

Погрешности спутниковых оценок температуры поверхности моря в штиль на примере аномально высокого прогрева в Охотском море

А.И. Алексанин, М.Г. Алексанина

Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН
690041 Владивосток, Радио 5
E-mails: aleks@iacp.dvo.ru, margeo@satellite.dvo.ru

На примере аномально высокого локального дневного прогрева поверхности Охотского моря в период летнего солнцестояния рассматриваются имеющиеся эмпирические модели учета прогрева, которые не объясняют наблюдаемую величину. Для объяснения причин такого прогрева исследуются физические модели конвективного перемешивания, расчета тепловых потоков на поверхности океан-атмосфера, прохождения солнечной радиации через атмосферу и поглощения радиации водой. Предлагаются рекомендации для построения зависимостей, корректирующих спутниковые оценки ТПО.

Ключевые слова. Температура поверхности океана. Спутниковый мониторинг. Дневной прогрев.

Рассматриваемое явление

Расчет температуры поверхности океана (ТПО) в штиль - одна из нерешенных проблем международного проекта GODAE – Global Ocean Data Assimilation Experiment, основной целью которого является прогноз «погоды» океана, а спутниковые оценки ТПО - одно из ключевых полей для моделирования «погоды».

В ходе регулярного спутникового мониторинга по данным радиометра AVHRR\NOAA в Охотском море было замечено явление локального дневного прогрева поверхности моря (более 9°C) в зоне штиля в 2003.г. (Таблица 1, Рис. 1).

Таблица 1. Температуры поверхности моря в ночное и дневное время суток

Дата и № витка	координаты	Время по Гринвичу	Время местное	Температура
28.06.2003 (NOAA-12, №2976)	147°55'-51° 44'	19:32	5:32 (ночь)	5.8°C -min
29.06.2003 (NOAA-12, №2983)	147°55'-51° 44'	06:55	16:55 (день)	15.8°C-max

Величина наблюдаемого прогрева превышала 6.6°C, максимум, отмеченный в литературе [1]. Дневной прогрев поверхности Охотского моря 29-30 июня 2003 был подробно рассмотрен для различных часов наблюдения и различными приборами дистанционного зондирования [2]. Рассматриваемый локальный дневной прогрев характеризовался следующими особенностями: наблюдался в период летнего солнцестояния, в высоких широтах (холодная вода) и в центре неподвижного антициклона (полное отсутствие ветра).

