

УДК 528.87:551.501

Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский

Учет континентальных аэрозолей при восстановлении полей эффективной облачности и атмосферных осадков над океанами по данным наблюдений с ИЗС

На акваториях, граничащих с большими пустынями Земли, континентальные аэрозоли оказывают заметное влияние на режим эффективной облачности, численно равной произведению количества облаков на их условную оптическую плотность, и атмосферных осадков, выпадающих на поверхность океанов. Показаны необходимость и возможности восстановления на основе спутниковой информации полей эффективной облачности и атмосферных осадков в любых условиях аэрозольной замутненности атмосферы. При мониторинге используются данные сканерных наблюдений с ИЗС за уходящим в космос излучением в спектральных интервалах 10,3–11,3 и 11,5–12,5 мкм. Исходная информация и параметры, необходимые для климатических расчетов, содержатся в компьютерной базе данных.

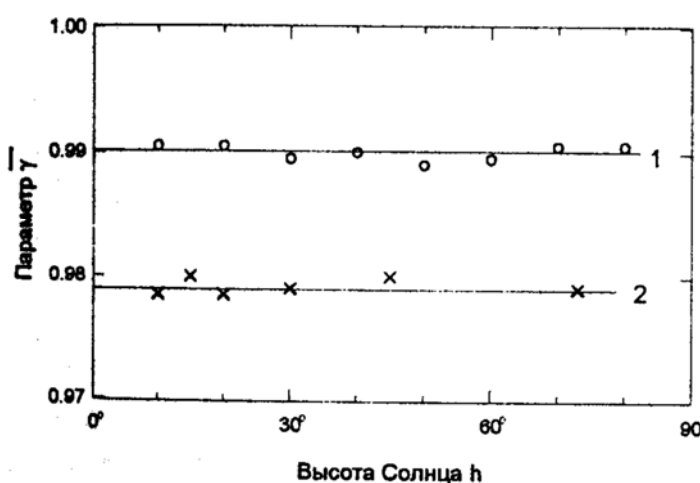
Введение. В работе [1] предложен и обоснован метод реконструкции месячных атмосферных осадков AO , выпадающих на поверхность океанов. Основные функционалы метода: температура поверхности океана (ТПО) t °С, характеристика аэрозольной мутности атмосферы γ и эффективная облачность $ЭО$, численно равная произведению количества облаков $0 \leq n \leq 1$ на их условную оптическую плотность $0 \leq f \leq 1$.

В первом приближении расчеты $ЭО$ и AO выполнены на основе многолетней судовой и спутниковой информации для широтной зоны 63°с.ш. – 63°ю.ш. Мирового океана при условии, что $\gamma = 1$. По этим данным сформированы массивы текущих и климатических месячных и годовых величин в сетке 500×500 км²; составлены атласы климатических карт эффективной облачности [2] и атмосферных осадков [3]. Месячные величины $ЭО$ варьируют в пределах от 0 до 0,9 при среднегодовом глобальном значении $ЭО_s = 0,304$; соответствующая сумма осадков $AO_s = 1350$ мм/год. Интегральные характеристики теплового и водного балансов океанов, суши и Земли как планеты согласованы между собой [1, 3].

На акваториях, граничащих с большими пустынями Земли, континентальные аэрозоли оказывают существенное влияние на режимы некоторых метеорологических элементов. В статье описываются методы определений на основе спутниковых данных климатических и текущих (в мониторинге) величин $ЭО$ и AO при $\gamma < 1$, что указывает на наличие выносов континентальных аэрозолей на акватории океанов: чем меньше γ , тем интенсивнее выносы.

© Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский, 2004

Исходная информация. Модели для расчетов облачности и атмосферных осадков над океанами. Многолетние (1945–1989 гг.) судовые наблюдения ТПО и температуры воздуха t_a в приводном слое атмосферы обобщены в электронном банке COADS. Регулярная информация по t с необходимым пространственно-временным осреднением может быть получена из спутниковых наблюдений. В [4–6] предложены и реализованы методы восстановления ТПО на основе данных с установленных на оперативных спутниковых системах NOAA (США) и ERS-1 (ЕКА – Европейское космическое агентство) радиометров высокого разрешения соответственно AVHRR/2 и ATSR. Исходная информация – радиационная температура t_1, t_2, t_3 (°C) соответственно в спектральных интервалах 3,53–3,94 ($\bar{\lambda}_1 = 3,7$); 10,3–11,3 ($\bar{\lambda}_2 = 10,8$) и 11,5–12,5 ($\bar{\lambda}_3 = 12,0$) мкм. Измерения, необходимые для восстановления t , производятся как минимум на двух длинах волн при зенитном угле спутника θ в точке, для которой определяется ТПО. Каналы $\bar{\lambda}_2$ и $\bar{\lambda}_3$ задействованы в дневных и ночных измерениях. С целью исключения погрешностей, вызванных влиянием отраженного и рассеянного солнечного излучения, данные наблюдений в спектральном интервале 3,53–3,94 мкм используются только за ночной период. Угол θ вычисляется исходя из значений угла сканирования θ_N (между местной вертикалью спутника и оптической осью радиометра), радиуса Земли и высоты орбиты. При обработке спутниковой информации ситуации с облачностью исключаются [4]. ТПО определяется с погрешностью $< 0,5^\circ\text{C}$ при самых разных атмосферных условиях [5, 6].



