
- Завьялов П.О., Рождественский А.Е. К теории температурного режима пограничных слоев океана и атмосферы в суточном цикле // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. С. 76–84.
- Завьялов П.О. Рождественский А.Е., Хан В.М. О суточном ходе температуры воздуха над прибрежными районами океана // Труды Гидрометцентра СССР. 1992. № 317.
- Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 211–224.
- Зилитинкевич С.С., Реснянский Ю.Д., Чаликов Д.В. Теоретическое моделирование верхнего слоя океана // Механика жидкости и газа (Итоги науки и техники ВИНИТИ АН СССР). 1978. Т. 12. С. 5–51.
- Калацкий В.И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 216 с.
- Колесников А.Г., Пивоваров А.А. Вычисление суточного хода температуры моря по суммарной радиации и температуре воздуха // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 2. С. 376–384.

- Коснырев В.К., Кубряков А.И. Формирование термоклина под воздействием стохастических флуктуаций ветра в период прогрева // Теория динамических процессов. Севастополь. 1983. МГИ АН УССР. С. 86–94.
- Коснырев В.К., Куфтарков Ю.М., Фельзенбаум А.И. Квазиоднородный слой в теории океанической циркуляции // Докл. АН СССР Сер. Геофизика. 1977. Т. 235. № 3. С. 560–563.
- *Краус Е.Б.* Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 367 с.
- Кубряков А.И., Моисеенко В.А. Опыт мониторинга состояния верхнего квазиоднородного слоя океана на основе спутниковых измерений. Теоретические исследования океанической циркуляции // Морской гидрофизический институт АН УССР. Севастополь, 1984. С. 33–46.
- Миропольский Ю.3. Нестационарная модель слоя конвективно-ветрового перемешивания в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1970. Т. 6. № 12. С. 1284–1294.
- Мысленков С.А., Кречик В.А., Бондарь А.В. Анализ температуры воды по данным термокосы на платформе Д6 в Балтийском море // Современные методы и средства океанологических исследований. 2017. С. 119–122.
- Реснянский Ю.Д. О параметризации интегральной диссипации турбулентной энергии в верхнем квазиоднородном слое океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 7. С. 726–733.
- Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов Б.С. Влияние короткопериодных вариаций атмосферных воздействий на крупномасштабную структуру океанографических полей // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 3 (389). С. 75–92.
- Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 268–281.
- Фельзенбаум А.И. Теория подобия для верхнего слоя океана // Докл. АН СССР. Сер. Геофизика. 1980. Т. 255. № 3. С. 552–556.
- Фомин В.В., Дианский Н.А. Влияние способов усвоения спутниковых данных о температуре поверхности моря на воспроизведение гидрофизических полей Черного, Азовского и Мраморного морей в модели INMOM // Метеорология и гидрология. Т. 48. № 2. 2023. С. 15–30.

- Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 303 с.
- Bernie D.J., Woolnough S.J., Slingo J.M., Guilyardi E. Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer // Journal of climate. 2005. V. 18. № 8. P. 1190–1202.
- Burchard H., Petersen O. Models of turbulence in the marine environment – a comparative study of two-equation turbulence models // Journal of Marine Systems. 1999. V. 21. № 1–4. P. 29–53.
- Clayson C.A., Bogdanoff A.S. The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air sea fluxes // Journal of Climate. 2013. V. 26. № 8. P. 2546–2556.
- Filipiak M.J. Merchant C.J., Kettle H., Le Borgne P. An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warming // Ocean Science. 2012. V. 8. № 2. P. 197–209.
- Gaspar P., Grégoris Y., Lefevre J.M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. № C9. P. 16179–16193.
- Gentemann C.L., Minnett P.J., Le Borgne P., Merchant C. Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // Geophysical Research Letters. 2008. P. 35. № 22.
- Giglio D. Gille S.T., Subramanian A.C., Nguyen S. The role of wind gusts in upper ocean diurnal variability // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. № 9. P. 7751–7764.
- *Karagali I., Høyer J.L., Donlon C.J.* Using a 1-D model to reproduce the diurnal variability of SST // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. № 4. V. 2945–2959.
- *Kraus E.B., Turner J.S.* A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences // Tellus. 1967. V. 19. № 1. V. 98–106.
- Martin P.J. Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1985. V. 90. № C1. P. 903– 916.https://doi.org/10.1029/JC090iC01p00903
- Marullo S., Minnett P.J., Santoleri R., Tonani M. The diurnal cycle of sea-surface temperature and estimation of the heat budget of the Mediterranean Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. V. 121. № 11. P. 8351–8367.
- Marullo S., Santoleri R., Banzon V., Evans R.H., Guarracino M. A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2010. V. 115. № C5.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