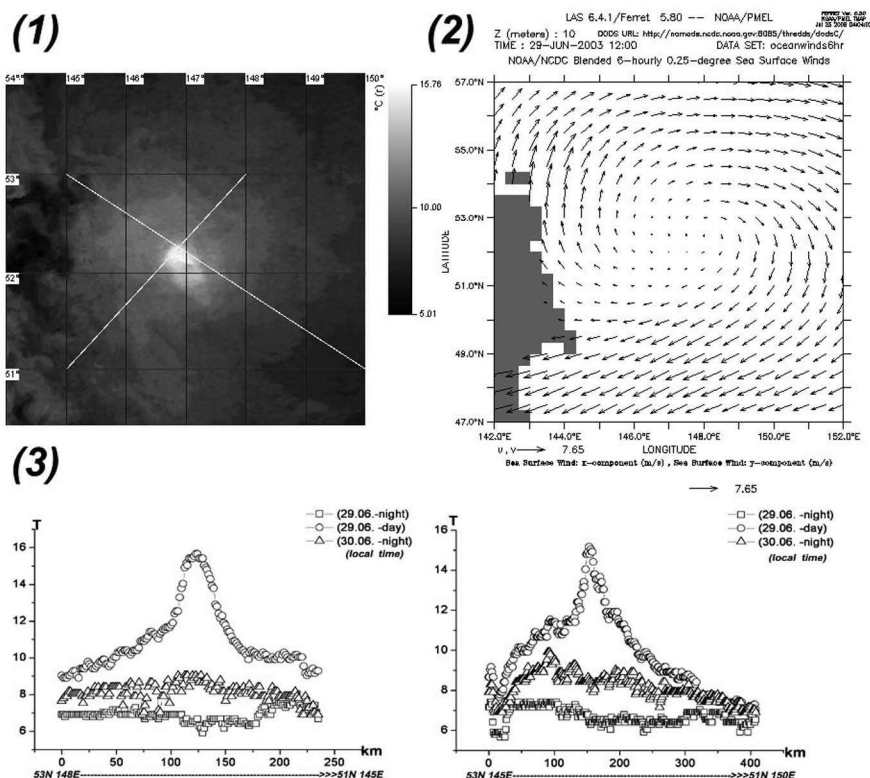


Рис.1. Температура поверхности Охотского моря (NOAA-12) и линии разрезов (1), поле ветра (2) и профиль температуры вдоль разрезов (3) за 29.06.2003

Если проанализировать аномально высокие дневные прогревы [3], то можно отметить, что они часто наблюдаются в высоких широтах, а не в зоне, где приходящая солнечная радиация за день максимальна и солнце в зените (25° с.ш. летом и 25° ю.ш. зимой). Возникает вопрос о причинах такой особенности прогрева, а также - на сколько хорошо его объясняют современные модели учета прогрева при расчете температуры поверхности океана (ТПО), которая оценивается для глубины 1 м.

Прогрев в штиль

Физика прогрева при отсутствии ветра подробно изложена в книге Федорова [4]. Утром, после ночного перемешивания, в приповерхностный квазиоднородный слой океана начинает поступать солнечная радиация (в основном коротковолновая), которая ослабевает с глубиной по экспоненциальному закону. Чем ближе к поверхности находится слой, тем больше он прогревается, и в результате чего возникает стратификация. В то же время на поверхности воды происходит потеря энергии за счет суммарного эффекта испарения, излучения (длинноволнового) и теплообмена с воздухом, и, как следствие, остыва-

ние воды. В результате формируется перемешанный слой, получивший название слоя термической конвекции [4]. Потери энергии на поверхности воды в единицу времени можно записать в форме:

$$Q_n = Q_T + Q_L + Q_E \quad (1)$$

где Q_T - теплообмен, Q_L -поток тепла с поверхности океана за счет испарения, Q_E – длинноволновая радиация (баланс между уходящей радиацией и приходящей, излучаемой атмосферой). Глубина слоя термической конвекции колеблется от 10см до 40см, минимальная глубина приходится на 12 часов дня местного времени (максимальный приток солнечной радиации), а максимальный прогрев слоя достигается в интервале 15-18 часов местного времени. В соответствии с открытием Вудса [5] глубина слоя термической конвекции близка к глубине слоя компенсации – уровня, на котором ослабление пришедшего солнечного излучения достигает величины потери с поверхности. В результате возникает разность температур (ΔSST) между глубинными слоями моря (bulk temperature) и приповерхностным слоем (subskin layer), которую и следует учитывать при расчете ТПО.

Имеющиеся модели дневного прогрева

Для учета дневного прогрева (ΔSST) поверхности океана наибольшее распространение получили следующие 4 эмпирические модели [6-9].

1) В модели 1 [6] величина прогрева рассчитывается по формуле:

$$\Delta SST = f + a \cdot PS + b \cdot P + c \cdot \ln(U) + d \cdot PS \cdot \ln(U) + e \cdot U,$$

где PS – максимальный поток солнечной радиации за день, P – средние осадки за день, U – скорость ветра на поверхности, a, b, c, d, e, f – регрессионные коэффициенты.

2) В модели 2 [7] прогрев определяется двумя параметрами – величиной PS и скоростью ветра U , причем, если скорость ветра меньше, чем 0.5 м/сек, то скорость считается равной 0.5 м/сек:

$$\Delta SST = a(PS)^2 + b[\ln(U)] + c(PS)^2[\ln(U)] + d,$$

где a, b, c, d , –коэффициенты регрессии.

