

Исследование океанической облачности по спутниковым наблюдениям в спектральном канале 10,3 – 11,3 мкм

Температура воды верхнего слоя океана и эффективная облачность (облачность с одновременным учетом ее количества и оптической плотности) являются важнейшими характеристиками природной среды. Они определяют парниковые эффекты, энергетику океана и атмосферы, регулируют климат. По данным об этих характеристиках на основе спутниковой информации восстанавливаются все компоненты радиационного, теплового и водного балансов в системе океан – атмосфера, исследуется их внутри- и межгодовая изменчивость. В настоящей работе описываются методы расчета эффективной облачности по температуре поверхности океана и радиационной температуре в спектральном канале 10,3 – 11,3 мкм. Развитие этих исследований связано с прогрессом спутниковой гидрофизики: информация, получаемая из космоса, становится все более точной, регулярной и глобальной.

1. Введение. В соответствии со Всемирной программой исследования климата (ВПИК) [1] сведения по радиационному, тепловому и водному балансам в системе океан – атмосфера (СОА) используются для описания климата, при разработке методов долгосрочного прогнозирования погоды. Эти исследования особенно актуальны в современную эпоху глобального потепления климата [2]: возрастания положительных аномалий приземной температуры воздуха вследствие избыточного содержания в атмосфере парниковых газов, образующихся от сжигания ископаемого минерального топлива. С середины 80-х годов XX в. начался период кардинальной перестройки компонент глобального радиационного баланса $R_{cn} = (1 - A_{cn}) Q_0 - F_{cn}$ [3]: энергия интегрального (по спектру $\Delta\lambda_2 \approx 3 - 50 \text{ мкм}$) длинноволнового излучения F_{cn} (уходящей длинноволновой радиации – УДР) суммарно возросла на 15 Вт/м^2 , одновременно на 10 Вт/м^2 уменьшилась отражаемая в космос коротковолновая ($\Delta\lambda_1 \approx 0,3 - 3 \text{ мкм}$) солнечная радиация $A_{cn} Q_0$ (уходящая коротковолновая радиация – УКР), что свидетельствует об изменении прозрачности атмосферы за счет снижения концентрации аэрозолей и о наличии избыточной антропогенной (промышленной) компоненты в парниковом эффекте. Увеличение «сброса» радиации $\Delta R_{cn} \approx -5 \text{ Вт/м}^2$ в космическое пространство является естественным условием необходимой защиты планеты от повышения температуры воздуха и прямым следствием наблюдаемого глобального потепления.

За последние 50 лет проявилась тенденция нагревания вод Мирового океана в слое 0 – 1500 м. За счет теплового расширения уровень воды в океане поднялся на $\sim 0,01 - 0,02 \text{ м}$ [4].

В настоящее время суммарный тренд глобальной приземной температуры воздуха составил $\sim +0,7^\circ\text{C}$ за 100 лет [2]. Однако даже при этом сравнительно небольшом повышении глобальной температуры в различных регионах Земли существенно увеличилась повторяемость катастрофических катаклизмов погоды (ураганы, наводнения).

При определенных комбинациях аномалий $\Delta\text{УДР}$ и $\Delta\text{УКР}$ во второй половине XXI в. возможно повышение глобальной температуры воздуха на $1,6 - 2,0^\circ\text{C}$ [2], но не более, поскольку все большее число стран присоединяются к Киотскому протоколу, а растительность Земли и Мировой океан, для которых выполняется условие $\Delta\text{УКР} + \Delta\text{УДР} = 0$ [2], стабилизируют глобальный климат. Сокращение выбросов в атмосферу продуктов сжигания ископаемого топлива может существенно улучшить климатическую ситуацию.

Наибольшая прозрачность атмосферы наблюдается на длинах волн $10,3 - 11,3$ мкм электромагнитного спектра, который используется для обнаружения облачности из космоса на фоне океана при известной температуре верхнего слоя воды (температуре поверхности океана – ТПО).

Парниковые эффекты, радиационный, тепловой и водный балансы в СОА вычисляются по ТПО и эффективной облачности (ЭО) [2, 4, 5], численно равной произведению общего количества облаков $1 \geq n \geq 0$ на их условную оптическую плотность $1 \geq f \geq 0$. Величина ЭО = nf определяется по ТПО ($t, ^\circ\text{C}$) и радиационной температуре ($t', ^\circ\text{C}$) в спектральном канале $10,3 - 11,3$ мкм либо по ТПО и интегральному потоку УДР F_{cn} , являющемуся линейной функцией от t' . Комбинации трех параметров из четырех (ТПО, ЭО, F_{cn} и t') связаны между собой универсальными соотношениями, определение которых является одной из целей настоящей работы.

2. Температура воды верхнего слоя океана. Требования ВПИК предусматривают определение средних за 15 сут значений ТПО в географической сетке $2 \times 2^\circ$ с погрешностью $\leq 0,3^\circ\text{C}$ в экваториальной области, где $t \geq 28^\circ\text{C}$, и до $\leq 0,5^\circ\text{C}$ во всех остальных случаях. Допустимые погрешности восстановления декадных и месячных интегральных (по спектрам $0,3 - 3$ и $3 - 50$ мкм) потоков УКР и УДР оцениваются в $1,0$ и $0,4$ МДж/(м²·сут) соответственно.

В работах [4, 6, 7] реализованы алгоритмы для восстановления полей ТПО, радиации и атмосферных осадков по данным, получаемым с установленных на оперативных спутниках «Метеор» (СССР), «*Nimbus*», *NOAA* (США) и *ERS* (Европейское космическое агентство) широкосекторных приборов и радиометров высокого разрешения – *AVHRR/2* и *ATRS*. Кроме данных об интегральных потоках радиации, спутниковая информация представлена в виде значений радиационных температур $t_1(\theta), t_2(\theta), t_3(\theta)$ (где θ – зенитный угол) в «окнах прозрачности» атмосферы $3,33 - 3,97$ мкм ($\lambda_1 = 3,7$ мкм); $10,3 - 1,3$ мкм ($\lambda_2 = 10,8$ мкм) и $11,5 - 12,5$ мкм ($\lambda_3 = 12$ мкм). Эти данные относятся к уровню условной верхней границы атмосферы $H \approx 30$ км. Под $t_i(\theta)$ понимаются температуры ($^\circ\text{C}$) поверхности абсолютно черного тела, при визировании которых на входе измерительных комплексов формируются такие же

сигналы в спектрах λ_i , как и от наблюдаемых атмосферных объектов в размерности кВт/(м²·ср), в телесном угле 1 ср.

Радиометр AVHRR/2 сканирует в плоскости, перпендикулярной траектории полета спутника. Восстановленные значения ТПО, атмосферных осадков и потоков радиации получаются для 525 равных по площади (4 × 6 км) участков (пикселов) для каждой строки сканирования. При одном сеансе связи, например с ИСЗ NOAA, информация представляется в виде снимков, которым соответствует акватория площадью 18·10⁶ км². Радиометр ATSR, установленный на спутнике ERS, сканирует «по конусу».

Спутниковые измерения, используемые для определения ТПО, фильтруются от облачности; суша отсекается «наложением географической маски» [4]. При вычислениях радиации и атмосферных осадков фильтрации облачности не требуется.

Интенсивности излучений $I_\lambda(\Theta)$ и радиационные температуры $t_\lambda(\Theta)$ даже при неизменных по пространству свойствах подстилающей поверхности и атмосферы оказываются виртуально зависимыми от зенитного угла Θ , определяемого для заданного пиксела по углу сканирования Θ^* , радиусу Земли и высоте орбиты спутника H^1 :

$$\Theta = \frac{180^\circ}{\pi} \arcsin \left(\frac{6370 + H^1}{6400} \sin \Theta^* \right).$$

Алгоритмы учитывают особенность спутниковой информации и позволяют на основе исследованных закономерностей угловых структур уходящих в космос излучений $I_\lambda(\Theta)$ или радиационных температур $t_\lambda(\Theta)$ восстанавливать искомые поля ТПО, от Θ не зависящие.