Р и с. 1. Значения параметра $\bar{\gamma}$, вычисленные по данным многолетних измерений интенсивности прямой солнечной радиации $S(h)$ и влагосодержания атмосферы ω над свободной ото льда поверхностью Мирового океана (1) и территорией бывшего СССР (2)

Параметр $\gamma = 0,9 - 0,4 \sin h + (0,1 + 0,4 \sin h) S(h)/S_N(h)$ вычисляется с высокой точностью по влагосодержанию атмосферы ω и интенсивности прямой солнечной радиации $S(h)$. Экспериментальные данные (рис. 1) свидетельствуют о том, что γ не зависит от высоты Солнца h и является рациональной характеристикой аэрозольной замутненности атмосферы [7]. На океанах в среднем за многолетний период $\bar{\gamma} \approx 0,99$. Величина $\gamma = 1$

при $S(h) = S_N(h)$ соответствует «нормальному» оптическому состоянию безоблачной атмосферы при реальных концентрациях водяного пара и морских аэрозолей. Это условие распространяется на 80-процентную часть площади Мирового океана $s = 330 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ для широтной зоны $63^\circ\text{с.ш.} - 63^\circ\text{ю.ш.}$ Над регионами площадью $\approx 0,2s$ параметр γ изменяется в пределах $0,67 \leq \gamma < 1$; в

среднем за год $\bar{\gamma} \approx 0,95$ [7]. Эти акватории характеризуются, как правило, повышенной биопродуктивностью вод.

Для конкретных месяцев ЭО определяется с ошибкой 0,03 по соотношениям [2]

$$\text{ЭО} = \frac{A_{cn} - A_{cy}}{A_{\max} - A_{cy}} = \frac{F_{cy} - F_{cn}}{F_{cy} - F_{\min}}$$

Здесь A_{cn} , F_{cn} – соответственно полусферические среднесуточные альбедо (доли единицы) системы океан – атмосфера (СОА) и потоки уходящей в космос длинноволновой радиации, $\text{МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (УДР) в спектральных интервалах 0,2–3,8; 3,8–50 мкм, восстановленные по показаниям узкоугольных сканирующих радиометров ИСЗ «NOAA-2, ..., -5» и непосредственно измеренные широкосекторными приборами спутников «Nimbus-6, -7» при всех возможных комбинациях аэрозольной мутности атмосферы ($\gamma \leq 1$) и облачности ($0 \leq n \leq 1$); количественные оценки A_{cn} , F_{cn} за 1974 – 1983 гг. подтверждены данными спутниковых наблюдений последующих 10 лет [6, 8];

$[A_{cy}, F_{cy}]_1$, $[A_{\max}, F_{\min}]_2$ – модельные параметры СОА соответственно:

1) в условиях $\text{ЭО} = 0$ и $\gamma < 1$, когда при максимальном уровне солнечной облученности поверхности океана осадки невозможны, а влияние аэрозолей на альбедо и УДР является существенным [7]:

$$A_{cy} = A_c + (1 - \gamma)(5,6A_c - 0,106),$$

$$F_{cy} = F_c - (F_c - F_{\min}) \frac{A_{cy} - A_c}{A_{\max} - A_c};$$

2) в условиях, когда при $\text{ЭО} = 1$ потоки солнечной и длинноволновой радиации на поверхности океана равны нулю; из таких облаков выпадают осадки максимальных интенсивностей, зависящих от ТПО [1]. Ситуации, когда в конкретные сутки радиационный баланс на поверхности океана $R_n \rightarrow 0$, — события нередкие [7].

Величины A_c и $A_{\max}$, параметризованные в [7, 9] среднедневными значениями $\sin h$, соответствуют минимальным при $\text{ЭО} = 0$, $\gamma = 1$ и максимальным при $\text{ЭО} = 1$ альбедо СОА, наблюдаемым с ИСЗ. Максимальные при $\text{ЭО} = 0$, $\gamma = 1$ потоки УДР F_c параметризованы по ТПО [10] с СКО = 0,2 ... 0,4 $\text{МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, а минимальные величины УДР $F_{\min} \approx 1,1\sigma(273,15 + t_{tp})^4$, соответствующие условию $\text{ЭО} = 1$, определяются с погрешностью ~5% по температуре воздуха t_{tp} на уровне тропопаузы [11] – верхней границе мощных облаков (типа Cb), из которых выпадают осадки предельно больших интенсивностей, зависящих от ТПО [1]. Постоянная Стефана – Больцмана $\sigma = 49,18 \cdot 10^{-10} \text{МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1} \cdot \text{град}^4$. Множитель 1,1 учитывает вклад в УДР излучения стратосферы с ее высокими температурами. Параметризации для F_c и $F_{\min}$ вытекают из модельных расчетов [7] и согласуются с данными спутниковых наблюдений и высотных актинометрических

радиозондирований атмосферы над Тихим океаном [12]. Перечисленные результаты подтверждают перспективность и достаточность применения указанных параметров в задачах восстановления на основе спутниковой информации полей радиации [6, 9, 10], эффективной облачности [2] и атмосферных осадков [1, 3]:

$$AO = a \text{ЭО} + b \text{ЭО}^2 + c \text{ЭО}^3 + d \text{ЭО}^4 + \text{ЭО} \cdot \Phi.$$

Коэффициенты a, b, c, d зависят от ТПО. Функция Φ учитывает влияние на формирование поля осадков апвеллингов, океанических и атмосферных течений, обуславливающих пространственно-временную изменчивость температуры воды и воздуха. Последняя величина с учетом ее высокой корреляции с ТПО непосредственно не используется при спутниковом мониторинге как параметр моделей для R_n и AO .