3) В модели 3 [8] величина прогрева определяется линейной зависимостью от суммарной приходящей солнечной радиации Q_R , экспоненциальной зависимостью от скорости ветра U и Фурье-преобразованием $f(t)$:

$\Delta SST(t, Q_R, u) = 3.444 \times f(t) \times [(Q_R - Q^p_0) - 1.444 \times 10^{-3} \times (Q_R - Q^p_0)^2] \times e^{(-0.29U)}$, при $Q > Q^p_0 = 24 \text{ Wm}^{-2}$, где Q_R – приходящая коротковолновая радиация на время t , U – средняя скорость ветра,

$$f(t) = [6.814-6.837\cos(\omega t)-8.427 \sin(\omega t)+1.447 \cos(2 \omega t)+4.274\sin(2 \omega t)-0.407\cos(3\omega t)-0.851\sin(3\omega t)+0.457\cos(4\omega t)-0.555\sin(4\omega t)+0.101\cos(5\omega t)+0.375\sin(5\omega t)] \times 0.001, \omega=0.2668 \text{ час}^{-1}.$$

4) В модели 4 [9] ведется учет всего дневного цикла солнечного излучения. Основными параметрами также является суммарная приходящая радиация Q , но рассматриваются уже интегральные характеристики за определенный период времени, вводятся величины t_{\max} и t_{\min} - время дня, на которое приходится максимальное и минимальное значение температуры, а также скорость ветра U как среднее значение за определенный период времени:

$$t_{\min}=a_2+b_2\ln(U_{8-12}), \Delta SST_{12-t_{\min}}=a_3+b_3e^{(-600/Q_{sw}_{6-12})U_{8-12}}+c_3(Q_{sw}_{6-12}/U_{8-12}),$$

$$t_{\max}=a_4+b_4\ln(U_{8-12})+c_4Q_{sw}_{6-12}+d_4\ln(U_{12-15})+f_4Q_{sw}_{12-18},$$

$$\Delta SST_{t_{\max}-12}=a_5+b_5e^{(-600/Q_{sw}_{12-18})U_{12-15}}+c_5(Q_{sw}_{12-18}/U_{12-15}),$$

если $U_{12-15}<2\text{ms}^{-1}$, тогда величина $U_{12-15}=2\text{ms}^{-1}$, если $U_{12-15}<2.5\text{ms}^{-1}$ и $(U_{12-15}-U_{8-12})>0.7\text{ms}^{-1}$, тогда $\Delta SST_{t_{\max}-12}=0.1$, где $U_{t_1-t_2}$ - средняя скорость ветра в период времени с t_1 до t_2 , $Q_{sw_{t_1-t_2}}$ - средняя приходящая коротковолновая радиация в период времени с t_1 до t_2 , а a_i и b_i - коэффициенты регрессии.

Вышеупомянутые эмпирические модели дневного прогрева при слабом ветре [6-9] были использованы для оценки наблюдаемой температурной аномалии 29 июня 2003 года на широте 52° и долготе 147° в Охотском море. Приходящая на широте 52° и долготе 147° солнечная радиация на каждый час [<http://pvcdrom.pveducation.org>] оценивалась для стандартной атмосферы ASTM[10]. Кумулятивная приходящая солнечная радиация на широте 52° и долготе 147° за 24 часа, с 6 - 12, с 8-12, с 12-18 представлена в таблице 2.

Таблица 2 Кумулятивная приходящая солнечная радиация на широте 52° и долготе 147°

время дня в часах	2-22	6-12	8-12	12-18
kW/m^2	11.64	5.33	3.85	5.27

Таким образом, в моделях использовались следующие геофизические параметры:

1. Высокие широты - 52° с.ш. и 147° в.д.
2. Продолжительность дня в период летнего солнцестояния -16 часов 30 минут, зенитный угол Солнца - 28° .
3. Стандартная модель атмосферы (ASTM) использовалась для расчета приходящей на поверхность энергии.
4. Состояние атмосферы -безветрие (штиль), т.е. скорость ветра $U=0\text{м}\backslash\text{сек}$
5. Альбеда океана $A - 0.02$.

