

## Валидация международных продуктов оперативного спутникового мониторинга температуры поверхности Черного моря по данным дрейфтеров в холодное полугодие 2013-2014 гг.

Н.В. Михайлова, Т.М. Баянкина, С.В. Мотыжев, М.В. Крыль, А.П. Толстошеев,  
Е.Г. Лунев

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия  
E-mail: Nataly.Mikhailova@mail.ru*

В работе выполнена валидация восьми международных продуктов оперативного спутникового мониторинга температуры поверхности моря с высоким пространственным разрешением: CMS\_L3 (Франция), CNR (Италия), OSTIA (Великобритания), CMC (Канада), DMI (Дания), GAMSSA (Австралия), ODYSSEA (Франция), NOAA (США). Натурные измерения поверхностной температуры Черного моря осуществлялись автоматическими поверхностными свободно дрейфующими буями (дрейфтерами) типа Iridium SVP-BTC80RTC/GPS. С целью устранения влияния ошибок, связанных с дневным прогревом поверхности, валидация проводилась по ночным измерениям температуры и в холодное полугодие – с ноября 2013 г. по март 2014 г. Наименьшую погрешность восстановления температуры поверхности Черного моря обеспечивают массивы OSTIA (среднее отклонение  $-0,14^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,24^{\circ}\text{C}$ ), GAMSSA (среднее отклонение  $-0,05^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,28^{\circ}\text{C}$ ) и CMC (среднее отклонение  $0,06^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,30^{\circ}\text{C}$ ). На точность восстановления температуры поверхности моря влияют как ошибки алгоритма восстановления, так и природные условия. Дистанционное зондирование районов со сложной гидрологической обстановкой (распределение черноморских вод речными, установление и таяние льда) или аномальными атмосферными условиями (нетипичное вертикальное распределение или количество водяного пара) может сопровождаться значительными ошибками. Эффективность используемых методов идентификации облачности также имеет большое значение. Неполная фильтрация облачных пикселей в отдельных ситуациях ведет к частичной замене поверхностных температур облачными и, как следствие, отрицательному среднему отклонению.

**Ключевые слова:** Черное море, оперативный спутниковый мониторинг, температура поверхности моря, дрейфтеры, валидация, ошибки восстановления

*Одобрена к печати: 26.04.2016  
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-125-135*

### Введение

Температура поверхности океана (ТПО) является важнейшим параметром для решения задач оперативной океанографии, климатического мониторинга и численного моделирования процессов в системе океан-атмосфера (Global Climate..., 2011). Спутниковые наблюдения ТПО обладают большим преимуществом перед контактными наблюдениями, т.к. позволяют получить информацию на большом пространстве за короткий промежуток времени.

Для решения задач по численному моделированию состояния и прогноза физических параметров состояния Черного моря и атмосферы необходимо усваивать данные оперативного спутникового мониторинга по температуре поверхности моря (ТПМ). В настоящее время доступно около двух десятков глобальных и региональных массивов спутниковых данных с высоким пространственным разрешением. Их сравнение, проводимое в рамках проекта Level-4 SST Quality Monitor (SQUAM), показало, что в Средиземном и Черном морях различия восстановленных ТПМ могут достигать двух и более градусов (Dash et al., 2012). Поскольку численное решение очень чувствительно к погрешностям данных наблюдений (Parmuzin, Agoshkov, 2012; Шутяев и др., 2014), то возникает задача оценки качества ассимилируемых спутниковых данных и поиска альтернативных источников в случае,

если усваиваемые в настоящее время спутниковые данные окажутся недостаточно качественными. Кроме того, некоторые спутниковые массивы по ТПМ имеют достаточно большую временную реализацию (более 10 лет) и могут использоваться в региональных климатических исследованиях, что также делает актуальной задачу их валидации.

Основным источником данных натуральных наблюдений в поверхностном слое и на границе океан-атмосфера в открытых районах Черного моря в настоящее время являются автоматические поверхностные свободно дрейфующие буи – дрейфтеры (Мотыжев и др., 2011). Поэтому целью настоящей работы является проведение валидации ряда продуктов оперативного спутникового мониторинга по данным дрейфтерных измерений.

## Данные и методика исследования

### Спутниковые данные

Для валидации были выбраны шесть глобальных массивов спутниковых данных уровня L4<sup>1</sup>, подготовленные в крупных международных центрах. Основные сведения о них представлены в *табл. 1*.

Таблица 1. Массивы данных оперативного спутникового мониторинга ТПО уровня L4, используемые в настоящей работе

<i>Название продукта и организации</i>	<i>Пространственное разрешение</i>	<i>Тип инфракрасного сканера</i>	<i>Тип микрорадиометра</i>	<i>Описание продукта</i>
OSTIA, Met. Office, United Kingdom	0,05°	AVHRR, AATSR, SEVIRI	AMSR-E, TMI	Donlon et al., 2012
CMC, Canadian Met. Center, Canada	0,20°	AVHRR, AATSR	AMSR-E	Brasnett, 2008
GAMSSA 28km, BOM, Australia	0,25°	AVHRR, AATSR	AMSR-E	Beggs et al., 2011
DMI, Danish Met. Institute, Dania	0,05°	AVHRR, SEVIRI, AATSR, MODIS	AMSR-E, TMI	Høyer, She, 2007
ODYSSEA, IFREMER, France	0,02°	AVHRR, MODIS, AATSR	–	Piolle et al., 2010
SST OI v2, NOAA USA	0,25°	AVHRR	–	Reynolds et al., 2007