Обзор данных по аэрозольной замутненности атмосферы над океанами. Долговременные и устойчивые увеличения концентраций загрязняющих атмосферу примесей оказывают заметное влияние на метеорологический режим. Над некоторыми акваториями под влиянием большого количества песка, пыли и пыльцы растений, выносимых воздушными потоками из пустынных районов Земли, параметр $\gamma < 1$ [7]. Наиболее низкие значения $\gamma \ll 1$ отмечаются в экваториальных и тропических районах Атлантического океана, прилегающих к Африканскому континенту. Выносы с территории Западной Африки и выпадения континентальной пыли на поверхность Атлантического океана, обусловленные северо-восточным пассатом, представляют собой частое явление. По данным примерно 100-летних визуальных и инструментальных наблюдений с судов определена область выпадения сахарской пыли – «море мрака» [13], – простирающаяся от 5 до 25°с.ш. и на западе вплоть до 35°з.д. К югу от 5°с.ш. выделяется область выносов на акваторию Атлантического океана громадных пылевых облаков под воздействием харматана (ветер, дующий с востока и развитый в Сахели – географической области в южной части Сахары). Атмосферные процессы во всем регионе формируются в результате взаимодействия Азорского антициклона, экваториальной депрессии (ВЗК – внутритропической зоны конвергенции) и зимнего Сахарского антициклона. Для осуществления переносов с суши на океан большого количества пыли необходимы устойчивые и сильные потоки воздуха в нижней тропосфере. Они возникают, когда центр Азорского антициклона смещается на юго-восток к берегам Африки. На высотах над Сахарой создаются большие барические градиенты, что приводит к усилению северо-восточного пассата и харматана [14, 15].

Повторяемость выносов аэрозолей из Западной Африки на акваторию Атлантического океана имеет годовой ход. Выделяются дождливый и сухой сезоны с непродолжительными переходными периодами между ними. В Северном полушарии дождливый сезон длится обычно с июня по сентябрь. В это время года северо-восточные пассатные потоки воздуха ослабевают. Ось экваториальной барической ложбины занимает крайнее северное положение: на востоке океана – 10...13°с.ш., в центре – 5...8°с.ш. и на западе – 1...5°с.ш. Пассат Юж-

ного полушария до встречи с ослабленным северо-восточным пассатом сохраняет восточную составляющую, далее он меняет свое направление на юго-западное, усиливая Межпассатное противотечение. Уровень аэрозольного помутнения атмосферы над Атлантическим океаном вследствие вымывания пыли осадками приближается к «норме», когда $\gamma = 1$. В сухой сезон Сахарский антициклон усиливается, ВЗК смещается в Южное полушарие. Высокое помутнение атмосферы над Западной Африкой и Атлантикой определяется пылевыми облаками, сформированными в пустынных и полупустынных ареалах Сахары (Сахели) и выносимыми оттуда северо-восточным пассатом и местным ветром харматан. Последний в регионе Гвинеи наблюдается с ноября по апрель и является частью глобальной муссонной циркуляции [15]. Продолжительность периода действия харматана зависит от скорости меридиональной миграции Тропического фронта. Сухой воздух из Сахели приносит пыль и зной, облачность рассеивается, вероятность выпадения осадков над Атлантическим океаном и в особенности над Западной Африкой существенно понижается. Рекордно низкие значения $\gamma = 0,67 \dots 0,68$ зафиксированы в апреле 1981 г. на шельфе Гвинеи в точке с координатами $10^\circ \text{с.ш.}, 15^\circ \text{з.д.}$ [7]. При $h \approx 30^\circ$ прямая солнечная радиация $S(h)$ была близка к нулю. На всех предметах, такелаже и надстройках НИС «Академик Вернадский» образовался слой мелкозернистой красно-коричневой пыли толщиной 2–3 см. В Южном полушарии в это время года на широтах $\varphi > 5 \dots 6^\circ$ прозрачность атмосферы над Атлантикой была близка к «норме» ($\gamma = 1$).