Результаты моделирования показали, что ни одна из используемых моделей не объяснила наблюдаемую величину дневного прогрева (таблица 3). При полном отсутствии ветра большинство моделей не работают (обычно они и не рассчитаны на этот случай, который, кстати, вносит максимальные ошибки при расчетах ТПО). При минимальном ветре – модели не достигают наблюдаемой величины.

Таблица 3 Расчет прогрева по моделям

Скорость ветра	(WEBSTER) ΔSST 1	(KAWAMURA) ΔSST 2	(GENTEMANN) ΔSST 3	(STUART-MENTETH) ΔSST 4
1 м\сек	1.8°	3.7°	2.6°	22.1°
0 м\сек	∞	∞	4.5°	-

Оценка прогрева на основе существующих физических моделей и закономерностей

Чтобы понять причины исследуемого прогрева была поставлена задача сравнения величин ключевых физических параметров, ответственных за прогрев, для широт 25° и 52°с.ш.. Предполагалось, что атмосфера стандартная [10], температура воды перед прогревом отличается на 20°С (5°С и 25°С соответственно), ветер отсутствует, влажность воздуха 100%, прозрачность воды одинаковая. Для расчетов использовались известные модели формирования перемешанного слоя, баланса тепловых потоков на поверхности океан-атмосфера и поглощения солнечной радиации водой. Поскольку цель состояла в оценке отличий при формировании перемешанного слоя для двух случаев, а не в получении точного решения задачи, то сложные численные модели не использовались.

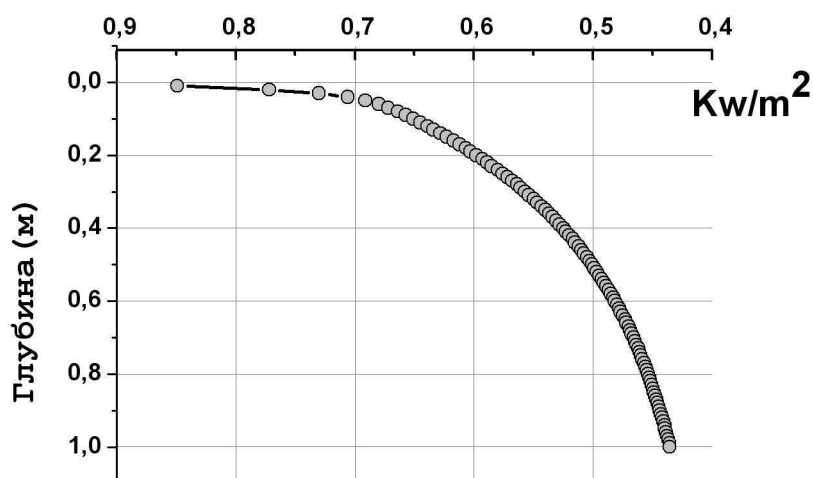


Рис.2. Изменение потока солнечной радиации с глубиной на 12 часов дня 29 июня 2003 года на широте 52° и долготе 147°

Модель поглощения водой солнечной радиации. Изменение потока солнечной радиации с глубиной (Рис.2) можно представить как:

$$Q_R(z) = Q_R(1-A)f(z),$$

$$f(z) = \sum a_i \exp(-\beta_i z),$$

где $a_1=0.45$, $a_2=0.27$, $a_3=0.28$, $\beta_2=2.8\text{ м}^{-1}$, $\beta_3=71.5\text{ м}^{-1}$, β_1 - коэффициент поглощения, зависящий от оптических свойств воды в исследуемом районе океана. $\beta_1=0.1\text{ м}^{-1}$ для типа 1В океанской воды [11].

