

УДК 551.46+551.571

Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский

О климатическом спутниковом мониторинге внешнего теплового баланса океанов и Черного моря

Уходящее в космос длинноволновое излучение, эффективная облачность, равная произведению количества облаков на их оптическую плотность, и температура поверхности океана, определяемые с ИСЗ, используются для расчета годового хода составляющих внешнего теплового баланса на поверхности океана, климатические аномалии которых, наряду с меридиональными переносами тепла и воды в системе океан – атмосфера, обуславливают внутри- и межгодовые крупномасштабные вариации погоды в различных регионах Земли. Развитие этих исследований связано с прогрессом спутниковой гидрофизики: информация, получаемая из космоса, становится достаточно точной, регулярной и глобальной. Увеличение современного массива по внешнему тепловому балансу океанов с ~ 15 – 20 лет до столетия и более будет способствовать решению проблемы колебания климата Земли. Приводятся примеры согласованных расчетов теплового баланса деятельного слоя (0 – 100 м) Черного моря на основе судовой и спутниковой информации.

Введение

В настоящее время в морских исследованиях выделяют три приоритета: океан и климат, динамика экосистем, управление акваториями прибрежной зоны, ее ресурсами [1]. В первой части предусматривается получение новых данных для более полного описания сложных процессов изменения глобального и регионального климата на основе сверхдлительных наблюдений с ИСЗ за параметрами, характеризующими крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы.

Под взаимодействием океана и атмосферы понимают совокупность обмена различными свойствами в разномасштабных механизмах перераспределения и трансформации энергии Солнца. В водах Мирового океана благодаря поглощению солнечной радиации, длинноволнового излучения атмосферы и облаков накапливается большое количество тепла. Отдавая его в атмосферу в виде собственного длинноволнового излучения, а посредством механизма турбулентной диффузии не только тепло, но и влагу, океаны регулируют переносы этих субстанций в атмосфере, определяющие климат и природные условия Земли.

В монографии [2] на основе судовой и спутниковой информации описаны методы расчетов глобальных (рассматривается свободная от льда область Мирового океана между 63° с.ш. и 63° ю.ш.) полей температуры поверхности океана (ТПО) t , суммарной солнечной радиации Q_n , радиационного баланса R_n , эффективной облачности (εO), атмосферных осадков (AO) и аэрозоля, турбулентных потоков явного H и скрытого LE тепла, испарения E и теп-

© Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский, 2007

лоты конденсации водяного пара в атмосфере $L'E$ с точностью, удовлетворяющей требованиям международных исследовательских программ [3]. Эволюции крупномасштабных аномалий в полях температуры, солености и плотности воды в океанах и соответствующие им колебания меридиональных потоков тепла (MPT) и пресной воды ($MPPB$) являются одним из механизмов, регулирующих изменчивость процессов в системе океан – атмосфера (COA) с характерными масштабами от нескольких лет до столетий. Эта изменчивость проявляется в крупномасштабных аномалиях погоды на континентах. К настоящему времени совместные массивы судовой и спутниковой информации по внешнему тепловому балансу океанов $B = R_n - (LE + H)$ систематизированы за период $\sim 15 - 20$ лет [2]. Увеличение в несколько раз массивов, сформированных на основе спутниковых наблюдений, позволит более детально исследовать сверхдлительные вариации состояния системы океан – атмосфера – суша, что будет способствовать решению проблемы колебания климата Земли с учетом естественных и антропогенных факторов [4].

В климатическом спутниковом мониторинге радиации, потоков H и LE предварительно необходимо по наблюдениям ЭО и ТПО восстановить годовой ход температуры t' ($^{\circ}\text{C}$), влажности воздуха e (мбар) и скорости ветра u ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) в приводном слое атмосферы. В настоящей статье, являющейся продолжением работы [5], эти задачи исследуются в глобальном и региональном (например Черное море) масштабах.

Мировой океан: радиация, эффективная облачность и ТПО

Интенсивность уходящей в космос длинноволновой радиации (УДР) $I(\Theta)$ в некоторых участках ИК-спектра при угле визирования

$$\Theta = \frac{180^{\circ}}{\pi} \arcsin \left(\frac{6370 + \bar{\kappa}'}{6370 + \bar{\kappa}} \sin \Theta^* \right) \quad (1)$$

определяется на условной верхней границе атмосферы $\bar{\kappa} \approx 30$ км по углу сканирования Θ^* , радиусу Земли (6370 км) и высоте орбиты спутника $\bar{\kappa}'$. При этом учитываются закономерности угловой структуры поля УДР в зависимости от времени года, свойств подстилающей поверхности, атмосферы, включая облачность [6].

В спутниковом мониторинге интегральный по спектру $\lambda = 3,8 - 50$ мкм полусферический поток УДР F_{cn} вычисляется по интенсивности излучения $I_1(\Theta)$ в спектральной полосе $\lambda = 10,3 - 11,3$ мкм. Метод основан на существовании тесных природных связей (коэффициенты корреляции $r = 0,96 - 0,99$) интенсивностей излучений $I_1(\Theta)$, $I_2(\Theta)$, $I_3(\Theta)$ в спектральных полосах $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм, $\lambda_2 = 8 - 12$ мкм и $\lambda_3 = 3 - 30$ мкм между собой и с интегральным по спектру $3,8 - 50$ мкм среднесуточным полусферическим потоком УДР F_{cn} .

Пусть над океаном в области спектра $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм в точке, соответствующей углу Θ (град.), получена (без фильтрации облачности) радиационная температура $t_1(\Theta)$, которой, согласно формуле Планка, соответствует интенсивность длинноволнового излучения [6]

$$I_1(\Theta) = \frac{0,81}{\exp \frac{1332,2}{273,1 + t_1(\Theta)} - 1} \quad (2)$$