Кроме того, в рамках международного проекта *MyOcean* Экспериментальному центру морских прогнозов Морского гидрофизического института РАН предоставлялись спутниковые данные уровня L3 из *Météo-France Centre de Météorologie Spatiale (CMS)*, Франция и L4 из *Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)*, Италия. Ночные снимки поверхности Земли в инфракрасном диапазоне поступали в CMS и CNR со спутников,

<sup>1</sup> глобальные или региональные поля ТПО с высоким пространственным разрешением, без пропусков

на которых были установлены сенсоры AVHRR, AATSR, SEVIRI, MODIS. Спутниковая информация проходила в указанных центрах все этапы обработки, начиная от распаковки первичных данных до получения полей ТПМ с пространственным разрешением  $0,02^\circ$  (CMS) и  $0,0625^\circ$  (CNR).

### Дрифтерные данные

Измерения *in situ* обеспечивались термопрофилирующими дрейферами типа Iridium SVP-BTC80RTC/GPS, разработанными в Морском гидрофизическом институте (Мотыжев и др., 2014). Дрейферы оснащены цифровой термопрофилирующей линией длиной 80 м с 16 датчиками температуры. Измеритель температуры поверхностного слоя моря расположен на корпусе дрейфера, и в штилевых условиях температура воды измеряется на глубине около 15 см. Погрешность измерения температуры поверхности моря составляла  $\pm 0,1^\circ\text{C}$  в диапазоне температур от  $0^\circ\text{C}$  до  $35^\circ\text{C}$ . Результаты измерений, которые выполнялись в начале каждого часа, оперативно передавались через спутниковую систему Iridium. На протяжении ноября 2013 г. – марта 2014 г. во внутренних районах Черного моря функционировали от 2 до 4 дрейферов. Их траектории показаны на *рис. 1*.

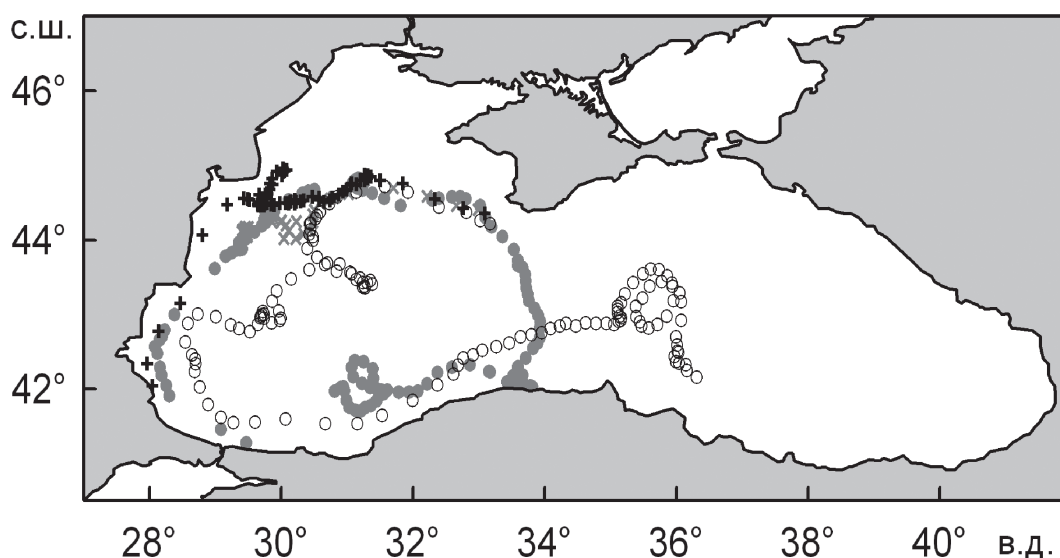


Рис. 1. Траектории движения дрейферов в ноябре 2013 г. – марте 2014 г.

### Методика проведения валидации

При проведении валидации учитывался тот факт, что спутники и дрейферы измеряют, вообще говоря, разную температуру. На *рис. 2* приведена схематическая диаграмма, которая дает представление об изменении температуры воды в верхнем 10-метровом слое океана. Здесь  $T_{int}$  – теоретическая температура бесконечно тонкого слоя на границе раздела океана и атмосферы.  $T_{skin}$  – температура так называемого скин-слоя, нижняя граница которого находится на глубине от 5 до 10 мкм. В этом слое преобладают процессы молекулярной

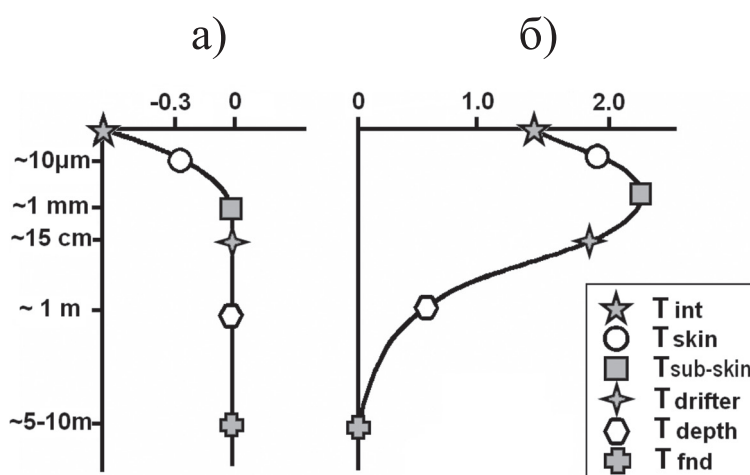


Рис. 2. Схематическая диаграмма вертикального профиля отклонений температуры воды на различных глубинах от температуры на глубине 10 м ( $T_{fnd}$ ): а) в ночное время при слабом ветре; б) в дневное время при слабом ветре (Donlon et al., 2002; Donlon et al., 2007)

