

А.В. Казанский

Физическая модель для определения интегральных параметров тропосферы по спутниковым ИК-измерениям

Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 29.04.2005 г.

Дается теоретический вывод аналитической модели для определения интегральных параметров тропосферы (ИПТ) по многоканальным ИК-измерениям, которая равно пригодна для окон прозрачности и зондирующих каналов с сильным поглощением. Применительно к данным геостационарных ИСЗ обсуждается использование модели для определения четырех ИПТ: температуры поверхности, вертикального градиента температуры, интегрального содержания и экспоненциального масштаба (высоты) вертикального распределения водяного пара. Отмечается полезность модели для атмосферной коррекции ИК-изображений с ультравысоким пространственным разрешением, для определения высоты облачного ветра, а также в задачах температурного и влажностного зондирования тропосферы.

Введение

Непосредственным поводом для написания статьи послужила актуальность задачи атмосферной коррекции для получения температуры поверхности океана (ТПО) с ультравысоким разрешением. Проблема состоит в конфликте требований: высокое пространственное разрешение спутниковых радиометров обеспечивается только в достаточно широком спектральном диапазоне для одного теплового ИК-канала (например, Landsat-7/ ETM+: канал 6; 10,4–12,5 мкм; разрешение 60 м), тогда как атмосферная коррекция требует несколько каналов. Предложенный в [1] подход к решению этой задачи сводится к перекалибровке изображений к близкому по диапазону многоканальному радиометру с последующей пиксельной коррекцией по типу МКТПО (multi-channel SST — стандартная техника для популярного радиометра NOAA/AVHRR). Помимо трудности обеспечения синхронных наблюдений с нескольких спутников одного участка поверхности такой подход предполагает использование регрессионных алгоритмов ТПО, которые явно неудовлетворительно описывают сложные нелинейные процессы переноса излучения атмосферой. В особенности это касается объединения измерений с разными по необходимости углами сканирования.

Существующие подходы к получению алгоритмов ТПО сводятся либо к линеаризации задачи в предположении слабого поглощения с последующей эмпирической подгонкой аддитивных коэффициентов, либо к регуляризации многофакторных моделей радиационного переноса, рассчитанных по аэрологическим профилям, — так называемые теоретические алгоритмы. В первом случае модель оказывается неспособной адекватно отражать все возможные условия наблюдения (например, арктические и тропические состояния атмосферы, разные углы сканирова-

ния). Во втором случае необходимое сокращение числа неизвестных делается за счет дополнительной информации, относящейся к стандартным ситуациям, что в конечном итоге приводит к тем же результатам. На практике теоретические алгоритмы оказываются неизменно хуже эмпирических регрессий [2, 3]. С другой стороны, нелинейные регрессионные соотношения [4] и нерегрессионные алгоритмы [5] с эмпирическими мультипликативными поправками также оказались ничем не лучше линейных алгоритмов [3].

Решение обратных задач дистанционного зондирования (ДЗ) сталкивается с двумя взаимосвязанными трудностями: моделируемые процессы — многофакторные и нелинейные, а их решение должно быть получено по ограниченному числу наблюдений при меняющихся условиях. Нелинейность процессов, проявляющаяся через мультипликативное влияние атмосферных факторов, осложняет вывод адекватной физической модели, а многочисленность факторов — решение соответствующих обратных задач. Перспективным подходом может служить формулировка задачи в терминах интегральных параметров тропосферы (ИПТ), характеризующих вертикальные профили атмосферы и представляющих самостоятельный метеорологический интерес. Заметим, что определение ИПТ отнюдь не сводится к получению профилей температуры и влажности — традиционной проблеме зондирования атмосферы со спутников, так как информация об этих профилях избыточна, да и соответствующая обратная задача плохо обусловлена. Напротив, задача определения ИПТ будет хорошо обусловленной, если они отвечают влияющим факторам в переносе излучения. Более того, ИПТ подразумевают определенную «специализацию» измерительных каналов, а привлечение внешних (дополнительных) источников информации снимает имеющиеся ограничения для реализации такой модели как за счет использования данных различных

спутников, так и путем разделения задачи по масштабам, обеспечивающим повышение точности с помощью статистик измерений (атмосферный масштаб ~ 100 км). При этом физическая модель с оптимально выбранными измерительными каналами будет играть роль информационного интерфейса разных радиометров.

Имеющиеся в литературе формулировки обратных задач ДЗ в терминах отдельных ИПТ немногочисленны и относятся в основном к микроволновому диапазону (например, [6, 7]), в котором допустимо использовать приближение слабого поглощения, позволяющего пренебречь зависимостью коэффициентов поглощения от давления (высоты). В данной работе предлагается свободный от этого допущения подход к решению обратной задачи комплексного определения ИПТ по многоканальным ИК-измерениям, расширяющий предложенную ранее физическую модель атмосферного поглощения [8] на случай нескольких спектральных диапазонов. Главное достоинство новой модели состоит в том, что она одинаково хорошо описывает ситуации как слабого, так и сильного поглощения, что особенно важно для ИК-диапазона, в котором эти крайние случаи наблюдаются даже в так называемых окнах прозрачности (3,5–4 и 10,5–12,5 мкм).