размерностью кВт·м⁻² в телесном угле 1 стер, ооконтуривающем на поверхности океана площадку в один пиксель. Под $t_1(\Theta)$ понимается температура поверхности абсолютно черного тела, при визировании которой на выходе измерительного комплекса в спектральном интервале $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм создается такой же сигнал, как и от наблюдаемого объекта. Далее последовательно перейдем от $I_1(\Theta)$ к интенсивностям длинноволновых излучений I_2 , I_3 в подспутниковой ($\Theta = 0$) точке соответственно для спектральных интервалов $\lambda_2 = 8 - 12$ мкм и $\lambda_3 = 3 - 30$ мкм и к среднесуточному полусферическому потоку F_{cn} (в МДж·м⁻²·сут⁻¹). Согласно [6 - 9],

$$I_{8-12}(\Theta = 0) = I_2 = \frac{(3,66 - 12 \cdot 10^{-7} \Theta^3) I_1(\Theta) - 2 \cdot 10^{-8} \Theta^3}{1 - 111 \cdot 10^{-8} \Theta^3}, \quad (3)$$

$$I_{3-30}(\Theta = 0) = I_3 = (0,716 I_2 + 0,0024)^{0,616} - 0,0122, \quad (4)$$

$$F_{cn} = 370 I_3 - 1590 I_3^2 + 4980 I_3^3, \quad (5)$$

$$F_{cn} = 240 I_3 + 2,8, \quad (6)$$

$$F_{cn} = 443 I_3 - 2948 I_3^2 + 9970 I_3^3. \quad (7)$$

Варианты (5) - (7) в пределах $\pm 0,5$ МДж·м⁻²·сут⁻¹ равнозначны по точности.

При неизменном состоянии СОА суточный ход УДР над океанами, по данным ИСЗ «Метеор» [6], не обнаруживается. Этот вывод подтвержден наблюдениями с ИСЗ «Nimbus-7» [2], который находился на солнечно-синхронной орбите и пересекал экватор в 12 часов дня и ночи по местному времени. В области Мирового океана 60° с.ш. - 60° ю.ш. в среднем за 5 лет отношение $(F_{cn})_{день} / (F_{cn})_{ночь}$ равно 1,012 с разбросом $\pm 0,0077$.

Межсуточные флуктуации радиации, турбулентных потоков тепла и влаги на поверхности океана обусловлены влиянием нелинейных термодинамических процессов, регулятором которых, помимо ТПО, является эффективная облачность ($\mathcal{E}O = n f$) [5]. В ней одновременно учитываются пространственно-временные вариации количества $0 \leq n \leq 1$ и условной оптической плотности $0 \leq f \leq 1$ облаков. Эффективная облачность вычисляется по формуле [2]:

$$\mathcal{EO} = \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}} - 0,7(1 - \gamma). \quad (8)$$

Параметр γ , учитывающий влияние атмосферных аэрозолей, рассчитывается по отфильтрованной от облачности интенсивности УДР $I_1(\Theta)$ в спектральном канале $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм [9]. В среднем за год в широтной зоне океанов 63° с.ш. – 63° ю.ш. $\gamma = 0,99$, а аэрозольная поправка мала: $\Delta\mathcal{EO} < 0,007$. Однако при высокой запыленности атмосферы в океанических районах, непосредственно прилегающих к большим пустыням Земли, $\gamma = 0,80 - 0,87$ с нижним пределом $0,67 - 0,68$ [6]. В климатических описаниях используются значения γ из раздела 3.1 монографии [2]. В формуле (8) полусферические потоки УДР F_c , $F_{\min}$ соответствуют условиям «нормальной» атмосферы ($\mathcal{EO} = n = 0$) и сплошной ($n = 1$) облачности с предельно высокой оптической плотностью ($f = 1$), когда при $\mathcal{EO} = n f = 1$ потоки радиации Q_n , R_n на поверхности океана равны нулю. Последнюю ситуацию часто можно наблюдать на лентах самописцев при непрерывной регистрации радиации на судах.

При определении эффективной облачности по длинноволновому излучению выделяют четыре случая: для Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий, разделенных внутритропической зоной конвергенции (ВЗК); для тропосферы и стратосферы, разделенных тропопаузой. В рамках этой бокс-модели удобно выполнять параметризацию потоков УДР и исследовать процессы тепло- и влагообмена в СОА. Обмен теплом и влагой в тропосфере между полушариями происходит за счет сезонных перемещений ВЗК в сторону полюсов в летний сезон. Особенно интенсивен этот процесс при активизации индийского муссона.

Параметризации F_c по t получены следующим образом. По всей совокупности спутниковых наблюдений над океанами за 10 лет построены графики связей F_{cn} от ТПО при $\mathcal{EO} = 0$ в отдельности для СП и ЮП [2]. По градиентам ТПО ($\Delta t = 2^\circ\text{C}$) формируются области УДР, имеющие отчетливо выраженные верхние границы, аппроксимации которых методом наименьших квадратов (МНК) дают следующие выражения:

$$F_c = 22,6 + 0,36t - 0,005t^2 - 0,00012t^3, \quad (9)$$

$$F_c = 22,2 + 0,16t + 0,0076t^2 - 0,0003t^3. \quad (10)$$

Среднеквадратические ошибки σ_F равны $0,38$ и $0,22$ МДж·м⁻²·сут⁻¹ соответственно для СП и ЮП. Зависимости (9), (10) нелинейные. Максимумы F_c имеют место в области $t \approx 21 - 24^\circ\text{C}$. При дальнейшем росте ТПО в экваториальной области океанов (ВЗК) величины F_c уменьшаются в связи с преобладанием при формировании поля УДР излучений холодной тропосферы с высоким влагосодержанием [5], при этом $F_c(\text{ЮП}) < F_c(\text{СП})$, поскольку

$f(\text{ЮП}) < f(\text{СП})$ [10], что объясняется охлаждающим влиянием Антарктики.

При параметризации

$$F_{\min} = 1,1 \delta (273,15 + t_{\text{тр}})^4 \quad (11)$$

используется температура воздуха на уровне тропопаузы $t_{\text{тр}}$ [11] и постоянная Стефана – Больцмана $\delta = 49,18 \cdot 10^{-10} \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1} \cdot \text{град}^{-4}$. Коэффициент 1,1 учитывает вклад в результирующий поток УДР излучения стратосферы с ее высокой температурой. Формула (11) обобщает данные ракетных актинометрических радиозондирований атмосферы над Тихим океаном [12].