диффузии тепла, и именно  $T_{skin}$  измеряют инфракрасные радиометры.  $T_{sub-skin}$  – температура на нижней границе ламинарного подслоя (на глубине от 1 до 1,5 мм), которую измеряют низкочастотные (6 – 10 ГГц) микроволновые радиометры. В качестве  $T_{depth}$  принимают температуру воды в слое от 1 мм до 1 м, где доминируют процессы турбулентного переноса тепла. Обычно считается, что температуру в этом слое измеряют термодатчики, установленные на дрейфующих и стационарных буйах, платформах, кораблях. И, наконец, базовая температура,  $T_{fnd}$ , определяется как температура воды на глубине от 5 до 10 метров, где отсутствует суточный ход.

Для проведения валидации спутниковых наблюдений были выбраны ночные ТПМ, поскольку, как видно из рис. 2 а, в ночное время в условии безветрия  $T_{sub-skin} \approx T_{depth} \approx T_{fnd}$ . Увеличение скорости ветра приводит к интенсификации перемешивания и уменьшению различий между  $T_{skin}$ ,  $T_{sub-skin}$ ,  $T_{depth}$  и  $T_{fnd}$ . Тем не менее, даже в ночное время  $T_{skin}$  – температура, измеряемая инфракрасными сенсорами, отличается от  $T_{depth}$  – температуры, измеряемой дрейфтерами (в среднем, температура скин-слоя  $T_{skin}$  на  $0,3^\circ\text{C}$  ниже). Поэтому в процессе подготовки спутниковых данных уровня L4 вводятся поправки к  $T_{skin}$  (Donlon et al., 2002), что позволяет привести ее в соответствие с  $T_{depth}$  или  $T_{fnd}$ . В массивах OSTIA, CMC, GAMSSA, ODYSSEA и DMI температуры поверхности моря заявлены как базовые ( $T_{fnd}$ ), в массивах NOAA и CNR – как  $T_{depth}$  (Dash et al., 2012), в массиве CMS\_L3 – как  $T_{sub-skin}$ , поэтому процедура валидации по данным ночных дрейфтерных измерений проводилась без какой-либо дополнительной коррекции.

Валидация спутниковых измерений ТПМ проводилась по схеме:

1. Контроль качества дрейфтерных измерений.

Первичная оперативная оценка достоверности дрейфтерных данных обеспечивалась системой дистанционного контроля качества морских контактных наблюдений (<http://www.meteo.shom.fr/qctools>), основанной на использовании результатов модельных расчетов глобального поля ТПМ (Caruso, 1999).

2. Контроль качества спутниковых данных, поступающих в МГИ в оперативном режиме (исключение данных в связи с инцидентами, сбоями системы приема спутниковой информации и т.д.).
3. Поиск совпадающих по времени и месту измерения пар данных с соблюдением требований к коллокации: разность по времени наблюдения не должна превышать 6 часов, по пространству – не более 10 км (The Recommended GHRSSST..., 2012).

Для корректного сравнения восстановленной температуры поверхности моря  $T_{cn}$  и измеренной дрейфтером  $T_{dp}$  данные измерений дрейфтера усреднялись по семи срокам наблюдений (21, 22, 23, 00, 01, 02, 03 часа). Среднее за ночь значение ТПМ считалось наблюдаемым в 00 часов UTC; координаты дрейфтера соответствовали его положению в 00 часов UTC. Всего за указанный период было проанализировано 378 значений  $T_{dp}$ , каждое из которых было получено путем усреднения ночных ТПМ, измеренных дрейфтерами на глубине около 0,15-0,30 м (с учетом волнения моря). Все спутниковые наблюдения относились к 00 часов UTC.

4. Расчет среднего отклонения  $T_{cn} - T_{dp}$ , среднеквадратической ошибки, коэффициента детерминации.
5. Анализ погрешностей, превышающих по абсолютной величине 1°C.

### Обсуждение результатов

Для каждого случая, состоящего из семи наблюдений ТПМ, были рассчитаны среднеквадратические отклонения. В среднем за весь анализируемый период среднеквадратическое отклонение ночных ТПМ составило 0,04°C, минимальное – 0,00°C, максимальное – 0,50°C. Полное распределение СКО ТПМ по градациям приведено в *табл. 2*. Таким образом, дрейфтеры находились в однородном температурном поле, и влияние суточного хода ТПМ в период с 21 часа ночи до 3 часов утра было минимальным.

