

Спектрально-угловая методика зондирования системы «атмосфера-поверхность» в ИК диапазоне спектра

А.К. Городецкий

*Институт космических исследований РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 84/32
E-mail: gora@iki.rssi.ru*

Рассмотрены спектральный, угловой и спектрально-угловой методы зондирования системы «поверхность-атмосфера» в ИК-диапазоне спектра. Для задачи определения температуры водной поверхности приводятся требования к эксперименту, алгоритмы решения задачи и делается анализ источников ошибок. Приводятся результаты измерения излучательной способности взволнованной водной поверхности океана, методика и результаты самолетных измерений коэффициента поглощения в области спектра 11 мкм в атмосфере. Анализируется опыт реализации углового и спектрально-углового метода и измерений с помощью спутникового спектрорадиометра.

Введение

Дистанционное зондирование системы «атмосфера-поверхность» в среднем инфракрасном диапазоне спектра 3-20 мкм основано на измерении спектральной интенсивности собственного уходящего излучения I_v и осуществляется со спутников двумя методами – надирным и лимбовым. Вариант «надирных» измерений включает измерение интенсивности излучения I_v в заданной полосе обзора и достигается измерением углового распределения $I_v(\theta)$ при сканировании в направлении, перпендикулярном вектору скорости, θ – зенитный угол, v – волновое число. Надирные измерения используются для получения данных о радиационной температуре земной поверхности T_s и температуре верхней границы облаков и для определения высотных профилей метеопараметров – температуры, влажности и содержания малых газовых компонент атмосферы. Эти параметры состояния атмосферы и поверхности определяются при решении обратных задач уравнений переноса излучения.

$$I_v = B_v [T_s] P_{v,s} - \int_0^1 B_v [T(u)] \partial P_v(u) / \partial \log u d \log u \quad (1)$$

Спектральная методика зондирования включает, таким образом, измерение I_v в наиболее информативных спектральных диапазонах v_i , $i=1, \dots, n$. Интенсивность уходящего излучения I_v зависит от высотных профилей температуры $T(\zeta)$, функции пропускания атмосферы $P_v(u)$ и температуры поверхности T_s (излучательная способность поверхности $\delta=1$). Здесь $B_v[T(u)]$ – функция Планка для температуры на уровне атмосферы с относительным давлением $u = p/p_0$, p_0 – давление на уровне земной поверхности. При решении обратных задач система уравнений (1) линеаризуется и регуляризованное решение достигается за счет использования априорной информации в виде средних климатических значений параметра и корреляционной матрицы вторых моментов. Ошибки решения зависят от адекватности реальной и модельной функции пропускания атмосферы и вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы, которая, как правило, неизвестна. Дополнительные трудности возникают при переходе от радиационной температуры к термодинамической температуре. Рассмотрение источников ошибок решения и способов их уменьшения проведем для задачи определения температуры водной поверхности (ТП).

Спектральная методика

ТП определяется в виде регрессионного соотношения

$$T_s = a_0 + T_{v1} + \sum a_i [T_{vi} - T_{v1}] \quad (2)$$

Здесь a_i – регрессионные коэффициенты. В набор каналов включаются спектральные диапазоны в “окнах прозрачности” атмосферы и в полосах поглощения H_2O и CO_2 .

В большинстве зондировщиков-радиометров, в том числе радиометров AVHRR, используются диапазоны спектра 10,5-11,5 мкм и 11,5-12,5 мкм. Основным источником ошибок является зависимость регрессионных коэффициентов от вариаций метеопараметров атмосферы, изменчивость аэрозольной оптической толщи и изменчивость соотношения оптических толщин в этих диапазонах, зависящая как от вариаций аэрозоля, так и изменения соотношения толщин поглощения водяного пара и аэрозоля. Решение задачи осложняется также тем, что физические причины, описывающие континуальное ослабление излучения, являются дискуссионными. Модель континуального поглощения водяным паром [1] основана на преобладании самоуширения линий, однако χ – фактор формы линий не учитывает наблюдающуюся в измерениях зависимость коэффициента поглощения от температуры. В базах спектральных параметров [2] температурная зависимость самоуширения линий не рассматривается, а в LBL (“Line by Line”) расчетах коэффициента поглощения водяным паром температурная зависимость учитывается введением эмпирических коэффициентов. Димерная гипотеза происхождения континуума, включающая эту температурную зависимость, во многом не согласуется с [1]. В результате спектральный метод определения ТП не позволяет гарантировать точность лучше 2К, а применение его на практике связано с использованием “опорных точек”, измерении температуры в этих точках и предполагает стабильность атмосферных параметров, включая аэрозольную компоненту, в пределах локального района измерений.

