

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СЕЗОННАЯ И СУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМИЧЕСКОГО СКИН-СЛОЯ НА ОСНОВЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ SEVIRI И ДАННЫХ ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ БУЕВ

© 2021 г. В. А. Рубакина^{а, *}, А. А. Кубряков^а, С. В. Станичный^а

^аМорской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*E-mail: valenru93@mail.ru

Поступила в редакцию 14.08.2020 г.

В настоящей работе проведен сравнительный анализ данных высокого временного разрешения сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев за многолетний период. Полученные величины коэффициентов корреляции, СКО, коэффициентов регрессии и разницы средних значений свидетельствуют о достаточно хорошем совпадении сопоставляемых данных. Исследована зависимость перепада температуры dT в приповерхностном слое от сезона года и времени суток, а также от скорости ветра, потоков тепла, относительной влажности, температуры воздуха, разности температур воздуха и температуры поверхностного слоя. В теплый период года, когда температуры воздуха максимальны ($+18^{\circ}\text{C}$ и выше), и полный поток тепла направлен в море, dT принимает максимальные отрицательные значения ($-0.8...-0.9^{\circ}\text{C}$), что в первую очередь связано наличием скин-слоя (эффектом “холодной пленки”). С увеличением скорости ветра происходит снижение абсолютных значений dT , связанное с разрушением скин-слоя. В холодный период года, когда полный поток тепла направлен из океана в атмосферу, а температура воздуха минимальна, dT достигает максимальных положительных значений. В течение суток наибольшие отрицательные значения dT приходятся на вторую половину суток – в период наибольшего дневного прогрева. Ночная конвекция разрушает скин-слой, и это приводит к снижению абсолютных величин dT . Получена ярко выраженная зависимость dT от потоков скрытого тепла и относительной влажности. Наибольшие dT наблюдаются при минимальных потоках скрытого тепла и относительной влажности 85–90%.

Ключевые слова: суточный ход температуры, термопрофилирующие дрейфующие буи, SEVIRI, Черное море, сравнительный анализ, скин-слой

DOI: 10.31857/S020596142102007X

ВВЕДЕНИЕ

С появлением современных средств дистанционного зондирования различных параметров Мирового океана, возникла крайне важная задача сопоставления данных ДЗЗ с контактными измерениями (Bondur, 2005, 2011). 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 не-

доступно при мониторинге исключительно дистанционными методами (Keeler et al., 2004; Bondur, Tsidilina, 2005).

Одним из наиболее важных параметров вод Мирового океана, и Черного моря в частности, является температура поверхностного слоя океана/моря (далее ТПО/ТПМ). ТПМ оказывает воздействие на климат, функционирование экосистемы планеты, модулирует газообмен, влияет на образование ураганов, циклонов, бризовую циркуляцию (Meredith et al., 2012; Efimov et al., 2016; Marullo et al., 2016). Этот параметр непосредственно используется в расчетах турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой (Grotsky et al., 2012).

Методики восстановления температуры приповерхностного слоя океана по данным ДЗ в ИК-диапазоне ориентированы, в первую очередь, на компенсацию влияния атмосферы – основного

искажающего фактора. Кроме этого, нечернота водной поверхности 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)

Одним из наиболее важных факторов отличия радиационной температуры морской поверхности от температуры верхнего слоя вод, определяемым *in situ*, является наличие скин-слоя с выраженной перепадом температуры, который образуется из-за энергообмена океана с атмосферой (Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967). О наличии/проявлении холодного скин-слоя на границе воздух–море известно уже несколько десятилетий благодаря тщательным наблюдениям *in situ* (Woodcock et al., 1947; Katsaros et al., 1977; Mammen et al., 1990; Ward et al., 2004; Ward, 2006) и радиометрическим измерениям, проведенным в широком диапазоне условий (Woodcock et al., 1947; Saunders, 1967; McAlister et al., 1969; Heppelwhite, 1989; Schluessel et al., 1990; Jessup et al., 1997; Minnett et al., 2001; Minnett, 2003).

Скин-слой обычно на $0.1\text{--}0.5^\circ\text{C}$ холоднее, чем ближайшие подповерхностные воды, хотя наблюдается значительная изменчивость разницы температур в скин-слое и объемной температуры (Donlon et al., 1999). Эта разница температур возникает из-за вертикального потока тепла через температурный миллиметровый пограничный слой на поверхности океана; чистый поверхностный поток тепла практически всегда направлен из океана в атмосферу, что приводит к образованию холодной пленки/холодного скин-слоя в океане.

При исследовании скин-слоя и скин-эффекта чаще всего рассматривается разница температуры непосредственно самого скин-слоя и т.н. объемной температуры (температуры, обычно измеряемой контактными датчиками на глубине $0.05\text{--}1$ м, далее ΔT). Под объемной температурой подразумевается температура приповерхностного слоя на некотором горизонте. Следует отметить, что этот горизонт в различных работах варьируется.

В работе (Murray et al., 2000) температура скин-слоя по данным Along Track Scanning Radiometer (ATSR) сравнивается с соответствующей объемной температурой по данным заякоренных буйев ТАО (the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) moored buo array) в экваториальной части Тихого океана на горизонте 1 м. Температурная стратификация приповерхностного слоя океана развивается в условиях высокой освещенности/инсоляции и при низких скоростях ветра.

Вопрос сопоставления данных ДЗЗ с контактными данными для акватории Черного моря является одним из наиболее актуальных. Так, в работе (Плотников и др., 2007) выполнено сопоставле-

ние 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 гг.

Вопросу восстановления ТПМ Черного моря по спутниковым и контактными данным посвящена также работа (Лебедев и др., 1994), в которой представлена методика ИК-радиометрического определения 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 $0.07\text{--}0.84^\circ\text{C}$ и в среднем составляет 0.33°C .

Современные сканеры, установленные на спутниках, расположенных на геостационарной орбите, позволяют получать данные о различных параметрах океана и атмосферы на планетарных масштабах с высоким временным разрешением. Одним из таких сканеров для дистанционного определения ТПМ является радиометр Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (далее SEVIRI), расположенный на геостационарных метеорологических спутниках Meteosat Second Generation (MSG). Временное разрешение получаемых данных достигает 15 мин. Это дает возможность эффективно использовать данные SEVIRI для исследования высокочастотных колебаний, например событий дневного прогрева в различных акваториях Мирового океана (Gentemann et al., 2008; Marullo et al., 2010; Merchant et al., 2008; Filipiak et al., 2012). В работе (Rubakina et al., 2019a) на основе этих данных изучены особенности пространственной и сезонной изменчивости суточного хода температуры поверхности Черного моря и ее связь с ветровыми характеристиками в различные сезоны, а также события значительного дневного прогрева.

Для исследования вертикального распределения высокочастотных колебаний температуры вод Черного моря широко используются данные термопрофилирующих дрейфующих буйев (термодрифтеров) (Толстошеев и др., 2008; Толстошеев и др., 2014), которые являются важной частью современной системы оперативных наблюдений за термической структурой верхнего слоя Мирового океана. В работе (Рубакина и др., 2019) ежечасные данные термодрифтеров были использованы для исследования особенности суточного хода температуры и событий значительного дневного прогрева в холодный и теплый периоды года.

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). В качестве контактных данных в работе использовались дрейфтерные измерения температуры поверхностного слоя Черного моря, накопленные с 2009 по 2012 гг. В этой работе статистическая обработка данных SEVIRI и введение параметризации зависимости ошибки спутниковых измерений от скорости ветра и потока тепла (времени суток) позволили увеличить точность восстановления ТПМ до 0.29° (для массива данных с 2009 по 2012 гг.).

Тем не менее, работ, посвященных комплексному исследованию термических характеристик скин-слоя, их зависимости от таких факторов, как потоки скрытого тепла, относительная влажность, месяц года, температура воздуха, время суток в комплексе с полем ветра для района Черного моря опубликовано не было.

В настоящей работе осуществлен сравнительный анализ данных высокого временного разрешения сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев за более чем 10-летний период измерений. На основе этих данных и данных современных реанализов авторами впервые проведено исследование суточного и сезонного хода перепада температуры (dT) в поверхностном слое и его зависимости от скорости ветра, потоков тепла, относительной влажности, температуры воздуха и разности температуры воздуха и температуры поверхностного слоя моря.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

В работе выполнен сравнительный анализ данных контактных измерений и данных дистанционного зондирования. Используются следующие данные.

Данные сканера SEVIRI о температуре поверхностного слоя моря (ТПМ) Черного моря за период с 2005 по 2016 гг. Временное разрешение данных составляет 1 ч, пространственное разрешение – 5 км. Температура, измеряемая в ИК-диапазоне, формируется в тонком скин-слое (~ 0.1 мм) (Saunders, 1967). Данные получены из архива <http://www.osi-saf.org/>. В работе (Акимов и др., 2014) на основе сравнения данных, полученных сканером SEVIRI, и измерений *in situ* термодрифтерами проведены оценки точности измерений сканера.