Таблица 2. Распределение по градациям смещенной оценки среднеквадратического отклонения ночных ТПМ

<i>Интервалы СКО, °С</i>	<i>Число случаев</i>	<i>Относительная частота, %</i>
0,00-0,05	314	83,0
0,05-0,10	44	11,6
0,10-0,15	6	1,6
0,15-0,20	3	0,8
0,20-0,25	3	0,8
0,25-0,30	3	0,8
0,30-0,35	2	0,5
0,35-0,40	1	0,3
0,40-0,45	1	0,3
0,45- 0,50	1	0,3
Всего	378	100

В табл. 3 представлены основные результаты валидации. В среднем занижают температуру поверхности Черного моря CMS\_L3, CNR, OSTIA и GAMSSA, завышают – DMI, CMC, ODYSSEA и NOAA. Наименьшие среднеквадратические ошибки получены для массивов OSTIA, GAMSSA и CMC (0,24°C, 0,28°C и 0,30°C соответственно), наибольшие – для CMS\_L3 и ODYSSEA (0,62°C и 0,60°C соответственно).

Таблица 3. Оценка погрешностей восстановления ТПМ со спутников

Название спутникового продукта	Среднее отклонение $T_{cn} - T_{dp}$ , °C	СКО, °C	Наибольшие по абсолютной величине отклонения $T_{cn} - T_{dp}$		Число коллокационных пар, N	Коэффициент детерминации, $R^2$
			отрицательные	положительные		
CMS_L3	-0,09	0,62	-3,0	1,5	214	0,94
CNR	-0,20	0,51	-2,5	1,6	348	0,96
OSTIA	-0,14	0,24	-0,7	1,1	378	0,99
DMI	0,21	0,50	-1,3	2,6	378	0,96
CMC	0,06	0,30	-0,7	2,6	378	0,98
ODYSSEA	0,27	0,60	-1,2	2,8	365	0,94
GAMSSA	-0,05	0,28	-0,8	2,0	378	0,99
NOAA	0,13	0,42	-1,1	1,7	378	0,97

Гистограммы распределения отклонений ( $T_{cn} - T_{dp}$ ) и соответствующие кривые нормального распределения показаны на рис. 3. Для каждого из спутниковых продуктов проводилась проверка гипотезы о нормальности распределения отклонений по критерию Пирсона (уровень значимости 0,05). Во всех случаях гипотеза о нормальности распределения была отвергнута. Таким образом, погрешности спутниковых наблюдений с вероятностью 95% нельзя считать случайными. Необходима дальнейшая работа по выявлению источников отклонений и улучшению алгоритмов восстановления ТПМ. Левосторонняя асимметрия характерна для распределения отклонений CMS\_L3 и CNR, правосторонняя – для всех остальных массивов.

Основным препятствием для спутниковых наблюдений ТПМ в регионе Черного моря в холодное полугодие является облачность. По данным работы (Баянкина и др., 2011) средний балл облачности зимой над Черным морем составляет от 6,5 до 7,5. В этих условиях эффективность инфракрасных сканеров заметно снижается, и преимущество имеют массивы OSTIA, DMI, CMC и GAMSSA, которые привлекают данные микроволновых радиометров. Как видно из табл. 3, у CMS\_L3, CNR, ODYSSEA и NOAA среднеквадратические ошибки в 1,5-2 раза выше, чем у OSTIA, DMI, CMC и GAMSSA.

Однако при сканировании прибрежной зоны Черного моря микрорадиометрами погрешности восстановления ТПМ могут оказаться весьма значительными. Причина – низкое пространственное разрешение микрорадиометров (~25 км) и высокие горизонтальные градиенты ТПМ в прибрежной зоне. Так, 10 марта 2014 г. дрейфтер №249940

