

В.С. Суетин, А.М. Игнатов

ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АТМОСФЕРЫ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО ДВУХУГЛОВЫМ ИК-ИЗМЕРЕНИЯМ ИЗ КОСМОСА

На основе модельных расчетов выполнен анализ ошибок определения температуры поверхности океана (ТПО) по дистанционным измерениям ИК-излучения под двумя углами к вертикали, обусловленных статистической изменчивостью высотных профилей температуры и влажности атмосферы. В приближении абсолютно черной поверхности и безоблачной безаэрозольной атмосферы для различных регионов северного полушария получены оценки оптимальных коэффициентов и соответствующих погрешностей определения ТПО в линейном алгоритме атмосферной коррекции, демонстрирующие их сильную изменчивость. Исследовано влияние погрешностей измерений излучения.

Один из перспективных способов дистанционного определения температуры поверхности океана (ТПО) основывается на измерениях инфракрасного излучения под различными углами к вертикали. Первоначально была рассмотрена двухугловая схема измерений для коррекции поглощения излучения водяным паром в атмосфере [1, 2]. Позже в число учитываемых факторов были включены аэрозоли и зависимость излучательной способности морской поверхности от волнения и стали рассматриваться измерения под тремя и более углами [3–6].

Инфракрасное излучение системы «океан – атмосфера» (СОА) в окнах прозрачности зависит от ряда факторов, в том числе от вертикальных профилей температуры и влажности воздуха, поэтому наиболее адекватный подход к анализу атмосферных эффектов заключается в применении общих принципов решения обратных задач термического зондирования [7], основанных на привлечении статистических данных об изменчивости атмосферы. Вместе с тем при исследовании задачи определения ТПО этот подход не получил широкого распространения. Применительно к спектральным многоканальным измерениям он реализован, например, в [8]. В настоящей работе с этих же позиций рассмотрен двухугловой способ атмосферной коррекции. При этом с целью более отчетливого выделения эффектов, связанных с влиянием атмосферных профилей температуры и водяного пара, другие мешающие факторы в используемую радиационную модель не включены.

Для выбранного района Мирового океана в каждый момент времени можно задать приближенные значения ТПО $T^{(0)}$ и вертикальных профилей параметров атмосферы. Применяя конечномерную аппроксимацию последних, обозначим через $\mathbf{x}^{(0)}$ приближенные значения температуры и влажности воздуха на N высотах (здесь $\mathbf{x}^{(0)}$ – $2N$ -мерный вектор). Полагая, что на произвольной высоте значения этих параметров однозначно определяются заданной интерполяцией с исходных уровней, можно считать измеряемые радиационные температуры T_p функцией величин T и \mathbf{x} : $T_p = T_p(T, \mathbf{x})$. Согласно сформулированной цели работы T_p считается двумерным вектором, компоненты которого описывают измерения на двух углах. Реальные значения ТПО T и вектора \mathbf{x} , описывающего состояние атмосферы, отличаются от опорных и составляют $T = T^{(0)} + \Delta T$ и $\mathbf{x} = \mathbf{x}^{(0)} + \Delta \mathbf{x}$. Соответствующий вектор измерений равен $T_p = T_p^{(0)} + \Delta T_p$.

Оценочные расчеты показали, что при реальных вариациях ΔT и $\Delta \mathbf{x}$: с высокой точностью допустима локальная линейная аппроксимация функции $T_p = T_p(T, \mathbf{x})$:

$$\Delta T_p = \frac{\partial T_p}{\partial T} \Delta T + \mathbf{a}; \quad \mathbf{a} = \sum_{i=1}^{2N} \frac{\partial T_p}{\partial x_i} \Delta x_i, \quad (1)$$

где \mathbf{a} – двумерный вектор с компонентами a_1 и a_2 , а Δx_i – i -я компонента вектора $\Delta \mathbf{x}$.