Модель теплового баланса энергии на поверхности воды. Основные потери тепла на поверхности моря (1) можно описать следующими формулами [12]:

$$Q_T = \rho_a c_p C_s U (T_a - T),$$

$$Q_L = \rho_a L_e C_e U (q_a - q_s),$$

$$Q_E = Q_{E(in)} - \varepsilon \sigma T^4,$$

$Q_{E(in)}$ - приходящая длинноволновая радиация, ρ_a – плотность воздуха, c_p теплоемкость воздуха, C_s -коэффициент теплопередачи, T -температура поверхности моря, T_a – температура воздуха, L_e - удельная теплота испарения, C_e – коэффициент для теплоты испарения, q_s – удельное влагосодержание на границе вода–воздух, q_a – удельное влагосодержание воздуха, U – скорость приводного ветра, σ - постоянная Стефана-Больцмана ($5.6 \times 10^{-8} \text{ ДжК}^{-4} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$), ε – степень «черноты» воды (~ 0.98). Если пренебречь потоком тепла за счет испарения (в штиль оно близко к нулю) и теплообменом (величиной, существенно меньшей, чем две других компоненты уравнения (1) согласно прямым измерениям [12]), и рассматривать только длинноволновое излучение, то в отсутствии ветра длинноволновая радиация Q_E наиболее существенная составляющая теплового баланса.

Модель расчета длинноволновой радиации. Для оценки длинноволновой радиации Q_E по результатам обзора [13] была выбрана модель, изложенная в работе [14]

$$Q_E = -\varepsilon \sigma T_s^4 (0.39 - 0.05(e_a)^{1/2}) - 4\varepsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_a), \quad (2)$$

где T_s – температуры морской поверхности, T_a – температура атмосферы над морем, e_a – давление водяного пара. В проведенных расчетах предполагалось, что $T_s = T_a$, а распределение приходящей и уходящей длинноволновой радиации на поверхности моря в течение суток, если пренебречь концентрацией пара, представлено на рис.3.

Модель слоя конвективного перемешивания. Для расчета глубины квазиоднородного перемешанного слоя использовалась модель Соловьева [11], которая учитывает объемное поглощение солнечной радиации, баланс солености и турбулентного перемешивания, а также поглощение солнечной радиации в зависимости от глубины.

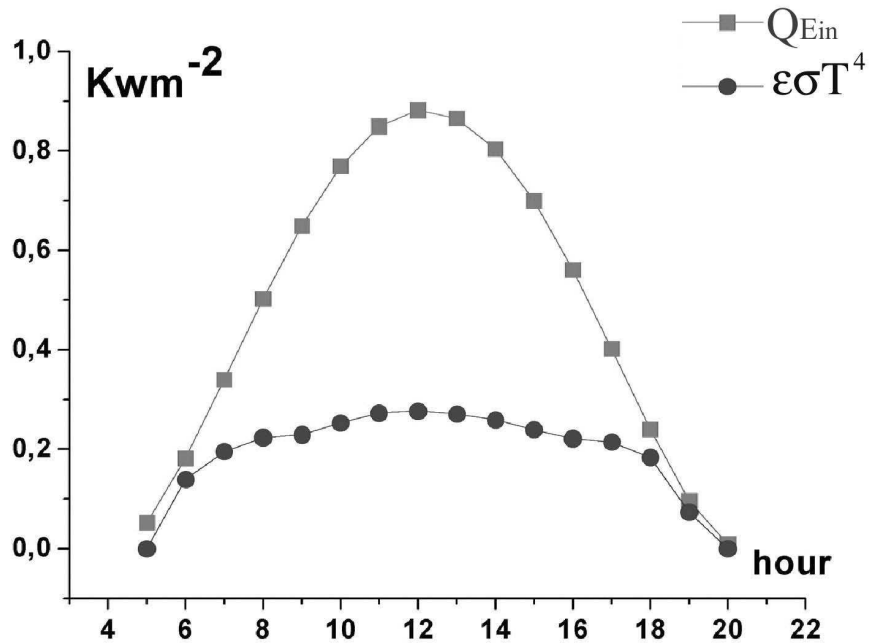


Рис.3. Распределение приходящего и уходящего потока радиации на поверхности океана в течение суток для 29 июня 2003 года на широте 52° и долготе 147°