Радиационные температуры измеряют с ИСЗ на двух длинах волн при произвольном угле Θ . Измерения в спектральных каналах λ_2 и λ_3 проводятся как днем, так и ночью. С целью исключения погрешностей, вызванных влиянием отраженного и рассеянного солнечного излучения, данные в спектре λ_1 используются только за ночной период. Равнозначные по точности алгоритмы восстановления ТПО записываются следующим образом [4, 6, 7]:

$$t = \frac{1,5018(1 + A_2)t_1 - 0,493(1 + A_1)t_2 + 2,214(1 + A_1)(1 + A_2)}{(1 + A_1)(1 + A_2) - 1,5018A_1(1 + A_2) + 0,493A_2(1 + A_1)},$$

$$t = \frac{3,99(1 + A_3)t_2 - 2,95(1 + A_2)t_3 - 1,40(1 + A_2)(1 + A_3)}{(1 + A_2)(1 + A_3) - 3,99A_2(1 + A_3) + 2,95A_3(1 + A_2)},$$

$$t = \frac{1,3366(1 + A_3)t_1 - 0,3244(1 + A_1)t_3 + 1,817(1 + A_1)(1 + A_3)}{(1 + A_1)(1 + A_3) - 1,3366A_1(1 + A_3) + 0,3244A_3(1 + A_1)},$$

где $A_1 = 120 \cdot 10^{-7} \Theta^{2,65}$, $A_2 = 228 \cdot 10^{-7} \Theta^{2,36}$, $A_3 = 524 \cdot 10^{-7} \Theta^{2,08}$ (Θ , град);

$t_k = t_k(\Theta)$; $k = 1, 2, 3$ – номер спектрального интервала.

Если длина волны – фиксированная, а измерения проводятся на углах $\Theta_1 < \Theta_2$, то

$$t = \frac{1+A_k(\Theta_2)}{A_k(\Theta_2)-A_k(\Theta_1)}t_k(\Theta_1) - \frac{1+A_k(\Theta_1)}{A_k(\Theta_2)-A_k(\Theta_1)}t_k(\Theta_2).$$

В случае одновременных измерений трех радиационных температур на длинах волн $\lambda_1 = 3,7 \text{ мкм}$; $\lambda_2 = 10,8 \text{ мкм}$; $\lambda_3 = 12,0 \text{ мкм}$ при одном угле Θ :

$$t = \frac{1}{M} [0,946(1+A_2)(1+A_3)t_1 + 1,1657(1+A_1)(1+A_3)t_2 - 1,0915(1+A_1)(1+A_2)t_3 + 0,877(1+A_1)(1+A_2)(1+A_3)].$$

Здесь

$$M = (1+A_1)(1+A_2)(1+A_3) - 0,946A_1(1+A_2)(1+A_3) - 1,1657A_2(1+A_1)(1+A_3) + 1,0915A_3(1+A_1)(1+A_2).$$

Уходящим в космос излучениям с длинами волн $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ присущи универсальные угловые структуры. Это является следствием высоких корреляций между природными процессами и физическими механизмами формирования и трансформации ИК-излучений, так что оптические свойства атмосферных поглотителей в этих участках спектра остаются постоянными, а пропускание и излучение атмосферы меняются лишь в зависимости от Θ . Константы формул для A_1, A_2, A_3 определены на основе модельных расчетов или непосредственно из анализа осредненных экспериментальных профилей $t_k(\Theta)$, удовлетворяющих условию горизонтально-однородной СОА.

В широкомасштабных судово-спутниковых экспериментах в Атлантическом и Тихом океанах [4, 6, 7] исследовались алгоритмы, в которых использовались аналоговые данные аппаратуры ARTS либо в цифровом режиме – HRPT. Восстановленные величины t определялись для географических квадратов $0,5 \times 0,5^\circ$, именуемых площадками осреднения (ПО). Контрольные значения ТПО t_c в пределах ПО фиксировались двумя методами: буксируемым комплексом БИПТ (t_b) и судовым ИК-радиометром (t_p). В экспериментах [7], проведенных в Атлантике в 1986 – 1991 гг., при пространственно-временной изменчивости ТПО от 6 до 30°C и соответствующих значениях влажности атмосферы среднеквадратичная ошибка (СКО) восстановления t составила 0,2 – 0,3°C на углах сканирования 0 – 55°. При этом наблюдаемые аэрозольные оптические толщины атмосферы $\alpha_{0,66}$ (для длины волны $\lambda = 0,66 \text{ мкм}$) изменялись от значений 0,05 – 0,10, близких к нормам [8], до предельно высоких величин $\sim 0,7$ в «море мрака» [9], где имели место систематические выносы в атмосферу большого количества пыли из Сахары. В Тихом океане (1984 – 1985 гг.) [6] СКО восстановления ТПО с использованием как спутниковых наблюдений, так и модельных данных равнялась 0,5°C. Индивидуальные разности $t - t_c$ оказались независимыми от Θ , влагосодержания и условий аэрозольной замутненности атмосферы. Аналогичные результаты получены в 1989 – 1993 гг. на Черном и Средиземном морях [10].

Различия между спутниковыми t и контактными t_c измерениями ТПО неизбежны даже при идеальной атмосферной коррекции и надежной калибровке радиометров на Земле и в космосе. Они обусловлены несоответствием масштабов пространственно-временных осреднений судовых и спутниковых данных, ошибками географической привязки спутниковых наблюдений, наличием «скин-пленки», изменяющей излучательную способность водной поверхности, а также естественной пространственно-временной изменчивостью перепада температуры в пограничном слое океана и характером изменения вертикального профиля температуры в суточном термоклизе. Последнее связано с тем, что спутниковый ИК-радиометр измеряет температуру слоя воды толщиной менее 50 мкм, тогда как контактные измерения (например с помощью БИПТ) относятся к слою в несколько десятков сантиметров. Наилучшие результаты сравнения данных спутниковых и контактных измерений ТПО получаются для ночного времени, областей интенсивного ветрового и конвективного перемешивания, однородных по горизонтали водных масс. Наибольшие различия следует ожидать для фронтальных зон, апвеллингов, а также для дневного времени в штилевую погоду в условиях интенсивного солнечного прогрева, когда амплитуда суточного хода температуры воды в самом верхнем слое может достигать 2 – 3°C. Исследования [8], выполненные во многих экспедициях, показали, что интенсивный солнечный прогрев верхнего слоя океана повсеместно начинается приблизительно в 10 ч по местному времени, достигая своего максимума к 14 – 15 ч. Затем «тепловая волна» распространяется в более глубокие слои, постепенно выравнивая температуру воды по всей толще квазиоднородного слоя. После 21 – 22 ч даже при наличии слабого ветрового перемешивания температура поверхности океана с ошибкой не более 0,1 – 0,2°C соответствует температуре квазиоднородного слоя. Поскольку в большинстве океанологических задач требуется знать температуру квазиоднородного слоя, наиболее подходящим временем спутниковых измерений ТПО является период с 22 – 23 ч до восхода Солнца. Ночные измерения предпочтительнее и с точки зрения уменьшения до 0,1 – 0,2°C влияния «скин-пленки». В экспериментах [4, 6, 7, 10] средние разности $t_a - t_p$ были близки к нулю, что указывает на слабый «скин-эффект». Таким образом, из совместного анализа многолетней судовой и спутниковой информации следует, что вышеприведенные алгоритмы восстановления ТПО удовлетворяют требованиям ВПИК, если радиационные температуры t_1, t_2, t_3 измеряются на ИСЗ с достижимой точностью 0,05 – 0,1°C.

