

А.М. Игнатов, В.С. Суетин

ВЛИЯНИЕ НЕЧЕРНОТЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО УГЛОВЫМ ИК-ИЗМЕРЕНИЯМ ИЗ КОСМОСА

В рамках предложенного ранее подхода к анализу погрешностей определения температуры поверхности океана на основе статистических данных об изменчивости атмосферы исследована роль отличия морской поверхности от абсолютно черного излучателя. Учет этого фактора в радиационной модели проявляется в увеличении погрешностей, появлении минимума на их зависимостях от угла визирования. Сопоставлена эффективность двух- и трехугловых способов измерений.

Основной помехой при определении температуры поверхности океана (ТПО) по дистанционным измерениям ИК-излучения из космоса является водяной пар в атмосфере. В работах [1, 2] реализован новый подход к теоретическому анализу методики атмосферной коррекции, основанный на локальной линеаризации уравнения переноса и позволяющий учесть региональные особенности изменчивости вертикальных профилей влажности и температуры воздуха, рассмотрены двух- и трехугольная схемы измерений. При этом, однако, использовалась упрощенная радиационная модель с абсолютно черной подстилающей поверхностью. Реальная морская поверхность отличается от абсолютно черной, особенно при больших углах наблюдения.

Целью данной статьи является уточнение полученных ранее результатов с учетом этого отличия. Кроме того, по сравнению с [1, 2] интервал анализируемых углов увеличен нами с 60 до 70°. Рассматривается схема измерений в спектральном интервале 900–920 см⁻¹. Одно из направлений визирования задается вертикальным. Второе и третье определяются углами θ_2 и θ_3 , которые отсчитываются между лучом визирования и местной вертикалью в точке встречи луча с поверхностью (с учетом сферичности Земли). Все векторные величины, используемые ниже, имеют компоненты, относящиеся к первым двум или ко всем трем направлениям.

Метод определения ТПО задается линейным выражением

$$\hat{T} = \alpha_0 + (\alpha, T_p),$$

где T_p — результаты измерений из космоса радиационной температуры одной и той же площадки поверхности под двумя или тремя углами. Круглые скобки обозначают скалярное произведение, α_0 и α — параметры, постоянные для заданного региона, на котором выполнена локальная линеаризация. Компоненты вектора α ниже будут обозначаться α_j .

При оптимальных значениях α_0 и α дисперсия погрешности определения ТПО оценивается по формуле [2]

$$\sigma^2 = (\tau, \Phi^{-1}\tau)^{-1},$$

в которой $\tau = \frac{\partial T_p}{\partial T}$ — вектор производных радиационных температур по ТПО. Матрица Φ имеет вид

$$\Phi = HGH^T + \sigma_n^2 E,$$

где σ_n^2 — дисперсия погрешностей регистрации T_p ; H — матрица, составленная из векторов-столбцов производных радиационной температуры по параметрам атмосферы на различных уровнях; H^T — операция транспонирования; G — матрица ковариаций этих параметров, задаваемая согласно [3] отдельно для каждого из выделенных в этой работе регионов; E — единичная матрица [2]. Далее под σ_2 и σ_3 понимаются значения σ двухуглового и трехуглового методов при оптимальных для заданных углов наблюдения значениях α_0 и α .

Элементы вектора τ и матрицы H вычислялись как конечные разности по результатам варьирования ТПО и вертикальных профилей атмосферных параметров [1]. При этом T_p определяются обращением функции Планка $T_p = B^{-1}(I)$ через интенсивности излучения I , которые для каждого угла наблюдения θ рассчитываются по формуле

$$I(\theta) = [\varepsilon(\theta) \cdot B(T) + (1 - \varepsilon(\theta)) I_a^\downarrow(\theta^*)] \cdot t(\theta) + I_a^\uparrow(\theta), \quad (1)$$

где I_a^\uparrow и I_a^\downarrow — интенсивности нисходящего и восходящего излучения атмосферы, расчеты которых, как и пропускания t , проводились с помощью программы LOWTRAN5; ε — степень черноты поверхности; $\theta^* = 180^\circ - \theta$ — угол, сопряженный θ ; T — температура поверхности океана.