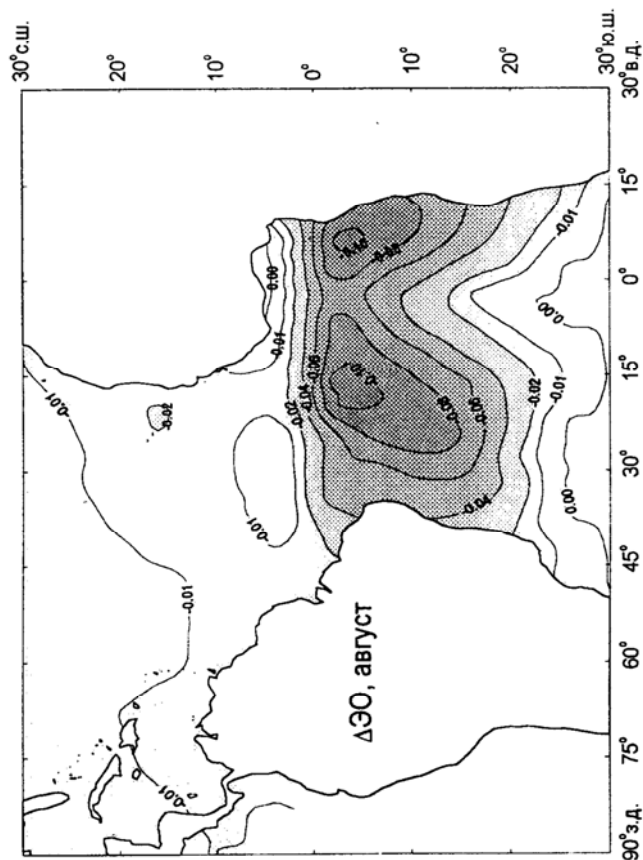
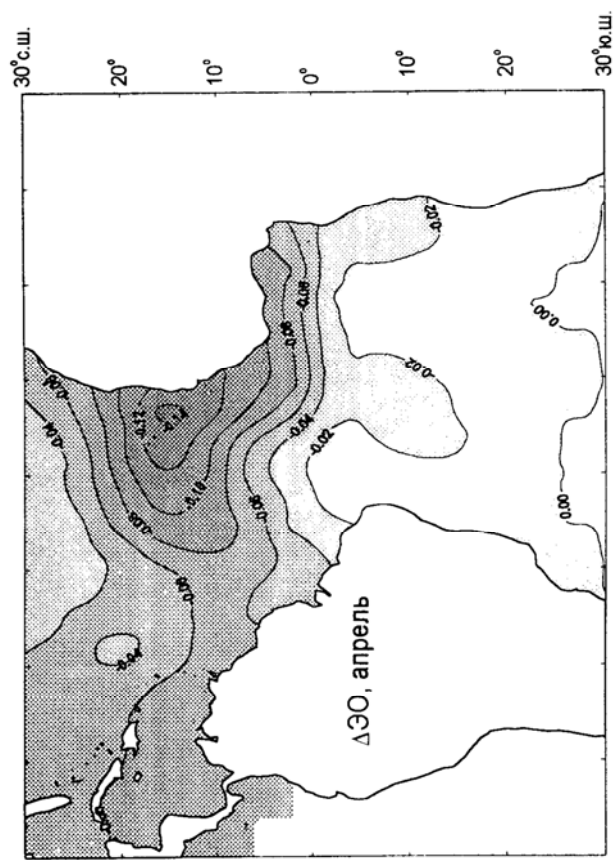
Распределение климатических средних годовых значений $\bar{\gamma}$ по акватории Атлантического океана показано на карте ([7], рис. 2.16.1), построенной в результате обобщения многолетних измерений влагосодержания атмосферы ω и прямой солнечной радиации $S(h)$. Область с климатическим минимумом $\bar{\gamma} \approx 0,86$ находится на шельфе Гвинеи вблизи г. Конакри. Поскольку поверхность воды эффективно поглощает пыль, ее концентрации в атмосфере над «морем мрака» и Гвинейским заливом уменьшаются со временем, и по мере удаления от береговой линии $\gamma \rightarrow 1$.

Для других районов Мирового океана с преимущественно муссонным климатом фоновые значения γ тоже получены по судовым наблюдениям ω и $S(h)$ [7]. На севере Аденского залива, в Средиземном, Красном, Аравийском, Желтом морях $\gamma < 1$ при среднем годовом значении $\approx 0,95$. Эта оценка применима также к акваториям, прилегающим к следующим районам суши:

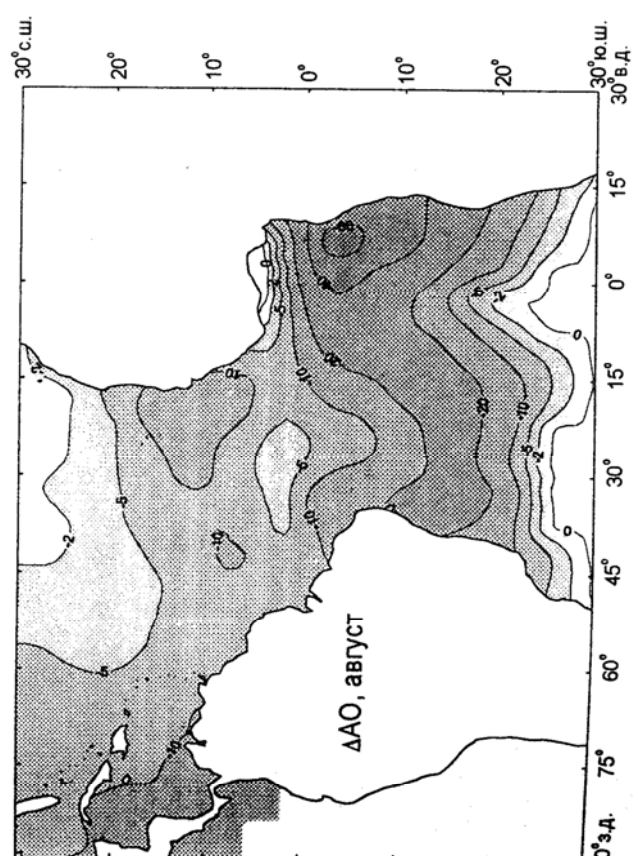
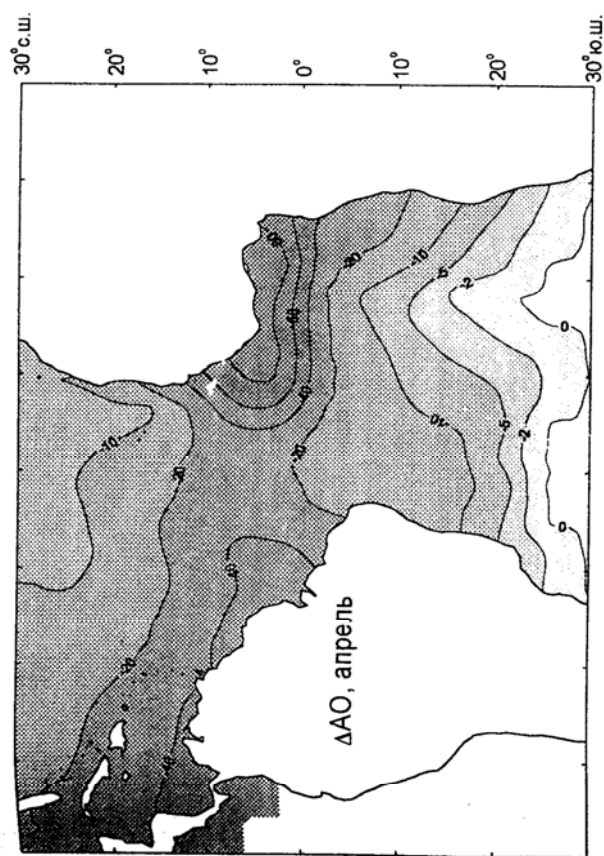
- западное побережье Южной Африки ($\varphi \approx 16 \dots 28^\circ \text{ю.ш.}$, пустыни Намиб и Калахари);
- западное побережье Южной Америки ($\varphi \approx 22 \dots 27^\circ \text{ю.ш.}$, пустыня Атакама);
- западное побережье Северной Америки ($\varphi \approx 25 \dots 40^\circ \text{с.ш.}$, районы Большого Бассейна и Северной Калифорнии);
- северо-западное побережье Австралии ($\varphi \approx 15 \dots 23^\circ \text{ю.ш.}$, пустыни Большая Песчаная и Большая Виктория).

Исходная информация и погрешности расчетов эффективной облачности над шельфом Гвинеи (район г. Конакри), обусловленные влиянием сахарской пыли [15]

Обозначения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
$1 - \gamma$	0,197	0,190	0,200	0,218	0,177	0,130	0,083	0,037	0,083	0,113	0,117	0,177	0,144
D	1,37	1,32	1,39	1,52	1,23	1,90	0,58	0,26	0,58	0,78	0,81	1,23	1,00
A_{cn}	0,266	0,247	0,232	0,238	0,233	0,248	0,278	0,311	0,244	0,236	0,245	0,270	0,254
F_{cn}	21,70	21,80	21,60	20,60	21,80	21,90	20,80	18,90	21,50	22,40	22,50	21,80	21,44
$\Delta \Theta_1$	-0,143	-0,134	-0,143	-0,156	-0,122	-0,084	-0,046	-0,018	-0,051	-0,075	-0,081	-0,127	-0,098
$\Delta \Theta_2$	-0,154	-0,143	-0,149	-0,155	-0,130	-0,093	-0,052	-0,019	-0,055	-0,082	-0,089	-0,138	-0,105



Р и с. 2. Поправки (в долях единицы) к эффективной облачности, обусловленные пылью, выносимой с Африканского континента



Р и с. 3. Поправки (мм/мес) к атмосферным осадкам, обусловленные пылью, выносимой с Африканского континента

Над Гавайскими о-вами в условиях максимального помутнения атмосферы, обусловленного выносами пыли из пустынь Гоби и Такла-Макан, величина γ не опускается ниже 0,97. Мощные пылевые выносы из пустынных районов Восточной Азии на Тихий океан происходят в течение примерно 1/3 года. Следовательно, среднее годовое значение $\bar{\gamma}$ не должно быть меньше 0,99. Для внутриконтинентальных морей и крупных островов, которые по уровню аэрозольной замутненности атмосферы занимают промежуточное положение между океанами и сушей, параметр γ изменяется в пределах 0,96–1,00. Для о-вов Самоа, например, $\bar{\gamma} = 0,97$. В Карадаге (прибрежная часть Черного моря) параметр γ изменяется от 1,01 зимой до 0,97 в начале лета; в среднем за год $\bar{\gamma} = 0,99$.

Что касается 80-процентной части Мирового океана в зоне 63°с.ш.–63°ю.ш., то на нее распространяется условие $\gamma = 1$. Исключение составляют случаи с мощными вулканическими извержениями, после которых явление аномальной запыленности атмосферы ($\gamma \ll 1$) сохраняется длительное время и имеет глобальный характер [16].