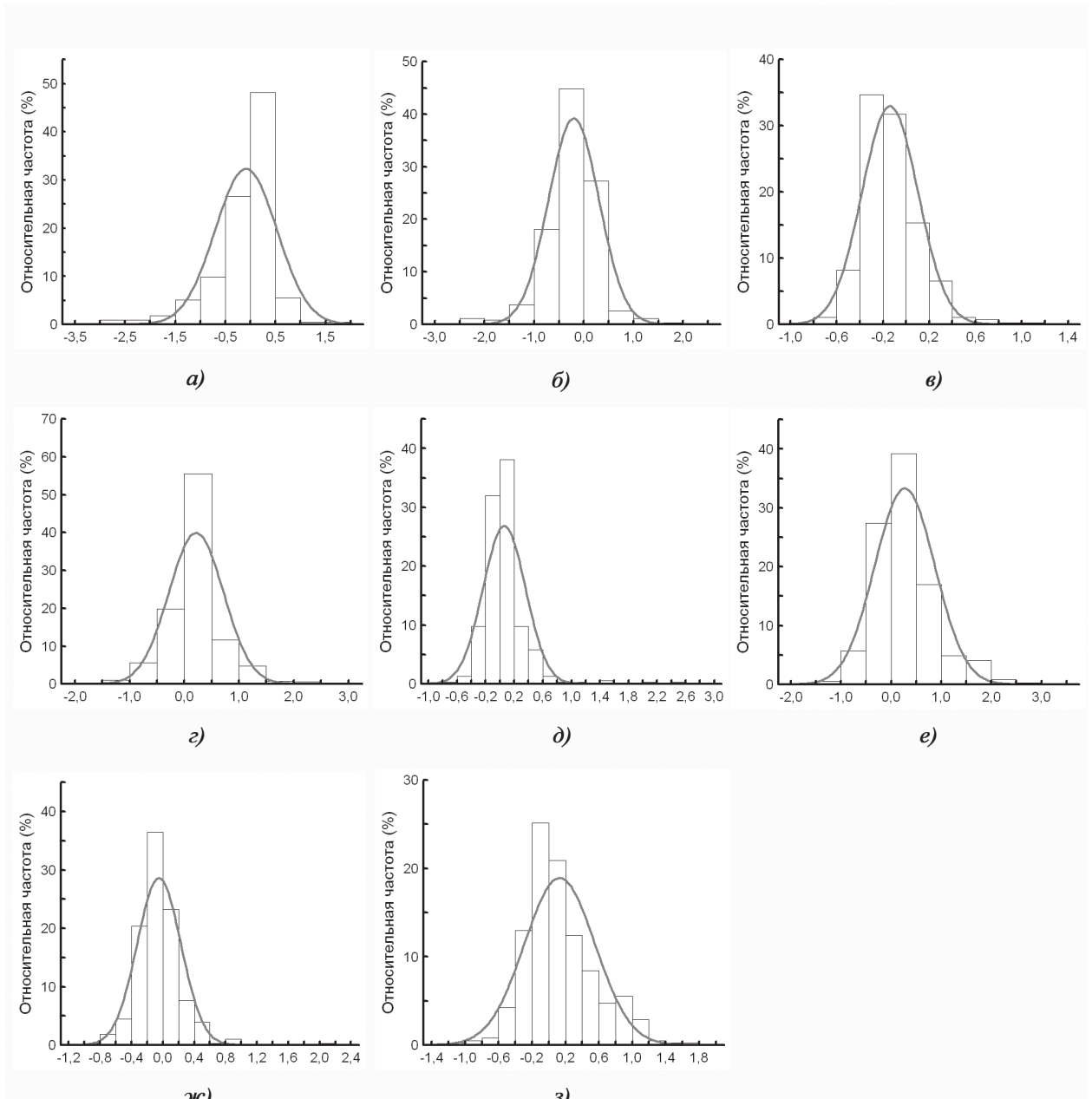


Рис. 3. Гистограммы распределения отклонений ( $T_{сп} - T_{др}$ ) для спутниковых массивов данных: а) CMS\_L3; б) CNR\_L4; в) OSTIA; г) DMI; д) CMC; е) ODYSSEA; ж) GAMSSA; з) NOAA

находился в 7-8 километрах от турецкого побережья. Из-за плотной облачности микро-радиометры оставались единственным источником данных о температуре поверхности в этом районе. Погрешности определения ТПМ для спутниковых продуктов DMI, CMC, GAMSSA и OSTIA были максимальными за весь период валидации: 2,6°C, 2,6°C, 2,0°C и 1,1°C соответственно.

В процессе обработки инфракрасных снимков возникает необходимость фильтрации облачных пикселей. Обычно для процедуры фильтрации используют пороговые значения яркости в инфракрасном диапазоне длин волн и различные тесты на пространственную когерентность. Но часто все эти методы оказываются бессильны и, по сведениям (Buongiorno Nardelli et al., 2013), облачные пиксели присутствуют даже в самых «качественных» данных. Следствием плохой идентификации облаков являются заниженные величины восста-

новленных температур (Operational oceanography..., 2011). Очевидно, отрицательные средние отклонения продуктов CMS, CNR, OSTIA и GAMSSA связаны с недостатками метода идентификации облаков, который требует улучшения.

Наряду с ошибками обработки спутниковой информации (ошибки алгоритмов) точность восстановления ТПМ зависит также от геофизических процессов в системе океан-атмосфера. Дистанционное определение температуры поверхности моря в сложных гидрологических условиях (зоны высоких градиентов ТПМ, сток пресных речных вод, установление или таяние ледового покрова и др.) представляет определенные трудности. Ежегодно в Черное море поступает 364,9 км<sup>3</sup> пресных речных вод (Bondar, 2007), в результате чего соленость верхнего слоя морской воды в зоне распространения речных вод заметно снижена. Если принять во внимание, что излучательная способность соленой и пресной воды в инфракрасной области различна (Newman et al., 2005), а стандартные алгоритмы восстановления не учитывают эту особенность, то ТПМ в районах смешения речных и морских вод восстанавливаются с дополнительной погрешностью.

Еще больше гидрологическая обстановка усложняется, когда на реках, впадающих в Черное море, начинается ледоход. На протяжении периода с 5 по 10 февраля 2014 г. ошибки продуктов ODYSSEA и DMI относительно измерений дрейфтера №249940, который находился к югу от устья Дуная, достигали 1,2°C и 1,5°C соответственно. По данным Дунайской комиссии (Наблюдение..., 2015) именно в первой декаде февраля отмечена наибольшая интенсивность ледохода на Дунае в 2014 г. По-видимому, вынос льда Дунаем, таяние льда и дальнейшее распреснение поверхностных вод стали причинами таких ошибок. Аналогичная ситуация наблюдалась и в первой декаде марта 2014 г.

Все алгоритмы восстановления ТПМ чувствительны по отношению к изменению содержания водяного пара и концентрации аэрозолей (Castro et al., 2008). Большая неопределенность результатов дистанционного зондирования возникает в ситуациях, когда реальное вертикальное распределение температуры и влажности в атмосфере заметно отличается от распределения, использованного при разработке алгоритма атмосферной коррекции (SST Error Budget..., 2010). Например, на протяжении второй декады декабря 2013 г. Черноморский регион находился на юго-восточной периферии антициклона с центром над Польшей. В зимний сезон антициклональная циркуляция часто способствует образованию в нижних слоях тропосферы так называемых инверсий оседания. Инверсионный слой создает препятствие восходящим конвективным потокам, и непосредственно под ним значительно возрастает концентрация водяного пара и аэрозолей. Данные аэрологического зондирования на ст. Одесса подтвердили существование слоев инверсии на протяжении всего периода с 10 по 20 декабря 2013 г. Высота их нижней границы изменялась в пределах от 200 м до 2300 м, при этом влагосодержание воздуха непосредственно под слоем инверсии было высоким (до 4,23 г/кг). Реальные вертикальные профили температуры воздуха и влажности заметно отличались от среднего, вероятно, это служило основной причиной значительного завышения ТПМ в спутниковых массивах DMI и ODYSSEA (максимальные погрешности достигали соответственно 1,4°C и 2,5°C).