Вывод модели

Для безоблачной плоскопараллельной и горизонтально однородной атмосферы в предположении локального термодинамического равновесия и пренебрежения рассеяния уравнение переноса излучения, записанное по наклонному пути под зенитным углом θ , дает величину измеряемой спутниковым радиометром излучения [8]:

$$R_\lambda(\theta) = \varepsilon_\lambda(\theta)B_\lambda(T_0)\tau_\lambda(\theta) + I_\lambda^\uparrow(\theta) + [1 - \varepsilon_\lambda(\theta)]I_\lambda^\downarrow(\theta)\tau_\lambda(\theta), \quad (1)$$

где λ – индикатор спектрального диапазона (длины волны); ε_λ – излучательная способность (нечернота) морской поверхности в данном спектральном диапазоне; T_0 – температура поверхности; B_λ – функция Планка; $I_\lambda^\uparrow(\theta)$ описывает восходящее, а $[1 - \varepsilon_\lambda(\theta)] \times I_\lambda^\downarrow(\theta)\tau_\lambda(\theta)$ – отраженное от поверхности нисходящее излучение атмосферы. Вертикальная неоднородность атмосферы выражается высотными интегралами:

$$I_\lambda^\uparrow(\theta) = \int_0^{z_c} B_\lambda[T(z)] d\tau_\lambda(z, z_c, \theta), \quad (2)$$

$$I_\lambda^\downarrow(\theta) = \int_{z_c}^0 B_\lambda[T(z)] d\tau_\lambda(z, 0, \theta),$$

где $T(z)$ – вертикальный профиль температуры атмосферы; $\tau_\lambda(z, z_c, \theta)$ и $\tau_\lambda(z, 0, \theta)$ – пропускания слоев атмосферы в направлении θ от высоты z до высоты спутника z_c и до поверхности океана соответственно. Физическую модель в терминах влияющих

ИПТ будем искать путем параметризации функций пропускания $\tau_\lambda(z, z_c, \theta)$ и $\tau_\lambda(z, 0, \theta)$ с использованием типичной (экспоненциальной) формы вертикального распределения давления и концентрации поглощающего газа, а не конкретных стандартных или статистических величин. В данной работе используется представление функции пропускания в виде суперпозиции экспонент

$$\tau_\lambda(z, z_c, \theta) = \exp[-u_\lambda \exp(z/h_\lambda)m], \quad (3)$$

где u_λ и h_λ являются не зависящими от высоты параметрическими функциями ИПТ. Такая параметризация вытекает из стандартного представления [8–10]:

$$\tau_\lambda(z, z_c, \theta) = \exp[-u_\lambda(z)m],$$

где $u_\lambda(z) = \int_z^{z_c} k_\lambda(z)\rho(z) dz$ – вертикальное поглощение;

$m = \sec\theta$ – воздушная масса (длина пути); $k_\lambda(z)$ – коэффициент поглощения; $\rho(z)$ – распределение плотности поглощающего газа при предположении экспоненциального характера $k_\lambda(z)$ и $\rho(z)$. Ниже дается обоснование этого предположения.

Коэффициент поглощения $k_\lambda(z)$ зависит от температуры, давления и концентрации поглотителя. В полосах, используемых для дистанционного зондирования нижней атмосферы (< 50 км), доминирует молекулярное поглощение в крыльях спектральных линий. Для одиночных линий с помощью закона Ван Влэка–Вейскопфа получается зависимость $k_\lambda(z) \sim f(\lambda)p(z)/T(z)$ [10], которая затем распространяется и на случай широких спектральных диапазонов с помощью универсального закона «квадратного корня» $k_\lambda \sim (\rho p)^{1/2} \sim (p p)^{1/2} = p$ [9]. При тропосферном зондировании зависимостью коэффициентов поглощения от температуры можно пренебречь, поскольку при средней температуре $T = 250$ К вносимая вариацией $\delta T = 30$ К погрешность $\delta k_\lambda = \delta T/T^2$ составит менее 0,05%. Другое дело зависимость коэффициента поглощения от давления: при вариации $\delta p = 0,4$ атм вокруг среднего значения $p = 0,6$ атм имеем погрешность $\delta k_\lambda = \delta p$ порядка 40%. Вертикальное распределение давления и концентрации однородно перемешанных газов (ОПГ), главным образом CO_2 в ИК-диапазоне и O_2 в микроволновом диапазоне, с большой точностью подчиняется барометрическому закону

$$p(z) = p_0 \exp(-z/h_0)$$

$$\text{и } \rho(z) = -\partial p(z)/\partial z = (p_0/h_0) \exp(-z/h_0)$$

с параметром экспоненциального масштаба $h_0 \approx 7,8$ км и стандартным давлением у поверхности $p_0 = 1$ атм. Тогда для поглощения ОПГ получается $u_\lambda(z) \sim \sim \exp(-2z/h_0)$, или $h_\lambda = h_0/2$. Именно эта форма параметризации $u_\lambda(z)$ используется для термического зондирования атмосферы в широком диапазоне поглощения CO_2 (13–15 мкм) [10].