3. Спектральные и интегральные потоки УДР. Угловые распределения интенсивностей УДР $I_{\Delta\lambda}(\theta)$ в спектральных интервалах $\Delta\lambda$ над подстилающей поверхностью и атмосферой с одинаковыми по горизонтали свойствами не зависят от азимута. Выражение для полусферического потока приобретает вид

$$F_{\Delta\lambda} = 2\pi \int_0^{\pi/2} I_{\Delta\lambda}(\theta) \sin \theta \cos \theta d\theta. \quad (1)$$

Из анализа наблюдавшихся интенсивностей УДР над Мировым океаном с ИСЗ «Метеор» в спектральных интервалах 8 – 12 и 3 – 30 мкм следует [8], что

$$I_{8-12}(\Theta) = I_{8-12}(O) - 111 \cdot 10^{-8} [I_{8-12}(O) - 0,018] \Theta^3,$$

$$I_{3-30}(\Theta) = I_{3-30}(O) - 115 \cdot 10^{-8} [I_{3-30}(O) - 0,062] \Theta^3,$$

где $I_{\Delta\lambda}(O) = I_{\Delta\lambda}$ – интенсивности УДР в подспутниковой точке. Величины $I_{\Delta\lambda}(\Theta)$ представляются слабонелинейными функциями от радиационных температур $t_{8-12}(\Theta)$ и $t_{3-30}(\Theta)$ с относительной ошибкой в доли процента:

$$I_{8-12}(\Theta) = \frac{\sigma T_{8-12}^4(\Theta)}{\pi} [0,236 + 1,17 \cdot 10^{-3} t_{8-12}(\Theta) - 6,1 \cdot 10^{-6} t_{8-12}^2(\Theta)],$$

$$I_{3-30}(\Theta) = \frac{\sigma T_{3-30}^4(\Theta)}{\pi} [0,865 + 1,02 \cdot 10^{-3} t_{3-30}(\Theta) - 2,9 \cdot 10^{-6} t_{3-30}^2(\Theta)].$$

Здесь $T_{8-12}(\Theta) = 273,2 + t_{8-12}(\Theta)$, $T_{3-30}(\Theta) = 273,2 + t_{3-30}(\Theta)$;

$\sigma = 0,5693 \cdot 10^{-10}$ кВт/(м² · град⁴) — постоянная Стефана – Больцмана.

В расположении экспериментальных точек относительно прямой линии, удовлетворяющей формуле

$$t_{3-30}(\Theta) \approx 0,74 t_{8-12}(\Theta) - 0,022\Theta - 8,3,$$

не отмечается определенных закономерностей при изменении условий облачности, географической широты, сезона и времени суток. Средняя квадратичная погрешность аппроксимации $t_{3-30}(\Theta)$ по $t_{8-12}(\Theta)$ составляет 1,4°C [8], что не выходит за пределы ошибок измерений радиационных температур на ИСЗ «Метеор». Слагаемое $0,022 \Theta$ учитывает различия в угловых структурах УДР для спектральных интервалов 8 – 12 и 3 – 30 мкм. Эти различия, за исключением систематической составляющей «–8,3°C», невелики.

При Θ , выраженном в градусах:

$$\int_0^{\pi/2} \Theta^3 \sin \Theta \cos \Theta d\Theta = 70657,$$

получим с учетом обратных преобразований [11]

$$F_{8-12} = 2,649 \frac{I_{8-12}(\Theta) - 2 \cdot 10^{-8} \Theta^3}{1 - 111 \cdot 10^{-8} \Theta^3} + 0,009, \quad (2)$$

$$F_{3-30} = 2,631 \frac{I_{3-30}(\Theta) - 7,13 \cdot 10^{-8} \Theta^3}{1 - 115 \cdot 10^{-8} \Theta^3} + 0,032. \quad (3)$$

Модельные расчеты [12] показали, что при переходе от интенсивностей излучения $I_{\Delta\lambda}(\Theta)$ к полусферическому потоку $F_{\Delta\lambda}$, зависимости коэффициентов соответствующих регрессий от угла Θ – слабые. Учет этих зависимо-

стей несущественен: погрешность восстановления $F_{\Delta\lambda}$ по $I_{\Delta\lambda}$ не превышает 1%. В размерности кВт/(м²·ср) [13] получим вместо (2) и (3)

$$F_{8-12} \approx 2,649 I_{8-12} + 0,009, \quad (4)$$

$$F_{3-30} \approx 2,631 I_{3-30} + 0,032. \quad (5)$$

В обозначениях принимается для подспутниковой точки $I_{\Delta\lambda}(O) = I_{\Delta\lambda}$. При этом

$$F_{3-30} = 1,175 F_{8-12}^{0,616} \text{ (кВт/м}^2\text{)}. \quad (6)$$

Интегральный ($\Delta\lambda_2 \approx 3 - 50$ мкм) полусферический поток УДР $F_{cn} = CF_{3-30}$. Среднее значение множителя $C = 1,056$ при стандартной ошибке 0,01 определено на основе данных, полученных с ИСЗ «Космос-45, -65» [14]. На океанографическом спутнике «Космос-1151» [13] наблюдения осуществлялись в десяти спектральных полосах с заданными центрами и шириной. Интенсивности УДР в первых пяти из них хорошо коррелируют между собой и особенно с суммой $\sum_{j=1}^{j=5} I_j(\Theta)$; для канала $\lambda = 11,07$ мкм коэффициент корреляции $\eta = 0,994$. Данные для спектральных каналов $I_{8-12}(\Theta)$, $I_{10,5-12,5}(\Theta)$ и $\sum_j^5 I_j(\Theta)$ представлены (рис. 1) средними значениями, полученными из 2063 отдельных измерений по 26 – 58 в серии в различных широтных зонах Земли между 65° с. ш. – 65° ю. ш. Формулы

$$I_{8-12}(\Theta) \approx 1,753 I_{10,5-12,5}(\Theta) \text{ и } I_{8-12}(\Theta) \approx 3,43 \sum_{j=1}^5 I_j(\Theta)$$

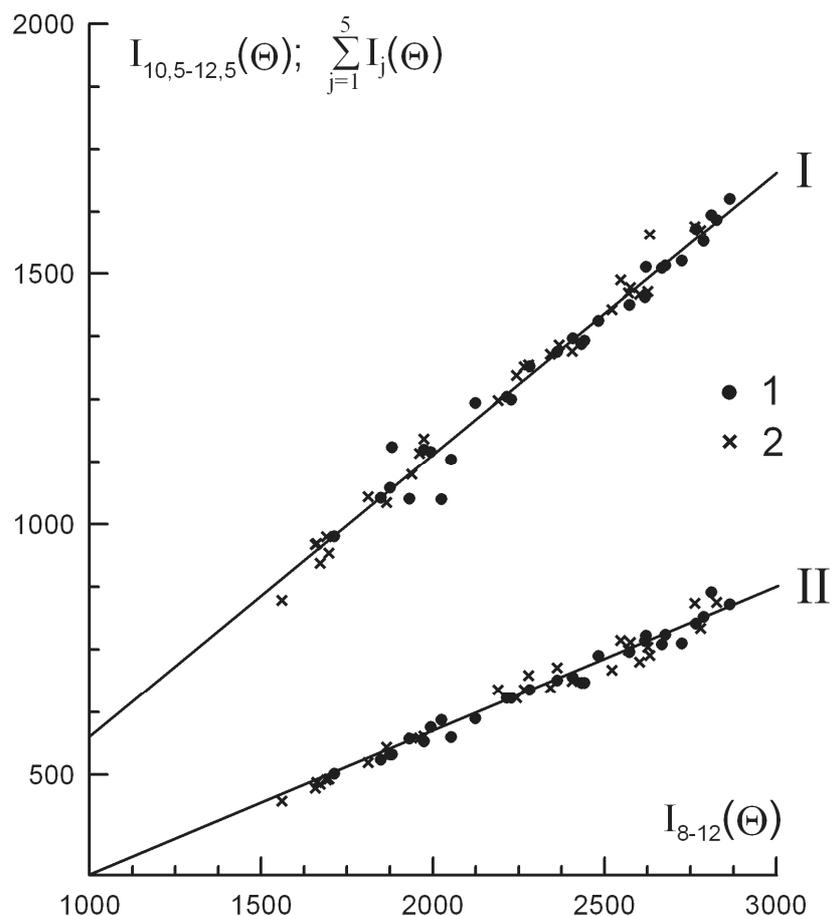
являются уравнениями прямых (рис. 1), проведенных через нулевую точку и по средним значениям $\bar{I}_{8-12} = 0,02400$, $\bar{I}_{10,5-12,5} = 0,01370$, $\bar{I}_{\Sigma} = 0,00705$ кВт/(м²·ср). Для всей совокупности данных средняя квадратичная погрешность $\sigma_i = 0,00030$ кВт/(м²·ср). Интенсивности УДР I' и I'' в спектральных интервалах 10,3 – 11,3 и 11,5 – 12,5 мкм равны соответственно 0,4976 и 0,5024 кВт/(м²·ср). Следовательно,

$$I_{8-12}(\Theta) \approx 3,5 I'_{10,3-11,3}(\Theta) \approx 3,5 I''_{11,5-12,5}(\Theta), \quad (7)$$

а средняя квадратичная погрешность восстановления по формуле Планка радиационных температур $t'(\Theta)$ и $t''(\Theta)$ составит $\sim 2^\circ\text{C}$.