Для Черного моря знаменатель формулы (8) запишем в виде

$$F_c - F_{\min} \cong 11,2 + 0,26 t. \quad (12)$$

Величины $\mathcal{EO}$, их аномалии являются информативными характеристиками состояния облачного покрова, в частности при оценках чувствительности атмосферных осадков, потоков H , LE и компонент радиационного режима СОА к вариациям условий среды [2]. Они определяются с ИСЗ с точностью, удовлетворяющей требованиям современных моделей климата. Регулярная информация о полях эффективной облачности, ее оптической плотности полезна для решения широкого круга научных и прикладных задач – от проведения глобального спутникового мониторинга до изучения локальных явлений в различных районах Мирового океана. Использование данных по общему количеству облаков без учета их оптических свойств приводит к значительному снижению точности расчетов коротко- и длинноволновой радиации в СОА.

На поверхности воды при реальных условиях облачности $0 \leq \mathcal{EO} \leq 1$ суммарная солнечная радиация

$$Q_n = \gamma \mu Q_H, \quad (13)$$

а радиационный баланс (в $\text{МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$) [2]

$$R_n = \gamma \left\{ Q_H \left(0,94 + \frac{0,06 \sin h - 0,0376}{\sin h + 0,04} \mu \right) - \left[6,8 - 0,31t + 0,017t^2 - 0,00037t^3 + 0,5(t - t') \right] \right\} \mu, \quad (14)$$

где

$$\mu = 1 - \mathcal{EO} = \frac{F_{cn} - F_{\min}}{F_c - F_{\min}}; \quad (15)$$

Q_H – солнечная радиация в условиях «нормальной» атмосферы ($\mathcal{EO} = 0$, $\gamma = 1$); $\sin h$ – среднее за день для данного месяца значение синуса высоты Солнца, вычисляется как функция времени года и широты.

В работах [2, 6 – 8, 13] описаны и реализованы алгоритмы оперативного определения Q_n и R_n по данным сканерных наблюдений радиометрами высокого разрешения в спектральных интервалах 0,725 – 1,1, 10,3 – 11,3, 8 – 12 и 3 – 30 мкм. Для декадных и месячных величин Q_n , R_n погрешности находятся на уровне точности судовых наблюдений, т.е. не превышают 2 – 3%. Массивы Q_n и R_n , сформированные на основе данных наблюдений УДР широкосекторными и сканерными приборами спутников «Метеор», NOAA и «Nimbus», имеют высокую степень коррелируемости.

Температура поверхности воды t морей и океанов определяется из космоса с высокой точностью. В случае использования наблюдений со спутников NOAA и ERS-1 в спектральных интервалах 3,53 – 3,97, 10,3 – 11,3 и 11,5 – 12,5 мкм средняя квадратическая ошибка восстановления t не превышает 0,3°С [2, 13, 14]. С целью исключения погрешностей, вызванных влиянием отраженного и рассеянного солнечного излучения в спектральном канале 3,53 – 3,97 мкм, измерения $I_\lambda(\odot)$ проводятся в ночное время.

В экспедициях 1986 – 1990 гг. на НИС «Академик Вернадский» был оборудован пункт приема и обработки спутниковой информации, по этим данным составлены атласы карт ТПО, ЭО, Q_n и R_n для Северной Атлантики с пространственным разрешением 50 × 50 км, по времени – от пентады до месяца [13]. Спутниковый (ИСЗ NOAA) мониторинг указанных полей проводился также на акваториях Средиземного и Черного морей [14], составлен атлас-каталог декадных и месячных карт за период 1989 – 1991 гг. Опубликованные результаты подтверждают перспективность использования перечисленных методов в задачах восстановления полей ТПО, радиации и эффективной облачности на поверхности морей и океанов.

Связи характеристик приводного слоя атмосферы над океанами с ТПО и эффективной облачностью

Важными свойствами формирования метеорологических условий в приводном слое атмосферы над океанами, используемыми в расчетах турбулентных потоков тепла и влаги, являются высокие природные корреляции между скоростью ветра u , температурой воздуха t' и упругостью водяного пара e в приводном слое атмосферы, с одной стороны, эффективной облачностью и ТПО – с другой. Температура воды характеризует энергетику, скорость ветра – интенсивность тепло- и влагообмена океана с атмосферой, а эффективная облачность учитывает влияние изменчивости метеорологических условий на эти процессы [5]. Среднемесячные разности $\Delta t = t - t'$ и $\Delta e = e_w - e$ (e_w – упругость насыщения водяного пара при заданной температуре и солености морской воды на поверхности), а также ТПО и ЭО осреднены по географическим квадратам 5 × 5° в зоне 63°с.ш. – 63°ю.ш. Поскольку f (ЮП) < f (СП) [10], весь массив судовой и спутниковой информации за 1974 – 1983 гг. был разделен на два подмассива: для Северного (49470 точек) и Южного (75480 точек) полушарий [2, 15]. Методом наименьших квадратов получены следующие уравнения регрессии:

$$\hat{\Delta e}(C\Pi) = (1 - \mathcal{EO}) [1,5 + (0,43 - 1,614 \Delta \sin h) t - (0,01675 + 0,028 \Delta \sin h) t^2 + (0,0004675 + 0,002642 \Delta \sin h) t^3], \quad (16)$$

$$\hat{\Delta e}(Ю\Pi) = (1 - \mathcal{EO}) [1,1 + (0,274 + 0,1008 \Delta \sin h) t - (0,001117 + 0,08141 \Delta \sin h) t^2 + (0,0001378 + 0,002653 \Delta \sin h) t^3], \quad (17)$$

$$\hat{\Delta t}(C\Pi) = (1 - \mathcal{EO}) [7,1 - (1,129 + 4,419 \Delta \sin h) t + (0,06296 + 0,285 \Delta \sin h) t^2 - (0,001097 + 0,004866 \Delta \sin h) t^3]; \quad (18)$$

$$\hat{\Delta t}(Ю\Pi) = (1 - \mathcal{EO}) [0,34 + (0,0236 - 1,349 \Delta \sin h) t + (0,000579 + 0,0789 \Delta \sin h) t^2 - (0,0000286 + 0,001249 \Delta \sin h) t^3], \quad (19)$$

где $\Delta \sin h = \sin h - \overline{\sin h}$, а $\sin h$, $\overline{\sin h}$ – среднедневные значения синуса высоты Солнца для месяца и года. Для расчетных климатических величин $\hat{\Delta e}$, $\hat{\Delta t}$ по квадратам $5 \times 5^\circ$ стандартные ошибки $\sigma_{\Delta e} = 0,6$ мбар и $\sigma_{\Delta t} = 0,4^\circ\text{C}$; для зонально осредненных климатических величин $\sigma_{\Delta e} = 0,35$ мбар и $\sigma_{\Delta t} = 0,26^\circ\text{C}$, что соответствует погрешностям, обусловленным искажающим влиянием корпуса судна на метеорологические поля [16].