Угловая методика определения ТП

Угловая методика определения ТП основана на выполнимости закона Бугера для квазимонохроматического излучения и относительно малом вкладе селективного молекулярного поглощения в спектральном диапазоне чувствительности радиометра. В этом методе для обеспечения необходимой точности определения ТП при ошибках измерений радиационной температуры порядка 0,1–0,15К необходимо осуществить измерения углового распределения интенсивности излучения $I_v(m_j)$, $m = \sec(\theta_j)$, θ – зенитный угол, т.е. провести измерения уходящего излучения от одного и того же участка подстилающей поверхности при сканировании в направлении вектора скорости (“конвергентная съемка”). Определение ТП в этом методе осуществляется экстраполяцией зависимости $I_v(m_j)$ к значению $I_v(m=0)$. Экстраполяция $I_v(m_j)$ к значению $I_v(m=0)$ осуществляется представлением $I_v(m_j)$ в виде разложения

$$I_v(m_j) = \sum a_i f(m_j)$$

Система (3) в матричной записи имеет вид

$$Fa = I \tag{3}$$

В процессе апробирования метода в качестве функции $f(m)$ испытывались функция ошибок, разложение по ортогональным полиномам наилучшего равномерного приближения, разложение экспоненциальной функции пропускания атмосферы $P_v(m_j)$ по степеням параметра m_j и разложение $P_v(m_j) = \sum a_j m_j^{\mu_j}$, $\mu_j = m_j - 1$. В результате имеем систему уравнений размерности $N*(N+1)$, где N – число измерений под разными зенитными углами θ .

Решением системы уравнений (3) является значение $I_v(m=0) = a_0$, которое и является интенсивностью излучения черного B_v тела при радиационной температуре поверхности T_s .

$$T_s = B_v^{-1} \tag{4}$$

Точность решения системы уравнений (3) и ошибка определения $I_v(m=0)$ сильно зависят от случайных ошибок измерений ε . Система уравнений (3) с учетом случайных ошибок измерений представляется в виде

$$Fa = I + \varepsilon \tag{5}$$

Для регуляризации решения системы (5) целесообразно использовать гладкость функции $I_v(m_j)$. Если минимизировать норму n -ой производной $I_v(m_j)$, то система уравнений (5) эквивалентна системе

$$F^T F + F^{T(n)} F^{(n)} a_\alpha = F^T I + \epsilon \quad (6)$$

Решение системы уравнений (6) осуществляется методом минимизации невязок.

Процедура экстраполяции измеренных значений интенсивности излучения к воздушной массе и значения $I_v(m=0)$ приводится на рис.1 для трех реализаций $I_v(m)$, отличающихся степенью выпуклости функции. Этот пример иллюстрирует необходимость регуляризации решения, сглаживающей влияние ошибок измерений.

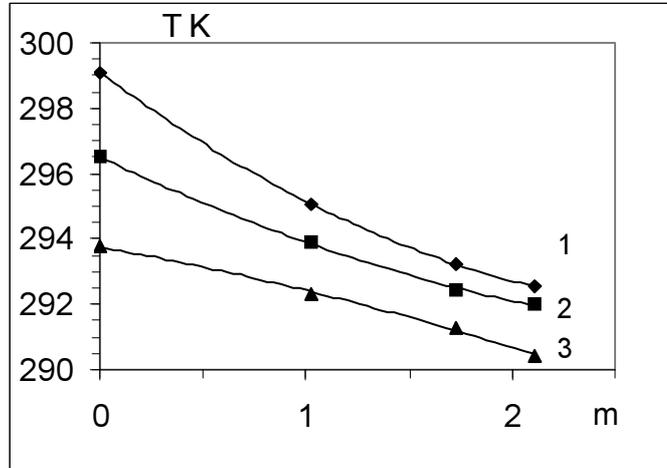


Рис. 1. Зависимость радиационной температуры в области спектра 1,5-11,5 мкм от воздушной массы m по данным измерений над Атлантическим океаном.