Независимо от условий облачности, географической широты, сезона и угла Θ суточный ход УДР над морями и океанами не обнаруживается. Этот вывод по материалам наблюдений с ИСЗ «Метеор-1, -2» [8] подтвержден данными с ИСЗ «*Nimbus-7*» [15], который находился на солнечно-синхронной орбите и пересекал экватор в 12 и 24 ч по местному времени. В области Ми-

рового океана 60° с. ш. – 60° ю. ш. в течение 5 лет отношение $(F_{in})_{\text{север}} / (F_{in})_{\text{юг}} =$
 $= 1,012$ с разбросом $\pm 0,0077$.



Р и с. 1. Соотношения средних широтных интенсивностей УДР: $I_{8-12}(\Theta)$ с $I_{10,5-12,5}(\Theta)$ (I)
 и $I_{8-12}(\Theta)$ с $\sum_{j=1}^5 I_j(\Theta)$ (II) [10^{-5} кВт/(м²·ср)] для Северного (I) и Южного (2) полушарий
 Земли (наблюдения с ИСЗ «Космос-45» (сентябрь 1964 г.) и «Космос-65» (апрель 1965 г.) [14])

4. Эффективная облачность. Параметры модели. Интегральные (по спектрам 0,3 – 3 и 3 – 50 мкм) средние суточные полусферические альbedo A_j и УДР F_j определяют для СОА основные свойства эффективной облачности

$$\text{ЭО} = \frac{A_{cn} - A_c}{A_{\max} - A_c} = \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}} \quad (8)$$

отражать в космическое пространство солнечную радиацию и экранировать длинноволновое излучение с поверхности океана.

Не имеющие межгодовых колебаний альбедо A_c , A_{\max} определяются средними дневными величинами $\overline{\sin h}$ (h – высота Солнца) соответственно при $\hat{Y}\hat{I} = nf = 0$ и сплошной ($n=1$) облачности с максимальной относительной оптической плотностью ($f=1$) [4]. Второе условие ($\hat{Y}\hat{I} = nf = 1$), при котором потоки коротковолновой ($\Delta\lambda_1 \approx 0,3 - 3$ мкм) радиации на поверхности океана равны нулю, реализуется при полностью закрывающих небосвод слоисто-дождевых (Ns) и кучево-дождевых (Cb) облаках, если из них выпадают ливневые осадки большой интенсивности. Верхние границы Cb достигают уровня тропопаузы, а вершины кучево-дождевых «лысых» облаков Cb ($calv$) пробивают тропопаузу и проникают в стратосферу. Мощности кучево-дождевых облаков над океанами возрастают по направлению к экватору.

Длинноволновая радиация ($\Delta\lambda_2 \approx 3 - 50$ мкм), излучаемая в космос такими облаками, подобна излучению абсолютно черного тела, имеющего температуру этих облаков на их верхней границе. Максимальные F_c и минимальные F_{\min} потоки УДР, соответствующие условиям ЭО = 0 и ЭО = 1, параметризованы по ТПО [4] с учетом ее высокой коррелируемости с температурой воздуха на уровне тропопаузы [16].

Для свободной ото льда поверхности Мирового океана

$$\begin{cases} A_{cn}^* = A_c + (A_{\max} - A_c) \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}}, \\ F_{cn}^* = F_c - (F_c - F_{\min}) \frac{A_{cn} - A_c}{A_{\max} - A_c}. \end{cases} \quad (9)$$

С учетом параметризаций $A_{\max}(h)$, $A_c(h)$, $F_{\min}(t)$ и $F_c(t)$ [4, 16] исследованы точности переходов в (9) ($F_{cn} \rightarrow A_{cn}^*$ и $A_{cn} \rightarrow F_{cn}^*$) при всех возможных колебаниях ТПО ($t = 0 \dots 30^\circ\text{C}$) и количества облаков ($n = 0 \dots 1$). По данным, полученным широкосекторными приборами ИСЗ NOAA и «Nimbus» за 1974 – 1983 гг. в виде средних месячных фактических A_{cn} , F_{cn} и восстановленных A_{cn}^* , F_{cn}^* величин для 1229 квадратов 500×500 км² в широтной зоне 63° с.ш. – 63° ю.ш. Мирового океана, средние квадратичные ошибки $0,2 \leq \sigma_{\Delta F} \leq 0,6$ МДж/(м²·сут), а $0,008 \leq \sigma_{\Delta A} \leq 0,025$. Осредненные по всему массиву ($N = 1229$) «сдвиги» $[A_{cn} - A_{cn}^*(F_{cn})]_N$ и $[F_{cn} - F_{cn}^*(A_{cn})]_N$ близки к нулю. Распределение этих разностей по заданным интервалам наблюдений N_i описывается нормальным законом [4].

Величины F_{cn} вычисляются также по интенсивностям излучений в подспутниковой точке $I'(O) = I'$ спектрального канала 10,3 – 11,3 мкм при произвольных условиях облачности и ТПО t . Метод основан на существовании

тесных природных связей (коэффициенты корреляций 0,96 – 0,98) между интенсивностями УДР I' , I_{8-12} , I_{3-30} и полусферическим потоком F_{cn} (см. раздел 3). Для перехода $t'(\Theta) \rightarrow t'(O)$ используем из раздела 2 четвертое по порядку уравнение

$$t' = t'(O) = \frac{228 \cdot 10^{-7} \Theta^{2,36} t + t'(\Theta)}{1 + 228 \cdot 10^{-7} \Theta^{2,36}}, \quad (10)$$

согласно которому при любых Θ и ТПО t разности $|t'(\Theta) - t'(O)|_t \leq 2^\circ\text{C}$, что подтверждается данными спутниковых наблюдений ([8, 14], рис. 1). На основании функции Планка

$$I' = I'(O) = \frac{0,817}{\exp\left[\frac{1334}{273 + t'(O)}\right] - 1} \quad (11)$$

в диапазоне заданных значений $30^\circ \geq t'(O) \geq -50^\circ\text{C}$ по формулам (11), (7), (4) и (6) осуществим переходы:

$$t'(O) \rightarrow I'(O) \rightarrow I_{8-12} \rightarrow F_{8-12} \rightarrow F_{3-30} \rightarrow F_{cn} = 1,056 F_{3-30}.$$

В результате с ошибкой $\sigma_{\Delta F_{cn}} = 0,1 - 0,2$ МДж/(м²·сут) получим

$$F_{cn} = 20,5 + 0,185t'. \quad (12)$$

С учетом параметризаций $F_c(t)$ и $F_{\min}(t)$ [4, 16] найдем из (8), (12) универсальные соотношения:

$$\text{ЭО} = B(t) - D(t)F_{cn}, \quad (13)$$

$$\hat{Y}\hat{I} = B(t) - D(t)(20,5 + 0,185t'), \quad (14)$$

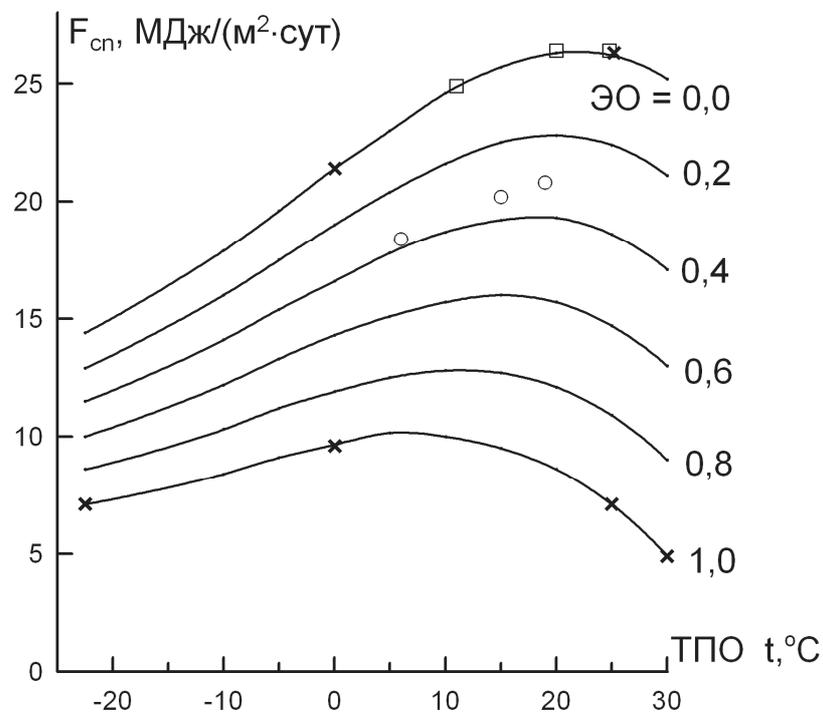
$$t' = \left[\frac{\hat{Y}\hat{I} - B(t)}{-D(t)} - 20,5 \right] / 0,185, \quad (15)$$

где $B(t) = \frac{F_c(t)}{F_c(t) - F_{\min}(t)}$ и $D(t) = \frac{1}{F_c(t) - F_{\min}(t)}$.