Многочлен для скорости приводного ветра $\hat{u}$ над океанами получен МНК по объединенному (49470 + 75480) массиву судовой и спутниковой информации за 10 лет [5]:

$$\begin{aligned} \hat{u} = & 9,9 - 0,041 t + 0,0133 t^2 - 0,004936 t^3 + 2,925 \cdot 10^{-4} t^4 - 5,052 \cdot 10^{-6} t^5 - \\ & - 0,42 \mathcal{EO} - 99,58 \mathcal{EO}^2 + 438,15 \mathcal{EO}^3 - 658,8 \mathcal{EO}^4 + 329,57 \mathcal{EO}^5 + 0,134 \times \\ & \times (\mathcal{EO} \cdot t) + 0,1068 (\mathcal{EO} \cdot t)^2 - 0,017113 (\mathcal{EO} \cdot t)^3 + 0,0008486 (\mathcal{EO} \cdot t)^4 - \\ & - 0,00001276 (\mathcal{EO} \cdot t)^5. \end{aligned} \quad (20)$$

Величины $\hat{u}$ можно рассчитать по таблице 3 из работы [5], построенной методом двойной интерполяции. Исследуем точность многочлена (20). С этой целью объединенный массив судовой и спутниковой информации разобьем на 32 подмассива по грациям ТПО и ЭО с интервалами $\Delta t = 2^\circ\text{C}$ и $\Delta \mathcal{EO} = 0,05$. Для каждого подмассива найдем средние фактические величины t , $\mathcal{EO}$ и u , а расчетные значения $\hat{u}$ определим из упомянутой таблицы [5]. На рис. 1 показаны корреляции между u и $\hat{u}$. Среднеквадратическая погрешность формулы (20) $\sigma_u = 0,32 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Это существенно меньше различий между скоростями приводного ветра u_1 и u_2 по двум версиям [15, 17] климатических массивов COADS (рис. 2). В [2, 5] и в настоящей работе при вычислении σ_u использовалась более поздняя переработанная версия [15].

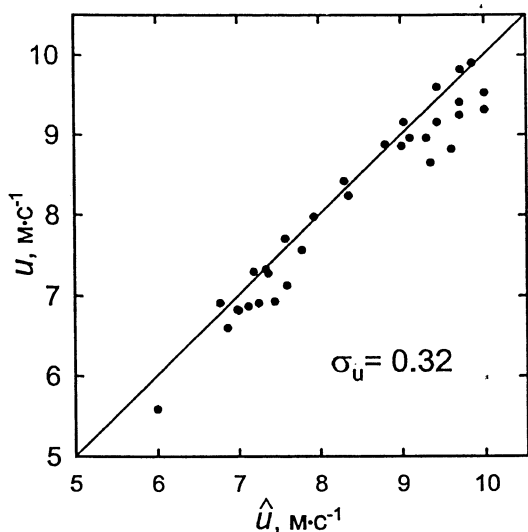


Рис. 1. Сравнение наблюдаемых u и расчетных $\hat{u}$ скоростей приводного ветра по грациям $\Delta\text{ТПО} = 2^\circ\text{C}$ и эффективной облачности $\Delta\text{ЭО} = 0,05$ в интервалах $-2 < \text{ТПО} < 30^\circ\text{C}$ и $0 \leq \text{ЭО} \leq 0,80$

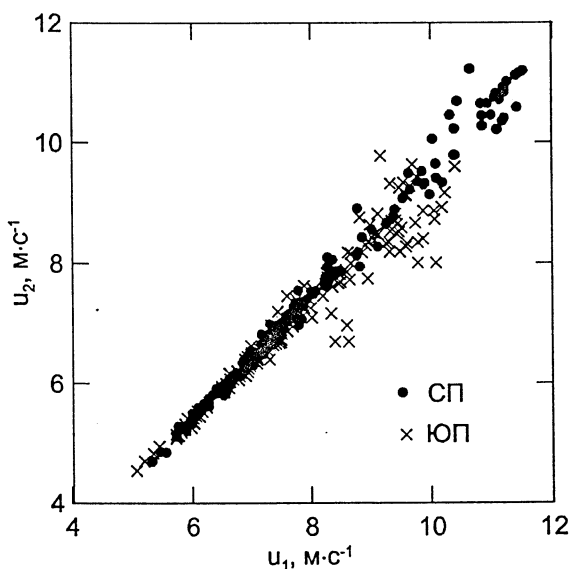


Рис. 2. Корреляции среднемесячных зонально осредненных климатических скоростей приводного ветра u_1 [15] и u_2 [17] над океанами по двум версиям судовой информации. Среднеарифметические разности $\alpha_{1,2}(\text{СП}) = 0,51$ и $\alpha_{1,2}(\text{ЮП}) = 0,69$; среднеквадратические разности $\sigma_{1,2}(\text{СП}) = 0,55$ и $\sigma_{1,2}(\text{ЮП}) = 0,76$

Среднеквадратическая ошибка срочных скаттерометрических измерений с ИСЗ скорости приводного ветра $\sigma_u \approx 1,5 - 1,7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ [5]. Она достигнута

в алгоритмах, где в качестве предиктора используется зависимость рассеяния отраженных радиоволн шероховатостью морской поверхности, которая, в свою очередь, зависит от ветра. Формула (20) по точности не уступает скатерометрическим данным. В целом по полушариям погрешности восстановления $\hat{\Delta e}$, $\hat{\Delta t}$, $\hat{u}$ близки к нулю.

Полученные результаты показывают возможность восстановления крупномасштабных климатических аномалий радиации, потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана на основе спутниковой информации по УДР, ТПО и ЭО с точностью, удовлетворяющей требованиям «Глобальной системы наблюдений за океаном», создаваемой по инициативе МОК.

Особенности метеорологических условий в приводном слое атмосферы над Черным морем

Среди физических механизмов, определяющих формирование полей температуры, влажности воздуха и скорости ветра в приводном слое атмосферы над Черным морем на сезонных масштабах, можно выделить следующие.

1. Фоновые поля, связанные с крупномасштабной средней циркуляцией атмосферы, безусловно определяемые с ИСЗ.