- McCreary J.P.Jr., Kohler K.E., Hood R.R., Smith S., Kindle J., Fischer A.S., Weller R. Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. V. 106. № C4. P. 7139–7155.
- Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Reviews of Geophysics. 1982. V. 20. №. 4. P. 851–875.
- Merchant C.J., Filipiak M.J., Le Borgne P., Roque, H., Autret E., Piollé J.F., Lavender S. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L04601, doi:10.1029/2007GL033071.
- Pimentel S., Haines K., Nichols N.K. Modeling the diurnal variability of sea surface temperatures // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. № C11004.
- Pimentel S., Tse W.-H., Xu H., Denaxa D., Jansen E., Korres G., Mirouze I., Storto A. Modeling the near-surface diurnal cycle of sea surface temperature in the Mediterranean Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 1. P. 171–183.
- Price J.F., Weller R.A., Pinkel R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. № C7. P. 8411–8427.
- Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Seasonal variability of the diurnal cycle of the Black Sea surface temperature from the SEVIRI satellite measurements // Physical Oceanography. 2019. V. 26. № 2. P. 157–169.
- Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Mizyuk A.I. Properties of the Vertical Distribution of Diurnal Temperature Variations in Different Seasons in the Black Sea Based on the NEMO Model Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. V. 58. № 1. P. 54–67.
- Saunders P.M. The temperature at the ocean-air interface // Journal of Atmospheric Sciences. 1967. V. 24. № 3. P. 269–273.
- Shinoda T. Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific // Journal of Climate. 2005. V. 18. № 14. P. 2628–2636.
- Shinoda T., Hendon H.H. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans // Journal of Climate. 1998. V. 11. № 10. P. 2668–2685.
- *Soloviev A., Lukas R.* The near-surface layer of the ocean: structure, dynamics and applications. Springer Science & Business Media, 2013. 552 p.
- Stuart-Menteth A.C., Robinson I.S., Challenor P.G. A global study of diurnal warming using satellite-derived

том 61 № 2 2025

sea surface temperature // J. of Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. № C5, 3155. https://doi. org/10.1029/2002JC001534

- Umlauf L., Burchard H., Bolding K. General ocean turbulence model. Source code documentation // Baltic Sea Research Institute Warnemünde Tech. Rep. 2005. V. 63. P. 346.
- Webster P.J., Clayson C.A., Curry J.A. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in

the tropical western Pacific // Journal of Climate. 1996. V. 9. \mathbb{N} 8. P. 1712–1730.

- *Yang G.Y., Slingo J.* The diurnal cycle in the tropics // Monthly Weather Review. 2001. V. 129. № 4. P. 784–801.
- Zeng X., Dickinson R.E. Impact of diurnally-varying skin temperature on surface fluxes over the tropical Pacific // Geophysical research letters. 1998. V. 25. № 9. P. 1411–1414.

DEPENDENCE OF THE AZOV-BLACK SEA BASIN SURFACE TEMPERATURE AMPLITUDE ON VARIOUS HIDROMETEOROLOGICAL FACTORS ACCORDING TO REMOTE SENSING DATA AND MODELING RESULTS

© 2025 V. A. Rubakina*, A. A. Kubryakov, A. I. Kubryakov

Marine Hydrophysical Institute of the RAS, Kapitanskaya str., 2, Sevastopol, 299011 Russia *e-mail: valenru93@mail.ru

This work studies the dependence of the amplitude of the diurnal cycle of the Azov-Black Sea basin surface temperature on a number of hydrometeorological factors and its seasonal variability using SEVIRI radiometer data and modeling of the upper mixed layer of the sea. According to remote sensing data, the minimum amplitude values occur in the cold season when the full heat flux is directed into the atmosphere, winds are strong and air temperatures are low. The maximum amplitudes occur during the warm season, when the full heat flux is directed to the sea, the air temperature is the highest, and there is almost no wind. The work also provides the calculations using the Kraus–Turner model with a special choice of atmospheric influence parameters. The obtained model results are in good agreement with the results of research of the diurnal cycle amplitude according to the SEVIRI scanner data. Model calculations made it possible to identify the variability of the thickness of the upper-ocean mixed layer while taking into account the variability of the parameters of atmospheric influence – heat flux and wind speed.

Keywords: amplitude of the diurnal cycle of the sea surface temperature, SEVIRI, integral model of upperocean mixed layer, Azov-Black Sea basin