## Заключение

Использование данных автономных дрейфующих буев позволяет существенно дополнить и расширить возможности подспутниковых измерений и провести валидацию данных дистанционного зондирования.

Из восьми продуктов оперативного спутникового мониторинга температуры поверхности Черного моря – CMS\_L3, CNR, OSTIA, DMI, CMC, ODYSSEA, GAMSSA, NOAA – наилучшими являются OSTIA (среднее отклонение  $-0,14^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,24^{\circ}\text{C}$ ), GAMSSA (среднее отклонение  $-0,05^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,28^{\circ}\text{C}$ ) и CMC (среднее отклонение  $0,06^{\circ}\text{C}$ , среднеквадратическая ошибка  $0,30^{\circ}\text{C}$ ). Отсутствие больших ошибок, высокий коэффициент детерминации и высокое пространственное разрешение дают преимущество спутниковому продукту OSTIA.

Облачность является большой помехой для дистанционного зондирования поверхности Черного моря в холодное полугодие. Спутниковые продукты, которые не используют данные микрорадиометров (CMS\_L3, CNR, ODYSSEA, NOAA), заметно уступают в качестве данных.

Отрицательные ошибки спутниковых продуктов обусловлены недостатками методов фильтрации облачных пикселей. Определение ТПИМ со спутников в сложных гидрологических и нетипичных атмосферных условиях сопровождается дополнительными и часто очень большими погрешностями.

## Литература

1. Баянкина Т.М., Воскресенская Е.Н., Ратнер Ю.Б. Исследование межгодовой изменчивости поля облачности в Черноморско-Средиземноморском регионе по данным спутниковых наблюдений // Системы контроля окружающей среды. 2011. Вып. 16. С. 226–235.
2. Мотыжев С.В., Толстошеев А.П., Лунев Е.Г. Системы оперативных контактных наблюдений в прибрежной зоне // Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2014. С. 104–118.
3. Мотыжев С.В., Лунев Е.Г., Толстошеев А.П. Развитие дрейфтерных технологий и их внедрение в практику океанографических наблюдений в Черном море и Мировом океане // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2011. Вып. 24. С. 259–272.
4. Наблюдение за рынком дунайского судоходства: итоги 2014 г. Дунайская комиссия, Будапешт, 2015. 24 с.
5. Шутяев В.П., Лебедев С.А., Пармузин Е.И., Захарова Н.Б. Чувствительность оптимального решения задачи вариационного усвоения данных спутниковых наблюдений для модели термодинамики Балтийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 17–30.
6. Beggs H., Zhong A., Warren G., Alves O., Brassington G., Pugh T. RAMSSA – an operational, high-resolution, multi-sensor sea surface temperature analysis over the Australian region // Aust. Meteorol. Oceanogr. J. 2011. Vol. 61. P. 1–22.
7. Bondar C. The Black Sea Level Variations and the River-Sea Interactions // Geo-Eco-Marina. 2007. No. 13. P. 43–50.
8. Brasnett B. The impact of satellite retrievals in a global sea-surface-temperature analysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2008. Vol. 134. P. 1745–1760.
9. Buongiorno N.B., Tronconi C., Pisano A., Santoleri R. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project // Rem. Sens. Env. 2013. Vol. 129. P. 1–16.
10. Caruso C.M. Interactive Real-time Quality Control of Surface Marine Data at the National Centers for Environmental Prediction // DBCP Technical Document No.14. 1999. P. 123–130.
11. Castro S.L., Wick G.A., Jackson D.L., Emery W.J. Error characterization of infrared and microwave satellite sea surface temperature products for merging and analysis // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. C03010.