Соотношение (1) справедливо для абсолютно гладкой поверхности. В этом случае степень черноты морской воды рассчитывается по формуле $\varepsilon_f = 1 - r_f$, где r_f — френелевский коэффициент отражения, зависящий от комплексного показателя преломления n и угла θ . Используемые в работе значения ε_f были получены по формулам Френеля с $n = 1,162 - i0,0938$ [4] и для некоторых θ приведены в табл. 1. Основная особенность зависимости $\varepsilon_f(\theta)$ — близость к единице для углов $\theta < 40^\circ$ и существенное спадание при увеличении θ .

При наличии волнения на поверхности моря ε_f в формуле (1) перед $B(T)$ должно быть заменено эффективной излучательной способностью ε^* , рассчитанной, например, в [4]; а второе слагаемое в квадратных скобках — сложным интегральным выражением, включающим угловую структуру нисходящего излучения атмосферы и статистику уклонов отражающих площадок. В целом вычисление как ε^* , так и отраженного от шероховатой поверхности излучения является достаточно громоздкой задачей. Ее решение выходит за рамки данной работы, и выполненные здесь расчеты относятся к случаю плоской отражающей поверхности. Отметим, что из приведенных в [4] данных следует, что отличие ε^* от ε_f существенно меньше, чем отличие ε_f от единицы, что позволяет надеяться на воспроизведение основных эффектов, связанных с нечернотой реальной морской поверхности, в рамках использованной простой модели.

Были выполнены расчеты, направленные на выяснение зависимости точности определения ТПО от состояния атмосферы, углов наблюдения и используемой модели поверхности ($\varepsilon = 1$ — абсолютно черная и $\varepsilon = \varepsilon_f$ — отражающая плоская). Их основные результаты иллюстрируются рис. 1–3.

На рис. 1 приведена точность двухуглового метода для тех регионов из [3], в которых температура нижнего слоя атмосферы больше минус 5°C , в зависимости от интегрального влагосодержания атмосферы Q (выбор угла $\theta_2 = 55^\circ$ мотивирован ниже). Для ряда атмосфер учет нечерноты поверхности океана приводит к заметному увеличению оценок ошибок определения ТПО σ_2 , и, в отличие от варианта с $\varepsilon = 1$, для некоторых атмосфер с близкими Q эти оценки сильно различаются. Этот эффект сильнее проявляется в средних широтах. Наибольшие σ_2 для атмосфер средних широт приближаются к тропическим. При уровне погрешностей регистрации излучения $\sigma_n = 0,1$ К точность определения ТПО для всех атмосфер лежит в пределах $0,3$ – $0,5$ К. В тропических регионах при больших Q дефицит излучения поверхности из-за отличия ε от единицы в значительной степени компенсируется вкладом отраженного более интенсивного нисходящего излучения атмосферы, что приводит к ослаблению эффектов нечерноты поверхности.

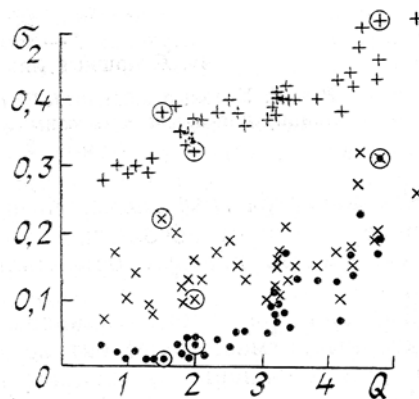


Рис. 1. Значения σ_2 ($\theta_2 = 55^\circ$) для регионов из [3] при $\varepsilon = 1$, $\sigma_n = 0$ (точки); $\varepsilon = \varepsilon_f$, $\sigma_n = 0$ (крестики) и $\varepsilon = \varepsilon_f$, $\sigma_n = 0,1$ К (плюсики). Кружками выделены атмосферы, изображенные на рис. 2

Что касается коэффициентов α^i двухуглового метода, то учет отличия поверхности от абсолютно черной не приводит к принципиальным их изменениям, поэтому останавливаться на данном вопросе нет необходимости.