В окнах прозрачности ИК-диапазона наряду с ОПГ большую роль играет поглощение излучения

водяным паром — композиционное поглощение. Содержание водяного пара в атмосфере сильно варьирует, однако кривые кумулятивного содержания $w(z)$ в слое от z до z_c для разных сезонов и регионов имеют универсальную форму

$$w(z) = w_0 \exp(-z/h_{\text{H}_2\text{O}})$$

с $w_0 = w(0)$ и масштабным параметром $h_{\text{H}_2\text{O}}$, называемым экспоненциальной высотой водяного пара. Тогда

$$\rho_{\text{H}_2\text{O}}(z) = -\partial w(z)/\partial z = w_0/h_{\text{H}_2\text{O}} \exp(-z/h_{\text{H}_2\text{O}}).$$

Согласно [11, рис. 1.5] $h_{\text{H}_2\text{O}} \approx 2,4$ км, но нужно учитывать, что реально возможны вариации от 1,5 до 3 км.

Основной вклад в поглощение ИК-излучения водяным паром вносят два различных механизма: 1) линейное поглощение в крыльях спектральных линий H_2O — составляющая, пропорциональная давлению воздуха; 2) квадратичное поглощение — составляющая, пропорциональная плотности водяного пара, причем вклад второго механизма становится преобладающим во влажной атмосфере.

К сожалению, существует значительная неопределенность в параметризации поглощения водяным паром, дающим очень много спектральных линий со сложным распределением в инфракрасном и микроволновом диапазонах спектра. В частности, при описании двух различных механизмов поглощения (линейного и квадратичного по влажности) имеется неоднозначность в интерпретации законов Ван Влэка—Вейскопфа и квадратного корня. Однако к этому вопросу можно подойти с позиции анализа размерности, не требующего рассмотрения микрофизики процессов поглощения H_2O . Тогда констатация квадратичного характера интегрального поглощения

$$u_\lambda = u_\lambda(0) = k_\lambda^{(0)} + k_\lambda^{(1)}w_0 + k_\lambda^{(2)}w_0^2,$$

со значениями индексов 0, 1, 2 для ОПГ, линейной и квадратичной по влажности составляющей поглощения, вполне определяет способ комбинирования экспонент:

$$k_\lambda^{(1)}(z)\rho(z) \sim w_0 \exp(-z/h_0) \exp(-z/h_{\text{H}_2\text{O}}),$$

$$k_\lambda^{(2)}(z)\rho(z) \sim w_0^2 \exp(-2z/h_{\text{H}_2\text{O}}).$$

С учетом полученной ранее параметризации поглощения ОПГ вертикальное поглощение $u_\lambda(z)$, фигурирующее в (3), может быть записано как сумма (ассоциация) экспонент:

$$u_\lambda(z) = \sum_i u_\lambda^{(i)} = \sum_i k_\lambda^{(i)} w_0^i \exp(-z/h^{(i)}),$$

где $h_\lambda^{(0)} = h_0/2$,

$$h_\lambda^{(1)} = h_{\text{H}_2\text{O}} h_0 / (h_{\text{H}_2\text{O}} + h_0), \quad h_\lambda^{(2)} = h_{\text{H}_2\text{O}}/2$$

и $k_\lambda^{(i)}$ — весовые коэффициенты, определяющие вклад каждой компоненты поглощения.

К сожалению, входящие в это представление весовые коэффициенты нельзя получить с помощью нашего феноменологического подхода (что является его недостатком). Однако их можно найти на основе лабораторных данных или точных микрофизических расчетов, а также прямым эмпирическим подбором по данным натуральных (спутниковых и аэрологических) измерений. Вообще говоря, определение весовых коэффициентов (калибровка) является самостоятельной и достаточно сложной задачей. Значения весовых коэффициентов зависят от конкретной аппаратной функции (спектрального фильтра) используемого радиометра, поэтому практическое решение обратных задач требует калибровки каждого используемого канала. Для целей настоящей работы достаточно иметь оценки весовых коэффициентов с точностью до порядка величин.

Для ИК-онок прозрачности атмосферы эти оценки были получены эмпирической подгонкой по экспериментальным усредненным угловым структурам уходящего излучения (3, 4 и 5-й каналы радиометра NOAA/AVHRR) во влажной (над Филиппинским морем) и сухой (над Охотским морем) атмосфере [8, рис. 2.28, б]. Отметим, что все значения приведены к стандартному давлению у поверхности ($p_0 = 1$ атм), поэтому при решении высотных задач (например, определения температуры облаков) необходим пересчет весовых коэффициентов на основании барометрического закона ($k_\lambda^{(0)} \sim p^2$, $k_\lambda^{(1)} \sim p$).

Примером другого способа оценки весовых коэффициентов может служить использование нормализованных весовых функций $\partial \tau_{\text{H}_2\text{O}}(z)/\partial z$ канала водяного пара радиометра GMS-5 (диапазона поглощения H_2O 6,3–6,7 мкм), полученных на основе модели MODTRAN-3 для сухого тропического атмосферного профиля ($w_0 = 2$ г/см², $h_{\text{H}_2\text{O}} = 2,3$ км — зона опускания воздуха) и влажного тропического атмосферного профиля ($w_0 = 4$ г/см², $h_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5$ км — зона подъема воздуха) из базы данных TIGR-2 [12]. При этом предполагалось, что поглощением ОПГ и квадратичной составляющей поглощения H_2O можно пренебречь ($k_{\text{H}_2\text{O}}^{(0)} = k_{\text{H}_2\text{O}}^{(2)} = 0$), а значения $h_{\text{H}_2\text{O}}$ были приняты, исходя из косвенной информации, данной в источнике. При этих предположениях значение $k_{\text{H}_2\text{O}}^{(1)} = 5$ обеспечило идеальное совпадение высот максимума весовой функции $\partial \tau_{\text{H}_2\text{O}}(z)/\partial z$.