Коррекции эффективной облачности и атмосферных осадков над океанами с учетом влияния континентальных аэрозолей. Уменьшения рассчитанных значений ЭО под влиянием континентальных аэрозолей описываются следующим образом:

$$\Delta \text{ЭО}_1 = \frac{A_{cn} - A_{cy}}{A_{\max} - A_{cy}} - \frac{A_{cn} - A_c}{A_{\max} - A_c},$$

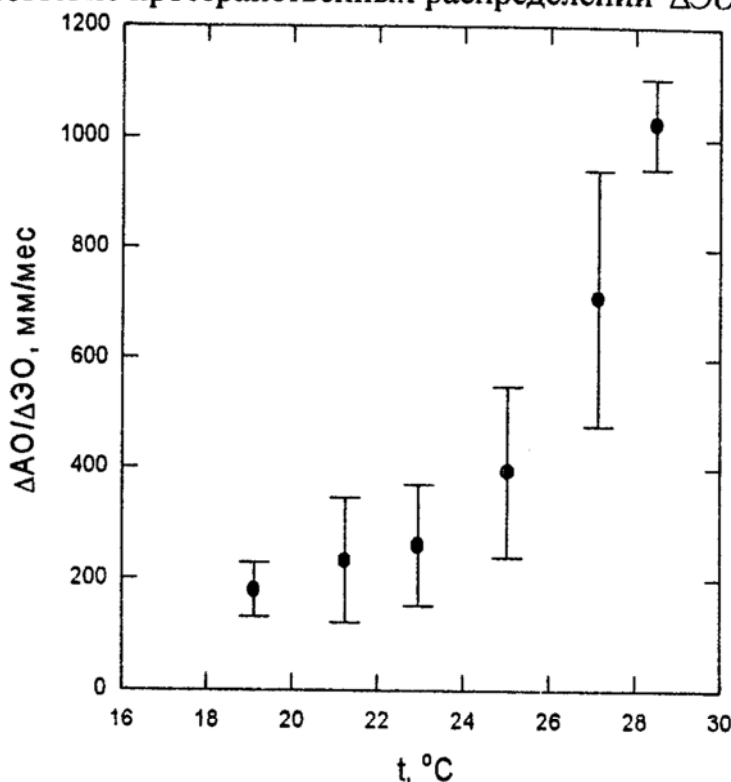
$$\Delta \text{ЭО}_2 = \frac{F_{cy} - F_{cn}}{F_{cy} - F_{\min}} - \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}}.$$

Рассмотрим поправки $\Delta \text{ЭО}_{1,2}$, рассчитанные по данным наземных (γ) и спутниковых (t , A_{cn} , F_{cn}) наблюдений в Советско-Гвинейском океанографическом центре [15]. Эти данные в среднем за 1983 – 1986 гг. представлены в таблице. Среднее годовое значение $\bar{\gamma}$, равное 0,856, практически в точности соответствует климатической норме, полученной для этого региона по многолетним судовым наблюдениям [7]. Амплитуда годового хода γ на шельфе Гвинеи в районе г. Конакри составляет $0,963 - 0,782 = 0,181$, а его межгодовые вариации сравнительно невелики: $\text{СКО}(\gamma) = 0,024$. Поправки

$$\Delta \text{ЭО}_1 \text{ и } \Delta \text{ЭО}_2 \text{ практически идентичны: } \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\Delta \text{ЭО}_1 - \Delta \text{ЭО}_2)^2} = 0,007.$$

К числу наиболее существенных особенностей глобального распределения континентальных аэрозолей относится годовой ход, активно проявляющийся в регионах с муссонным климатом. Для расчетов обобщенных поправок $\Delta \text{ЭО} = 0,5 (\Delta \text{ЭО}_1 + \Delta \text{ЭО}_2)$ на акваториях «моря мрака» и Гвинейского залива (рис. 2), кроме спутниковой (t , A_{cn} , F_{cn}) информации, использована карта среднегодовых значений параметра $\bar{\gamma}$ [7], а его годовой ход задан в виде $1 - \gamma \approx D(1 - \bar{\gamma})$ или $1 - \gamma \approx (2 - D)(1 - \bar{\gamma})$ соответственно для Северного

и Южного полушарий с коэффициентами D , приведенными в таблице. На экваторе $\gamma \approx \bar{\gamma}$. В сухой сезон (апрель) при высокой запыленности атмосферы в Северном полушарии поправки $\Delta \mathcal{E}O_{\max}$ достигают $-0,15$ в районе о-вов Зеленого мыса. В период выпадения максимальных осадков (август) $\Delta \mathcal{E}O_{\min} \rightarrow 0$. Величины $\Delta \mathcal{E}O \approx 0,7(\gamma - 1)$, т.е. уменьшаются пропорционально разности $(\gamma - 1)$. В августе две области с $\Delta \mathcal{E}O_{\max} \approx -0,10$ находятся на 6° ю.ш. Соответствующие поправки для атмосферных осадков $\Delta \mathcal{A}O$ приведены на рис. 3. Максимальные значения $\Delta \mathcal{A}O_{\max} \approx -60 \dots -80$ мм/сут. Нормированная функция $\Delta \mathcal{A}O / \Delta \mathcal{E}O$ зависит от ТПО (рис. 4), что объясняет неполное соответствие пространственных распределений $\Delta \mathcal{E}O$ и $\Delta \mathcal{A}O$.



Р и с. 4. Соотношение между $\Delta \mathcal{A}O$, $\Delta \mathcal{E}O$ и ТПО (t) в Атлантическом океане в условиях высокой запыленности атмосферы (апрель)

Таким образом, при определенных условиях ($\gamma \ll 1$) континентальные аэрозоли могут оказывать заметное влияние на точность восстановления на основе спутниковой информации полей эффективной облачности и атмосферных осадков над океанами. Однако в среднем за год для широтной зоны океанов 63° с.ш. – 63° ю.ш. поправки невелики: $\Delta \mathcal{E}O \approx 0,7 (0,99 - 1) \approx -0,007$, а $\Delta \mathcal{A}O \approx -10 \dots -15$ мм/год.