12. Dash P., Ignatov A., Martin M., Donlon C., Brasnett B., Reynolds R.W., Banzon V., Beggs H., Cayula J.-F., Chao Y., Grumbine R., Maturi E., Harris A., Mittaz J., Sapper J., Chin T.M., Vazquez-Cuervo J., Armstrong E.M., Gentemann C., Cummings J., Piollé J.-F., Autret E., Roberts-Jones J., Ishizaki S., Hoyer J.L., Poulter D. Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) analysis fields inter-comparisons – Part 2: Near real time web-based level 4 SST Quality Monitor (L4-SQUAM) // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2012. Vol. 77–80. P. 31–43.
13. Donlon C.J., Minnett P.J., Gentemann C., Nightingale T.J., Barton I.J., Ward B., Murray M.J. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research // Journal of Climate. 2002. Vol. 15. P. 353–369.
14. Donlon C.J., Martin M., Stark J., Roberts-Jones J., Fiedler E., Wimmer W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system // Remote Sens. Environ. 2012. Vol. 116. P. 140–158.
15. Donlon C., Robinson I., Casey K.S., Vazquez-Cuervo J., Armstrong E., Arino O., Gentemann C., May D., LeBorgne P., Piolle J., Barton I., Beggs H., Poulter D.J.S., Merchant C., Bingham A., Heinz S., Harris A., Wick G., Emery B., Minnett P., Evans R., Llewellyn-Jones D., Mutlow C., Reynolds R.W., Kawamura H., Rayner N. The Global Ocean Data Assimilation Experiment High-resolution Sea Surface Temperature Pilot Project // BAMS. 2007. Vol. 88. No. 8. P. 1197–1213.
16. The Recommended GHRSSST Data Specification (GDS) 2.0, Revision 5. 2012. 123 p. <https://www.ghrsst.org/documents/q/category/gds-documents/operational/>.
17. Global Climate Observation System (GCOS) Report: Systematic observation requirements for satellite-based products for climate 2011 update: Supplemental details to the satellite-based component of the “Implementation plan for the global observing system for climate in support of the UNFCCC (2010 update)”. GCOS Rep. 2011. No. 154. 138 p.
18. Hoyer J.L., She J. Optimal interpolation of sea surface temperature for the North Sea and Baltic Sea // J. Mar. Sys. 2007. Vol. 65. No. 1–4. P. 176–189.
19. Newman S.M., Smith J.A., Glew M.D., Rogers S.M., Taylor J.P. Temperature and salinity dependence of sea surface emissivity in the thermal infrared // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2005. Vol. 131. P. 2539–2557.
20. Operational oceanography in the 21st century. Schiller A., Brassington G.B. (eds). 2011. Berlin: Springer-Verlag. 745 p.
21. Parmuzin E.I., Agoshkov V.I. Numerical solution of the variational assimilation problem for sea surface temperature in the model of the Black Sea dynamics // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2012. Vol. 27. No. 1. P. 69–94.
22. Piolle J.-F., Autret E., Arino O., Robinson I.S., Le Borgne P. Medspiration, toward the sustained delivery of satellite SST products and services over regional seas // Proceedings of the 2010 ESA Living Planet Symposium, Bergen, 2010.
23. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // J. Climate. 2007. Vol. 20. P. 5473–5496.
24. SST Error Budget: White Paper. Interim Sea Surface Temperature Science Team (ISSTST). 2010. 66 p. <https://www.ghrsst.org/>.

## **Validation of operational sea surface temperature satellite monitoring products against surface drifter data for the Black Sea during the 2013-2014 cold season**

**N.V. Mikhailova, T.M. Bayankina, S.V. Motyzhev, M.V. Cryl, A.P. Tolstosheev, E.G. Lunev**

*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia  
E-mail: Nataly.Mikhailova@mail.ru*

Eight high-resolution operational satellite monitoring products of the Black Sea surface temperature: CMS L3 (France), CNR (Italy), OSTIA (United Kingdom), CMC (Canada), DMI (Dania), GAMSSA (Australia), ODYSSEA (France), NOAA (USA) have been validated. Measurements in situ were provided by automatic surface free drifting buoys (drifters) of Iridium SVP-BTC80RTC/GPS type. Validation procedure is based on night SST measurements and during the cold season 2013-2014 to avoid errors due to diurnal sea surface temperature warming. The highest accuracy is shown by OSTIA (mean bias  $-0.14^{\circ}\text{C}$ , root mean square error  $0.24^{\circ}\text{C}$ ), GAMSSA (mean bias  $-0.05^{\circ}\text{C}$ , root mean square error  $0.28^{\circ}\text{C}$ ), CMC (mean bias  $0.06^{\circ}\text{C}$ , root mean square error  $0.30^{\circ}\text{C}$ ). The uncertainties of SST retrievals depend on both retrieval algorithm and environmental conditions. Conditions that cause big errors are the Black Sea hydrological processes such as sea water freshening due to river inflows, ice formation and melting, anomalous atmospheric water vapor vertical distributions and amounts. The effectiveness of cloud detection is of great importance. The failure to recognize some cloud covers leads to admixing of colder cloud top temperatures and, consequently, negative SST bias.

**Keywords:** Black Sea, operational satellite monitoring, sea surface temperature, drifter, validation, remote sensing errors

*Accepted: 26.04.2016  
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-125-135*