Качество данных сканера SEVIRI поставщиком этих данных оценивается по шкале от 0 до 5 для каждого пикселя (<http://www.osi-saf.org/>). Данные с оценкой 2 – наиболее низкие по качеству полезные данные, данные с оценкой 5 – полезные данные с наиболее высоким качеством.

Данные с оценкой 0 – необработанные, оценкой 1 характеризуются данные пикселей, которые “закрыты” облаками. В настоящей работе использовались данные с качеством от 3 до 5.

Для сравнительного анализа, а также вычисления dT отбирались только те данные дрейфтеров и соответствующие им данные сканера, которые были получены при отсутствии облачного покрова в районе пребывания дрейфтера.

Контактные данные о температуре вод Черного моря получены на основе измерений буй-профилемеров (далее термодрифтеры, дрейфтеры), которые функционировали в Черном море в различные годы (2005–2007, 2009, 2013–2014 гг.) в различные сезоны. Использовались измерения на горизонте 0.2 м, где расположен верхний датчик прибора. Временное разрешение данных (частота измерения температуры) составляет от 30 мин до 2 ч (в зависимости от модификации термодрифтера). Погрешность измерений датчиков термокосы составляет 0.1°C (Толстошеев и др., 2014). Данные получены из банка океанографических данных Морского гидрофизического института РАН. Часть измерений дрейфтеров содержали значительные выбросы, которые были отфильтрованы на основе проведенного визуального анализа и сопоставления с известными особенностями сезонного хода ТПМ в Черном море. После фильтрации для анализа были выбраны данные 12 дрейфтеров (см. табл. 1), траектории которых представлены на рис. 1

В работе также использовались данные реанализа “Era5” о скорости ветра на высоте 10 м с временной дискретностью 1 ч и пространственным разрешением 0.25° , а также данные о температуре воздуха на высоте 2 м, приповерхностных потоках скрытого и явного тепла и относительной влажности на уровне давления. Временная дискретность – 1 ч, пространственное разрешение – 0.25° . Источник данных: <https://climate.copernicus.eu/>.

РЕЗУЛЬТАТЫ И АНАЛИЗ

Суточная и сезонная изменчивость температуры вод приповерхностного слоя по данным SEVIRI и термодрифтеров

В работе выполнено сопоставление данных SEVIRI и термодрифтеров. Для этого проведена предварительная интерполяция данных SEVIRI точка в точку на координаты траекторий термодрифтеров для соответствующих дат.

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

Таблица 1. Коэффициенты корреляции, среднеквадратичные отклонения, коэффициенты регрессии, разница средних значений

№ п/п	№ Дрифтера	Коэффициент корреляции	Среднеквадратичное отклонение, °С	Коэффициент регрессии	Разница средних значений	Время функционирования дрифтера
1	33137	0.94	0.27	0.8	0.37	15.09.2007–8.10.2007
2	34253	~1 (0.996)	0.6	1.03	-0.22	24.01.2005–29.08.2005
3	34859	~1 (0.996)	0.41	1.00	0.1	5.04.2005–31.07.2005
4	34860	~1 (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	~1(0.99)	0.52	0.87	0.2	3.08.2009–23.11.2009
Значения для общих массивов сравниваемых данных		0.99	0.57	~1	-0.06	

Дрифтер № 34859 функционировал в Черном море с 5.04.2005 г. по 31.07.2005 г. (т.е. в теплое время года) в северо-западной части бассейна (рис. 2, а). Временная изменчивость температуры, полученная по контактными и спутниковым данным, достаточно хорошо согласуется (график временной изменчивости рис. 2, б и диаграмма рассеяния, рис. 2, 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 рис. 2, б зеленым прямоугольником). Коэффициент корреляции между рядами равен ~1, среднеквадратичное отклонение разницы этих данных – 0.41°С. Таким образом, проведенная интеркалибрация отобра-

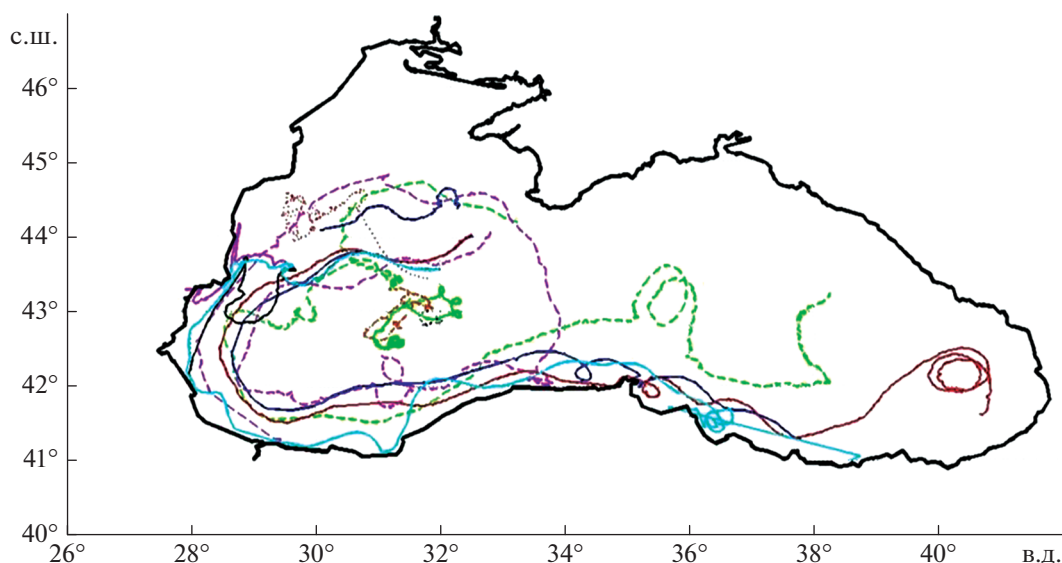


Рис. 1. Траектории термодрифтеров за период с 2005 по 2007 гг., 2009 г., с 2013 по 2014 гг., данные которых использовались в работе; различные цвета отображают траектории различных термодрифтеров.

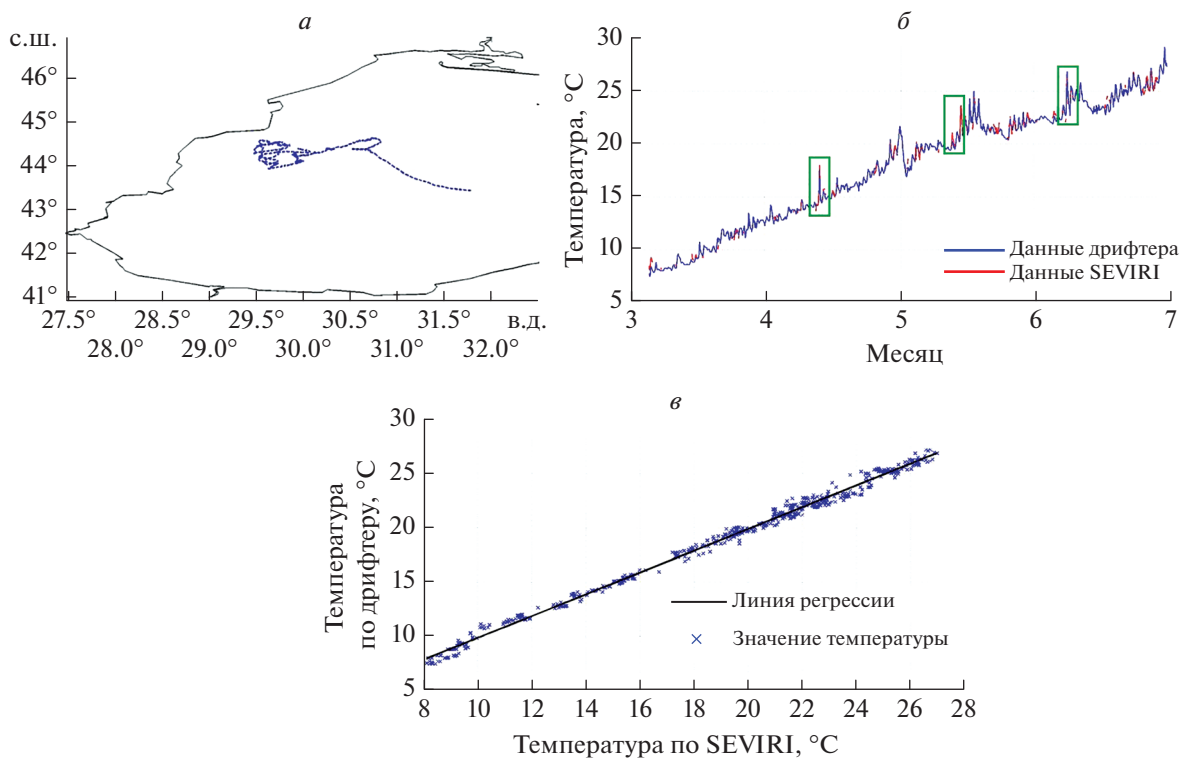


Рис. 2. *a* – Траектория термодрифтёра № 34859; *б* – временная изменчивость температуры на горизонте 0.2 м по данным термодрифтёра № 34859 за период с 5.04.2005 по 31.07.2005 г. (синяя линия) и суточный ход ТПМ по интерполированным данным SEVIRI за соответствующий период (красная линия); зелеными прямоугольниками выделены случаи значительного дневного прогресса; *в* – диаграмма рассеяния, построенная по данным термодрифтёра № 34859 и данным SEVIRI за соответствующий период, синими значками обозначены значения температуры, черная линия – линия регрессии.