Это соотношение может рассматриваться как система линейных уравнений, одним из неизвестных в которой является ΔT . Естественно поэтому выразить ее решение в линейной форме $\hat{\Delta T} = (\alpha, \Delta T_p)$ или в более общем виде $\hat{T} = \alpha_0 + (\alpha, T_p)$ (в круглых скобках дано скалярное произведение); $\hat{\Delta T}$ и \hat{T} обозначают результаты определения ТПО по дистанционным данным, $\hat{T} = T^{(0)} + \Delta T$. Погрешность определения ТПО по этим формулам равна

$$\delta T = [\alpha_0 + (\alpha, T_p^{(0)}) - T^{(0)}] + \left[\left(\alpha, \frac{\partial T_p}{\partial T} \right) - 1 \right] \Delta T + (\alpha, \mathbf{a}). \quad (2)$$

Она может быть отлична от нуля из-за того, что в системе уравнений (1) число неизвестных (ΔT и Δx_i) больше числа уравнений, а также из-за вероятного неадекватного задания коэффициентов α_0 и α (α — вектор с компонентами α_1, α_2).

Зависимость радиационной температуры СОА от ТПО и параметров атмосферы является нелинейной, поэтому входящие в выражения (1) и (2) производные $\frac{\partial T_p}{\partial T}, \frac{\partial T_p}{\partial x_i}$, как и величины $T_p^{(0)}$, должны зависеть от опорных состояний ТПО $T^{(0)}$ и атмосферы $\mathbf{x}^{(0)}$. Следовательно, оптимальные значения α_0 и α , обеспечивающие наименьшие погрешности определения ТПО, должны, вообще говоря, определяться отдельно для каждого опорного состояния СОА. В анализе этого вопроса на примере двухуглового метода и состоит основная цель данной работы.

По определению в первое слагаемое в выражении для δT входят только постоянные для заданного региона величины, значит, при теоретическом анализе эффектов, связанных с изменчивостью атмосферы, это слагаемое может считаться нулевым. Для этого должно выполняться условие $\alpha_0 = T^{(0)} - (\alpha, T_p^{(0)})$. При конкретном задании α_0 в реальных условиях наибольшие сложности могут быть связаны с заданием $T_p^{(0)}$, например, из-за необходимости учитывать большое число неопределенных факторов при модельных расчетах абсолютных значений радиационных температур. На практике, по-видимому, наилучший способ задания α_0 может основываться на непосредственной привязке дистанционных измерений в отдельных калибровочных точках, для которых имеются совместные измерения T_p и ТПО. Поскольку в выражении для δT величины $T_p^{(0)}$ и α_0 входят только в первое слагаемое, при теоретическом анализе других слагаемых проблема задания α_0 никак не проявляется. И поэтому детальный анализ этого вопроса может быть вынесен за рамки данной статьи.

Оптимальные векторы α для каждого региона необходимо определять из учета второго и третьего слагаемых в (2). Если дополнительно потребовать, чтобы α удовлетворял условию $\left(\alpha, \frac{\partial T_p}{\partial T}\right) = 1$, то величина δT будет определяться только третьим слагаемым. Удобство такого задания α состоит в том, что δT не будет зависеть от ΔT . При этом компоненты вектора α оказываются связанными формулой $\alpha_2 = (1 - \alpha_1 \tau_1) \tau_2^{-1}$, а окончательно выражение для δT принимает следующий вид:

$$\delta T = \alpha_1 a_1 + (1 - \alpha_1 \tau_1) \tau_2^{-1} a_2. \quad (3)$$

Здесь учтено, что $\frac{\partial T_p}{\partial T} = \tau$; через τ_1, τ_2 обозначены пропускания атмосферы для двух углов визирования.

Из формулы (3) видно, что в случае жесткой функциональной связи между a_1 и a_2 можно было бы задать α_1 так, чтобы обеспечить равенство δT нулю. Но поскольку a_1, a_2 зависят от $2N$ переменных величин Δx_i , такая связь могла бы реализоваться только в том случае, если бы все векторы $\frac{\partial T_p}{\partial x_i}$ были коллинеарны между собой. Как показывают численные расчеты (см. ниже), это условие, строго говоря, не выполняется, и поэтому приходится надеяться лишь на существование достаточно жестких статистических корреляционных связей между Δx_i (а значит, и между a_1 и a_2). Физически предположение о существовании сильных корреляций между параметрами атмосферы на различных уровнях означает, что профили температуры и влажности изменяются в значительной степени как целое и согласованно между собой.