Для обоснования параметризации (3) остается проверить возможность аппроксимации (ассоциации) разномасштабных экспонент одной экспонентой с эффективными параметрами. В наших экспериментах $\sum_i k_\lambda^{(i)} w_0^i \exp(-z/h^{(i)})$ приближалась экспонентой $u_\lambda \exp(-z/h_\lambda)$ с помощью пакета ORIGIN по методу χ^2 с использованием весовых коэффициентов из таблицы.

В широком диапазоне значений w_0 от 0 до 6 г/см² и $h_{\text{H}_2\text{O}}$ от 1,8 до 3 км величина χ^2 оказалась довольно малой (порядка 10^{-4}), что позволило сделать вывод о справедливости параметризации (3). Полученные в результате подгонки значения h_λ приведены на рис. 1.

Весовые коэффициенты ($u_\lambda = k_\lambda^{(0)} + k_\lambda^{(1)} w_0 + k_\lambda^{(2)} w_0^2$, w_0 , г/см²) для 3, 4 и 5-го каналов радиометра NOAA/AVHRR

| Длина волны λ , мкм | $k_\lambda^{(0)}$ | $k_\lambda^{(1)}$ | $k_\lambda^{(2)}$ |
|-----------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| 3,7 | 0,05 | 0,03 | 0,003 |
| 11 | 0,015 | 0,035 | 0,033 |
| 12 | 0,006 | 0,06 | 0,05 |

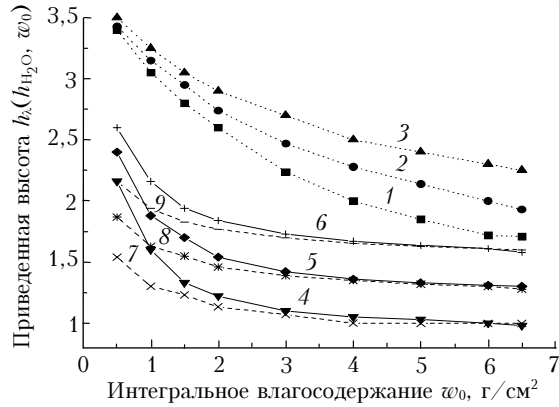


Рис. 1. Приведенная высота поглощения h_λ для ИК-окон прозрачности атмосферы в зависимости от интегрального содержания водяного пара w_0 и масштаба (экспоненциальной высоты) водяного пара h_{H_2O} : кривые 1, 2, 3 ($h_{3,7}$) – 1,8; 2,4; 3 км; 4, 5, 6 (h_{11}) и 7, 8, 9 (h_{12}) – аналогичные 1–3 значения

Последний шаг в выводе модели состоит в линейной аппроксимации профиля радиационной температуры

$$B_\lambda[T(z)] = B_\lambda(T_0) - \gamma_\lambda z,$$

где $\gamma_\lambda = [B_\lambda(T_{z^*}) - B_\lambda(T_0)]/z^*$ и температура на некоторой характерной высоте z^* (обычно 5–6 км) задается высотным температурным антиградиентом Γ : $T_{z^*} = T_0 - \Gamma z$. Такая аппроксимация вполне оправдана в тропосфере, так как в более высоких слоях водяной пар практически отсутствует и атмосфера прозрачна для ИК-излучения. С другой стороны, статистический анализ морских зондов над Северной Атлантикой [13] подтверждает линейность профиля температуры вплоть до тропопаузы и, кроме того, близость приводной температуры воздуха к ТПО, которую можно взять в качестве отсчета в линейной аппроксимации профиля $B_\lambda[T(z)]$.

Результатом сделанных предположений будет физическая модель (ее вывод с определением специальных функций E_{in} и E_{1n} вынесен в приложение):

$$R_\lambda = B_\lambda(T_0)(1 - \tau_\lambda^2 \rho_\lambda) - \gamma_\lambda h_\lambda [E_{in}(u_\lambda m) + \tau_\lambda^2 \rho_\lambda E_{1n}(u_\lambda m)], \quad (4)$$

где $\rho_\lambda = 1 - \epsilon_\lambda$ – коэффициент отражения ($\sim 10^{-2}$ в ИК-диапазоне), а излучательная способность морской поверхности ϵ_λ известна с хорошей точностью для зенитных углов $\theta < 70^\circ$, причем она слабо зависит от силы ветра [14]. Отличительной особенностью модели является линейная зависимость измеряемого спутниковым радиометром излучения R_λ от параметра h_λ , что довольно неожиданно и лишний раз