жает хорошее соответствие между сопоставляемыми массивами контактных и дистанционных данных.

В табл. 1 приведены значения коэффициентов корреляции, СКО (среднеквадратичное отклонение), коэффициентов регрессии и разности средних значений, рассчитанные для каждого из термодрифтёров и соответствующих данных SEVIRI, а также их средние значения. Получено, что средний коэффициент корреляции для всех дрейфёров составляет 0.99, среднеквадратичное отклонение – 0.57°C , коэффициент регрессии – (~ 1), разность средних значений – (-0.06°C). Эти результаты схожи с данными работы (Акимов и др., 2014), в которой СКО величины dT (массивов данных с 2009 по 2012 гг.) составило 0.8°C для всех измерений и 0.45°C для ночных.

Как видно из табл. 1, коэффициенты корреляции между массивами данных для каждого из дрейфёров и соответствующими массивами данных по SEVIRI находятся в пределах от 0.92 до ~ 1 . Для массивов данных дрейфёров №№ 34253, 34859, 34860 и 630410 эти значения близки к единице. Таким образом, можно говорить об абсолютной (функциональной) корреляции. Величи-

ны СКО для сопоставляемых групп данных достаточно малы и не превышают 0.63°C , наименьшее значение СКО 0.27°C – для массивов данных дрейфёра № 33137. Коэффициент регрессии лежит в диапазоне значений от 0.8 до 1.06. Величины разности средних значений (разница средних значений по данным SEVIRI и по данным соответствующего термодрифтёра) по модулю малы и не превышают 0.28°C . Знак “–” показывает, что среднее значение температуры по спутниковым данным было ниже, чем по данным дрейфёра.

Сопоставление данных дистанционного зондирования с измерениями дрейфёров сопряжено с определенными специфическими трудностями и проблемами, что приводит к различию в сопоставляемых величинах. Эти несовпадения часто не связаны с ошибками применяемых методик. Прежде всего, поля ТПМ, получаемые по данным спутников и по данным дрейфёров, усредняются по разным пространственным масштабам (как в горизонтальном, так и вертикальном направлении). Для спутниковых данных температура измеряется в слое порядка долей мм, а осреднение по площади – порядка км (площади осреднения

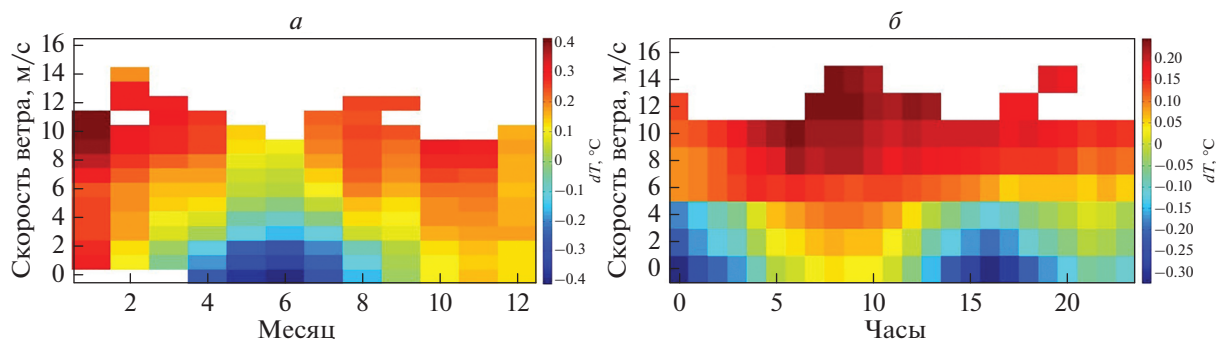


Рис. 3. *a* – Диаграмма зависимости разности показаний “SEVIRI-дрифтер” dT от ветра и месяца (по всем дрифтерам); *б* – диаграмма распределения разницы показаний dT от ветра и часа суток для мая–августа (время по Гринвичу) для мая–августа.

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 моментов времени измерений, погрешности географической 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). Тем не менее, несмотря на эти различия полученные величины коэффициентов корреляции, СКО, коэффициентов регрессии и разницы средних свидетельствуют о достаточно хорошем совпадении сопоставляемых данных.

Оценка перепада температуры в поверхностном слое и его зависимость от ветра, сезона года и часа суток

Для исследования зависимости показаний SEVIRI и термодрифтеров от поля ветра и сезона года была построена диаграмма зависимости разности показаний SEVIRI и термодрифтеров (далее dT) от модуля скорости ветра и месяца. Для каждого интервала скорости ветра и месяца определялась средняя величина dT . Полученная зависимость представлена в виде диаграммы, на которой цветом обозначено значение dT , по оси x – месяц, по оси y – скорость ветра (рис. 3, *a*).

В теплый период года dT принимает отрицательные значения (т.е. показания дрифтера оказываются выше показаний SEVIRI) ($-0.1...-0.4^{\circ}\text{C}$) при низких скоростях ветра (0–4 м/с) с апреля по август. При этом максимальные отрицательные значения ($-0.3...-0.4^{\circ}\text{C}$) приходятся на май–июнь, скорости ветра при этом не превышают 2–3 м/с. Минимальная по модулю dT ($0-(\pm 0.05)^{\circ}\text{C}$) наблюдается при высоких скоростях ветра – 7–8 м/с и выше – для всех сезонов года.

Такая разница в показаниях (когда значения температуры по данным дрифтеров выше, чем по данным сканера) может быть связана с рядом факторов. Во-первых, поплавков термодрифтера (более подробно со 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 однородного слоя в другой, что приводит к выравниванию температуры в слое. В свою очередь, стабилизации скин-слоя способствуют штилевые условия (условие формирования свободной конвекции), облачность (Нелепо и др., 1983), а также процессы энергообмена океана с атмосферой (Лебедев и др., 1994). Причем перепад температуры в нем варьируется от 0.2 до 2.4°C (термодинамическая температура поверхности воды оказывается ниже термодинамической температуры воды) (Лебедев и др., 1994 и ссылки в данной статье).

В то же время, в холодный период года (январь–март) при скоростях ветра от 0 до 10 м/с наблюдается положительная разница показаний (показания дрифтера ниже, чем спутниковые измерения). Максимальные положительные значения dT ($+0.3...+0.4^{\circ}\text{C}$) имеют место в январе–феврале, скорости ветра при этом достигают 8–12 м/с. Большая (положительная) разница показаний приходится на осенний период при скоростях ветра от 6 до 12 м/с.