Облачность и осадки, с одной стороны, и аэрозоли, с другой, находятся в обратной связанности.

Подобные связи, выявленные, например, из реанализа совместной модели атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана [17], используют для оценок климатических трендов осадков, обусловленных увеличением мутности атмосферы под влиянием антропогенных факторов. Многолетние актинометрические данные показывают существенное влияние вулканических извержений, но не обнаруживают какой-либо изменчивости в прозрачности глобальной атмосферы, которая могла бы быть связана с хозяйственной деятельностью людей [16].

В климатических расчетах $\mathcal{E}O$ и $\mathcal{A}O$ должны учитываться указанные выше средние значения параметра $\bar{\gamma}$ и его годовой ход. В настоящее время готовится к опубликованию климатический атлас атмосферных осадков над океанами, рассчитанных с учетом поправок, обусловленных влиянием континентальных аэрозолей. Эти оценки могут отличаться от соответствующих $\gamma = 1$ данных [1, 3] на акваториях, расположенных вблизи пустынных рай-

оносов Земли, а также в годы с Эль-Ниньо или с мощными вулканическими извержениями. В связи с этим в мониторинге облачности и осадков, наряду с A_{cn} , F_{cn} и ТПО, параметр γ и связанные с ним величины F_{cy} и A_{cy} должны определяться по наблюдениям с ИСЗ.

Методика спутникового мониторинга эффективной облачности и атмосферных осадков над океанами с учетом влияния континентальных аэрозолей. Согласно расчетам [7, 18–20], интенсивности уходящих в космос излучений $I_\lambda(\Theta)$ в некоторых λ -участках ИК-спектра и углы визирования Θ , вычисляемые по углам сканирования, радиусу Земли и высоте орбиты спутника, практически полностью определяют структуру поля УДР. При этом не наблюдается заметных отклонений от установленных закономерностей в зависимости от географической широты, времени года, свойств подстилающей поверхности и атмосферы, включая облачность. В спутниковом мониторинге величина F_{cn} при любых атмосферных условиях вычисляется по уходящему в космос излучению в спектральной полосе 10,3 – 11,3 мкм. Метод основан на тесных природных связях (коэффициент корреляции $r = 0,96 \dots 0,99$) между $I_\lambda(\Theta)$ в каналах 10,3 – 11,3; 8 – 12 мкм и интегральным по спектру полусферическим потоком УДР F_{cn} .

Пусть в точке, соответствующей углу Θ (град), для области спектра 10,3 – 11,3 мкм после отфильтрования облачности [4, 6] получена радиационная температура $t_2(\Theta)$ °С, которой, согласно формуле Планка, соответствует в малом телесном угле интенсивность излучения $I_2(\Theta) = 0,817 / \{\exp(1332,2 / [273,15 + t_2(\Theta)]) - 1\}$ кВт·м⁻². С высоты орбиты спутников NOAA этот угол охватывает на поверхности океана участок (пиксел) площадью 4×6 км. На основе результатов работ [7, 18 – 20] последовательно переходим от $I_2(\Theta)$ к интенсивностям излучений I_4 и I в подспутниковой ($\Theta = 0$) точке соответственно для спектральных интервалов 8 – 12; 3 – 30 мкм и далее к интегральному по спектру 3,8 – 50 мкм полусферическому потоку F_{cy} (МДж·м⁻²·сут⁻¹):

$$I_{8-12}(\Theta = 0) = I_4 = \frac{(3,66 - 12 \cdot 10^{-7} \Theta^3) I_2(\Theta) - 2 \cdot 10^{-8} \Theta^3}{1 - 111 \cdot 10^{-8} \Theta^3},$$

$$I_{3-30}(\Theta = 0) = I = (0,716 I_4 + 0,0024)^{0,61} - 0,0122,$$

$$F_{cy} = 370 I - 1590 I^2 + 4980 I^3.$$

Тогда

$$\gamma = 1 - \frac{F_c - F_{cy}}{F_c - F_{min}} \frac{A_{max} - A_c}{5,6 A_c - 0,106}.$$

Алгоритмы учитывают особенности структуры поля УДР над океанами и позволяют на основе спутниковой информации восстанавливать F_{cy} , γ и A_{cy} для любой географической точки, соответствующей углу Θ .

Над «морем мрака» в условиях высокой запыленности атмосферы разности $F_c - F_{cy}$ достигают 2 – 3 МДж·м⁻²·сут⁻¹ [6, 20], что соответствует $\gamma = 0,87 \dots 0,80$. Как отмечалось, возможный нижний предел $\gamma \approx 0,67 \dots 0,68$ [7]. Описанный метод не выдвигает жестких требований к точности спутниковых данных, используемых для определения γ . Всемирной климатической программой установлено [21], что для средних месячных компонент радиационного баланса СОА при пространственном осреднении 250×250 км погрешности не должны превышать 0,3–0,4 МДж·м⁻²·сут⁻¹. При этом ошибка расчета параметра γ составляет $\sim 0,02$.