Для анализа угловых зависимостей $\sigma_2(\theta_2)$ на рис. 2 показаны три характерные атмосферные ситуации. На рис. 1 они помечены кружочками. Для сравнения, приведены результаты расчетов при $\varepsilon = 1$ и ε_f .

Атмосфера «осень 4–3» соответствует тропической части Индийского океана и отражает случай максимальных значений σ_2 и почти наибольшего интегрального влагосодержания $Q = 4,8$ г/см². Здесь оценки, ошибок определения ТПО двухугловым методом нечувствительны к используемой мо-

дели поверхности с точностью до 0,01 К. Регион «3–4» (зима) включает в себя акватории Гольфстрима и Мексиканского залива. Регион «3–5» (лето) – это восточная субтропическая часть Тихого океана. Эти атмосферы близки по влагосодержанию ($Q = 1,5$ и $2,0$ г/см² соответственно), но несмотря на это при $\varepsilon = \varepsilon_f$ первая имеет наибольшее значение σ_2 среди ситуаций с $Q \lesssim 4$ г/см², а вторая – одно из наименьших. Эти атмосферные ситуации дают пример крайних случаев наибольшей и наименьшей разницы в σ_2 при $\varepsilon = 1$ и $\varepsilon = \varepsilon_f$. Из рис. 1 видно, что есть ситуации с близкими Q и еще большим отличием в σ_2 , но они относятся к материковым регионам.

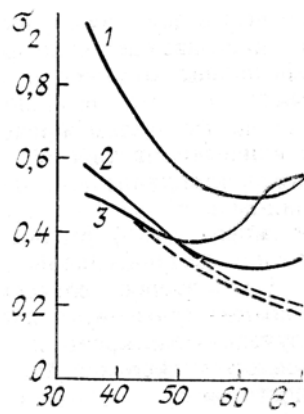


Рис. 2. Угловые зависимости σ_2 при $\sigma_n = 0,1$ К для трех атмосферных ситуаций: 1 – «осень 4–3»; 2 – «лето 3–5»; 3 – «зима 3–4». Сплошные линии – $\varepsilon = \varepsilon_f$; штриховые – $\varepsilon = 1$

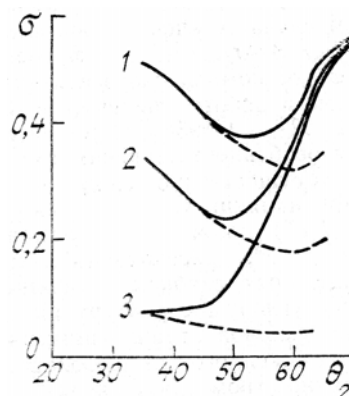


Рис. 3. Угловые зависимости σ_2 (сплошные) и σ_3 (штриховые линии) для атмосферы «зима 3–4» при трех значениях σ_n , К: 1–0,1; 2–0,05; 3–0,01

Таблица 1

θ°	ε_f
0	0,99252
40	0,99027
50	0,98477
60	0,96725
70	0,90960

При выборе второго угла в диапазоне $\theta_2 < 45-50^\circ$ для всех атмосфер учет нечерноты поверхности практически не сказывается на точности двухуглового метода. Это согласуется с данными табл. 1, показывающими, что для таких углов ε_f мало отличается от единицы. Отличие поверхности от абсолютно черной становится существенным с ростом угла θ_2 свыше $45-50^\circ$. При этом угловые зависимости точности определения ТПО для всех атмосферных ситуаций в основном занимают промежуточные положения между приведенными на рис. 1 тремя характерными примерами.

Их важной особенностью при $\sigma_n > 0$ является наличие отчетливо выраженного минимума, положение которого зависит от уровня погрешностей регистрации излучения (см. рис. 3) и различно для разных атмосфер. Для ситуаций с $Q \lesssim 4$ г/см² его появление существенным образом связано с учетом отличия поверхности от абсолютно черной. В тропиках оценки ошибок определения ТПО с заменой $\varepsilon = 1$ на ε_f меняются незначительно, но минимум на кривых $\sigma_2(\theta_2)$ здесь также имеет место. Ранее в работе [1] он не был выявлен, т. к. расположен при $\theta_2 \gtrsim 60^\circ$ (в [1] углы больше 60° не рассматривались).