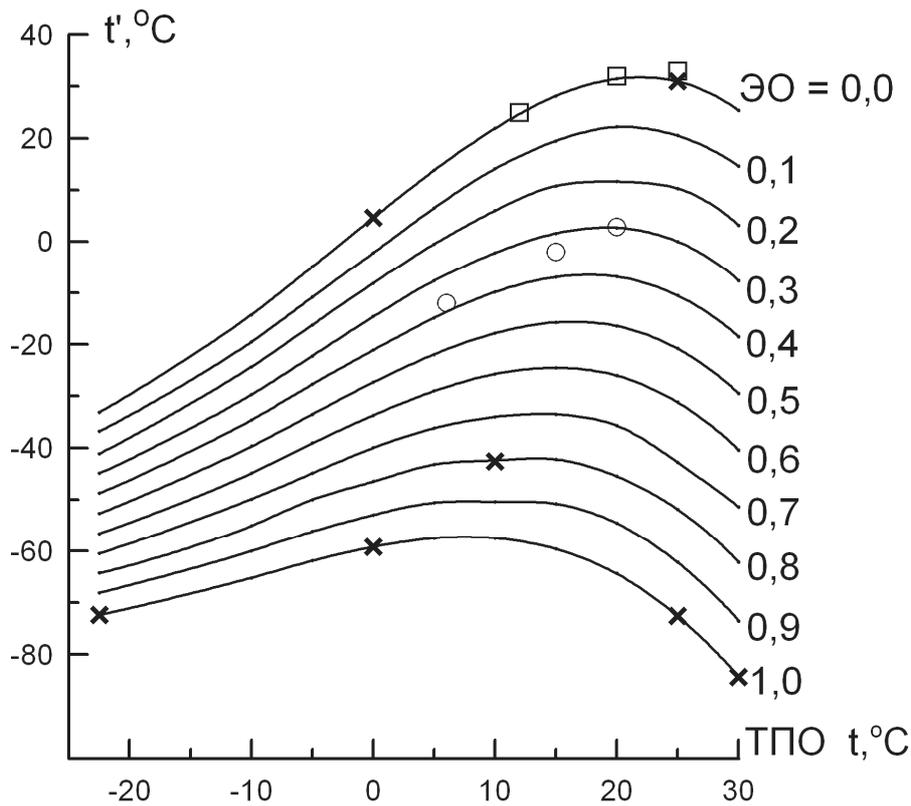
Величины t' , I' и F_{cn} в размерностях $^\circ\text{C}$, кВт/(м²·ср) и МДж/(м²·сут) соответственно представлены в левой части табл. 1; параметры модели $B(t)$ и $D(t)$ для ЭО, соответствующие климатическим значениям ТПО t , приведены в ее центральной части; справа даны значения t' и F_{cn} для ЭО = 0 и ЭО = 1. В «текущих» расчетах $1 \geq \text{ЭО} \geq 0$ (рис. 2 и 3) информацию по ТПО t , соответствующую времени и координатам измерений радиационных температур t' , находим из данных климатического банка [4].

Параметры модели для эффективной облачности

$t', ^\circ\text{C}$	I'	F_{cn}	$t, ^\circ\text{C}$	$B(t)$	$D(t)$	$\Xi O = 0$		$\Xi O = 1$	
						$t', ^\circ\text{C}$	F_{cn}	$t', ^\circ\text{C}$	F_{cn}
–	–	–	-22,5	1,984	0,1380	-33,1	14,4	-72,3	7,1
30	0,01015	26,4	-10	1,894	0,1060	-14,2	17,9	-65,2	8,4
20	0,00873	24,3	-5	1,858	0,0948	-4,9	19,6	-61,9	9,1
10	0,00743	22,3	0	1,809	0,0847	4,6	21,4	-59,2	9,6
0	0,00626	20,3	5	1,747	0,0758	13,8	23,0	-57,5	10,2
-10	0,00520	18,4	10	1,672	0,0681	21,9	24,6	-57,5	9,9
-20	0,00425	16,6	15	1,584	0,0616	28,2	25,7	-59,6	9,5
-30	0,00341	14,8	20	1,483	0,0563	31,5	26,3	-64,4	8,6
-40	0,00270	13,1	25	1,369	0,0522	31,0	26,2	-72,6	7,1
-50	0,00210	11,4	30	1,242	0,0493	25,4	25,2	-84,3	4,9



Р и с. 2. Номограмма для расчета эффективной облачности по ТПО t и УДР F_{cn} (см. пояснения в тексте на с. 13, 14)



Р и с. 3. Номограмма для расчета эффективной облачности по ТПО t и радиационной температуре t' в подспутниковой точке (спектральный канал 10,3 – 11,3 мкм) (см. пояснения в тексте на с. 13, 14)

5. Эффективная облачность. Климат и изменчивость. Формулы (13) и (14) иллюстрируют равнозначные ($\delta_{\Delta\dot{Y}I} \approx 0,02$) способы расчета ЭО: по ТПО t и F_{cn} ; по ТПО t и t' . Общие решения этих задач представлены на рис. 2 и 3 в виде номограмм.

Зависимости F_{cn} и радиационных температур t' от ТПО при фиксированных ЭО являются сложными. На левой части графиков (рис. 2 и 3) видно, что F_{cn} и t' увеличиваются с ростом ТПО; следующие сравнительно небольшие участки с максимальными значениями t' и F_{cn} характерны в основном для «сухих» районов Мирового океана, где $t'(\max) \approx f_1(t) \approx \text{const}$ и $F_{cn}(\max) \approx f_2(t) \approx \text{const}$. Далее радиационные температуры t' и интегральные потоки УДР F_{cn} при всех ЭО уменьшаются с ростом ТПО в связи с тем, что в области, где $t \approx 15 - 30^\circ\text{C}$, радиационный режим атмосферы над океанами формируется за счет излучения холодной тропосферы с высоким содержанием в ней водяного пара при возрастании в направлении к экватору мощности кучево-дождевых облаков [4].

Формула (15) учитывает (рис. 3) суммарное воздействие ТПО и эффективной облачности ЭО на формирование поля радиационной температуры t' в подспутниковой точке спектра 10,3 – 11,3 мкм.

Квадратами и кружочками на рис. 2 и 3 показаны годовые значения $\hat{Y}_{1-3} = 0$ и $\overline{\hat{Y}}_{1-3}$, соответствующие безоблачной атмосфере и климатическим условиям облачности в трех регионах [2, 4]: 1) Мировой океан (63° с. ш. – 63° ю. ш.); 2) суша + полярные области океанов; 3) Земля как планета.

Расчетные значения $\hat{Y}_{1-3} = 0$ соответственно при $t_1 = 24,5^\circ\text{C}$; $t_2 = 11,5^\circ\text{C}$; $t_3 = 20,5^\circ\text{C}$ и климатические величины $\overline{\hat{Y}}_1 = 0,30$; $\overline{\hat{Y}}_2 = 0,36$; $\overline{\hat{Y}}_3 = 0,32$ в точности соответствуют данным многолетних наблюдений ТПО $\bar{t}_1 = 19^\circ\text{C}$; $\bar{t}_2 = 6^\circ\text{C}$ и $\bar{t}_3 = 15^\circ\text{C}$ [2].