Таким образом, если для заданной географической точки по наблюдениям с ИСЗ при $\text{ЭО} = 0$ определены поток УДР F_{cy} и ТПО, то в общем случае, т.е. без фильтрации облачности, по представленным выше формулам реализуются переходы $t_2(\odot) \rightarrow I_2(\odot) \rightarrow I_4 \rightarrow I \rightarrow F_{cn}$, а с учетом F_{cy} и $t \rightarrow \text{ЭО}$. После чего по вышеприведенной формуле находим AO .

Заключение. Показаны необходимость и возможности учета влияния континентальных аэрозолей в задачах восстановления по спутниковым данным полей эффективной облачности и атмосферных осадков, выпадающих на поверхность океанов.

При спутниковом мониторинге поток F_{cy} и ТПО рассчитываются по отфильтрованным от облачности данным сканерных измерений УДР соответственно в одном (10,3 – 11,3 мкм) и двух (10,3 – 11,3; 11,5 – 12,5 мкм) диапазонах ИК-спектра. Далее по радиационной температуре $t_2(\odot)$ для канала 10,3 – 11,3 мкм, определенной без фильтрации облачности, находим интегральные по спектру полусферические потоки УДР F_{cn} с последующим переходом при известных F_{cy} и t к исправленным значениям эффективной облачности и атмосферных осадков.

В климатических расчетах ЭО и AO используются среднегодовые значения $\bar{\gamma}$, приведенные в обзоре. Годовой ход аэрозольной замутненности атмосферы над океанами в условиях муссонного климата задается в виде $1 - \gamma \approx D(1 - \bar{\gamma})$ или $1 - \gamma \approx (2 - D)(1 - \bar{\gamma})$ соответственно в Северном и Южном полушариях с коэффициентами D , найденными по наблюдениям на шельфе Гвинеи (см. таблицу). На экваторе $\gamma \approx \bar{\gamma}$. Исходная информация и параметры климатических моделей для ЭО и AO содержатся в компьютерной базе данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Реконструкция атмосферных осадков над океанами на основе спутниковой информации // Исследование Земли из космоса. – 2003. – № 2. – С. 1–12.
2. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Природные корреляции и проблема наблюдений океанической облачности с ИСЗ // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 5. – С. 64–79.
3. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Атмосферные осадки над океанами: климат и изменчивость. Спутниковая информация. – Севастополь, 2002. – 40 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ.).

4. Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И. и др. Спутниковый мониторинг температуры поверхности океана по данным ИСЗ NOAA // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 5. – С. 39–48.
5. Тимофеев Н.А. Анализ алгоритмов восстановления температуры поверхности океанов на основе наблюдений с оперативных спутников NOAA и ERS-1 // Исследование Земли из космоса. – 1992. – № 3. – С. 35–41.
6. Тимофеев Н.А. Методы и результаты спутникового мониторинга гидрометеорологического режима Атлантического океана // Гидрофизика Тропической Атлантики. – Киев: Наук. думка, 1993. – С. 51–74.
7. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 247 с.
8. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационная энергетика системы океан–атмосфера и Земли как планеты по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 4. – С. 51–68.
9. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Альbedo облаков и радиационный режим океанов // Там же. – 1999. – № 2. – С. 74–87.
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. ФАО. – 1966. – 2, № 12. – С. 1235–1252.
13. Фетт В. Атмосферная пыль. – М.: Иностран. лит., 1961. – 336 с.
14. Кондратьев К.Я., Бартенева О.Д., Васильев О.Б. и др. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства // Тр. Гл. геофиз. обсерватории. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – Вып. 381. – С. 66–130.
15. Тимофеев Н.А., Каба М.Л. Тропическая Атлантика. Регион Гвинеи. Ч.1. Взаимодействие океана и атмосферы. Гл. 1 – 4. – Киев: Наук. думка, 1988. – С. 13–67.
16. Кондратьев К.Я. Климат и аэрозоль // Тр. Гл. геофиз. обсерватории. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – Вып. 381. – С. 3–66.
17. Rotstayn L.D., Lonmann V. Tropical rainfall trends and indirect aerosol effect // J. Clim. – 2002. – 15, N 15. – P. 2105–2116.
18. Тимофеев Н.А. Совместная модель излучения в космос для спектральных интервалов 8 – 12 и 3 – 30 мкм. Угловая структура и полусферические потоки // Методика обработки космической информации. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1983. – С. 23–33.
19. Тимофеев Н.А. Соотношение между интенсивностями уходящей в космос радиации в различных участках ИК-спектра // Морской гидрофизический журнал. – 1988. – № 1. – С. 41–46.
20. 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.
21. Кондратьев К.Я. Всемирная исследовательская климатическая программа: состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений. – М.: ВИНТИ, 1982. – 274 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 05.02.03

ABSTRACT On the water areas adjacent to the extensive deserts continental aerosols appreciably influence the regime of the effective cloudiness that numerically equals the total amount of clouds multiplied by cloud optical density and atmospheric precipitation on the ocean surface. Necessity and possibility of reconstruction (based on satellite data) of the effective cloudiness and the atmospheric precipitation fields in any conditions of the atmospheric aerosol haziness are shown. Data of observations of the outgoing radiation realized by a satellite scanner in the spectral intervals 10,3–11,3 and 11,5–12,5 μm are used in monitoring. The computer data sets contain initial data and the parameters required for the climatic calculations.