подчеркивает важность аккуратной параметризации вертикального распределения поглощения. С учетом предварительной калибровки весовых коэффициентов $k_\lambda^{(i)}$ эффективное поглощение u_λ будет известной (квадратичной) функцией:

$$u_\lambda = k_\lambda^{(0)} + k_\lambda^{(1)} w_0 + k_\lambda^{(2)} w_0^2,$$

а полученная выше аппроксимация приведенной высоты h_λ делает ее функцией h_{H_2O} и w_0 . Отметим, что для практического использования параметр h_λ можно задать непосредственно как функции от w_0 и h_{H_2O} для характерной высоты z^* , например:

$$h_\lambda = z^* / \ln[(1/u_\lambda) \sum_i k_\lambda^{(i)} w_0 \exp(-z^*/h^{(i)})].$$

Тем самым регистрируемое излучение R_λ зависит только от четырех ИПТ (T_0 , Γ , w_0 , h_{H_2O}), характеризующих тропосферные профили температуры и влажности.

Сравнительный анализ моделей

Кривые дефицита радиационной температуры $T_\lambda - T_0$ в зависимости от длины пути m (рис. 2, а), рассчитанные для диапазона 11 мкм, можно использовать для лимб-анализа (по m) существующих методов и алгоритмов определения ИПТ по признакам адекватного воспроизведения нелинейности и учета многофакторности процессов переноса излучения в атмосфере.

В частности, видно, что причина неработоспособности двухуглового метода (экстраполяции к нулевой воздушной массе, $m = 0$) определения ТПО [15] кроется именно в нелинейной зависимости дефицита температуры от длины пути. Как было показано в [8], корректное определение ТПО в одном спектральном диапазоне требует как минимум трехугловых измерений.

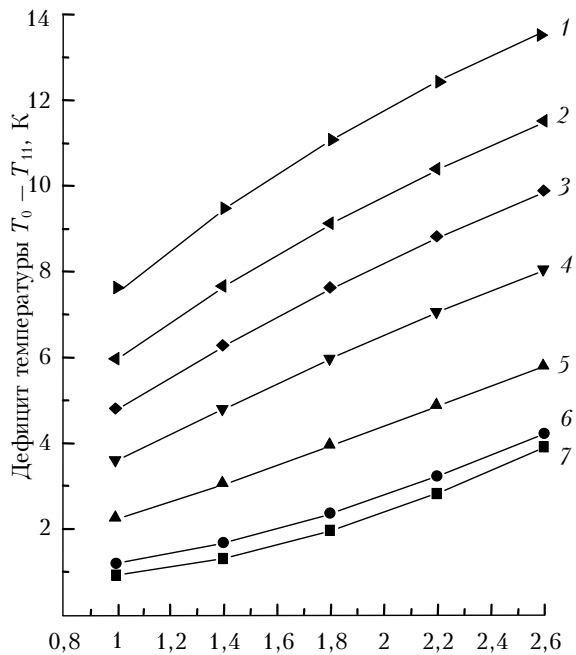
При выводе физической модели мы не делали ограничений на величину эффективного поглощения излучения атмосферой. Сравним теперь модель (4) с радиофизическими алгоритмами [6, 7] по асимптотическому поведению при условии сильного поглощения. В наших обозначениях адаптированная к ИК-диапазону модель [6] запишется как

$$R_\lambda = B_\lambda(T_0)(1 - \tau_\lambda^2 \rho_\lambda) - \gamma_\lambda h_{H_2O}(1 - \tau_{H_2O})(\tau_{\text{опг}} + \tau_\lambda^2 \rho_\lambda).$$

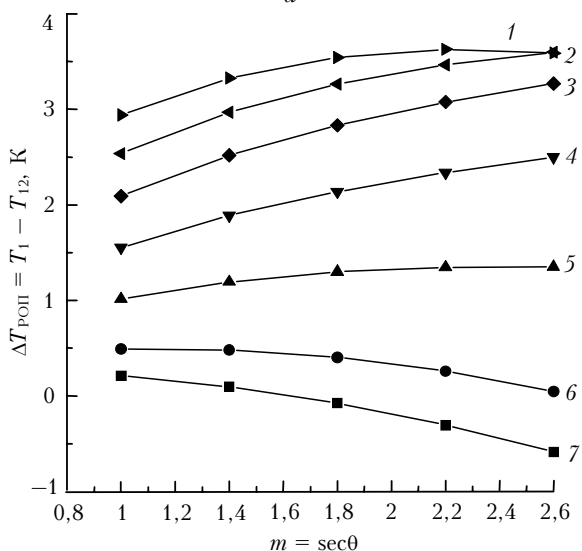
Ситуации потери прозрачности при больших углах и влажности ($\tau_{H_2O} \approx 0$) наша модель описывает как логарифмический рост:

$$R_\lambda \approx B_\lambda(T_0) - \gamma_\lambda h_\lambda [\ln(u_\lambda m) + 0,58],$$