2. Сезонные эффекты динамической и термической природы, обусловленные наличием в регионе высоких гор. Летом над морем формируются антициклоны с дивергенцией потоков воздуха на поверхности; зимой ситуация противоположная – циклоническая завихренность с конвергенцией. Результаты реанализа *NCEP/NCAR* по скорости ветра на стандартных горизонтах 10 м и 850, 500 и 200 мбар, относящиеся к 1958 – 1997 гг., действительно показывают сезонную изменчивость, проявляющуюся над Черным морем в смене циклонической завихренности ветра в холодную половину года на антициклоническую в теплый период.

В отделе дистанционных методов исследований (МГИ) выполнен анализ полей ветра с целью контроля диагностических и прогностических моделей. Сопоставлены поля, полученные с августа 1999 г. по март 2001 г. из разных источников (данные спутника «*QuickSCAT*», реанализа *NCEP* и контактных наблюдений). Стандартные отклонения скорости ветра между данными «*QuickSCAT*» и контактными измерениями находятся в пределах 2,1 – 2,3 м·с⁻¹. Смещение контактных измерений относительно данных *NCEP* составляет ~0,6 м·с⁻¹. Наблюдаемые особенности являются следствием наложения потоков воздуха разных направлений в нижней атмосфере над Черным морем и окружающей его суши.

3. Муссонные эффекты определяются различием потоков тепла и влаги, формируемых над морем и сушей. Периодические (сезонные) разности $\Delta \Delta t$ и $\Delta \Delta e$ (рис. 3) между расчетными и наблюдаемыми величинами температуры и влажности воздуха в приводном слое достигают максимальных значений в середине зимы и в конце весеннего периода, существенно ослабевая летом и в начале весны. Для скорости приводного ветра муссонный эффект максимально проявляется весной, существенно ослабевая в конце осени.

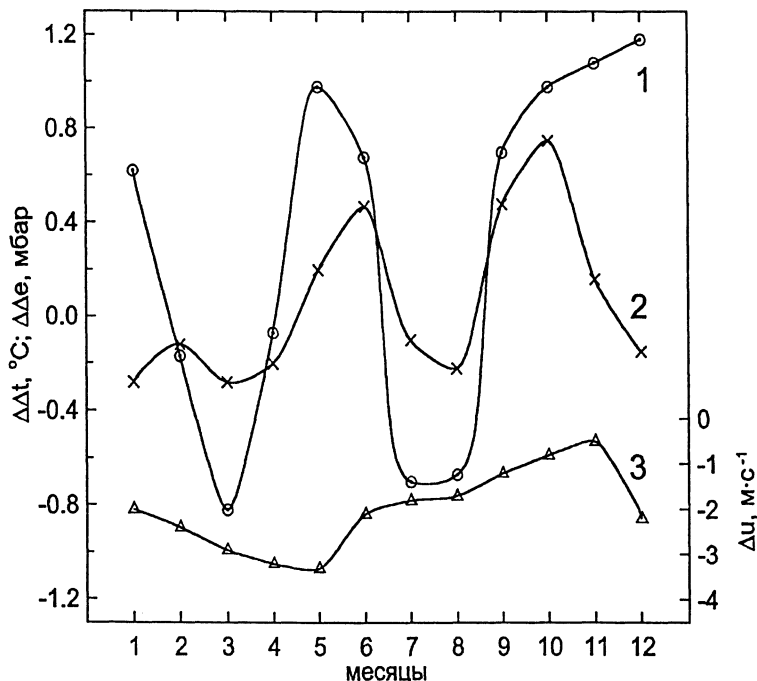


Рис. 3. Годовой ход поправок к градиентам температуры (1), влажности воздуха (2) и скорости ветра (3) в приводном слое атмосферы над Черным морем, обусловленных влиянием суши (формулы (21) – (23))

Региональные (в целом для Черного моря) поправки к значениям $\hat{\Delta t}$, $\hat{\Delta e}$, $\hat{u}$, рассчитанным по формулам (16), (18), (20), следующие:

$$\Delta\Delta t = \Delta t_{\phi} - \hat{\Delta t} \approx 0,74 t - 0,025 t^2 - 4,27, \quad (21)$$

$$\Delta\Delta e = \Delta e_{\phi} - \hat{\Delta e} \approx 0,05 t - 0,6, \quad (22)$$

$$\Delta u = u_{\phi} - \hat{u} \approx \begin{cases} -2,8 - 5 \Delta \sin h & (\text{для XII, I – V}) \\ -0,9 - 5 \Delta \sin h & (\text{для VI – IX}) \end{cases}. \quad (23)$$

Здесь фактические величины, помеченные индексом «ф», получены из многолетних судовых наблюдений [18, 19], осредненных по 60 одноградусным квадратам, равномерно распределенным по акватории Черного моря. «Океанические» формулы (16), (18), (20) с учетом поправок (21) – (23) обеспечивают высокую точность восстановления годового хода градиентов температуры, влажности воздуха, скорости ветра в приводном слое атмосферы над Черным морем по спутниковым наблюдениям ТПО и ЭО (рис. 4). Поскольку соленость воды в Черном море существенно ниже океанической, число 1,5 в формуле (16) заменено на 1,8.