Если более подробно рассмотреть временной ход показаний по спутниковым и контактными

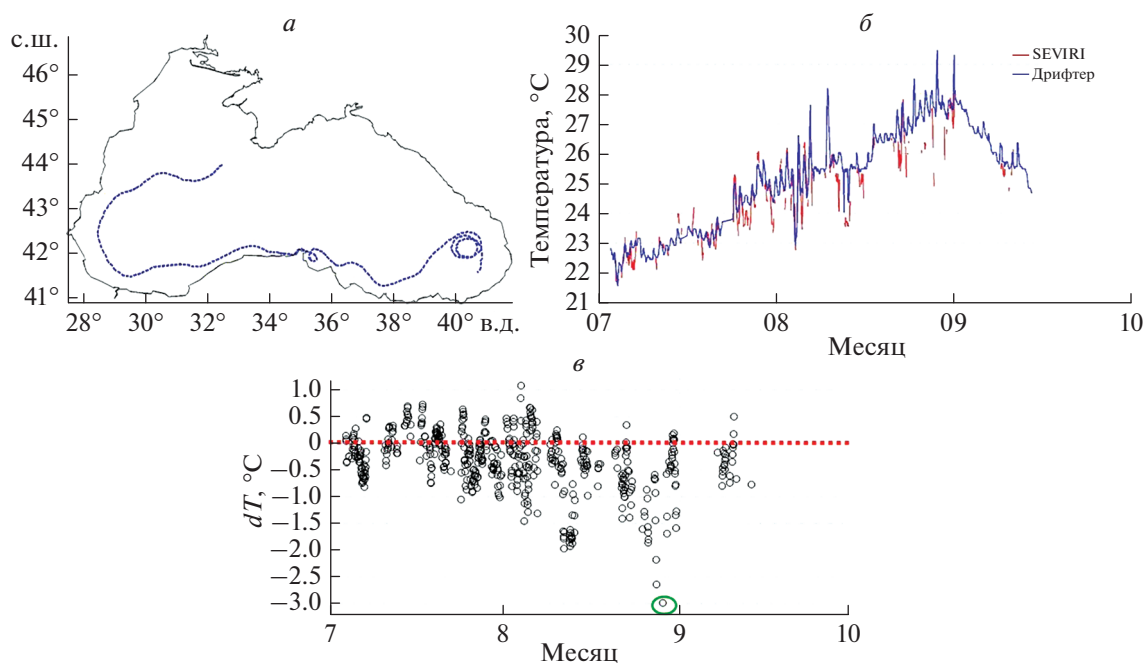


Рис. 4. *а* – Траектория термодрифтёра № 56092; *б* – суточный ход температуры на горизонте 0.2 м по данным термодрифтёра № 56092 за период с 3.07.2006 по 19.09.2006 (синяя линия) и суточный ход ТПМ по интерполированным данным SEVIRI за соответствующий период (красная линия); *в* – график dT по данным дрifterа № 56092.

данным, а также разницу средних значений (см. табл. 1), то можно отметить ряд случаев, когда ТПМ по спутниковым данным оказывалась ниже, чем температура по данным термодрифтёров. Например, разница средних значений отрицательна для дрifterов №№ 34253, 40418, 40445, 56092, 248990. Дрифтёры №№ 40418 и 40445 функционировали в июле–августе, №№ 56092 и 56093 работали в июле–сентябре, для дрifterа № 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 дрifterа № 56092 в июле, августе и сентябре в ряде случаев показания дрifterа были существенно выше показаний SEVIRI. Таким образом, показания ряда дрifterов в тёплый период года оказываются выше спутниковых данных.

Остановимся детально на временном ходе температуры для дрifterа № 56092 и соответствующих значениях ТПМ по данным SEVIRI. На рис. 4, *а* представлена траектория этого дрifterа, а графики рис. 4, *б* отражают временной ход температуры по данным этого дрifterа (синяя линия) и по данным SEVIRI (красная линия) за соответствующий период времени в соответствующих точках.

Рассматриваемый дрifter функционировал в Черном море с 3.07.2006 по 19.09.2006, т.е. в тёплый период года. Разница средних значений для

сравниваемых массивов принимает отрицательные значения (см. табл. 1). Рассчитанная dT для него показала, что из 560 значений (для точек, где была определена температура и по спутниковым, и по контактными данным) 411 имеют отрицательные значения (рис. 4, *в*). Наибольшая разница в значениях достигает $\sim 3^\circ\text{C}$ (28.08.2006, 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 6–8 м/с. Таким образом, сравниваемые массивы данных отображают общую картину, полученную на диаграмме рис. 3, *а*.

На диаграмме рис. 3, *б*, отображающей зависимость dT от модуля скорости ветра и часа суток для тёплого периода года (с мая по август), хорошо видно, что отрицательные dT ($-0.15\dots-0.05^\circ\text{C}$) расположены в диапазоне низких скоростей ветра (от 0 до 7 м/с) и приходятся на вторую половину суток и ночное время. Именно в это время суток наблюдается пик дневного прогрева (Rubakina et al., 2019). Минимальные по модулю значения dT приходятся на период с 5.00 до 11.00, что соответствует временному интервалу ночной конвекции, которая разрушает скин-слой. При совсем слабых ветрах (0–2 м/с) эффект холодной пленки наблюдается на протяжении всех суток.

Положительные значения dT принимает при скоростях ветра от 8 м/с и выше, в дневные часы. Максимальные положительные dT (от $+0.1^\circ$ до

+0.15°) приходится на первую половину суток (с 9.00 до 13.00) при скоростях ветра от 5 до 11 м/с. Положительные dT также проявляются и в ночные часы при скоростях ветра более 9 м/с. В диапазоне скоростей ветра 7 м/с и выше dT положительны в течение всех суток. Такое распределение dT в данном случае можно объяснить рядом факторов: разрушением скин-слоя; подповерхностным выхолаживанием вод в ходе штормового перемешивания; отрывом капель от поверхности, которые могут влиять на атмосферную коррекцию; появлением барашков и пены (пузырьков воздуха) на поверхности, которые оказывают влияние на данные сканера SEVIRI (Nicolòs et al., 2007).

Схожие результаты освещены в работе (Murray 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 объемная температура 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 несолнечным потоком тепла. Например, при скорости ветра ~ 7 м/с, т.е. скорости ветра, которой должно быть достаточно для перемешивания верхнего метрового слоя вод океана, нулевые или положительные ΔT являются характеристикой несолнечного теплового потока < 150 Вт/м² (Murray, et al., 2000). Теплый скин-эффект говорит о том, что чистый приповерхностный тепловой поток направлен из атмосферы в океан (поглощение поверхностью поступающей солнечной энергии превосходит поднимающееся длинноволновое излучение). Это вполне соответствует $\sim 25\%$ солнечного теплового потока (обычно ~ 600 Вт/м² в 10.30 утра), который поглощается в скин-слое. Из этого следует большая толщина скин-слоя, чем ожидалось для этой скорости ветра, что может являться результатом того, что турбулентное перемешивание подавляется очень высоким числом Ричардсона в нескольких верхних миллиметрах из-за поглощения солнечного излучения (Simpson et al., 1981) (аналогично подавлению производства турбулентной кинетической энергии в более общих схемах перемешанного слоя (Kantha et al., 1994)).

Зависимость перепада температуры в приповерхностном слое от ветра, величины полного потока тепла, температуры воздуха и разности температур воздуха и ТПМ

Рассмотрим теперь зависимость перепада температуры в приповерхностном слое от таких факторов, как полный поток тепла, поток скрытого тепла, относительная влажность, температура

воздуха, разность температуры воздуха и ТПМ и скорость ветра.

На рис. 5, 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 года, 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 рис. 5, 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 при величине полного потока тепла в диапазоне от -50 до $+150$ Вт/м² зависимость величины dT от скорости ветра (в диапазоне 0–8 м/с) практически линейная (рис. 5, в): ее величина, с учетом знака, увеличивается от $\sim (-0.25^\circ\text{C})$ практически до 0°C . Абсолютное же значение (модуль) dT снижается, что может свидетельствовать об уменьшении скин-эффекта и разрушении скин-слоя с возрастанием скорости ветра. Полученная зависимость согласуется с результатами работ (Акимов и др., 2014; Лебедев и др., 1994): наблюдается линейная зависимость уменьшения dT с увеличением скорости ветра.

Рассмотрим теперь зависимость dT от скорости ветра и температуры воздуха, диаграмма которой представлена на рис. 5, г. Максимальные положительные dT (от $+0.4$ до $+0.7^\circ\text{C}$) находятся в диапазоне минимальных температур воздуха (от -1 до $+8^\circ\text{C}$ при всех рассматриваемых скоростях ветра (0–12 м/с), т.е. во время выхолаживания поверхности атмосферой.

dT принимает отрицательные значения, когда температура воздуха достигает $+18^\circ\text{C}$. С ее дальнейшим ростом абсолютные значения dT также увеличиваются. Максимальные по модулю отрицательные dT имеют место при наиболее интенсивном прогреве при температуре $+27^\circ\text{C}$ и выше и скоростях ветра до 8 м/с. В это время поток тепла направлен в море, что приводит к усилению скин-эффекта. Средняя зависимость dT от темпе-