Для описания явления использовалась одномерная система уравнений:

$$c_p \rho \partial_t T = -\partial_z Q - \partial_z Q_R \quad (3)$$

$$\rho \partial_t S = \partial_z F \quad (4)$$

$$G_u - \alpha_T g Q / c_p \rho + (\beta_S g / \rho) F - (1/\rho) \partial_z E - \varepsilon = 0, \quad (5)$$

где T-температура, Q-турбулентный поток тепла, Q_R-поток солнечной радиации, S-соленость, F-турбулентный поток соли, G_u-скорость генерации турбулентной неустойчивости за счет сдвиговой неустойчивости, E- поток турбулентной энергии, ε-скорость вязкой диссипации турбулентной энергии, c_p, ρ, g –теплоемкость, плотность, ускорение свободного падения, z-глубина, t-время, α_T = (1/ρ)(∂ρ/∂T)_{S,p}, β_S = (1/ρ)(∂ρ/∂S)_{T,p}.

Граничные условия на поверхности океана:

$$Q(0,t)=Q_n, F(0,t)= -(S/L) Q_L, E(0,t)=E_0, \text{ где, } L\text{- удельная теплота испарения.}$$

На нижней границе слоя перемешивания из условия полной непроницаемости для турбулентных потоков получаем : Q(H,t)=0, F(H,t)= 0, E(H,t)=0.

Решение системы уравнений (3-5) для глубины перемешанного слоя H [11] в штиль примет вид: 1+ Q_n/Q_R(+0)+Σ[(1+2/β_iH)ai *exp(-β_iH)-2ai/β_iH]=0,

где Q_R(+0)=(1-A)Q_R -приходящий поток тепла на поверхность воды, A- альbedo поверхности океана. Зная потоки тепла можно рассчитать H (Рис.4).

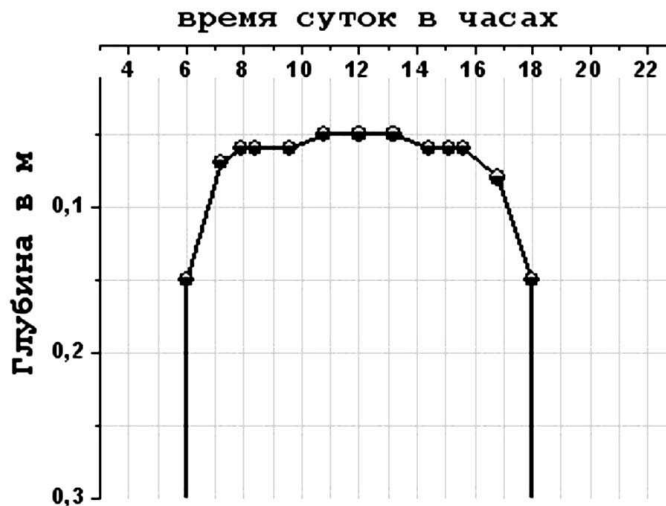


Рис.4. Расчет глубины H слоя термической конвекции 29 июня 2003 года на широте 52° и долготе 147°

Расчеты

Если пренебречь вкладом водяного пара в формуле (2), то при сравнении энергий, приходящихся на единицу массы воды в слое термической конвекции на широтах 25° с.ш. и 50° с.ш. при температуре воды 25°C и 5°C соответственно и одинаковой атмосфере, на время максимально высокой температуры моря (в 15 часов дня местного времени) в Охотском море глубина перемешанного слоя составляет 13 см. Глубина перемешанного слоя в «тропиках» - 29 см. При этом $Q_E=152\text{Wm}^{-2}$ в первом случае и $Q_E=187\text{Wm}^{-2}$ - во втором. Причем поглощение солнечной энергии соответствующими слоями термической конвекции имеют небольшую разницу (251Wm^{-2} и 301Wm^{-2}), но из-за разной глубины слоя H прогрев существенно различается.