Чтобы понять причину его появления, представим, следуя [2], σ_2^2 в виде суммы двух слагаемых, описывающих влияние атмосферных помех и погрешностей измерений

$$\sigma_2^2 = (\alpha, \Phi \alpha) = (\alpha, H G H^T \alpha) + \sigma_n^2 (\alpha, \alpha). \quad (2)$$

Для каждого региона с ростом θ_2 первое слагаемое в этой формуле возрастает, а второе в силу уменьшения модулей компонент вектора α убывает. Положение минимума на кривых $\sigma_2(\theta_2)$ определяется достижением компромисса между этими двумя тенденциями. Возрастание первого слагаемого в правой части (2) с ростом θ_2 обусловлено повышением чувствительности σ_2 к действию атмосферных помех, а модули компонент оптимального вектора α уменьшаются из-за улучшения обусловленности

обратной задачи определения ТПО по результатам измерений T_p . Непосредственно из формулы (2) ясно, что, вообще говоря, угол θ_2 , при котором достигается минимум σ_2 , должен зависеть от σ_n (см. рис. 3).

При фиксированном уровне σ_n оба слагаемых в формуле (2) существенно варьируют от региона к региону. Различия атмосферных помех иллюстрируются данными рис. 1, относящимися к случаю $\sigma_n = 0$, а изменчивость коэффициентов α показана в [1]. Поэтому положение минимума θ_2^{opt} меняется также от региона к региону.

Последнее обстоятельство отчасти затрудняет сравнительный анализ различных атмосферных ситуаций. Наиболее существенно значение σ_2 зависит от угла θ_2 для региона «зима 3–4». Для других атмосфер минимум выражен не столь ярко. Анализ результатов расчетов показывает, что при $\sigma_n = 0,05-0,10^\circ\text{K}$ в качестве единого компромиссного значения угла θ_2^{opt} , пригодного для всех регионов, можно взять 55° .

Угол $\theta_2 = 55^\circ$ уже предлагался рядом исследователей для практического использования [5, 6], но без обсуждения его преимуществ. Существование отчетливого минимума ошибок определения ТПО в области углов, удобных для практической реализации, дает основание для оптимального выбора конструкции измерительной аппаратуры.

В работе [1] было отмечено, что возможность использования двухуглового метода определения ТПО основана на достаточно высокой корреляции мешающего действия атмосферы на различных углах визирования. Эта корреляция определяется коэффициентом ρ , а оценка ошибок двухуглового метода атмосферной коррекции пропорциональна $1-\rho^2$. При расчетах по модели с абсолютно черной поверхностью для большинства атмосфер с небольшими значениями Q коэффициент ρ равен единице с точностью до трех знаков после запятой, поэтому для таких атмосфер при $\sigma_n = 0$ получаются близкие к нулю значения σ_2 (см. рис. 1). К числу этих атмосфер относятся и две из рассмотренных выше — «зима 3–4» и «лето 3–5». При замене в модели $\varepsilon = 1$ на ε_f столь простая структура атмосферных помех нарушается, и коэффициент корреляции ρ снижается, приводя к появлению дополнительных ошибок в определении ТПО. Заметим, что даже небольшое отличие ρ от единицы может давать заметное увеличение σ_2 . При $\theta_2 = 55^\circ$ для атмосферы «зима 3–4» $\rho = 0,987$, что является наименьшим из всех значений ρ . Для «лета 3–5» при $\varepsilon = \varepsilon_f$ имеем $\rho = 0,998$. Для атмосферы «осень 4–3» $\rho = 0,996$ получается как при $\varepsilon = 1$, так и при $\varepsilon = \varepsilon_f$.

Помимо различия в коэффициенте корреляции ρ , в случае, если $\rho \neq 1$, на значении σ_2 сказывается также амплитуда вариаций атмосферных параметров (характеризуемая диагональными элементами матрицы G). Для атмосферы «зима 3–4» вариации влажности воздуха в нижних слоях, согласно [3], в 2–3 раза выше, чем для «лета 3–5». В конечном счете, при расчетах по модели с $\varepsilon = \varepsilon_f$ это обстоятельство вместе с различием значений ρ проявляется в существенном различии σ_2 для этих двух атмосфер, несмотря на близость интегрального влагосодержания Q .