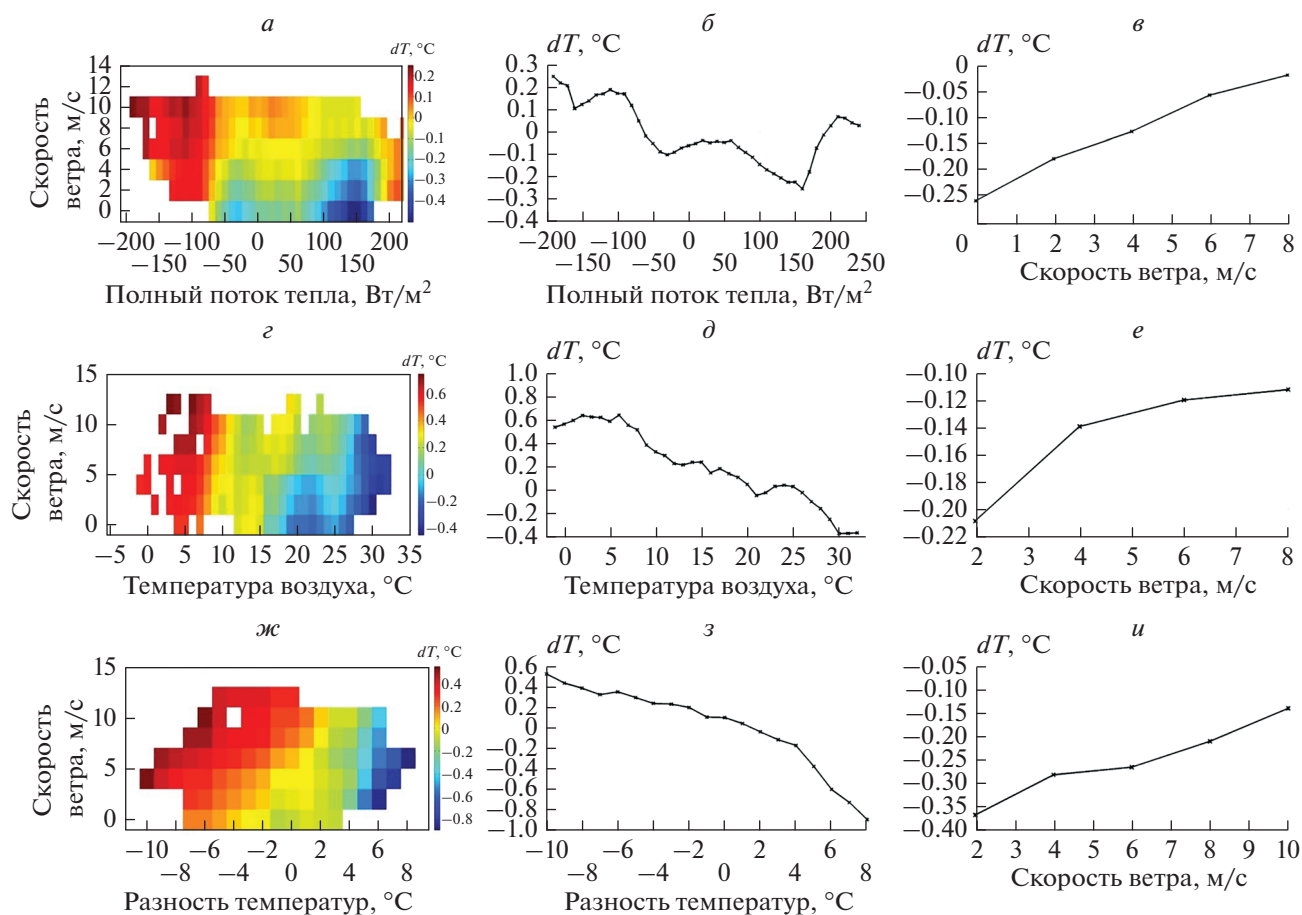


Рис. 5. *а* – Диаграмма зависимости dT от полного потока тепла и скорости ветра в теплый период года (май–август); *б* – график зависимости dT от величины полного потока тепла в интервале скоростей ветра 0–8 м/с; *в* – график зависимости dT от скорости ветра в диапазоне величин полного потока тепла в диапазоне от -50 до $+150$ Вт/м²; *г* – диаграмма зависимости dT от температуры воздуха и скорости ветра; *д* – график зависимости dT от температуры воздуха в интервале скоростей ветра от 0 до 8 м/с; *е* – график зависимости dT от скорости ветра в интервале температур от $+25$ до $+30$ °С; *ж* – диаграмма зависимости dT от разности температуры воздуха и ТПМ и скорости ветра; *з* – графики зависимости dT от разности температуры воздуха и ТПМ в интервале скоростей ветра от 0 до 10 м/с; *и* – график зависимости dT от скорости ветра в диапазоне разности температур температур $+1...+7$ °С.

ратуры воздуха в диапазоне скоростей ветра от 0 до 8 м/с представлена на рис. 5, *д*. При температуре воздуха $\sim(+20$ °С) и выше dT становится отрицательной и начинает возрастать (по модулю). Максимальная отрицательная dT (-0.26 °С) достигается при наибольшем значении температуры воздуха $+29$ °С. График (рис. 5, *е*) отображает взаимосвязь dT со скоростью ветра в диапазоне температур от $+25$ до $+30$ °С. Для температурного интервала от $+25$ до $+30$ °С абсолютная величина dT снижается при увеличении скорости ветра от 2 м/с и выше.

На рис. 5, *ж* представлена диаграмма, отображающая зависимость перепада температуры в приповерхностном слое от скорости ветра и разности температуры воздуха и ТПМ. Максимальные положительные dT ($+0.4...+0.5$ °С) наблюдаются в случае, когда температура воздуха значи-

тельно ниже, чем ТПМ (на $6-10$ °С), т.е. в холодный период года, при любых скоростях ветра. Как раз в этот период происходит остывание вод, а поток тепла направлен от морской поверхности в атмосферу, что согласуется с картиной распределения, полученной на диаграмме рис. 5, *а*.

С уменьшением этой разницы до $2-4$ °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 dT увеличивается. 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 $+0.1$ °С, а при 6 м/с – $+0.2$ °С (рис. 5, *ж*). Знак dT меняется для штилевых условий, когда разность между температурой воздуха и ТПМ стремится к

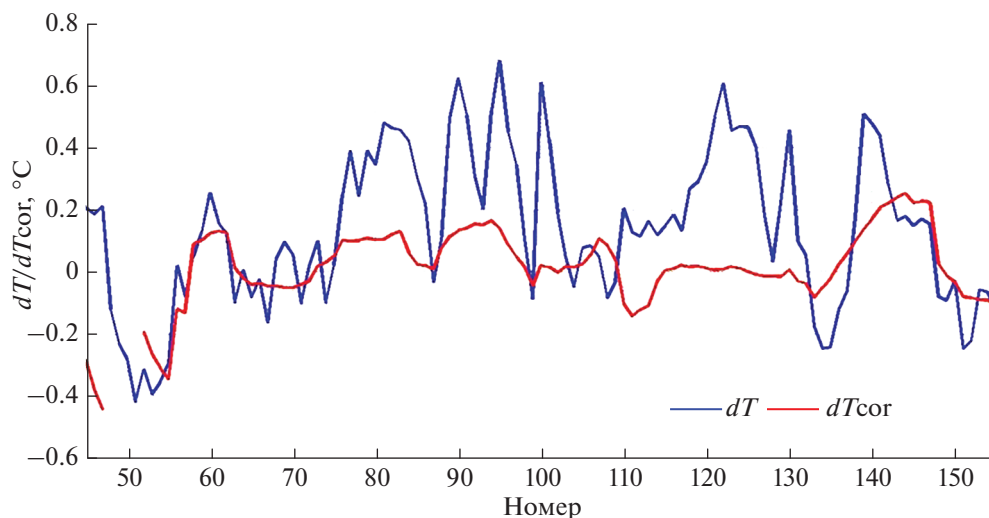


Рис. 6. Величины dT (синяя линия) и dT_{cor} (красная линия).

минимальным значениям ($-1...0^{\circ}\text{C}$). Максимальные отрицательные значения dT имеют место в условиях, когда температура воздуха становится выше ТПМ на $4-8^{\circ}\text{C}$, наибольшие отрицательные величины dT $-0.8...-0.9^{\circ}\text{C}$ достигаются при разнице температур в $6-8^{\circ}\text{C}$ 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 рис. 5, з. При увеличении разности температур воздуха и ТПМ, величина dT (и ее модуль) уменьшается. Когда температура воздуха становится выше ТПМ, dT меняет свой знак на “-”, начинается плавное увеличение абсолютного значения dT . Максимальные отрицательные значения dT наблюдаются, когда разность температур достигает 8°C . График зависимости dT от скорости ветра при разности температур воздуха и ТПМ в диапазоне от $+1$ до $+7^{\circ}\text{C}$ (рис. 5, и) носит схожий характер с аналогичными графиками, рассматриваемыми для зависимости dT от потоков тепла и температуры воздуха (рис. 5, в и е соответственно). Приведенные диаграммы показывают, что перепад температуры в скин-слое может иметь различный знак, который зависит от разности температур воздуха и ТПМ, определяющей направления потока тепла.

Рассмотрим для примера, как согласуются между собой величины dT , получаемые из исходных данных, и эти же величины, рассчитанные с учетом разности температур воздуха и ТПМ и ветра — dT_{cor} . На рис. 6 представлены фрагмент временного хода величины dT и dT_{cor} для дрейфера № 34860.