Оценим оптимальные значения коэффициентов α и соответствующие им значения погрешности определения ТПО, минимизируя дисперсию последней. Не конкретизируя пока ансамбля состояний СОА, выпишем основные соотношения в предположении, что $T^{(0)}$ и $\mathbf{x}^{(0)}$ являются математическими ожиданиями величин T и \mathbf{x} . Обозначим через σ_1, σ_2 стандартные отклонения величин a_1, a_2 и через ρ — коэффициент корреляции между ними. По определению математическое ожидание величин Δx_i равно нулю, поэтому оно равно нулю и для a_1, a_2 . Выражение для дисперсии величины δT с учетом (3) имеет вид

$$\sigma^2 = \alpha_1^2 \sigma_1^2 + 2\alpha_1 \frac{1 - \alpha_1 \tau_1}{\tau_2} \cdot \sigma_1 \sigma_2 \rho + \left(\frac{1 - \alpha_1 \tau_1}{\tau_2}\right)^2 \sigma_2^2. \quad (4)$$

До сих пор в число факторов, определяющих величины δT и σ , мы не включали погрешности измерений радиационной температуры. Если считать эти погрешности случайными, независимыми, имеющими нулевые средние значения и одинаковую для каждого канала дисперсию σ_n , то для учета достаточно в (4) включить слагаемое $(\alpha_1^2 + \alpha_2^2) \sigma_n^2$. Оптимальные α_1, α_2 и a при $\sigma_n \neq 0$ будут определяться следующими соотношениями:

$$\alpha_1 = \frac{1}{\tau_1} \cdot \frac{\nu - \mu\rho}{1 - 2\mu\rho + \nu}; \quad \alpha_2 = \frac{1}{\tau_2} \cdot \frac{1 - \mu\rho}{1 - 2\mu\rho + \nu};$$

$$\sigma = \frac{(\sigma_1^2 + \sigma_n^2)^{1/2}}{\tau_1} \cdot \left(\frac{\nu - \mu^2\rho^2}{1 - 2\mu\rho + \nu} \right)^{1/2}, \quad (5)$$

где

$$\nu = \frac{\tau_1^2}{\tau_2^2} \cdot \frac{\sigma_2^2 + \sigma_n^2}{\sigma_1^2 + \sigma_n^2}; \quad \mu = \frac{\sigma_1\sigma_2\tau_1}{(\sigma_1^2 + \sigma_n^2)\tau_2}.$$

Соотношения (5) получены из условия $\frac{\partial\sigma^2}{\partial\alpha_1} = 0$.

Обозначим через H матрицу, составленную из векторов $\frac{\partial T_p}{\partial x_i}$ столбцов ($i = 1, \dots, 2N$); через H^T — транспонированную к ней, и через G — матрицу ковариаций параметров атмосферы. Величины σ_1 , σ_2 и ρ могут быть определены через матрицу Φ , которая равна

$$\Phi = HGH^T; \quad \Phi = \begin{Bmatrix} \sigma_1^2 & \sigma_1\sigma_2\rho \\ \sigma_1\sigma_2\rho & \sigma_2^2 \end{Bmatrix}. \quad (6)$$

Для получения численных оценок необходимо задаться радиационной моделью СОА для выбранного спектрального интервала, а также значениями $T^{(0)}$, $x^{(0)}$ и G . Последние были взяты из [9], причем во всех случаях полагалась равной температуре нижнего слоя атмосферы. Отметим, что данные [9] получены осреднением за период в один месяц отдельно для летнего и зимнего сезонов, а в тропических регионах также для весны и осени. При месячном осреднении по указанным регионам условие статистической устойчивости можно, по-видимому, считать выполненным.