Обратимся теперь к анализу трехугловой схемы измерений. Для тропических атмосфер переход от $\varepsilon = 1$ к ε_f , как и в случае измерений под двумя углами, не оказывает заметного влияния на σ_3 . При этом остается в силе сделанный в [2] вывод о том, что для $\sigma_n > 0,05^\circ\text{K}$ применение трехуглового метода определения ТПО не дает преимуществ по сравнению с двухугловым. Увеличение θ_2 с 60 до 70° практически не меняет этого заключения. Этот факт иллюстрируется данными табл. 2, которые получены при $\varepsilon = \varepsilon_f$ и оптимальных сочетаниях углов.

Таблица 2

Атмосфера	σ_n, K	θ_2	θ_3	α_1	α_2	α_3	σ, K
«Осень 4–3»	0,05	55	—	3,42	—2,30	—	0,37
То же	0,05	55	70	4,07	—3,78	0,74	0,35
«Зима 3–4»	0,1	55	—	2,38	—1,36	—	0,38
То же	0,1	60	70	2,31	—1,69	0,43	0,32

Поскольку учет нечерноты поверхности приводит к существенному увеличению σ_2 для некоторых атмосфер с небольшими значениями интегрального влагосодержания, становится целесообразным дополнительно рассмотреть эффективность трехуглового метода для таких атмосферных условий. На рис. 3 и в табл. 2 даны результаты расчетов для атмосферы «зима 3–4», имеющей наибольшее значение σ_2 среди атмосфер с $Q < 4 \text{ г/см}^2$. Они показывают, что даже при $\sigma_n = 0,1 \text{ K}$ в этой атмосфере трехугловой метод имеет (хотя и небольшое) преимущество перед двухугловым. Поскольку, однако, выигрыш в σ_3 по сравнению с σ_2 и для этой атмосферной ситуации все же невелик, мы не будем здесь детально анализировать этот вопрос, вызывающий скорее методический, чем принципиальный интерес.

Выполненный нами анализ демонстрирует эффекты замены в радиационной модели единичной степени черноты более реальными значениями, соответствующими гладкой поверхности океана. В

тропических регионах полученные ранее в [1, 2] оценки сохраняют силу. Для отдельных атмосфер с малым влагосодержанием ошибки определения ТПО увеличиваются и усиливается их зависимость от вариаций атмосферных параметров. При реальном уровне погрешностей регистрации излучения $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ точность двухуглового метода лежит в пределах $0,3-0,5^\circ\text{K}$ и использование дополнительных измерений на третьем угле не позволяет ее существенно повысить. Зависимости точности определения ТПО двухугловым методом от выбора второго угла визирования имеют отчетливый минимум в области около 55° .

1. Суетин В.С., Игнатов А.М. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 7. С. 750–757.
2. Игнатов А.М., Суетин В.С. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 6. С. 622–627.
3. Справочник статистических характеристик полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. Локальные модели атмосферы. Ч. 4 / Под ред. В.С. Комарова. М.: Гидрометеониздат, 1981. 87 с.
4. Masuda K., Takashima T., Takayama Y. // Remote sensing of Environment. 1988. V. 24. P. 313–329.
5. Saunders P.M. // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 16. P. 4109–4117.
6. Barton I.J., Zavody A.M., O'Brien D.M. et al. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № D3. P. 3365–3375.

Морской гидрофизический институт АН УССР,
Севастополь

Поступила в редакцию
21 мая 1991 г.

A.M. Ignatov, V.S. Suetin. Influence of Ocean Surface Grayness on the Accuracy of Its Temperature Retrieval from the Spaceborne IR Angular Measurements.

Within the scope of previously suggested approach to the analysis of the sea surface temperature measurement accuracy, which makes use of the statistical data on atmospheric variability, the role of the oceanic surface grayness is investigated. The effect of this factor results in enhanced errors of SST-estimation, and in a minimum appearing in their dependences on the viewing angle. The efficiencies of two and three-angle measurements are compared.