Значения dT_{cor} из сглаженного массива, который использовался для построения диаграммы рис. 5, ж, интерполировались на координаты каждого измерения, отнимались от исходных значений ТПМ (также проинтерполированные на координаты дрейферов). Далее вычислялась разность показаний ТПМ с учетом выполненной поправки и исходных данных дрейферов 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_{cor} и dT носит схожий характер). СКО для части массива, отображенного на графике (рис. 6) dT , составляет 0.25°C , для dT_{cor} — 0.13°C .

Массивы dT_{cor} можно использовать для корректировки данных SEVIRI с учетом влияния на величину разности показаний SEVIRI и дрейферов разности температуры воздуха и ТПМ и скорости ветра. Зависимость dT от этих параметров подробно рассмотрена выше.

Влияние скрытых потоков тепла, относительной влажности воздуха и ветра на величину перепада температуры в приповерхностном слое

Проведенный анализ показывает, что на величину dT влияет не только разница температуры, но и потоки скрытого тепла (испарение), которые зависят от скорости ветра, относительной влажности, температуры атмосферы и океана. Зависимость dT от скорости ветра и величины потоков скрытого тепла представлена на диаграмме рис. 7, а. С возрастанием (по модулю) величины потока скрытого тепла значение dT уменьшается (с учетом знака). При величинах потока скрытого тепла

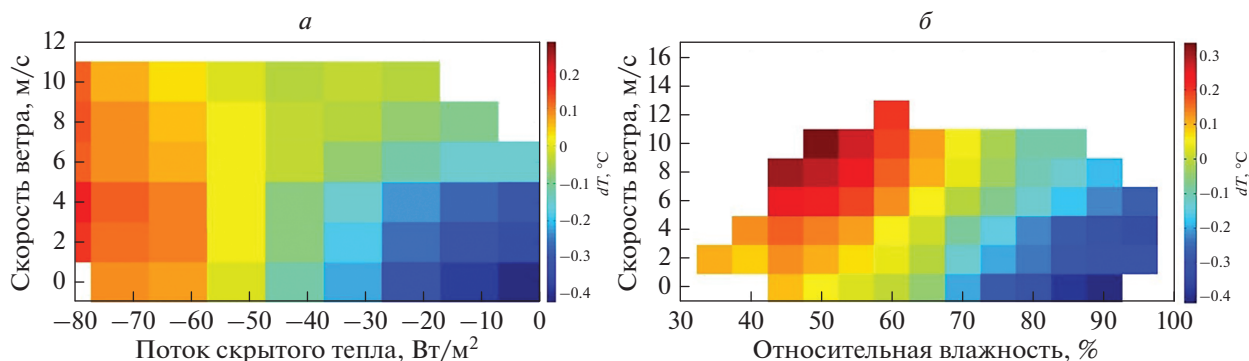


Рис. 7. *а* – Диаграмма зависимости dT от величины потока скрытого тепла и скорости ветра (май–август); *б* – диаграмма зависимости dT от относительной влажности и скорости ветра (май–август).

$\sim(-50)$ Вт/м² и ниже (по модулю) величина dT становится отрицательной, а 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 $-80\dots-50$ Вт/м². Максимальные по модулю отрицательные dT наблюдаются при минимальных величинах потоков скрытого тепла, т.е. при наименее интенсивном испарении. Такой результат, на первый взгляд, противоречит описанному в предыдущем разделе, т.к. в летних условиях испарение минимально.

Однако проведенный анализ показал, что зависимость на рис. 7, *а* прежде всего связана с изменением относительной влажности (рис. 7, *б*). 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 $-0.3\dots-0.4^\circ\text{C}$ имеют место при относительной влажности 85–90% и скоростях ветра до 4 м/с, когда процесс испарения наименее интенсивен.

Водяной пар является одним из наиболее важных факторов атмосферной коррекции ИК-измерений. Столь выраженная зависимость dT от относительной влажности, вероятно, связана с погрешностями атмосферной коррекции, для которой поправка, учитывающая влажность, является одной из ключевых (Emery et al., 1994).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной работе проведен сравнительный анализ данных высокого временного разрешения сканера SEVIRI и термопрофилирующих дрейфующих буев за многолетний период. Впервые проведено исследование суточного и сезонного хода перепада температуры dT в поверхностном слое и его зависимости от скорости ветра,

потоков тепла, относительной влажности, температуры воздуха и разности температуры воздуха и температуры поверхностного слоя моря. Выполненное исследование дополняет и расширяет результаты предыдущей работы (Акимов и др., 2014), посвященной данной тематике.

Сравнение временной изменчивости (вычисление СКО, разницы средних значений, коэффициентов корреляции, коэффициентов регрессии) показало хорошее согласование сопоставляемых данных. По общим массивам для сравниваемых данных коэффициент корреляции для всех дрейфтеров составляет 0.99, среднеквадратичное отклонение -0.57°C , коэффициент регрессии ~ 1 , разность средних значений $(-0.06)^\circ\text{C}$.

Анализ зависимости величины перепада температур в приповерхностном слое (dT) от различных факторов позволил определить следующие зависимости. В теплый период года, когда полный поток тепла направлен из атмосферы в море, происходит прогрев приповерхностного слоя, значения температуры воздуха велики (от $+18^\circ\text{C}$ и выше), при малых скоростях ветра (до 4–6 м/с) dT принимает максимальные по модулю отрицательные значения ($-0.8\dots-0.9^\circ\text{C}$), что является проявлением отрицательного скин-эффекта (наличием “холодной пленки”). С увеличением скорости ветра происходит снижение абсолютных значений dT , связанное с разрушением скин-слоя. В холодный период года, когда происходит остывание вод приповерхностного слоя, полный поток тепла направлен из моря в атмосферу, температура воздуха минимальна, dT принимает максимальные положительные значения ($+0.4\dots+0.7^\circ\text{C}$). Зависимость dT от разности температур полностью согласуется с вышеизложенной картиной.

Зависимость dT от времени суток следующая. Максимальные по модулю отрицательные значения dT ($-0.15\dots-0.05^\circ\text{C}$) при малых скоростях ветра приходится на вторую половину суток, ко-

гда дневной прогрев достигает наибольшей интенсивности, и скин-слой наиболее развит. В утренние часы и при высоких значениях скорости ветра абсолютные значения dT минимальны, что связано с разрушением скин-слоя вследствие ночной конвекции и действия ветра.

Также наблюдается зависимость dT от потоков скрытого тепла и непосредственно связанной с ними относительной влажности. Наибольшие отрицательные по модулю значения dT (при низкой скорости ветра) наблюдаются при минимальных значениях потоков скрытого тепла ($\sim(-50)$ Вт/м² и ниже), процесс испарения наименее интенсивен, а относительная влажность максимальна (85–90%). Такая хорошо выраженная зависимость dT от относительной влажности может быть связана с недостатками проведенной атмосферной коррекции, для которой поправка, учитывающая влажность – одна из самых существенных. Следовательно, определив зависимость dT от влажности, возможно рассчитать более точные поправочные коэффициенты, т.е. выполнить атмосферную коррекцию для данных SEVIRI с учетом особенностей для района Черного моря.

Результаты, полученные в настоящем исследовании, в дальнейшем позволят понять механизмы формирования и разрушения термического скин-слоя, а также зависимость этих механизмов от всех выше перечисленных факторов, что в перспективе возможно использовать при коррекции данных инфракрасных измерений для района Черного моря.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Валидация данных сканера SEVIRI и данных термодрифтеров выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 19-35-90084. Оценка суточного хода температуры выполнена в рамках гранта РФФИ 20-35-70034. Исследование зависимости перепада температуры в приповерхностном слое от различных факторов выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2019-0001.