Расчеты производных $\frac{\partial T_p}{\partial T} \equiv \tau$ и $\frac{\partial T_p}{\partial x_i}$ были выполнены для спектрального интервала 900 — 920 см⁻¹, причем единственным учтенным в расчетах абсорбентом является водяной пар. Пропускание вычисляется в виде произведения континуальной и селективной компонент. Континуальное поглощение задано согласно [10], селективное — по модели полосы Гуди с использованием метода Куртиса-Годсона для неоднородных атмосфер [11]. Обобщенные параметры линий, необходимые для расчетов, взяты из [12], где они приведены для трех температур T_0 (220, 260, 300 К) и атмосферного давления P_0 . Интерполяция обобщенных параметров линий на текущие значения T и P осуществляется с использованием соотношений [10]

$$S = S_0 \left(\frac{T_0}{T} \right)^{3/2} \exp \left[-\frac{E}{k} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right];$$

$$\alpha = \alpha_0 \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2},$$

где S и α — интенсивность и полуширина линий.

Интегрирование уравнения переноса проводилось на ЕС-1033 с удвоенной точностью методом трапеций до высоты 10 км с равномерным шагом 0,1 км. Интерполяция профилей метеопараметров в узлы интегрирования — линейная для температуры и экспоненциальная для влажности. Привязка уровней давления [9] к высоте осуществлялась с использованием 5 стандартных атмосфер [13]. Поверхность считалась абсолютно черной.

Основные результаты расчетов представлены на рис. 1–4. Рис. 1 показывает зависимость оптимальных значений σ от угла наблюдения Θ для двух характерных атмосферных условий — регион 4,6 (осень) по классификации из [9] включает в себя Карибское море, Мексиканский залив и прилегающую часть Тихого океана; регион 3,1 (лето) — восточный субтропический сектор в Северной Атлантике. Некоторые числовые данные для этих же регионов приведены в таблице. Угол Θ указывает направление наблюдения во втором канале (отсчитывается относительно зенита в точке встречи луча наблюдения с поверхностью); первый канал во всех рассматриваемых случаях соответствует наблюдению в надиру.

Характер зависимости σ от Θ существенным образом определяется величиной σ^n . При $\sigma^n = 0$ оптимальный угол $\Theta = 20 - 30^\circ$, однако в пределах $\Theta = 20 - 60^\circ$ изменения σ невелики. При наиболее реальном уровне погрешностей измерений $\sigma = 0,1$ К зависимость σ от Θ проявляется сильнее из-за того, что с ростом Θ существенно уменьшается величина $\|\alpha\| = (\alpha_1^2 + \alpha_2^2)^{1/2}$. Это приводит к резкому уменьшению σ вплоть до $\Theta = 60^\circ$ (большие значения не рассматривались).

Регион	Сезон	Q , г/см ²	σ , К	Θ , град	α_1	α_2	$\sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2}$	σ	$\sigma_n \sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2}$
4,6	осень	4,8	0	30	11,23	-10,17	15,15	0,13	—
				60	3,12	-2,02	3,72	0,22	—
			0,1	30	9,28	-7,99	12,25	1,37	1,23
				60	3,11	-2,00	3,70	0,43	0,37
3,1	лето	2,7	0	30	9,38	-8,38	12,58	0,02	—
				60	2,49	-1,48	2,90	0,05	—
			0,1	30	4,82	-3,60	6,02	0,87	0,60
				60	2,44	-1,42	2,82	0,29	0,28
2,6	зима	0,3	0	30	8,00	-7,00	10,63	0,00	—
				60	2,13	-1,13	2,41	0,00	—
			0,1	30	0,54	0,47	0,72	0,10	0,07
				60	0,76	0,26	0,80	0,12	0,08

Рис. 2 дает представление об оптимальных значениях σ для всех 48 средних атмосферных ситуаций из [9] при $\Theta = 60^\circ$. Обращает на себя внимание отчетливая тенденция роста σ с увеличением интегральной влажности атмосферы Q ; вместе с тем в области больших Q (в тропических регионах) величина σ при одинаковых Q может существенно меняться от региона к региону. Это происходит из-за того, что σ определяется не только интегральным содержанием водяного пара в атмосфере, но и характеристиками изменчивости его распределения по высоте. Влияет также и изменчивость высотных профилей температуры воздуха.