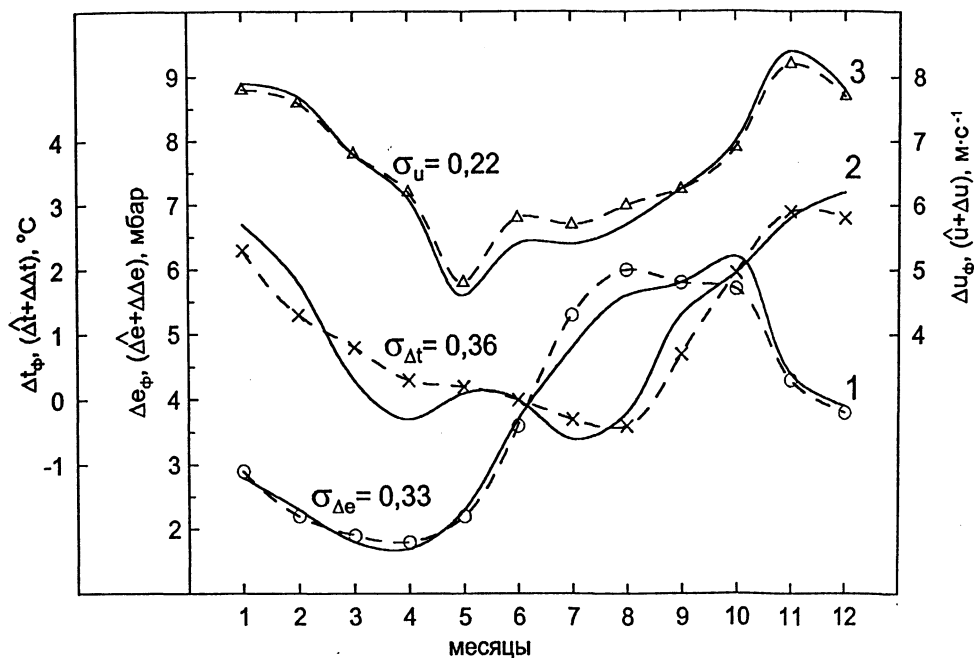


Рис. 4. Годовой ход климатических градиентов влажности (1), температуры воздуха (2) и скорости ветра (3) в приводном слое атмосферы над Черным морем. Сплошные линии – фактические (с индексом «ф») данные [18, 19]; кружочками, крестиками, треугольниками и штриховыми линиями обозначены соответствующие величины, полученные по «океаническим» формулам (16), (18), (20) с учетом поправок (21) – (23); σ_u , $\sigma_{\Delta t}$, $\sigma_{\Delta e}$ – среднеквадратические погрешности

Теплообмен Черного моря с атмосферой

Как отмечалось, основными компонентами теплообмена моря с атмосферой являются радиационный баланс R_n , скрытая теплота испарения LE и ощутимое тепло H . Некоторое количество тепла расходуется на прогрев атмосферных осадков, речного и подземного стоков пресных вод, таяние льдов, фотосинтез планктона и морских водорослей. Меньший порядок имеют частично компенсирующие эти потери виды энергии: диссипация движений масс воды и воздуха в теплоту за счет трения и энергия, поступающая из недр Земли. В среднем для Черного и Азовского морей сумма малых компонент $\Delta \approx -0,1 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ [2, 18, 19]. Суммарное количество тепловой энергии $B = R_n - LE - H - 0,1$, получаемое (знак плюс) или отдаваемое (знак минус) морем через поверхность, называется внешним тепловым балансом. Он отличается от полного баланса $B = B + \Pi$, характеризующего изменение теплосодержания слоя воды от поверхности до дна. Полный тепловой баланс определяется величиной B и переносом тепла (холода) в толще вод Π , связанным с системой течений и макротурбулентным обменом.

В конце 80-х годов прошлого века по данным контактных измерений с научно-исследовательских судов за период 1903 – 1982 гг. опубликованы карты температуры воды t_z по горизонтам z [20]. Эти данные, полученные по несинхронным точечным измерениям температуры воды внутри 60 одноградусных квадратов, описывают мезомасштабные особенности поля t_z на Черном море, устойчивые по времени. Массив [20] к тому времени являлся наиболее полным. Акватория моря разделена на три района: мелководный северо-западный (к северу от 45° с.ш.) и два глубоководных – соответственно к западу и востоку от 34° в.д. В указанных районах найдены отнесенные к середине каждого месяца значения температуры t_z на стандартных горизонтах 0, 10, 20, 25, 50, 75, 100 и 200 м. Средние месячные значения температуры воды t_{zs} в целом для Черного моря (площадью s) получены с учетом протяженности трех выбранных районов: $s = s_1 + s_2 + s_3$.

Полные тепловые балансы, или изменения теплосодержания слоев воды, толщиной $\Delta z = z_2 - z_1$ ($z_2 > z_1$) для k -го месяца вычислялись по центральным разностям:

$$B_s(\Delta z) = \frac{\partial J}{\partial \tau} = \frac{1}{2} [J_{k+1}(\Delta z) - J_{k-1}(\Delta z)], \quad (24)$$

где

$$J(\Delta z) = \int_{z_1}^{z_2} c_s \rho_s t_z dz;$$

τ – время; c_s , ρ_s – соответственно теплоемкость и плотность воды с заданными температурой и соленостью. Расчеты $B_s(\Delta z)$ выполнены для слоев 0 – 20, 20 – 30, 30 – 50, 0 – 100 и 0 – 200 м.

Годовой ход изменения теплосодержания, или полного баланса слоя воды 0 – 100 м, аппроксимирован четырьмя гармоническими составляющими с периодами $T_1 = 12$, $T_2 = 6$, $T_3 = 4$, $T_4 = 3$ мес:

$$B'_s(0-100) = \sum_1^N A_N \sin(\omega_N k + \varphi_N), \quad (25)$$

где $\omega_N = 360/T_N$. Точность аппроксимации оценивалась по остаточному среднеквадратическому отклонению

$$\sigma_N = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^{12} [B_s(0-100) - B'_s(0-100)]^2},$$

полученному вычитанием из естественного годового хода $B_s(0-100)$ величины $B'_s(0-100)$, восстановленной по N гармоническим составляющим. Амплитуды A_N и фазы φ_N гармоник годового хода среднемесячных вели-

чин полного теплового баланса слоя воды 0 – 100 м определялись итеративным способом. На первом шаге

$$B'_{s1}(0-100) = A_1 \sin\left(\frac{360}{T_1}k + \varphi_1\right).$$

На втором шаге определяется амплитуда и фаза второй гармоники:

$$B'_{s2}(0-100) = B_s(0-100) - B'_{s1}(0-100) = A_2 \sin\left(\frac{360}{T_2}k + \varphi_2\right)$$

и так далее.

Выражение (25) описывает годовой ход месячных величин $B'_s(0-100)$ со среднеквадратическими ошибками $\sigma_N \approx 0,14 - 1,07$ в зависимости от числа гармоник N . В целом за год $\sigma_B = 0,4 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Кривая годового хода $B_s(0-100)$ асимметрична в связи с относительно быстрым прогревом вод весной и более медленным их выхолаживанием осенью. Величины полных тепловых балансов слоев воды 0 – 100 и 0 – 200 м практически тождественны. Следовательно, в Черном море теплообменом с нижележащими ($z > 100$ м) слоями воды можно пренебречь. В почти замкнутом бассейне Черного моря выполняются условия $\Pi_s \approx 0$ и $B_s \approx B'_s$.