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. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=22760986>
- Бубукин И.Т., Станкевич К.С. Дистанционная диагностика пленочного слоя морской поверхности в инфракрасном диапазоне // Радиотехника и электроника. 2012. Т. 57. № 10. С. 1089–1089.
- Лебедев Н.Е., Савоськин В.М., Станичный С.В. Определение поверхностной температуры и перепада температуры в скин-слое с борта движущегося судна по данным ИК-измерений // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 2. С. 83–88.
- Нелено Б.А., Сагдеев Р.Ж. Спутниковая гидрофизика. “Наука”, 1983.
- Плотников Е.В., Ратнер Ю.Б. Сопоставление температуры поверхности Черного моря, полученной по данным ИЗС NOAA, с измерениями дрейфтеров в 2005–2006 годах // Системы контроля окружающей среды. 2007. С. 115.
- Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 268–281. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281>
- Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С. Развитие средств и методов дрейфтерной технологии применительно к проблеме изучения Черного моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 149–158.
- Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С. Анализ результатов натурных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 5. С. 9–32.
- Bondur V. Complex Satellite Monitoring of Coastal Water Areas // 31st International Symposium on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2005. 7 p.
- Bondur V.G. Satellite monitoring and mathematical modeling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // in book Waste Water – Evaluation and Management, ISBN 978-953-307-233-3 Croatia: InTech, 2011. P. 155–180. URL: <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>
- Bondur V., Tsidilina M. Features of Formation of Remote Sensing and Sea truth Databases for The Monitoring of Anthropogenic Impact on Ecosystems of Coastal Water Areas // 31st International Symposium on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2005. P. 192–195.
- Donlon C.J., Nightingale T.J., Sheasby T., Turner J., Robinson I.S., Emery W.J. Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 16. P. 2505–2508. <https://doi.org/10.1029/1999GL900547>
- Efimov V.V., Barabanov V.S. Breeze circulation in the black-sea region // Physical Oceanography. 2009. V. 19. № 5. P. 289–300. <https://doi.org/10.1007/s11110-010-9054-6>
- Efimov V.V., Krupin A.V. Breeze circulation in the Black Sea region // Russian Meteorology and Hydrology. 2016. V. 41. № 4. P. 240–246. <https://doi.org/10.3103/S1068373916040026>
- Emery W.J., Yu Y., Wick G.A., Schuessel P., Reynolds R.W. Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation // J. Geophys. Res.: Oceans. 1994. V. 99. № C3. P. 5219–5236.
- Filipiak M.J., Merchant C.J., Kettle H., Borgne P.L. An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warm-

- ing // *Ocean Sci.* 2012. V. 8. Iss. 2. P. 197–209.
<https://doi.org/10.5194/os-8-197-2012>
- Gentemann C.L., Minnett P.J., Le Borgne P., Merchant C.J.* Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. Iss. 22. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035730>
- Gentemann C.L., Minnett P.J.* Radiometric measurements of ocean surface thermal variability // *J. J. Geophys. Res.*: 2008. V. 113. № C8.
<https://doi.org/10.1029/2007JC004540>
- Gentemann C.L., Minnett P.J., LeBorgne P., Merchant C.J.* Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 22.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035730>
- Grodsky S.A., Kudryavtsev V.N., Bentamy A., Carton J.A., Chapron B.* Does direct impact of SST on short wind waves matter for scatterometry? // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № 12.
<https://doi.org/10.1029/2012GL052091>
- Hepplewhite C.L.* Remote observation of the sea surface and atmosphere: the oceanic skin effect // *International J. Remote Sensing.* 1989. V. 10. № 4–5. P. 801–810.
<https://doi.org/10.1080/01431168908903920>
- Jessup A.T., Zappa C.J., Loewen M.R., Hesany V.* Infrared remote sensing of breaking waves // *Nature.* 1997. V. 385. № 6611. P. 52–55.
- Kantha L.H., Clayton C.A.* An improved mixed layer model for geophysical applications // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 1994. V. 99. № C12. P. 25235–25266.
<https://doi.org/10.1029/94JC02257>
- Katsaros K.B., Liu W.T., Businger J.A., Tilman J.E.* Heat transport and thermal structure in the interfacial boundary layer measured in an open tank of water in turbulent free convection // *J. Fluid Mech.* 1977. V. 83. № 2. P. 311–335.
- Keeler R., Bondur V., Vithanage D.* Sea truth measurements for remote sensing of littoral water // *Sea Technology*, April, 2004. P. 53–58.
- Mammen T.C., von Bosse N.* STEP-A temperature profiler for measuring the oceanic thermal boundary layer at the ocean–air interface // *J. Atmospheric and Oceanic Technology.* 1990. V. 7. № 2. P. 312–322.
[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1990\)007<0312:STP-FMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0312:STP-FMT>2.0.CO;2)
- Marullo S., Santoleri R., Banzon V., Evans R.H., Guarracino M.* A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2010. V. 115. Iss. 5. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1029/2009JC005466>
- 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 // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2016. V. 121. № 11. P. 8351–8367.
<https://doi.org/10.1002/2016JC012192>
- McAlister E.D., McLeish W.* Heat transfer in the top millimeter of the ocean // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. № 13. P. 3408–3414. DOI: 10.1029/2007JC004521
- Merchant C.J., Filipiak M.J., Le Borgne P., Roquet H., Autret E., Piollé J.F., Lavender S.* Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. Iss. 4. P. 1–4.
<https://doi.org/10.1029/2007GL033071>
- Meredith E.P., Semenov V.A., Maraun D., Park W., Chernokulsky A.V.* Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 8. P. 615–619.
- Minnett P.J., Knuteson R.O., Best F.A., Osborne B.J., Hanafin J.A., Brown O.B.* The marine-atmospheric emitted radiance interferometer: A high-accuracy, seagoing infrared spectroradiometer // *J. Atmospheric and Oceanic Technology.* 2001. V. 18. № 6. P. 994–1013.
[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0994:TMAERI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0994:TMAERI>2.0.CO;2)
- Murray M.J., Allen M.R., Merchant C.J., Harris A.R., Donlon C.J.* Direct observations of skin-bulk SST variability // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 8. P. 1171–1174.
<https://doi.org/10.1029/1999GL011133>
- Niclòs R., Caselles V., Valor E., Coll C.* Foam effect on the sea surface emissivity in the 8–14 μm region // *J. J. Geophys. Res.: Oceans.* 2007. V. 112. № C12.
<https://doi.org/10.1029/2007JC004521>
- 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.
<https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-2-157-169>
- Saunders P.M.* Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. № 16. P. 4109–4117.
<https://doi.org/10.1029/JZ072i016p04109>
- Schluessel P., Emery W.J., Grassl H., Mammen T.* On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 1990. V. 95. № C8. P. 13341–13356.
<https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13341>
- Simpson J.J., Dickey T.D.* The relationship between downward irradiance and upper ocean structure // *J. Physical Oceanography.* 1981. V. 11. № 3. P. 309–323.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0309:TRB-DIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0309:TRB-DIA>2.0.CO;2)
- Ward B.* Near-surface ocean temperature // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2006. V. 111. № C2.
<https://doi.org/10.1029/2004JC002689>
- Ward B., Wanninkhof R., Minnett P.J., Head M.J.* SkinDeEP: A profiling instrument for upper-decameter sea surface measurements // *J. Atmospheric and Oceanic Technology.* 2004. V. 21. № 2. P. 207–222.
[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<0207:SAPIFU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0207:SAPIFU>2.0.CO;2)
- Woodcock A.H., Stommel H.* Temperatures observed near the surface of a fresh-water pond at night // *J. Meteorology.* 1947. V. 4. № 3. P. 102–103.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0102:TONTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0102:TONTSO>2.0.CO;2)

Characteristics of Seasonal and Diurnal Variability of the Thermal Skin Layer Based on Comparison of Satellite Measurements of SEVIRI and Temperature-Profiling Drifters Data

V. A. Rubakina¹, A. A. Kubryakov¹, and S. V. Stanichny¹

¹Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia

In present work, a comparative analysis of the SEVIRI scanner high temporal resolution data and temperature-profiling drifters data for a long-term period was carried out. The obtained values of the correlation coefficients, standard deviation, regression coefficients and the difference in mean values indicate a fairly good agreement of the compared data. The dependence of skin–bulk sea–surface temperature difference dT on the seasons and time of day, as well as on the wind speed, heat fluxes, relative humidity, air temperature, air temperature and sea surface temperature difference has been investigated. During the warm period of the year, when the air temperatures are maximum ($+18^{\circ}\text{C}$ and above), and the total heat flux is directed to the sea, dT takes maximum negative values ($-0.8\dots-0.9^{\circ}\text{C}$), which is primarily due to the presence of a skin layer (cool skin). As the wind speed increases, the absolute values of dT decrease, which is associated with the destruction of the skin layer. In the cold season, when the total heat flux is directed from the ocean to the atmosphere and the air temperature is at its minimum, dT reaches its maximum positive values. During the day, the largest negative dT values fall on the second half of the day – during the period of the greatest diurnal warming. Night convection destroys the skin layer, and the dT absolute values decrease. Dependence of dT on latent heat fluxes and relative humidity has been obtained. The largest dT are observed at minimum latent heat fluxes and relative humidity of 85–90%.