## References

1. Bayankina T.M., Voskresenskaya E.N., Ratner Yu.B., Issledovanie mezhgodovoi izmenchivosti polya oblachnosti v Chernomorsko-Sredizemnomorskom regione po dannym sputnikovyykh nablyudenii (Interannual variability of cloudiness over the Black Sea-Mediterranean region from satellite-based data), *Sistemy kontrolya okruzhayushchei sredy*, 2011, Iss. 16, pp. 226–235.
2. Motyzhev S.V., Tolstosheev A.P., Lunev E.G., Sistemy operativnykh kontaktnykh nablyudenii v pribrezhnoi zone (Systems of operational contact observations in the coastal zone), *Monitoring pribrezhnoi zony na Chernomorskom eksperimental'nom podsputnikovom poligone* (Coastal zone monitoring on the Black Sea experimental subsatellite polygon), Sevastopol: Morskoi gidrofizicheskii institut, 2014, pp. 104–118.
3. Motyzhev S.V., Lunev E.G., Tolstosheev A.P., Razvitie drifternykh tekhnologii i ikh vnedrenie v praktiku okeanograficheskikh nablyudenii v Chernom more i Mirovom okeane (Drifter technologies development and their implementation in practice of oceanography observations in the Black Sea and World Ocean), *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*, 2011, Iss. 24, pp. 259–272.
4. *Nablyudenie za rynkom dunaiskogo sudokhodstva: itogi 2014 g.* (Market Observation for Danube navigation: 2014), Budapest: Danube Commission, 2015, 24 p.
5. Shutyaev V.P., Lebedev S.A., Parmuzin E.I., Zakharova N.B. Chuvstvitel'nost' optimal'nogo resheniya zadachi variatsionnogo usvoeniya dannykh sputnikovyykh nablyudenii dlya modeli termodinamiki Baltiiskogo morya (Sensitivity of the optimal solution of a variational data assimilation problem for the Baltic Sea thermodynamics model), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, Vol. 11, No. 4, pp. 17–30.
6. Beggs H., Zhong A., Warren G., Alves O., Brassington G., Pugh T., RAMSSA – an operational, high-resolution, multi-sensor sea surface temperature analysis over the Australian region, *Aust. Meteorol. Oceanogr. J.*, 2011, Vol. 61, pp. 1–22.
7. Bondar C., The Black Sea level variations and the river-sea interactions, *Geo-Eco-Marina*, 2007, No. 13, pp. 43–50.
8. Brasnett B., The impact of satellite retrievals in a global sea-surface-temperature analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2008, Vol. 134, pp. 1745–1760.
9. Buongiorno N.B., Tronconi C., Pisano A., Santoleri R., High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project, *Rem. Sens. Env.*, 2013, Vol. 129, pp. 1–16.
10. Caruso C.M., Interactive real-time quality control of surface marine data at the nations centers for environmental prediction, *DBCP Technical Document No.14*, 1999, pp. 123–130.
11. Castro S.L., Wick G.A., Jackson D.L., Emery W.J., Error characterization of infrared and microwave satellite sea surface temperature products for merging and analysis, *J. Geophys. Res.*, 2008, Vol. 113, C03010.
12. Dash P., Ignatov A., Martin M., Donlon C., Brasnett B., Reynolds R.W., Banzon V., Beggs H., Cayula J.-F., Chao Y., Grumbine R., Maturi E., Harris A., Mittaz J., Sapper J., Chin T.M., Vazquez-Cuervo J., Armstrong E.M., Gentemann C., Cummings J., Piolle J.-F., Autret E., Roberts-Jones J., Ishizaki S., Høyer J.L., Poulter D., Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) analysis fields inter-comparisons – Part 2: Near real time web-based level 4 SST Quality Monitor (L4-SQUAM), *Deep Sea Research, Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, Vol. 77–80, pp. 31–43.
13. Donlon C.J., Minnett P.J., Gentemann C., Nightingale T.J., Barton I.J., Ward B., Murray M.J., Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research, *Journal of Climate*, 2002, Vol. 15, pp. 353–369.
14. Donlon C.J., Martin M., Stark J., Roberts-Jones J., Fiedler E., Wimmer W., The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system, *Remote Sens. Environ.*, 2012, Vol. 116, pp. 140–158.
15. Donlon C., Robinson I., Casey K.S., Vazquez-Cuervo J., Armstrong E., Arino O., Gentemann C., May D., LeBorgne P., Piolle J., Barton I., Beggs H., Poulter D.J.S., Merchant C., Bingham A., Heinz S., Harris A., Wick G., Emery B., Minnett P., Evans R., Llewellyn-Jones D., Mutlow C., Reynolds R.W., Kawamura H., Rayner N., The Global Ocean Data Assimilation Experiment High-resolution Sea Surface Temperature Pilot Project, *BAMS*, 2007, Vol. 88, No. 8, pp. 1197–1213.
16. *The Recommended GHRSSST Data Specification (GDS) 2.0*, Revision 5, 2012, 123 p., available at: <https://www.ghrssst.org/documents/q/category/gds-documents/operational/>
17. *Global Climate Observation System (GCOS) Report: Systematic observation requirements for satellite-based products for climate 2011 update: Supplemental details to the satellite-based component of the "Implementation plan for the global observing system for climate in support of the UNFCCC (2010 update)*. GCOS Rep., 2011, No. 154, 138 p.
18. Høyer J.L., She J., Optimal interpolation of sea surface temperature for the North Sea and Baltic Sea, *J. Marine Systems*, 2007, Vol. 65, No. 1–4, pp. 176–189.
19. Newman S.M., Smith J.A., Glew M.D., Rogers S.M., Taylor J.P., Temperature and salinity dependence of sea surface emissivity in the thermal infrared, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2005, Vol. 131, pp. 2539–2557.
20. *Operational oceanography in the 21st century*. Schiller A., Brassington G.B. (eds), Berlin: Springer-Verlag, 2011, 745 p.
21. Parmuzin E.I., Agoshkov V.I., Numerical solution of the variational assimilation problem for sea surface temperature in the model of the Black Sea dynamics, *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 2012, Vol. 27 (1), pp. 69–94.
22. Piolle J.-F., Autret E., Arino O., Robinson I.S., Le Borgne P., Medspiration, toward the sustained delivery of satellite SST products and services over regional seas, *Proceedings of the 2010 ESA Living Planet Symposium*, Bergen, 2010.
23. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G., Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature, *Journal of Climate*, 2007, Vol. 20, pp. 5473–5496.
24. *SST Error Budget: White Paper*. Interim Sea Surface Temperature Science Team (ISSTST), 2010, 66 p., available at: <https://www.ghrssst.org/>.