Таким образом, на единицу воды в северных широтах солнечной энергии приходится в 1.86 раз больше, чем в тропиках. Если учесть, что потери тепла с поверхности за счет испарения значительно выше для теплых вод, тогда расчеты хорошо объясняют причину более высокого прогрева воды в высоких широтах.

Но пренебрегать водяным паром нельзя. Расчеты показали, что если паром не пренебрегать и считать пар насыщенным, то на единицу объема воды в слое термической конвекции придет примерно одинаковое количество энергии. Однако, мы исходили из предположения, что атмосферы одинаковые, что не верно. На ИК-компоненту солнечной радиации на вершине атмосферы приходится более 40% энергии, которая далее значительно поглощается водяным паром. Как показывает практика [15], количество приходящей солнечной радиации на единицу площади не имеет ярко выраженной зависимости от

широты (в средних широтах), обусловленной разной высотой Солнца над горизонтом. Последнее обстоятельство обусловлено в основном меньшей концентрацией водяного пара в северных широтах и, соответственно, меньшим поглощением излучения при прохождении атмосферы. А в расчетах для наших широт эта разница превышает 100Wm^{-2} . Поскольку ИК-радиация поглощается в основном в первых сантиметрах слоя термической конвекции, то этот эффект должен существенно усиливать дневной прогрев в высоких широтах.

Заключение

Использование эмпирических моделей учета дневного прогрева на практике объясняется их простотой и зависимостью от параметров, которые доступны для расчета карт ТПО по спутниковой информации. Полное решение представленной задачи является сложной проблемой и требует детальных измерений характеристик атмосферы и приповерхностного слоя, что затрудняет применение этого подхода на практике. Однако работы в этом направлении ведутся и в одной из последних работ [16] предложено развитие физической модели дневного прогрева на основе ряда параметризаций протекающих процессов. Модель, первоначально разработанная в рамках подпрограммы COARE (Couple Ocean-Atmosphere Response Experiment) программы TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere), была улучшена и прошла проверку на 72 дневном наборе измерений. В этой модели ключевые параметры баланса энергии на поверхности воды предполагаются известными. Для соответствия модели и данных величина поглощенной энергии в слое прогрева была искусственно увеличена на 20%. Сложность определения параметров баланса энергии на поверхности воды в штиль вряд ли позволит надеяться на успех применения этой модели на практике, даже если провести ее более широкую апробацию в различных регионах Мирового океана.

Зависимость глубины слоя термической конвекции, оказывающей решающее влияние на величину дневного прогрева, определяется, в первую очередь, относительной величиной потерь энергии на поверхности воды $Q_n/Q_R(+0)$. С уменьшением потерь должен наблюдаться быстрый нелинейный рост прогрева за счет того, что резко возрастает плотность поглощаемой энергии на единицу глубины слоя в зоне термической конвекции. Поэтому для расчета прогрева в штиль при построении эмпирических моделей желательно строить регрессионные зависимости величины дневного прогрева от суммарного входящего излучения (медленно меняющаяся монотонно возрастающая зависимость), от концентрации водяного пара и температуры воды (обратно пропорциональные быстро убы-

вающие зависимости экспоненциального типа). Но более целесообразным представляется контроль динамики прогрева на основе данных геостационарных ИК-радиометров (48 измерений в день) и микроволновых данных, позволяющих оценить изменчивость температуры поверхности океана, и на основе модели прогрева и поступившей энергии рассчитать профиль прогрева с оценкой температуры на заданной глубине.

Работа поддержана гос.контрактом № 02.518.11.7152 и грантами ДВО РАН.