Keywords: diurnal temperature variation, temperature-profiling drifters, SEVIRI, Black Sea, comparative analysis, skin layer

REFERENCES

- Akimov E.A., Stanichnyj S.V., Polonskij A.B. Ispol'zovanie dannyh skanera SEVIRI dlya ocenki temperatury poverhnostnogo sloya Chernogo morya [Using SEVIRI scanner data to estimate the temperature of the Black Sea surface layer] // *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal*. 2014. № 6. P. 37–46. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=22760986> (In Russian).
- Bubukin I.T., Stankevich K.S. Distancionnaya diagnostika plenochnogo sloya morskoy poverhnosti v infrakrasnom diapazone [Remote sensing of a film layer of marine surface in the IR spectral range] // *Radiotekhnika i elektronika*. 2012. V. 57. № 10. P. 1089–1089 (In Russian).
- Bondur V. Complex Satellite Monitoring of Coastal Water Areas // 31st International Symposium on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2005. 7 p.
- Bondur V.G. Satellite monitoring and mathematical modeling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // in book *Waste Water – Evaluation and Management*, ISBN 978-953-307-233-3, InTech, Croatia. 2011. P. 155–180. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>
- Bondur V., Tsidilina M. Features of Formation of Remote Sensing and Sea truth Databases for The Monitoring of Anthropogenic Impact on Ecosystems of Coastal Water Areas // 31st International Symposium on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2005. P. 192–195.
- Donlon C.J., Nightingale T.J., Sheasby T., Turner J., Robinson I.S., Emery W.J. Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. № 16. P. 2505–2508. <https://doi.org/10.1029/1999GL900547>
- Efimov V.V., Barabanov V.S. Breeze circulation in the black-sea region // *Physical Oceanography*. 2009. V. 19. № 5. P. 289–300. DOI: 10.1007/s11110-010-9054-6
- Efimov V.V., Krupin A.V. Breeze circulation in the Black Sea region // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2016. V. 41. № 4. P. 240–246. <https://doi.org/10.3103/S1068373916040026>
- Emery W.J., Yu Y., Wick G.A., Schluessel P., Reynolds R.W. Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1994. V. 99. № C3. P. 5219–5236.
- Filipiak M.J., Merchant C.J., Kettle H., Borgne P.L. An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warming // *Ocean Science*. 2012. V. 8. Iss. 2. P. 197–209. DOI: 10.5194/os-8-197-2012
- Gentemann C.L., Minnett P.J., Le Borgne P., Merchant C.J. Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. Iss. 22. P. 1–6. DOI:10.1029/2008GL035730.
- Gentemann C.L., Minnett P.J. Radiometric measurements of ocean surface thermal variability // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. № C8. DOI: 10.1029/2007JC004540
- Gentemann C.L., Minnett P.J., LeBorgne P., Merchant C.J. Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 22. DOI: 10.1029/2008GL035730
- Grodsky S.A., Kudryavtsev V.N., Bentamy A., Carton J.A., Chapron B. Does direct impact of SST on short wind waves matter for scatterometry? // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № 12. DOI: 10.1029/2012GL052091
- Hepplewhite C.L. Remote observation of the sea surface and atmosphere: the oceanic skin effect // *International J. Remote Sensing*. 1989. V. 10. № 4–5. P. 801–810. DOI: 10.1080/01431168908903920

- Jessup A.T., Zappa C.J., Loewen M.R., Hesany V. Infrared remote sensing of breaking waves // *Nature*. 1997. V. 385. № 6611. P. 52–55.
- Kantha L.H., Clayson C.A. An improved mixed layer model for geophysical applications // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1994. V. 99. № C12. P. 25235–25266. <https://doi.org/10.1029/94JC02257>
- Katsaros K.B., Liu W.T., Businger J.A., Tilman J.E. Heat transport and thermal structure in the interfacial boundary layer measured in an open tank of water in turbulent free convection // *J. Fluid Mech.* 1977. V. 83. № 2. P. 311–335.
- Keeler R., Bondur V., Vithanage D. Sea truth measurements for remote sensing of littoral water // *Sea Technology*, April, 2004. P. 53–58.
- Lebedev N.E., Savos'kin V.M., Stanichnyj S.V. Opredelenie poverhnostnoj temperatury i perepada temperatury v skin-sloe s borta dvizhushchegosya sudna po dannym IK-izmerenij [Determination of the surface temperature and temperature drop in the skin layer from the board of the moving vessel according to IR measurements] // *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal*. 1994. № 2. P. 83–88 (In Russian).
- Mammen T.C., von Bosse N. STEP-A temperature profiler for measuring the oceanic thermal boundary layer at the ocean–air interface // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 1990. V. 7. № 2. P. 312–322. DOI: 10.1175/1520-0426(1990)007<0312:STPFMT>2.0.CO;2
- 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 // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2016. V. 121. № 11. P. 8351–8367. DOI: 10.1002/2016JC012192
- Marullo S., Santoleri R., Banzon V., Evans R.H., Guarracino M. A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2010. V. 115. Iss. 5. P. 1–18. DOI: 10.1029/2009JC005466.
- McAlister E.D., McLeish W. Heat transfer in the top millimeter of the ocean // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. № 13. P. 3408–3414. DOI: 10.1029/JC074i013p03408
- Merchant C.J., Filipiak M.J., Le Borgne P., Roquet H., Autret E., Piollé J.F., Lavender S. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. Iss. 4. P. 1–4. DOI: 10.1029/2007GL033071
- Meredith E.P., Semenov V.A., Maraun D., Park W., Chernokulsky A.V. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 8. P. 615–619.
- Minnett P.J., Knuteson R.O., Best F.A., Osborne B.J., Hanafin J.A., Brown O.B. The marine-atmospheric emitted radiance interferometer: A high-accuracy, seagoing infrared spectroradiometer // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 2001. V. 18. № 6. P. 994–1013. DOI: 10.1175/1520-0426(2001)018<0994:TMAERI>2.0.CO;2
- Murray M. J. Allen M.R., Merchant C.J., Harris A.R., Donlon C.J. Direct observations of skin–bulk SST variability // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 8. P. 1171–1174. DOI: 10.1029/1999GL011133
- Nelepo B.A., Sagdeev R.Zh. Sputnikovaya gidrofizika [Satellite hydrophysics]. “Nauka”, 1983 (In Russian).
- Niclòs R., Caselles V., Valor E., Coll C. Foam effect on the sea surface emissivity in the 8–14 μm region // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2007. V. 112. № C12. DOI: 10.1029/2007JC004521
- Plotnikov E.V., Ratner Yu.B. Sopostavlenie temperatury poverhnosti Chernogo morya, poluchenoj po dannym IZS NOAA, s izmereniyami drifterov v 2005–2006 godah [Comparison of the Black Sea surface temperature data obtained from NOAA with the drifters measurements in 2005–2006] // *Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy*. 2007. P. 115 (In Russian).
- 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. DOI: 10.22449/1573-160X-2019-2-157-169
- Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichnyj S.V. Sezonnij i sutochnyj hod temperatury vod Chyornogo morya po dannym termoprofiliruyushchih drejfuyushchih buyov [Seasonal and diurnal cycle of the Black Sea water temperature from temperature-profiling drifters data] // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2019. V. 16. № 5. P. 268–281 (In Russian). DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281
- Saunders P.M. Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. № 16. P. 4109–4117. DOI: 10.1029/JZ072i016p04109
- Schlüssel P., Emery W.J., Grassl H., Mammen T. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1990. V. 95. № C8. P. 13341–13356. DOI: 10.1029/JC095iC08p13341
- Simpson J.J., Dickey T.D. The relationship between downward irradiance and upper ocean structure // *J. Physical Oceanography*. 1981. V. 11. № 3. P. 309–323. DOI: 10.1175/1520-0485(1981)011<0309:TRBDIA>2.0.CO;2
- Tolstosheev A.P., Lunev E.G., Motyzhev S.V. Analiz rezul'tatov naturnyh eksperimentov s termoprofiliruyushchimi drejfuyushchimi buyami v Chernom more i drugih rajonah Mirovogo okeana [Analysis of the field experiments results with temperature-profiling drifters in the Black Sea and other World Ocean regions] // *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal*. 2014. № 5. P. 9–32 (In Russian).
- Tolstosheev A.P., Lunev E.G., Motyzhev V.S. Razvitie sredstv i metodov drifternoj tekhnologii primenitel'no k probleme izucheniya Chernogo morya [Development of drifter technology as applied to the Black Sea study] // *Okeanologiya*. 2008. V. 48. № 1. P. 149–158 (In Russian).
- Ward B. Near-surface ocean temperature // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2006. V. 111. № C2. DOI: 10.1029/2004JC002689
- Ward B., Wanninkhof R., Minnett P.J., Head M.J. SkinDeEP: A profiling instrument for upper-decameter sea surface measurements // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 2004. V. 21. № 2. P. 207–222. DOI: 10.1175/1520-0426(2004)021<0207:SAPIFU>2.0.CO;2
- Woodcock A.H., Stommel H. Temperatures observed near the surface of a fresh-water pond at night // *J. Meteorology*. 1947. V. 4. № 3. P. 102–103. DOI: 10.1175/1520-0469(1947)004<0102:TONTSO>2.0.CO;2