При расчетах R_n для Черного моря использовались рекомендации [6], подготовленные в МГИ АН УССР на основе статистической обработки данных судовых наблюдений в различных районах Мирового океана (1950 – 1990) за составляющими радиационного баланса и определяющими их параметрами. Анализ этих данных позволил найти эмпирические зависимости, использованные при расчетах R_n . Их отличительной особенностью является малое число параметров: при известной прозрачности атмосферы используются сведения об общем количестве облаков, их оптическая плотность задана «океаническим климатом» в зависимости от ТПО [10]. Как известно [6], облака над океанами пропускают в среднем на 15% больше солнечной радиации, чем над континентами. Методика [6] разрабатывалась для условий океанов, а Черное море, где $\gamma \approx 1$, сравнительно небольшое по размерам и расположено в глубине континента вблизи горных массивов, поэтому климатические модельные значения ЭО увеличены на 15% с возможной ошибкой $\pm 10\%$.

Проинтегрированный по площади s радиационный баланс R_{ns} восстанавливался на основе судовой и спутниковой информации. Использованы среднемесячные величины интегральных по спектрам уходящих в космос коротко- и длинноволновых излучений, полученные в 1969 – 1970 и 1974 – 1983 гг. со спутников «Метеор», NOAA и Nimbus с пространственным разрешением $500 \times 500 \text{ км}^2$ [2, 6]. Годовые хода R_{ns} , рассчитанные по двум видам исходной информации, можно считать практически тождественными (рис. 5).

Это свидетельствует о надежности полученных оценок радиационного тепла на поверхности Черного моря в целом за год: $R_{ns} = 9,1 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Формулы для турбулентных потоков явного и скрытого тепла записываются в виде

$$H = C_{H,LE} (112 - 0,4 t') (t - t') u, \quad (26)$$

$$LE = C_{H,LE} (172 - 0,8 t') (e_w - e) u. \quad (27)$$

Средние месячные климатические величины H и LE , рассчитанные с использованием постоянного 0,00189 и переменных (в зависимости от скорости ветра) коэффициентов $C_{H,LE}$, для Черного моря тождественны [2, 19].

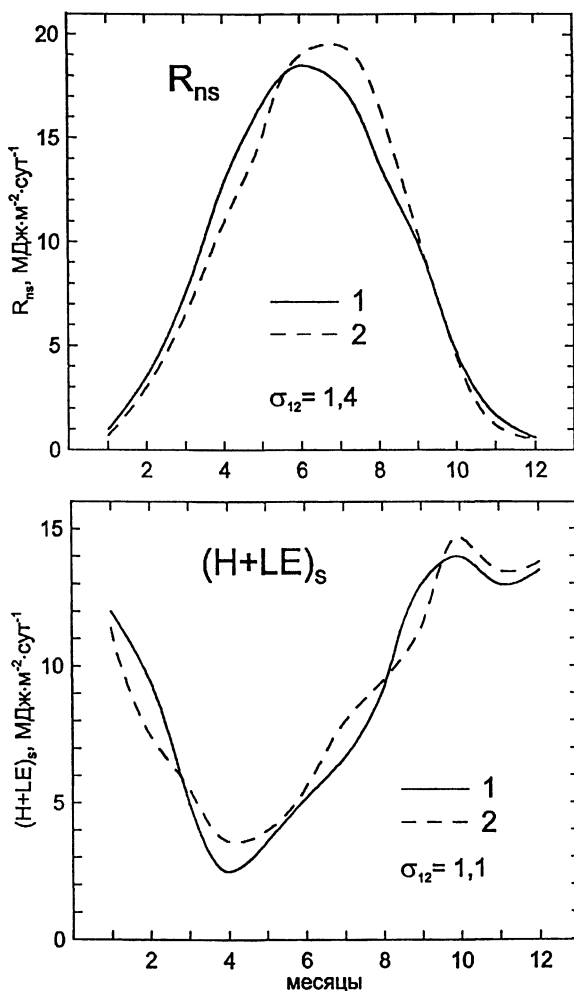


Рис. 5. Годовой ход радиационного баланса и суммарного турбулентного потока тепла на поверхности Черного моря: 1 – климатические данные (судовые наблюдения за 1891 – 1975 гг.) [18, 19]; 2 – величины, рассчитанные по спутниковой информации (ТПО и эффективная облачность)

Климатические месячные величины полного теплового баланса Черного моря и его компонентов, полученные с использованием судовой и спутниковой информации, представлены на рис. 5 и 6. Условия $B_s(0-100) \approx B_s$ и $\Pi_s = B_s(0-100) - B_s \approx 0$ реализуются со среднеквадратической погрешностью $\sigma_{13} = 0,4 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Ошибки σ_{12}, σ_{23} , достигающие $1,1 - 2 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, связаны с использованием приближенных модельных значений оптической плотности облаков. Для года эти ошибки близки к нулю. В результате имеем для моря в целом за год: $R_{ns} = 9,1$; $(H + LE)_s = 9,0$; сумма малых компонент $\Delta_s = 0,1 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, а $B_s(0-100) = B_s = R_{ns} - (H + LE)_s - \Delta_s = 0$.

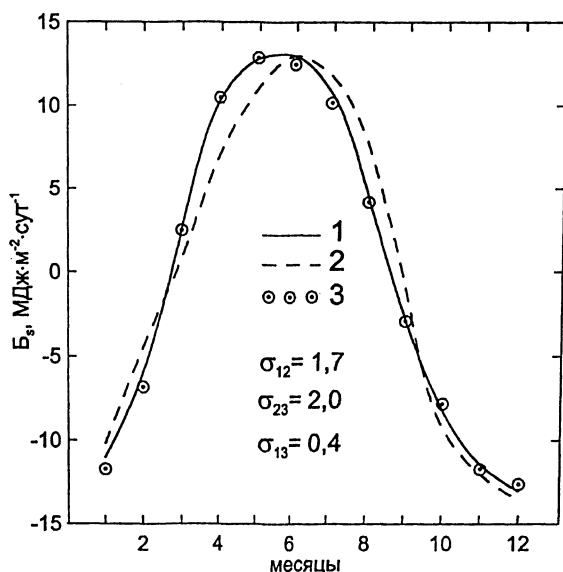


Рис. 6. Годовой ход полного теплового баланса $B_s = B_s = [R_n - (H + LE) - 0,1]_s$ Черного моря в слое воды 0 – 100 м при $\Pi_s \approx 0$: 1 – климатические данные (судовая информация); 2 – расчеты по ТПО и ЭО; 3 – расчеты по температуре воды t_z [20]