1 - межпассатное течение, 2 - канарское течение, 3 - фронтальная зона

Угловая методика определения ТП предложена автором на основе опыта самолетных измерений [3]. Необходимый этап исследований включал накопление статистических данных как об интегральной (по высоте) оптической толщине в “окнах прозрачности”, так и о характеристиках ее высотного распределения. Для определения коэффициентов поглощения в реальной атмосфере были проведены самолетные измерения трансформации нисходящего и нисходящего излучения атмосферы.

Измерения нисходящего излучения $I_v(m)$ с выделением атмосферных слоев толщиной $t=500$ м дают возможность рассчитать оптическую толщину слоя τ_v , m -воздушная масса, I_{1v} и I_{2v} – значения интенсивности нисходящего излучения на границах слоя 1 и 2 соответственно

$$m\tau_v = -\ln \left(\frac{B_v - I_{1v}(m)}{B_v - I_{2v}(m)} \right) \quad (7)$$

Значение эффективного коэффициента поглощения водяного пара $k_v(11\text{мкм})$ ($\text{см}^2/\text{г}$) определяется $k_v = \tau_v / w$. Здесь w - содержание водяного пара.

Измерения нисходящего излучения $I_v(m)$ обеспечивают более высокую точность определения τ_v , чем измерения восходящего излучения, т.к. в последнем случае измеряется малая разность больших значений B_v и $I_v(m)$.

Результаты измерений для диапазона спектра 10,5-11,5 мкм показаны на рис.2, на котором

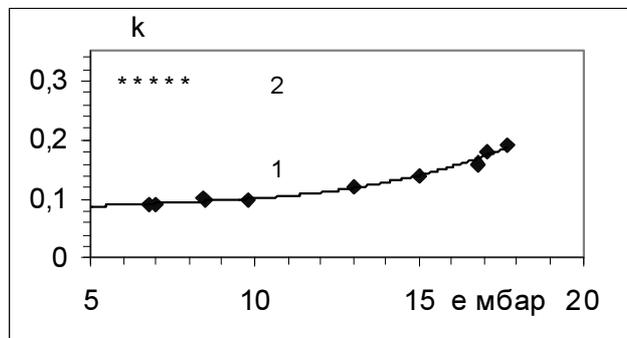


Рис. 2. Зависимость минимальных значений коэффициента поглощения $k(11\text{мкм})$ ($\text{см}^2/\text{г}$) от упругости водяного пара. 1- минимальные значения по данным самолетных измерений.

2 - граница максимальных значений $k(11\text{мкм})$

приводятся как минимальные, так максимальные значения k_v , реализующиеся в реальной атмосфере, с учетом аэрозольной компоненты. Минимальные значения k_v характеризуют условия максимальной прозрачности атмосферы [4]. Эти значения используются в дальнейшем для задачи определения аэрозольной оптической толщи.

Спектрально-угловой метод

Спектрально-угловой метод (СУМ) Спектрально-угловой метод был предложен и испытан на спутниках «Космос-1079, 1151» [5]. В этой работе показано, что для достижения точности определения температуры поверхности 0,5-1 К необходимы высокоточные измерения интенсивности излучения с ошибкой не более 0,1 К и надежная 3-хосная стабилизация спутника. Описанный метод позволяет объективно оценивать реальные ошибки результатов измерений.

Для каждого из используемых интервалов спектра проводится определение интенсивности излучения $I_\nu(m=0)$ и определяется радиационная температура ТП. Эти значения ТП различаются между собой, так как необходимо учитывать спектральную зависимость излучательной способности взволнованной водной поверхности. Влияние волнения и вариации переотраженного излучения атмосферы приводят к рассмотрению двух эффективных значений излучательной способности b_ν . Наименьшее из этих значений собой определяется без вклада переотраженного излучения атмосферы, а большее – учитывает этот вклад. В ходе измерений с борта НИС в Атлантике были изучены вариации полусферической излучательной способности δ и угловая зависимость $\delta_\nu(\theta)$

$$\delta = b(1 + \delta_f) \quad (8)$$

$$b = (F_s - F_f)/F_f$$

F_s, F_f - потоки излучения от взволнованной морской поверхности и плоской поверхности соответственно, $\delta_f = 0,948$ – расчетное значение для плоской поверхности для интервала спектра 10,5 – 11,5 мкм. Поток F_s определяется интегрированием по полусфере измеренного углового распределения интенсивности излучения, уходящего от водной поверхности, а поток F_f рассчитывается с использованием френелевского коэффициента отражения и измерений углового распределения интенсивности нисходящего излучения атмосферы. Значение параметра b представляет собой превышение площади взволнованной водной поверхности по отношению к плоской поверхности. Этот параметр может быть получен из зависимости b от отношения потоков нисходящего излучения атмосферы и потока излучения по Планку F_w при температуре поверхности T_w , т.е. от отношения F_a / F_w , $F_w = \pi B(T_w)$.