а [6] трактует их как константное насыщение: $R \approx B_\lambda(T_0) - \gamma_\lambda h_{H_2O} \tau_{\text{опг}}$. Поскольку экспериментальные данные [8] не обнаруживают константного насыщения даже в тропической атмосфере, отмеченная разница свидетельствует в пользу нашей модели, по крайней мере применительно к ИК-диапазону. С другой стороны, предложенная недавно радиофизическая



a



б

Рис. 2. Лимб-анализ алгоритмов МКТПО: дефицит радиационной температуры для $\lambda = 11$ мкм (а) и разность температуры в каналах расщепленного окна прозрачности $\Delta T_{\text{РОП}}$ (б) в зависимости от длины пути m при различных ω_0 (фиксированные $h_{\text{H}_2\text{O}} = 2,4$ км и $\Gamma = 6,5$ К/км): кривые 1 – $\omega_0 = 6$; 2 – 5; 3 – 4; 4 – 3; 5 – 2; 6 – 1; 7 – $0,5$ г/см²

модель облачной атмосферы [7] в рассматриваемых ситуациях принимает вид

$$R_\lambda \approx B_\lambda(T_0) - \gamma_\lambda h_\lambda u_\lambda (1 - k u_\lambda),$$

совпадая тем самым с моделью спектрально-углового алгоритма определения ТПО [16] с точностью до коэффициента k (0,25 и 0,26 соответственно). Обе эти модели могут хорошо работать в условиях умеренного поглощения (в ИК- и микроволновых окнах прозрачности даже в тропиках), но при более сильном эффективном поглощении ($u_\lambda > 1/k$) тем-

пературный дефицит переходит в профицит, что делает их непригодными для диапазонов поглощения H_2O и CO_2 .

Наконец, полученная в данной работе модель предоставляет возможность качественно охарактеризовать многочисленные версии линейных и нелинейных регрессионных алгоритмов МКТПО, исходящие из предположения о достаточности пары каналов «расщепленного окна прозрачности» (РОП), 11 и 12 мкм, для устранения температурного дефицита (атмосферной коррекции). Все имеющиеся версии этих алгоритмов основаны на базовой модели вида

$$T_0 - T_{11} = \gamma \Delta T_{\text{РОП}},$$

где $\Delta T_{\text{РОП}} = T_{11} - T_{12}$, $T_\lambda = B_\lambda^{-1}(R_\lambda)$, а γ – некоторая константа. Поскольку эта модель (теоретически обоснованная только в условиях слабого поглощения) оказалась на практике недостаточно точной, были предприняты попытки ее модификации. При этом основные модификации сводились к введению аддитивных поправок на угловую зависимость (лимб-коррекция) – линейные алгоритмы МКТПО.

Некоторые авторы меняют константу γ на некоторую эмпирическую функцию – нелинейные алгоритмы МКТПО. В последнем случае подразумевается нелинейный характер неявной зависимости $\Delta T_{\text{РОП}}$ от параметра ω_0 , задаваемой эмпирической функцией γ . Лимб-анализ этой ситуации дает рис. 2, б. Поскольку сам вид кривых рис. 2, б обуславливается величиной ω_0 , становится ясной проблематичность существования универсальной связи между разностью температур в каналах РОП и дефицитом температуры в канале 11 мкм. Иными словами, однозначное преобразование кривых рис. 2, б в кривые рис. 2, а представляется невозможным. Более того, даже явная форма кривых рис. 2, б (известные ω_0) отражает только часть многофакторного влияния атмосферы, поскольку они получены при фикс-

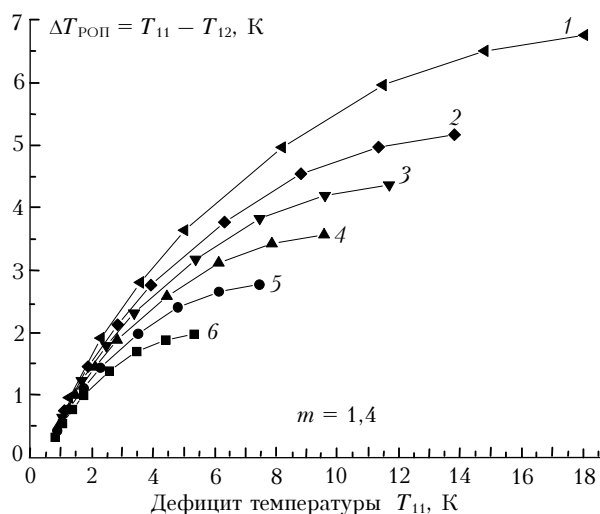


Рис. 3. Влияние вариаций неконтролируемых ИШТ на погрешность алгоритмов МКТПО при изменении ω_0 от 0,5 до 5 г/см² и значениях сводного параметра $t^* = B^{-1}[\gamma_\lambda h_\lambda]$ от 5 до 15 К: кривые 1 – $t = 15$; 2 – 13; 3 – 11; 4 – 9; 5 – 7; 6 – 5

сированном значении сводного параметра $t^* \approx 11$ К ($B[t^*] = \gamma_\lambda h_\lambda$). На рис. 3 показана изменчивость константы γ при реально допустимых вариациях этого полностью неконтролируемого алгоритмами МКТПО параметра. Из проведенного, по необходимости качественного, анализа напрашивается следующий вывод: многофакторность моделируемых процессов требует определения всех четырех ИПТ, для чего нужна нелинейная физическая модель, способная работать в условиях разного поглощения.