В экваториальной области Тихого океана с повышенными количествами облаков $\hat{Y} \approx 0,60$ и влагосодержания атмосферы величины F_{cn} , по данным актинометрического радиозондирования на кораблях погоды [17], на уровне выше тропопаузы достигают значений 13 – 15 МДж/(м²·сут), которые соответствуют стандартной модели радиационной атмосферы [18] и расчетам по формуле (12) при типичных для этой области значениях $t' = -30 \dots -40^\circ\text{C}$.

Результирующее влияние эффективной облачности на климат является охлаждающим [2], увеличивающимся с ростом ЭО. При переходе от ЭО = 0 к ЭО = 1 радиационные температуры t' понижаются на 64 и 104°С соответственно при $t = 0$ и $t = 25^\circ\text{C}$ (рис. 3), что согласуется с наблюдениями с самолетов и спутников. В тех же условиях разности $F_c - F_{\min} = 11,8$ и 19,1 МДж/(м²·сут) (см. обозначения на кривых на рис. 2 при ЭО = 0 и ЭО = 1) с градиентом 0,185 МДж/(м²·сут) на 1°С перепада t' .

6. Эффективная облачность и парниковые эффекты. При парниковом эффекте (ПЭ) [2]

$$\hat{Y} = \frac{(1 - A_s) Q_n}{(1 - A_{cn}) Q_0} - \frac{F_n}{F_{cn}} \quad (16)$$

отношение среднесуточного результирующего длинноволнового излучения с поверхности океана (суши) $F_n = F_{\uparrow} - F_{\downarrow}$ к среднесуточной уходящей в космическое пространство длинноволновой радиации F_{cn} существенно меньше отношения для соответствующих количеств поглощенной солнечной радиации $(1 - A_s) Q_n / (1 - A_{cn}) Q_0$. Произведения $A_s Q_n = A_s (1 - \hat{Y}) Q_i$ и $A_{cn} Q_0$ определяют солнечную радиацию, отражаемую в атмосферу от поверхности океана (суши) и в космос от всей системы Земля (океан) – атмосфера; Q_i , Q_n – соответственно суммарная солнечная радиация в безоблачной «нормальной» атмосфере [8] при минимальной концентрации аэрозолей и при фактических условиях облачности; Q_0 – внеатмосферная радиация, соответствующая солнечной постоянной $S_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$, полученной за 65 мес непрерывных

спутниковых измерений. Величины Q_0, Q_i, Q_n, F_n и F_{cn} даны в работе [4] в зависимости от времени года и широты в размерности МДж/(м²·сут).

В модели климата [2] соотношения

$$\bar{Y}_i = 0,27 + 0,012\bar{t}_i, \quad (17)$$

$$\bar{Y}_1 = 0,564 - 0,073\bar{Y}_1 - 0,491\bar{Y}_1^2, \quad (18)$$

$$\bar{Y}_2 = 0,408 - 0,057\bar{Y}_2 - 0,351\bar{Y}_2^2, \quad (19)$$

$$\bar{Y}_3 = 0,516 - 0,060\bar{Y}_3 - 0,351\bar{Y}_3^2 \quad (20)$$

детализируют роль эффективной облачности в расчетах парниковых эффектов в трех вышеупомянутых регионах. Для $\bar{Y}_{1-3} = 0$; $\bar{Y}_1 = 0,30$; $\bar{Y}_2 = 0,36$ и $\bar{Y}_3 = 0,32$ по формулам (17) – (20) получим значения ТПО, в точности соответствующие наблюдавшимся величинам [2, 4]. Эффективная облачность и парниковые эффекты оказывают громадное влияние на температурный режим Земли. Лучше всего \bar{Y}_1 выражен в атмосфере над океанами. Это обусловлено меньшим количеством аэрозолей и более высоким содержанием водяного пара – главного фактора, регулирующего парниковый эффект в океанической атмосфере.

В ситуациях с $\bar{Y}_i = 0$ при $\bar{Y}_i = 1$ температура \bar{t} в трех регионах понижается до $-22,5^\circ\text{C}$ [2] – аналоги эпох оледенений, неоднократно происходивших в истории Земли, которым предшествовали усиления вулканической активности [19]. Величине $\bar{t} = -22,5^\circ\text{C}$ в формулах (12) и (15) соответствуют значения $F_{cn} = 7,1$ МДж/(м²·сут) и $t' = -72,4^\circ\text{C}$ (на рис. 2 и 3 они помечены крестиками).

Антропогенный парниковый эффект, обусловленный влиянием газов, образующихся от сжигания ископаемого топлива, рассчитывается следующим образом [2]:

$$\Delta t(\bar{a}) = 0,162(\Delta\hat{A} + \Delta\hat{E}) + 0,0016[(\Delta\hat{E})^2 - (\Delta\hat{A})^2]. \quad (21)$$

При этом имеет место асимметрия аномалий потоков коротко- и длинноволновой радиации:

$$\Delta R_{cn} + \Delta\hat{E} + \Delta\hat{A} = 0. \quad (22)$$

Как уже отмечалось, по данным за последние 20 лет непрерывных спутниковых измерений [3] глобальные величины \hat{A} суммарно увеличились на 15 Вт/м^2 ; соответственно на 10 Вт/м^2 уменьшились значения УКР. К 2002 г. глобальные радиационные аномалии составили [3]: $\Delta\hat{A} = +8 \hat{\Delta}^2$, $\Delta\hat{E} = -3 \hat{\Delta}^2$, $\Delta R_{cn} = -5 \hat{\Delta}^2$, что свидетельствует об изменении прозрачности атмосферы под влиянием антропогенной компоненты в парниковом эффекте. Эти два обстоятельства связываются с изменением глобального

климата в сторону его потепления. Подстановкой значений указанных аномалий в формулу (21) получим $\Delta t(\tilde{a}) = \frac{0,655 + 0,746}{2} = +0,7^\circ\text{C}$, что соответствует временным оценкам потепления глобального климата.

Если наблюдаемые в течение последних 20 лет (к 2002 г.) тренды $\Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}$ и $\Delta\hat{O}\hat{E}\hat{E}$ сохранятся (см. рис. 3 из работы [2]) или даже усилятся, то во второй половине XXI в. глобальные температуры воздуха повысятся, но не более чем на $1,6 - 2,0^\circ\text{C}$ (табл. 4 из работы [2]). Дело в том, что антропогенная поправка $\Delta t(\tilde{a})$ является квадратичной функцией от $\Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}$. При относительно больших значениях этой величины производная $[\Delta t(\tilde{a}) / \Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}]$ становится равной нулю или даже отрицательной за счет роста промышленной и вулканической аэрозольных составляющих парникового эффекта.

Формула, определяющая изменение глобальной приземной температуры воздуха под влиянием продуктов вулканических извержений, записывается в виде [2]:

$$\Delta t(\hat{a}) = -[0,162(\Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}_a + \Delta\hat{O}\hat{E}\hat{E}_a) + 0,00116(\Delta\hat{O}\hat{E}\hat{E}_a^2 - \Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}_a^2)]. \quad (23)$$

После извержения вулкана Пинатубо на Филиппинах в августе – сентябре 1991 г. [2, 3] аномалия $\Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}_a$ составила $-4,0 \text{ Вт/м}^2$, а величина $\Delta\text{УКР}_v$, наоборот, увеличилась до $7,6 \text{ Вт/м}^2$. Региональное понижение температуры (формула (23)) составило $-0,63^\circ\text{C}$ относительно среднего уровня, равного $+0,56^\circ\text{C}$ перед извержением Пинатубо. Суммарное понижение температуры под влиянием двух факторов

$$\Delta t(\Sigma) = \Delta t(\hat{a}) + \Delta t(\tilde{a}) = -0,63 + 0,56 = -0,07^\circ\text{C}.$$

К марту 1993 г. атмосфера в районе Филиппин вернулась к своему первоначальному (до извержения вулкана) состоянию.