При состоянии поверхности океана 3-4 балла и скорости ветра 5-10 м/сек и значении $b = 0,013$ и по выражению (8) имеем $\delta = 0,96$ (рис. 3).

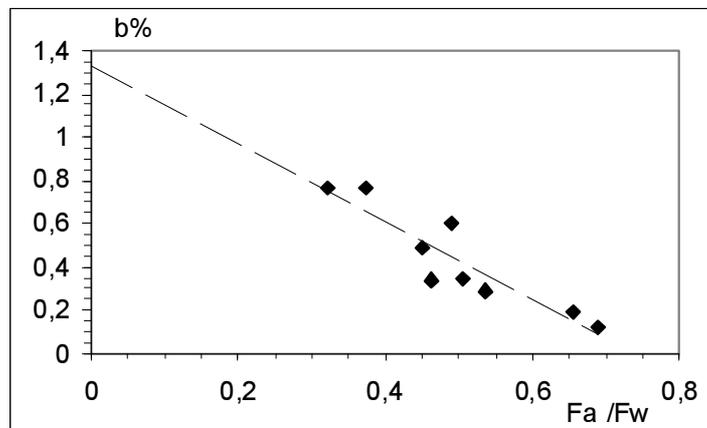


Рис. 3. Зависимость разности потоков излучения взволнованной и невзволнованной поверхности моря b от отношения F_a/F_w потока противоизлучения атмосферы F_a к потоку F_w излучения черного тела при температуре поверхности

Угловое распределение эффективной излучательной способности взволнованной водной поверхности определяется по измерениям угловой зависимости интенсивности излучения I_s , I_f , I_a (рис. 4). Приведенные значения угловой зависимости $\delta_v(\theta)$ используются в СУМ.

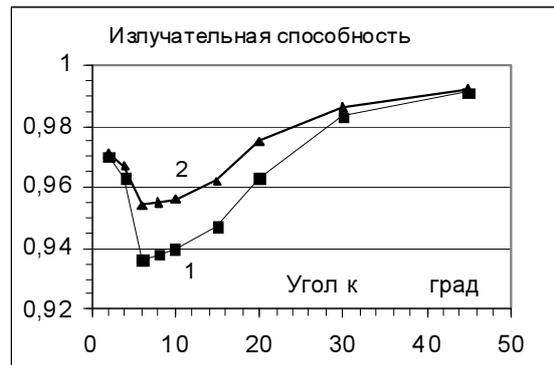


Рис. 4. Угловая зависимость излучательной способности взволнованной водной поверхности $\delta_v(\theta)$ в области спектра 11 мкм 1 - Эффективные значения $\delta_v(\theta)$. 2 - значения $\delta_v(\theta)$ с включением вклада переотраженного нисходящего излучения атмосферы

Для объективной оценки реальных ошибок результатов измерений были изучены зависимости разности радиационной температуры T_{v1} и T_{v2} от отклонений dT восстановленной температуры ТП и температуры воды, измеренной контактным способом. На рис. 5 приводятся средние значения и максимальные отклонения для случаев, когда dT не превышает 0,5 К. Полученная экс-

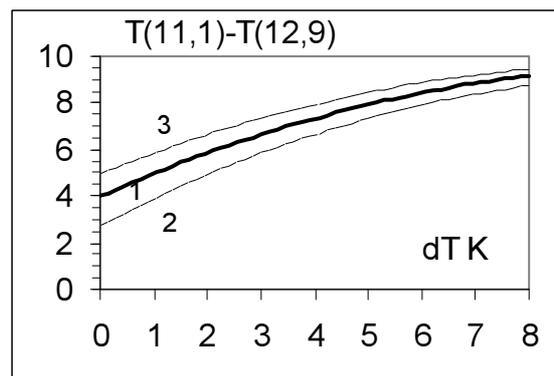


Рис. 5. Разность радиационной температуры T_{v1} и T_{v2} от отклонений dT восстановленной температуры ТП и температуры воды, измеренной контактным способом. 1 - данные измерений, средние значения для реализации $|dT| < 0,5K$. 2, 3 - граница области значений для измерений для $dT <= 0,5K$

периментальная зависимость сопоставлялась с расчетами, включающими учет неселективного и селективного поглощения (рис. 6). Таким образом, совместный анализ этих зависимостей позволяет выделить те измерения, для которых выполняются условия, характеризующие как модель переноса излучения в спектральном методе, так и угловой метод.