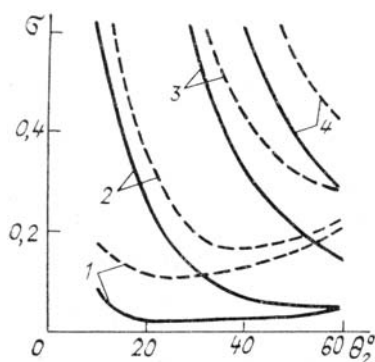


Рис. 1. Угловая зависимость ошибок определения ТПО для двух регионов при различных значениях σ_n : штриховые линии — регион 4.6 (осень); сплошные линии — регион 3.1 (лето); σ_n : 1—0; 2—0,01; 3—0,05; 4—0,1°К

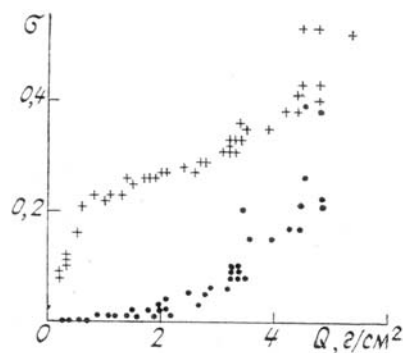


Рис. 2. Оптимальные значения ошибок определения ТПО для 48 регионов из [9] при двух значениях σ_n : точки — $\sigma_n = 0$, крестики — $\sigma_n = 0,1^\circ\text{К}$

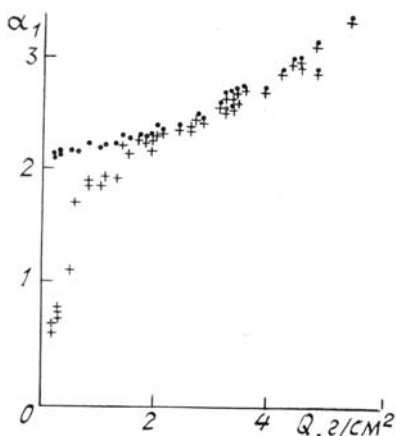


Рис. 3. Оптимальные значения коэффициента α_1 для 48 регионов из [9] при двух значениях σ_n — обозначения см. на рис. 2

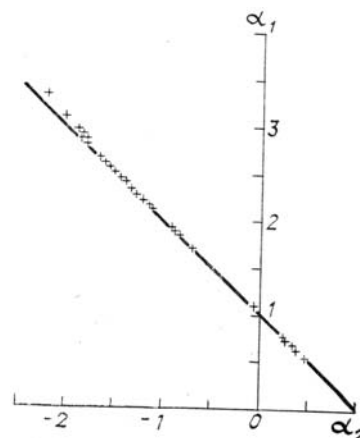


Рис. 4. Соотношение между оптимальными коэффициентами α_1 и α_2 для регионов из [9] при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{К}$. Прямая линия удовлетворяет условию $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$

Наибольшие значения $\sigma = 0,52 - 0,53^\circ\text{K}$ (при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$) достигаются в Индийском океане (регион 4,3) весной, летом и осенью ($Q = 4,5 - 5,4 \text{ г/см}^2$). Для тех регионов, в которых $Q < 3,5 - 4,0 \text{ г/см}^2$, $\sigma < 0,35^\circ\text{K}$ при $\sigma = 0,1^\circ\text{K}$ и $\sigma < 0,1^\circ\text{K}$ при $\sigma_n = 0$. Это говорит о том, что вне тропиков величина σ в основном определяется погрешностями измерений ИК-излучения.

На рис. 3 и 4 приведены оптимальные для каждого региона значения коэффициентов α_1, α_2 . Прежде всего необходимо отметить сильное различие оптимальных α для разных регионов. Результаты расчетов при $\sigma_n = 0$ на рис. 4 не приведены, т.к. они полностью укладываются в ту область, где находится часть точек, полученных при ($\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$, для которых $\alpha_1 > 2,1$; $\alpha_2 < -1,1$).