Заключение

Покажем возможность определения с помощью выведенной физической модели всех четырех ИПТ по данным геостационарных метеорологических ИСЗ, имеющих каналы РОП, H_2O и CO_2 (например, GOES и MSG). Тропосферная модель (4) справедлива для каналов, у которых большая часть весовой функции $\partial\tau_\lambda/\partial z$ расположена в тропосфере, где температура меняется линейно с высотой, в частности для окон прозрачности РОП, канала H_2O , а также для «низких» каналов в диапазоне поглощения углекислого газа CO_2 (12,5–13,5 мкм). Возможность разделения мультипликативных переменных Γ и h_{H_2O} в каналах H_2O и CO_2 следует из того, что они характеризуются «логарифмическим ростом» R_λ (коэффициенты поглощения $k_\lambda^{(1)}$ и $k_\lambda^{(0)}$ для них примерно в 100 раз больше, чем для каналов РОП) и поэтому слабо зависят от w_0 . Учитывая, что переменная h_λ в канале CO_2 имеет известное значение $h_0/2$, этот канал можно специализировать на определение параметра Γ . Тогда канал H_2O можно использовать для определения h_{H_2O} , а каналы РОП – для оставшихся параметров w_0 и T_0 .

Анализ полученной модели позволяет высказать некоторые соображения по перспективам ее использования для решения обратных задач дистанционного зондирования земной и морской поверхности. Во-первых, поскольку все ИПТ имеют атмосферный масштаб, точность их определения может быть существенно повышена за счет пространственного осреднения измерений. Эти обстоятельства позволяют отделить фильтрацию облачности от определения температуры поверхности и использовать данные с разным пространственным разрешением, например комбинируя различные источники информации (радиометры). Во-вторых, имеется целый ряд задач, для решения которых полученная модель также может оказаться полезной. В их числе можно упомянуть определение параметров облаков и высоты облачного ветра, а также тропосферное температурное и влажностное зондирование (в качестве начального приближения или для лимб-коррекции).

Например, с позиций настоящей работы учет угловой зависимости невозможно отделить от определения соответствующих ИПТ, поэтому лимб-коррекция измерений микроволнового радиометра AMSU, по крайней мере в том виде, как она предложена в [17], нам представляется не вполне адекватной. Корректное же решение задачи для облачной атмо-

сферы возможно уже только в контексте шести ИПТ (четыре безоблачных плюс два облачных). Простая арифметика подсказывает возможность их определения по данным всего трех каналов (например, пары каналов РОП и канала H_2O), которые имеются практически на всех геостационарных ИСЗ. Краткие предпосылки таковы: облачная атмосфера в ИК-диапазоне всегда принимает форму пары облачных и безоблачных измерений. Обычно такие пары организуются путем выделения отдельных мод в гистограммах или с помощью экстраполяции в наборах пикселей с частичным покрытием. В любом случае можно говорить об удвоении числа каналов, достаточном для определения всех шести ИПТ. Не представляет труда адаптировать выведенную модель к микроволновому (но не к видимому, из-за пренебрежения рассеянием) диапазону, однако подробное рассмотрение всех этих интересных задач выходит за рамки данной работы.

Работа выполнялась по проектам РФФИ № 03-01-00812, 04-01-00683.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Вывод аналитического представления тропосферной модели (спектральный индикатор λ и угол θ опускаются)

Для аналитического представления первого интеграла в (2) выделяем изотермическую часть:

$$I^\uparrow = B(T_0)[1 - \exp(-um)] - \gamma \int_0^{z_c} dz \tau(z, z_c).$$

Интегрируя по частям градиентную часть, получаем

$$\int_0^{z_c} z d\tau(z, z_c) = \int_0^{z_c} [1 - \tau(z, z_c, \theta)] dz - \int_0^{z_c} d[1 - \tau(z, z_c)] z,$$

где последний член равен нулю, поскольку для верхнего предела интегрирования $\tau(z_c, z_c) = 1$, а для нижнего $z = 0$. Замена переменных $y = e^{-z/h}$ (для перехода к одинарной экспоненте в τ) позволяет выразить первый интеграл (с использованием замены $dz = -h dy/y$ и $t = umy$, при этом t меняется от um до 0) через дополнительную интегральную показательную функцию (например, [18]):

$$\int_0^{z_c} [1 - \tau(z, z_c)] dz = h \text{Ein}(um),$$

где

$$\text{Ein}(x) = \int_0^x \frac{1 - e^{-t}}{t} dt = E_1(x) + \ln x + c, \quad c \approx 0,5772$$

– постоянная Эйлера. (Для вычисления функции $E_1(x)$ существуют хорошие аппроксимации, а также программные реализации в различных библиотеках). Окончательно получаем для первого интеграла

$$I^{\uparrow} = B(T_0)[1 - \exp(-um)] - \gamma h E_{in}(um).$$

Второй интеграл (2) можно преобразовать к виду первого, разбивая мультипликативно полное пропускание атмосферы на две части: $\tau = \tau(z, z_c)\tau(z, 0)$, и вынося τ из-под интеграла:

$$I^{\downarrow} = \tau \int_0^{z_c} B[T(z)] d \frac{1}{\tau(z, z_c)}.$$

Замечая, что $\tau(z, z_c) = \exp(-t)$, имеем

$$I^{\downarrow} = B(T_0)(1 - \tau) - \gamma h \tau \int_0^{um} [\exp(t) - 1] dt / t$$

или, используя специальную функцию

$$E_1n(x) = \int_0^x \frac{e^{-t} - 1}{t} dt = E_1(x) - \ln x - c,$$

получаем

$$I^{\downarrow} = B(T_0)(1 - \tau) - \gamma h \tau E_1n(um).$$

Отсюда окончательное выражение для измеряемого на спутнике излучения в любом из рассматриваемых ИК-диапазонов имеет вид (4).