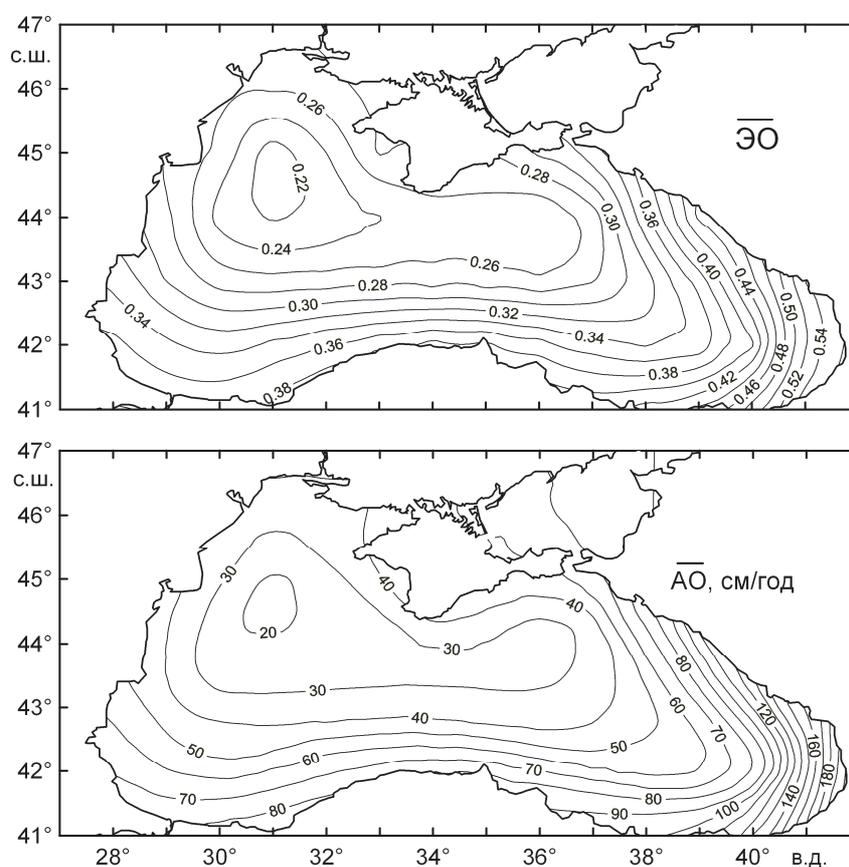
Сильные одновременные извержения нескольких вулканов могут не только полностью компенсировать глобальный парниковый эффект, обусловленный влиянием промышленных выбросов в атмосферу, но и привести к полному оледенению Земли при чрезмерной интенсификации вулканической активности.

Дальнейшие спутниковые исследования должны ответить на вопрос: служат ли выявленные изменения $\Delta\hat{O}\hat{A}\hat{E}$ и $\Delta\hat{O}\hat{E}\hat{E}$ [2, 3] трендами в климатической системе, обусловленными антропогенными факторами, или они являются следствием проявления естественных флуктуаций климата [20].

Увеличение парникового эффекта с 0,4500 до 0,4584 эквивалентно повышению глобальной температуры на $0,7^\circ\text{C}$ за 100 лет (формула (17)).

7. Эффективная облачность и атмосферные осадки. Черное море. Подобные друг другу пространственные распределения средних годовых климатических величин эффективной облачности $\overline{\hat{Y}\hat{I}}$ и атмосферных осадков $\overline{\hat{A}\hat{I}}$ в одноградусных (по широте и долготе) квадратах на Черном море (рис. 4) связаны с особенностями атмосферной циркуляции и орографии побережий в

регионе. Главной причиной высоких значений $\overline{\dot{YI}}$ и $\overline{\dot{AI}}$ является циклоническая активность в атмосфере. В зимне-весенний период преобладающее количество атлантических и средиземноморских циклонов проходит с запада на восток над южными районами моря. В указанный период восточные, в особенности юго-восточные, районы отличаются наибольшим количеством осадков и эффективной облачности. Причина тому – наличие на пути движения влагонесущих потоков воздуха гор Кавказа, способствующих задержанию и накоплению влаги в атмосфере. Самым «влажным» на Черном море является район г. Батуми. Здесь выпадает осадков ~ 250 см/год при $\overline{\dot{YI}} \sim 0,65$, что немногим меньше аналогичных величин во влажных тропиках Мирового океана [4]. Меньше всего осадков ($\overline{\dot{AI}} \sim 16$ см/год при $\overline{\dot{YI}} \sim 0,20$) выпадает в области с координатами 44,5° с. ш.; 31° з. д., где стационарируют синоптические антициклоны, чередой идущие преимущественно летом с Атлантического океана на акваторию Черного моря под влиянием Азорского барического максимума. В прибрежном районе, на крайнем северо-западе, наблюдается небольшое увеличение осадков за счет термической конвекции.



Р и с. 4. Климатические карты средних годовых величин эффективной облачности $\overline{\dot{YI}}$ и атмосферных осадков $\overline{\dot{AI}}$ (Черное море)

Ниже приводится регрессионное соотношение [21]: $\overline{AO} \approx -57\overline{YI} + 680\overline{YI}^2$, полученное для периодов 1923 – 1940 гг., 1945 – 2002 гг. в интервале значений $16,4 \geq \bar{t} \geq 13,4^\circ\text{C}$, определенных с ИСЗ [22]. В целом для всей акватории Черного моря площадью s климатическая величина $\overline{AI}_s = 56$ см/год при $\overline{YI}_s = 0,332$. Для одноградусных квадратов средняя квадратичная погрешность $\sigma_{\overline{AI}} = 1,01$ мм/год.

8. Эффективная облачность. Тропические циклоны и ураганы. Климатические скорости приводного ветра $U \sim 25 - 110$ км/ч (табл. 2) являются типичными на океанах при эффективной облачности $\overline{YI} \geq 0,6$.

Т а б л и ц а 2

Климатические скорости приводного ветра (км/ч) на океанах [5]

ТПО, °C	Эффективная облачность				
	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0	32	32	33	43	74
4	35	35	37	48	80
8	37	37	39	50	82
12	35	39	36	46	77
16	32	31	31	41	74
20	29	28	28	48	78
24	28	28	33	58	94
28	25	29	40	61	110

Радиационные температуры $t'(O) = -42 \dots -84^\circ\text{C}$ при $\overline{YI} = 0,8 - 1$ (рис. 3) наблюдаются со спутников и высотных самолетов-лабораторий в муссонных образованиях, тайфунах и, особенно, в тропических циклонах при скоростях ветра $U \sim 120 - 200$ км/ч. Характеристики самых мощных из наблюдавшихся тропических циклонов (ураганов) следующие: $t'(O) \approx -84^\circ\text{C}$ и $\overline{YI} \approx 1$ при $t \approx 30^\circ\text{C}$ (рис. 3). Им соответствуют $U_{\max} \geq 200$ км/ч и минимальные значения интегрального (по спектру $\approx 3 - 50$ мкм) потока УДР (рис. 2):

$$F_{cn} = 20,5 - 84 \cdot 0,185 = 4,9 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут}).$$

Облачность типа Cb (*calv*) поднимается до 15000 м, ниже она чередуется с облаками Ci , Cs , As , Ac , но более плотными в отличие от облаков теплового фронта; затем располагается слой циклонических Ns . Для этой облачной системы в целом характерны затяжные интенсивные атмосферные осадки, частые грозы и шквалы [23].

Тропические ураганы формируются несколько раз в году, преимущественно летом и осенью, на всех океанах (кроме Южной Атлантики) на широтах выше 5° [23]. При экстремальных атмосферных процессах, связанных с мощными восходящими потоками влажного воздуха, на перифериях тропических ураганов формируются сильные горизонтальные вихри [23, 24], которые движутся со скоростями ≥ 200 км/ч и приводят на суше к огромным разрушениям, наводнениям, массовой гибели людей и животных в масштабах отдельных стран и целых регионов. Их опустошительные действия проявляются в западных частях океанов и на восточных берегах материков. Побережья, обращенные к востоку, испытывают особенно опасное воздействие морских волн, поднимаемых и увлекаемых ветром. Сначала образуется циклоническая зыбь высотой до 10 – 15 м, перемещающаяся по инерции на расстоянии до 1500 км впереди циклона. К ней присоединяется ураганная волна, вызванная накоплением воды в центре тропического циклона вследствие конвергенции ветров [23]. Так, мощный тропический ураган Наргис, обрушившийся в мае 2008 г. на Мьянму, унес более 200 тыс. человеческих жизней. Огромные потери в сентябре 2008 г. принес тропический ураган Айк, пронесшейся по островам Карибского бассейна и юго-востоку США. Суммарные потери от стихийных бедствий в 2008 г. составили около 200 млрд. долларов. Большие потери от природных катаклизмов были лишь дважды – в 1995 и 2005 гг.