Учет σ_n слабо влияет на α при больших Q , но для $Q < 1 \text{ г/см}^2$ зависимость α от Q проявляется намного сильнее. Из данных, показанных на рис. 4 (см. также таблицу), видно, что при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ для некоторых регионов (для которых $Q < 0,3 \text{ г/см}^2$) получаются даже положительные значения α_2 . Это фактически говорит о вырождении двухуглового метода атмосферной коррекции; оптимальный α в таких ситуациях определяется не столько механизмом учета атмосферных помех, сколько минимизацией $\|\alpha\|$, определяющей вклад погрешностей измерений T в σ . Этот эффект наглядно иллюстрируется данными, приведенными в таблице для региона 2,6 (этот регион включает в себя экваторию Японского моря).

Отметим, что приведенные оценки коэффициентов не могут претендовать на использование их в оперативной практике по ряду причин, главными из которых являются приближенный характер использованных в расчетах радиационной модели СОА (абсолютно черная поверхность, безоблачность и безаэрозольность атмосферы и т.д.) и априорной информации.

Выполненный анализ демонстрирует приближенный характер простой линейной методики атмосферной коррекции и позволяет глубже понять физические механизмы мешающего действия атмосферы при дистанционном определении ТПО по двухугловым измерениям. В разных регионах ошибки определения ТПО и оптимальные коэффициенты в алгоритме расчета ТПО существенно различаются. Дополнительным источником ошибок служат погрешности измерений ИК-излучения. В большинстве случаев точность определения ТПО составляет $0,2 - 0,35^\circ\text{K}$, но в отдельных ситуациях может быть несколько хуже $0,5^\circ\text{K}$.

1. Saunders P. M. // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 16. P. 4109.
2. Mc Millin L. M. // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 36. P. 5113.
3. Малкевич М. С., Городецкий А. К. // Исследования Земли из космоса 1985. № 5. С. 30.
4. Городецкий А. К. // Исследования Земли из космоса. 1985. № 5. С. 83.
5. Власов В. П., Карасев А. Б. // Исследования Земли из космоса. 1984. № 6. С. 59.
6. Чавро А. И. // Исследования Земли из космоса. 1983. № 5. С. 15.
7. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутника. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 411 с.
8. Aoki T., Nakajima S., Kato K. // J. Meteor. Soc. of Japan. 1982. V. 69. № 6. P. 1238.
9. Справочник статистических характеристик полей температуры и влажности в атмосфере Северного полушария. Локальные модели атмосферы. Ч. 4 / Под ред. В. С. Комарова. М.: Гидрометеоздат, 1981. 87 с.
10. Roberts R. E., Selby J. E. A., Biberman L. M. // Appl. Opt. 1976. V. 15. № 9. P. 2085.
11. Ку Хан Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере / Перевод с англ. под ред. К. Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 376 с.
12. Goody R. M. Atmospheric radiation. I. Theoretical Basis. Oxford. 1964. 436 p.
13. Kneizys F. X., Shettle E. P. et al. Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOW-TRAN5. — AFGL-TR-80-0067, Env. Res. Pap. № 697, 1980. 233 p.

Морской гидрофизический институт АН УССР,
Севастополь

Поступила в редакцию
12 декабря 1988 г.

V. S. Suetin, A. M. Ignatov. The Influence of Regional Features of the Atmosphere of the Accuracy of Two Angles is Measurements of the Oceanic Temperature from the Space.

Numerical analysis of errors is made in the paper in restoration of the oceanic surface temperature from the data of remote IR sensing at two angles near the nadir caused by the statistical variability of the temperature and humidity profiles of the atmosphere. The estimation of optimal coefficients and relevant errors in the temperature of the ocean surface determined using a linear algorithm of correction for the atmosphere are obtained in the paper for different regions of the Northern hemisphere in the black surface approximation and for clear cloudless atmosphere. The estimations showed strong variability of these quantities. The influence of errors of the radiation intensity measurements is also studied in the paper.