1. *Hu C., Muller-Karger F.E., Andrefouet S., Carder K.L.* Atmospheric correction and cross-calibration of LANDSAT-7/ETM+ imagery over aquatic environments: A multiplatform approach using SeaWiFS/MODIS // *Remote Sens. Environ.* 2001. V. 78. N 1–2. P. 99–107.
2. *Barton I.J.* Satellite-derived sea surface temperatures – A comparison between operational, theoretical, and experimental algorithms // *J. Appl. Meteorol.* 1992. V. 31. N 5. P. 433–442.
3. *Donlon C.J., Minnett P., Gentemann C., Nightingale T.J., Barton I.J., Ward B., and Murray J.* Towards improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research // *J. Climate.* 2002. V. 15. N 4. P. 353–369.
4. *Walton C.C.* Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data // *J. Appl. Meteorol.* 1988. V. 27. N 2. P. 115–124.
5. *Yu Y., Barton I.J.* A non-regression coefficients method of sea surface temperature retrieval from space // *Int. J. Remote. Sens.* 1994. V. 15. N 6. P. 1189–1206.

6. *Tjemkes S.A., Stephens G.I., Jackson D.L.* Spaceborne observation of columnar water vapor: SSMI observations and algorithm // *J. Geophys. Res. D.* 1991. V. 96. N 6. P. 10941–10954.
7. *Викторов А.С., Волков А.М., Семин А.Г., Хатин Ю.Б.* Измерение интегральных параметров атмосферы радифизическими методами // *Исслед. Земли из космоса.* 2003. № 5. С. 77–85.
8. *Kazansky A.V., Goncharenko I.A.* Atmospheric correction of AVHRR imagery // *Satellite Remote Sens. of the Oceanic Environment (Ch.2.6.)* / Eds I.S.F. Jones, Y. Sugimory, R.W. Stewart. Tokio: Seibutsu Kenkyusha, 1993. P. 56–63. (Доступна на сайте: <http://www.ocean.caos.tohoku.ac.jp/%7Esst/200411/3.1-1-Kazansky.doc>)
9. *Тимофеев Ю.М., Васильев А.В.* Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
10. *Houghton J.T., Taylor F.W., Rodgers C.D.* Remote sounding of atmospheres. London: Cambridge University Press, 1984. 343 p.
11. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 264 с.
12. *Berg W., Bates J.J., Jackson D.L.* Analysis of upper-tropospheric water vapor brightness temperatures from SSM/T2, HIRS, and GMS-5 VISSR // *J. Appl. Meteorol.* 1999. V. 38. P. 540–595.
13. *Minnett P.J.* A numerical study of the effects of anomalous North Atlantic atmospheric conditions on the infrared measurements of sea surface temperatures from space // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 8509–8521.
14. *Hanafin J.A., and Minnett P.J.* Infrared-emissivity measurements of a wind-roughened sea surface // *Appl. Opt.* 2005. V. 44. P. 398–411.
15. *Chedin A.N., Scott A., Berrior A.* A single-channel, double viewing angle method for sea surface temperature determination from coincident METEOSAT and TIROS-N radiometric measurements // *J. Appl. Meteorol.* 1982. V. 21. P. 613–618.
16. *Казанский А.В.* Спектрально-угловая параметризация спутниковых ИК-измерений температуры поверхности океана // *Оптика атмосф.* 1991. Т. 4. № 8. С. 862–867.
17. *Reale A.L.* NOAA operational sounding products from Advanced-TOVS polar orbiting environmental satellites. NOAA Technical Report, NESDIS 102. Washington, DC: U.S. Dept. Commerce, NOAA/NESDIS. August 2001. 59 p.
18. *Справочник по специальным функциям* / Под ред. М. Абрамовица, И. Стиган. М.: Наука, 1979. 832 с. (англ. издание: M. Abramovitz, I.A. Stigan, eds., *Handbook of Mathematical Functions.* Dover, New York, 1970).

A. V. Kazansky. A physical model for derivation of tropospheric integral parameters from satellite IR images.

Given is a theoretical inference of an analytical model for retrieving Tropospheric Integral Parameters (TIPs) from multi-channel IR measurements that is equally suitable for transparency windows and sounding channels with a high absorption. Pertaining to geostationary satellite data, discussed is a use of the model for retrieving four TIPs: surface temperature, lapse rate, integral content and exponential scale (height) of water vapor vertical distribution. Indicated is the model's usefulness in atmospheric correction of ultra high resolution IR imagery, height assignment of cloud motion winds, and also in tropospheric temperature and moisture sounding problems.