Скорости ветра в ураганах над прибрежными районами Испании и юго-запада Франции в 2009 г. составили ≈ 200 км/ч.

9. Основные результаты. Эффективная облачность рассчитывается на основе спутниковой информации равноточными методами: по ТПО t и F_{cn} или по ТПО t и радиационной температуре t' в спектральном канале 10,3 – 11,3 мкм (формулы (13), (14); рис. 2 и 3).

Величины ТПО и ЭО являются важнейшими характеристиками природной среды. Они определяют парниковые эффекты, энергетику океана и атмосферы, регулируют атмосферные процессы, формируют климат [2]. По данным об этих характеристиках на основе спутниковой информации осуществляется климатический мониторинг атмосферных осадков над морями и океанами [4, 5, 21]; восстанавливаются все компоненты радиационного, теплового и водного балансов в СОА, исследуется их внутри- и межгодовая изменчивость. Точность этих расчетов удовлетворяет требованиям ВПИК [1] и «Глобальной системы наблюдений за океаном», созданных по инициативе МОК [24].

Установлены связи между эффективной облачностью и парниковыми эффектами в различных регионах Земли.

Под влиянием изменчивости парниковых эффектов, обусловленных выносами в атмосферу парниковых газов промышленного и вулканического происхождения, имели место кардинальные перестройки глобальных полей УКР и УДР за последние 20 лет спутниковых наблюдений.

Получены климатические данные по эффективной облачности и ее изменчивости, в частности в тропических циклонах и ураганах.

В современных условиях суммарный тренд глобальной приземной температуры воздуха составляет $\sim +0,7^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. Во второй половине XXI в. за счет парниковых газов, образующихся от сжигания ископаемого топлива, прогнозируется [2] повышение глобальной температуры на $1,6 - 2,0^{\circ}\text{C}$.

«Сброс» в космическое пространство радиационной энергии $\Delta R_{\text{сн}} \approx -(5 \dots 10) \text{ Вт/м}^2$ является естественным условием необходимой защиты Земли от повышения температуры и прямым следствием реально наблюдаемого и прогнозируемого потепления климата. Сокращение в соответствии с Киотским протоколом промышленных выбросов в глобальную атмосферу может улучшить ситуацию с климатом.

Если все же во второй половине XXI в. произойдет рост глобальной температуры больше, чем на 2°C , то процесс изменения климата может стать необратимым. «Исправление» ситуации будет возможным лишь за счет вулканической деятельности, интенсификация которой, однако, может привести к противоположному результату – полному оледенению Земли [19].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кондратьев К.Я.* Всемирная исследовательская климатическая программа: состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений // Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. – М.: ВИНТИ, 1982. – 8. – 276 с.
2. *Тимофеев Н.А.* Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация) // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 6. – С. 13 – 28.
3. *Головки В.А.* Глобальное перераспределение составляющих радиационного баланса Земли // Исследование Земли из космоса. – 2003. – № 6. – С. 51 – 62.
4. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2004. – 256 с.
5. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* О климатическом спутниковом мониторинге внешнего теплового баланса океанов и Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 59 – 75.
6. *Тимофеев Н.А.* Анализ алгоритмов восстановления температуры поверхности океана на основе наблюдений с оперативных спутников NOAA/ERS-1 // Исследование Земли из космоса. – 1992. – № 3. – С. 35 – 41.
7. *Тимофеев Н.А.* Методы и результаты спутникового мониторинга Атлантического океана // Гидрофизика Тропической Атлантики. – Киев: Наук. думка, 1993. – С. 51 – 74.
8. *Тимофеев Н.А.* Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 247 с.
9. *Фетт В.* Атмосферная пыль. – М.: Иностран. лит., 1961. – 336 с.
10. *Гришин Г.А., Тимофеев Н.А., Калинин Е.И. и др.* Спутниковый мониторинг средиземных морей в оптическом диапазоне спектра // Исследование Земли из космоса. – 1992. – № 6. – С. 45 – 54.
11. *Тимофеев Н.А., Каба М.Л.* Атмосферные процессы. Взаимодействие океана и атмосферы // Тропическая Атлантика. Регион Гвинеи. – Киев: Наук. думка, 1988. – С. 13 – 68.
12. *Mororette I.I., Deschamps P.Y., Fouquart Y.* Outgoing long wave flux from sounders radiances // Ann. Meteorol. – 1982. – № 18. – P. 39 – 41.
13. *Тимофеев Н.А.* Соотношения между интенсивностями уходящей в космос радиации в различных участках ИК-спектра // Морской гидрофизический журнал. – 1988. – № 1. – С. 41 – 46.

14. *Инфракрасное* излучение Земли в космос / Ю.Г. Андрианов, И.И. Караваев, Ю.П. Сафонов и др. – М.: Сов. радио, 1973. – 112 с.
15. *Kyle H.L., Ardanuy P.E., Hurley E.I.* The *Nimbus-7* Earth Radiation Budget data set. – Washington: NASA, 1985. – 248 p.
16. *Маховер З.М.* Климатология тропосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 255 с.
17. *Зайцева Н.А., Костяной Г.Н.* Меридиональные изменения длинноволновой радиации в атмосфере над Тихим океаном (по данным кораблей погоды) // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1966. – 2, № 12. – С. 1235 – 1252.
18. *Зайцева Н.А., Костяной Г.Н., Шляхов В.И.* Модель стандартной радиационной атмосферы (длинноволновая радиация) // Метеорология и гидрология. – 1973. – № 12. – С. 24 – 34.
19. *Джон Б., Дербишер Э., Янг Г. и др.* Зимы нашей планеты. – М.: Мир, 1982. – 333 с.
20. *Bottomley M., Folland C.K., Hsiving J. et al.* Global ocean surface temperature Atlas // A joint project of the Meteorological Office and Massachusetts Institute of Technology, 1990.
21. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Климатический мониторинг атмосферных осадков и радиации на Черном море по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 1. – С. 68 – 84.
22. *Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичний С.В.* Температура поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986 – 2002 гг. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 264 с.
23. *Педеллаборд П.* Муссоны. – М.: Иностран. лит., 1965. – 195 с.
24. *Коротаев Г.К., Еремеев В.Н.* Введение в оперативную океанографию Черного моря. – Севастополь: НПП «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. – 381 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 29.04.09
После доработки 15.06.09

АНОТАЦІЯ Температура води верхнього шару океану та ефективна хмарність (хмарність з одночасним урахуванням її кількості та оптичної густини) є найважливішими характеристиками природного середовища. Вони визначають парникові ефекти, енергетику океану та атмосфери, регулюють клімат. За даними про ці характеристики на основі супутникової інформації відновлюються всі компоненти радіаційного, теплого і водного балансів в системі океан – атмосфера, досліджується їх внутрішньо- і міжрічна мінливість. У цій роботі описуються методи розрахунку ефективної хмарності за температурою поверхні океану і радіаційною температурою в спектральному каналі 10,3 – 11,3 мкм. Розвиток цих досліджень пов'язаний з прогресом супутникової гідрофізики: інформація, одержувана з космосу, стає все більш точною, регулярно і глобальною.

ABSTRACT Sea surface temperature and effective cloudiness (including simultaneous consideration of its quantity and optical density) are the most important characteristics of natural environment. They determine greenhouse effects, ocean and atmosphere energetics, regulate climate. Satellite derived data on these characteristics permit to reconstruct all the components of radiative, heat and water balances in the ocean – atmosphere system and to study their intra- and inter-annual variability. The methods of calculation of effective cloudiness using sea surface temperature and radiation temperature in the spectral interval 10.3 – 11.3 μm are described in the paper. Development of these investigations is connected with progress of satellite hydrophysics: satellite derived information is becoming increasingly accurate, regular and global.