Литература

1. *Flament, P., J. Firing, M. Sawyer, and C. Trepois* Amplitude and horizontal structure of a large diurnal sea surface warming event during the Coastal Ocean Dynamic Experiment // *J. Phys. Oceanography*, 1994. Vol.24. No.1. P.124-139.
2. *Mitnik L.M., Alexanin A., Mitnik M., Alexanina M.* Diurnal heating in the Okhotsk Sea under anticyclonic conditions: multisensor study // *Proc. ISRS 2006 PORSEC*, Busan, Korea, 2-4 November 2006. Busan, Korea. 2006. CD ISSN 1598-6969. 4 p.
3. *Gentemann, C.L., P.J. Minnett, P. LeBorgne, And C.J. Merchant* Multi-satellite measurements of large diurnal SST warming events // *Geophys. Res. Lett.*, 2008. Vol.35, L22602, doi:10.1029/2008GL035730. 6 p.
4. *Федоров К.Н., Гинзбург А.И.* Приповерхностный слой океана // Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
5. *Woods, J. D., & Barkmann, W.* The influence of solar heating on the upper ocean: I. The mixed layer // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1986. №112. P.1–27.
6. *Webster P. J., Clayson C. A. and Curry J. A.* Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific // *J. Climate*, 1996. Vol.9. P.1712-1730.
7. *Kawai Y.; Kawamura H.* Evaluation of the Diurnal Warming of Sea Surface Temperature Using Satellite-Derived Marine Meteorological Data // *Journal of Oceanography*, 2002. Vol.58. No.6. P.805-814.
8. *Gentemann, C. L., C. J. Donlon, A. Stuart-Menteth, and F. J. Wentz* Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements // *Geophys. Res. Lett.*, 2003. Vol.30. Issue 3. P.40.1-40.4.
9. *Stuart-Menteth, A. C., I. S. Robinson, R. A. Weller, C. J. Donlon* Sensitivity of the diurnal warm layer to meteorological fluctuations. Part 2: A new parameterisation for diurnal warming // *Journal of Atmospheric & Ocean Science*, 2005. Vol.10. Issue 3. P.209–234.

10. ASTM Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiance at Air Mass 1.5: Direct Normal and Hemispherical for a 37° Tilted Surface. 1999, Standard G159-99, American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, PA.
11. Соловьев А.В. О вертикальной структуре тонкого поверхностного слоя океана при слабом ветре // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1982. Том 18. №7. С.751-760.
12. Ward B. Near-Surface Ocean Temperature // Journal of Geophysical Research, 2006. Vol.111. C02004, doi:10.1029/2004JC002689. 18 p.
13. Siegel D.A., and Dickey, T.D. Variability of net longwave radiation over the eastern North Pacific Ocean // Journal of Geophysical Research, 1986. Vol.91.No.6. P.7657-7666.
14. Clark, N. E., L. Eber, R. M. Laurs, J. A. Renner, and J. F. T. Saur Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71 // NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682, Nat. Oceanic and Atmos. Adm., U.S. Dept. of Commerce, Washington, D.C., 1974.
15. Хромов С. П., Петросяну М. А. Метеорология и климатология. // М: МГУ, 2006. 592 с.
16. Gentemann C.L., Minnett P.J., Ward B. Profiles of ocean surface heating (POSH): A new model of upper ocean diurnal warming// Journal of Geophysical Research, 2009. Vol.114. C07017, doi:10.1029/C2008JC004825, 21 p.

Satellite estimation of sea surface temperature inaccuracy during a calm for high diurnal warming in the Okhotsk sea

A.I. Alexanin, M.G. Alexanina

*Institute of Automation and Control Processes FEB RAS,
690041 Vladovostok, st. Radio 5
E-mails: aleks@iacp.dvo.ru, margeo@satellite.dvo.ru*

A sample of high local diurnal warming of sea surface in the Okhotsk sea during a summer solstice was considered. The available empirical models of the warming were compared. The models do not explain the observable phenomenon. For the explanation of such warming the physical models of convective mixing, calculation of thermal flows on the surface of ocean-atmosphere, transformation of the solar radiation in the atmosphere and absorption of radiation by water are considered. The recommendations for creation of the satellite SST algorithms are offered.

Keywords: Sea surface temperature. Satellite monitoring. Diurnal warming.