В дальнейшем эффективную облачность над Черным морем следует определять непосредственно на основе спутниковой информации:

$$\text{ЭО} = \frac{(22,6 + 0,36t - 0,005t^2 - 0,00012t^3) - F_{cn}}{11,2 + 0,26t}. \quad (28)$$

Алгоритм (28), учитывающий параметризацию и структуру поля УДР, позволяет вычислять ЭО для любой географической точки. При этом могут использоваться среднемесячные величины F_{cn} и ТПО за период 1986 – 2002 гг. из архива *PODAAC JRL AVHRR Pathfinder*. Информация (E-mail: jorde@seastore.jpl.gov; URL: <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>), полученная с орби-

тальных спутников *NOAA-7*, *-9*, *-14*, *-16* в сетке с шагом по пространству 18 км [21], содержит сведения о внутри- и межгодовых вариациях полей УДР, ТПО и эффективной облачности в глобальном и региональном масштабах.

Заключение

Данные по УДР, ЭО и ТПО, определяемые с ИСЗ, могут использоваться для расчетов годового хода крупномасштабных климатических аномалий радиации Q_n и R_n , потоков явного H и скрытого LE тепла, внешнего теплового баланса B , атмосферных осадков AO и испарения E на поверхности морей и океанов, а также радиационного и теплового балансов в СОА. Необходимость длительных (порядка 100 лет) и непрерывных (в течение года) спутниковых наблюдений указанных параметров обусловлена тем, что их климатические аномалии, являясь следствием взаимодействия океана и атмосферы, определяют крупномасштабные внутри- и межгодовые вариации погоды в различных регионах Земли.

Эффективная облачность выступает как регулятор термодинамического состояния СОА при облачно-радиационных взаимодействиях, а AO – как источник доступной потенциальной энергии за счет скрытой теплоты конденсации. Развитие этих исследований связано с прогрессом спутниковой гидрофизики [1], заключающимся в том, что упомянутые наблюдения из космоса становятся достаточно точными, регулярными и глобальными. К настоящему времени информация по внешнему тепловому балансу океанов систематизирована за 15 – 20 лет [21]. Увеличение спутникового массива в несколько раз позволит более детально исследовать сверхдлительные вариации процессов в СОА, включая меридиональные переносы тепла и воды, что будет способствовать решению проблемы колебаний климата Земли с учетом естественных и антропогенных факторов [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет / Под ред. В.Н. Еремеева. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – С. 77 – 103, 585 – 625.
2. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
3. Кондратьев К.Я. Всемирная исследовательская климатическая программа: состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений // Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. – М.: ВИНТИ, 1982. – Т. 8. – 276 с.
4. Тимофеев Н.А. Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация) // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 6. – С. 13 – 28.
5. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Определение температуры, влажности воздуха, скорости ветра, потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана по наблюдениям с ИСЗ // Там же. – 2007. – № 2. – С. 56 – 70.
6. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 247 с.
7. Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И. Восстановление потоков радиации на поверхности океана по данным спутников *NOAA* // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 3. – С.30 – 36.
8. Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И. Солнечная радиация и радиационный баланс на поверхности океана по наблюдениям с искусственных спутников // Исследование Земли из космоса. – 1991. – № 2. – С.15 – 25.

9. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Учет континентальных аэрозолей при восстановлении полей эффективной облачности и атмосферных осадков над океанами по данным наблюдений с ИСЗ // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С.60 – 72.
10. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Длинноволновое излучение в космос как индикатор радиационного режима океанов // Исследование Земли из космоса. – 1999. – № 1. – С.9 – 17.
11. Маховер З.М. Климатология тропопаузы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 255 с.
12. Зайцева Н.А., Костяной Г.Н. Меридиональное изменение поля длинноволновой радиации в атмосфере над Тихим океаном (по данным кораблей погоды) // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1966. – 2, № 12. – С.1235 – 1252.
13. Тимофеев Н.А. Методы и результаты спутникового мониторинга гидрометеорологического режима Атлантического океана // Гидрофизика Тропической Атлантики. – Киев: Наук. думка, 1993. – С.51 – 74.
14. Гришин Г.А., Тимофеев Н.А., Калинин Е.И., Боровик И.Е. Спутниковый мониторинг Средиземных морей в оптическом диапазоне спектра // Исследование Земли из космоса. – 1992. – № 6. – С.45 – 54.
15. Da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of Surface Marine Data 1994. Vol. 1: Algorithms and Procedures // NOAA Atlas NESDIS 7. – 1994. – 74 p.
16. Тимофеев Н.А. К вопросу измерения температуры и влажности воздуха с судна // Труды ДВНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – Вып.15. – С.156 – 166.
17. Slutz R.J., Lubker S.J., Hiscox J.D. et al. Comprehensive ocean-atmosphere data set. Release 1. – Climate research program. – Colorado: Boulder, 1985.
18. Ефимов В.В., Тимофеев Н.А., Юровский А.В. и др. Оценка методов расчета тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой. – Севастополь, 1984. – 46 с. (Препринт / АН УССР. МГИ).
19. Ефимов В.В., Тимофеев Н.А. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 247 с.
20. Алтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. – Севастополь: СОГОИН, 1987. – 108 с.
21. Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В. Температура поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986 – 2002 гг. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – 265 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 01.08.06

ABSTRACT Outgoing to space long-wave radiation, effective cloudiness equal to the product of cloud quantity and their optical density, and the satellite-defined ocean surface temperature are used for calculating the annual variation of the components of the external heat balance on the ocean surface whose climatic anomalies together with the meridian heat and water transport in the ocean-atmosphere system, condition intra- and inter-annual large-scale weather variations in various regions of the Earth. Development of these investigations is connected with progress of satellite hydrophysics: the information obtained from space has become rather accurate, regular and global. Increase of the modern data array on the external heat balance of the oceans from 15-20 years to hundred years and more promote solution of the problem of the Earth climate fluctuations. The examples of the agreed calculations based on ship and satellite information on heat balance of the Black Sea active layer (0 – 100 m) are represented.