При проведении СУМ совместная для двух спектральных каналов $v1$ и $v2$ система уравнений имеет вид $Gc = I + \epsilon$ (9)

В результат имеем систему уравнений размерности $K \cdot (N+1)$, где K - число спектральных каналов, N – число измерений под разными зенитными углами θ .

При двухканальной системе

$$G = \begin{vmatrix} G_{11} & G_{12} \\ G_{21} & G_{22} \end{vmatrix}$$

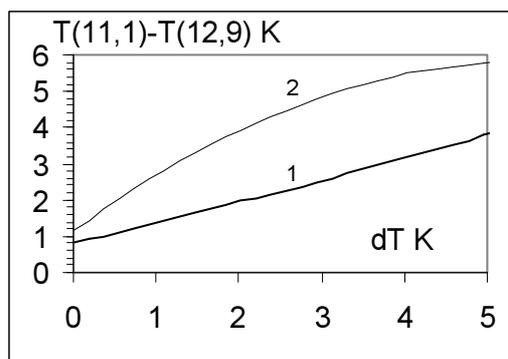


Рис. 6. Разность радиационной температуры T_{v1} и T_{v2} от отклонений dT восстановленной температуры ТП и температуры воды по данным модельных расчетов.

1 - с учетом непрерывного ослабления, 2 - с учетом непрерывного и селективного поглощения

Здесь G - блочная матрица размерностью $2 \cdot (N+1)$, $G_{11}[N \cdot (N+1)]_{,p}$ – матрица системы (3) для интервала спектра $v1$, $G_{12}[N \cdot N]$ – нулевая матрица, $G_{21}[N \cdot (N+1)]_{,}$ – матрица размерностью $N \cdot (N+1)$, второй и последующие столбцы – нулевые, первый столбец составлен из элементов $g_{21} = g_{11} \cdot \alpha$, $\alpha = \alpha(T_s) = B_{v2}(T_s) / B_{v1}(T_s)$, $G_{22}[N \cdot N]$ – матрица, столбцы которой формируются из столбцов матрицы $G_{11}[N \cdot (N+1)]_{,}$, начиная со второго.

Решение системы (9) должно удовлетворять функции Планка при температуре T_s для интервалов спектра $v1$ и $v2$.

Помимо реализации на спутниках “Океан”, СУМ реализован на спутниках ERS с помощью радиометра ATSR, имеющего 4 инфракрасных канала с центрами 1,6, 3,7, 11 и 12 мкм и 2 микроволновых канала на частоты 23,8 и 35,6 ГГц. Радиометрическое разрешение ИК-каналов 0,1К, полоса захвата 500 км, пространственное разрешение 1*1 км. Оптическая ось радиометра сканирует по конусу с углом 52° . Назначение микроволновых каналов – измерение общего влагосодержания в атмосфере.

Выводы

Развита и апробирована спектрально-угловая методика зондирования системы «атмосфера-поверхность» в ИК диапазоне спектра. Применение этого метода позволяет сформулировать критерии ошибок решения обратных задач зондирования и объективно оценивать ошибки восстановления параметров системы “поверхность-атмосфера” для каждой реализации измерений.

Для применения спектрально-угловой методики измерений для задачи определения температуры поверхности необходима высокая точность радиометрических измерений с ошибкой измерения радиационной температуры в пределах 0,1-0,2К.

Литература

1. Clough S.A., Kneizys F.X., Davies R.W. Line shape and Water Vapor Continuum. Atmospheric Research, 1989, 23, 229-241.
2. Rothman L.S., Jacquemarta D., Barbeb A., Bennerc D. C., M. Birkd M. et al. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer 2005, 96, p. 139–204.
3. Городецкий А.К. Определение температуры земной поверхности методом углового сканирования // Исследование Земли из космоса, 1981. № 2. С. 36-44.
4. Городецкий А.К., Шукуров А.Х. О влиянии селективного молекулярного поглощения в диапазоне спектра 8-13 мкм // Изв. АН СССР, 1975. Сер. Физика атмосферы и океана. Т.11. №7. С. 749-753.
5. Городецкий А.К. Спектрально-угловой метод определения температуры земной поверхности // Исследование Земли из космоса, 1989. № 2. С. 54-64.