

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

**О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В БЛИЖНЕМ ИК-ДИАПАЗОНЕ СПЕКТРА**

Проанализирована методика определения аэрозольной оптической толщи атмосферы по данным измерений прозрачности в диапазоне спектра 0,4–4 мкм. Показывается, что обычно используемая процедура учета (исключения) газового поглощения является некорректной и может приводить к ложным результатам. Рассмотрены особенности учета функции пропускания водяного пара при вариациях его общего содержания, а также методика калибровки оптического гигрометра на основе модельных спектроскопических данных. Оцениваются погрешности определения аэрозольной компоненты прозрачности и иллюстрируются результаты, полученные в условиях чистой атмосферы Атлантики.

**Введение**

Метод спектральной прозрачности, основанный на фотометрировании прошедшего через атмосферу солнечного излучения, остается одним из наиболее эффективных при исследовании ее аэрозольного и газового ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$  и т.д.) состава. Основные методические проблемы при реализации метода связаны с калибровкой и выделением из общей прозрачности  $T_\lambda^0$  отдельных компонент.

Ослабленное атмосферой прямое излучение определяется, как известно, суммарным воздействием рассеяния и поглощения:

$$U_\lambda = U_{0\lambda} T_\lambda^0 = U_{0\lambda} T_\lambda^W T_\lambda^X T_\lambda^G \exp(-\tau^R m) \exp(-\tau^A m), \quad (1)$$

где  $U_\lambda$ ,  $U_{0\lambda}$  – регистрируемое и внеатмосферное значения сигналов солнечного излучения;  $T_\lambda^W$ ,  $T_\lambda^X$ ,  $T_\lambda^G$  – функции пропускания для водяного пара, озона и других газовых компонент;  $\tau_\lambda^R$ ,  $\tau_\lambda^A$  – рэлеевская и аэрозольная оптическая толщина (АОТ);  $m$  – атмосферная масса.

Определение АОТ обычно осуществляется в относительно чистых от влияния газов «окнах прозрачности» атмосферы. Но даже в этом случае выделение аэрозольной компоненты в ИК-области спектра затруднено заметным влиянием на  $T_\lambda^0$  поглощения газами. Вклад большинства газов  $T_\lambda^G$  может быть оценен по модельным спектральным данным для средних атмосферных условий. Учет поглощения озоном и особенно водяным паром оказывается недостаточно точным даже при использовании моделей, учитывающих сезонно-региональные особенности. Большая пространственно-временная изменчивость характеристик влажности обуславливает необходимость параллельных измерений общего влагосодержания (ОВС) атмосферы для последующего учета реальных значений  $T_\lambda^W$ .

Другая трудность связана с калибровкой (нахождением сигналов  $U_{0\lambda}$ ) и самой процедурой расчета поглощения. Традиционный способ калибровки – «долгий метод Бугера», а в иностранной литературе – «Langley plot method» (LPM), основывается на выполнении линейной зависимости логарифма прозрачности от атмосферной массы  $\ln T_\lambda^0 = m \tau_\lambda^0$ , т.е. полагается, что  $\ln T_\lambda^{W,G,X}$  тоже имеет линейную связь с  $m$  или поглощением можно пренебречь. В этом случае линейная экстраполяция сигналов  $\ln U_\lambda(m)$  к  $m = 0$  позволяет определить искомую величину  $U_{0\lambda}$ . В реальности даже при работе со спектральным разрешением 1–5  $cm^{-1}$  практически не удастся выделить участки спектра, полностью свободные от поглощения и удовлетворяющие «линейности». Например, по данным [1], наличие нелинейной зависимости  $\ln U_\lambda$  от  $m$  может приводить к систематической погрешности определения  $U_{0\lambda}$  до 20%. Влияние «нелинейности» будет проявляться и на последующем этапе – при исключении из общей оптической толщи газовой компоненты. Понятно, что при более грубом спектральном разрешении (использовании светофильтров с  $\Delta\lambda \cong 20$ –200  $cm^{-1}$ ) рассчитывать на отсутствие поглощения тем более не приходится.

Принимая во внимание перечисленные обстоятельства, была разработана методика определения АОТ применительно к фильтровому солнечному фотометру [2]. Основная идея заключается в применении процедуры исключения поглощения непосредственно к первичным данным – сигналам  $U_\lambda$ . Для коротковолнового диапазона спектра содержание методики было рассмотрено ранее [3], а в настоящей работе представлено ее дальнейшее развитие. Заметим, что другие подходы определения аэрозольной компоненты (см., например, [4–7]) достаточно разнообразны, но имеют одну общую особенность. Процедура исключения поглощения в этих методах применяется только на конечном этапе – после калибровки и получения общей, эффективной оптической толщины  $\tau_\lambda^0$ . Нестрогость такого подхода очевидна, но обычно не принимается во внимание из-за наличия других методических проблем учета поглощения.

## 1. Общие положения

Процедура выделения аэрозольной компоненты включает следующие основные элементы:

- 1) исключение вклада поглощения осуществляется делением исходных данных  $U_\lambda$  на рассчитанные для условий эксперимента значения  $T_\lambda^W T_\lambda^G T_\lambda^X$ ;
- 2) процедура калибровки применяется к скорректированным данным, имеющим линейную зависимость от  $m$  (для удобства последующих вычислений корректировка данных проводится с учетом и рэлеевской компоненты –  $T_1^R$ );
- 3) значения функций пропускания  $T_\lambda^W, T_\lambda^X, T_\lambda^G$  рассчитываются с использованием модели (пакета программ) LOWTRAN-7 [8];
- 4) при учете изменяющейся величины  $T_\lambda^W$  используются данные в спектральном канале поглощения водяного пара (0,94 мкм).

Предварительный анализ влияния атмосферных условий на величину поглощения показал, что для рассматриваемых каналов (табл. 1) непрерывный учет вариаций концентрации газов достаточно проводить только в отношении водяного пара, т.е. величину  $T_\lambda^G$  ( $\text{CO}_2, \text{CH}_4, \text{N}_2\text{O}$  и др.) можно считать постоянной в пределах заданного района и сезона модели [8]. В этом случае значение  $T_\lambda^R T_\lambda^G$  будет зависеть только от массы  $m$  и аппаратной функции фотометра:

$$T_\lambda^{RG}(m) = \left[ \int_\lambda T_\lambda^\Phi \prod_i T_i^{RG}(m) d\lambda \right] / \left( \int_\lambda T_\lambda^\Phi d\lambda \right), \quad (2)$$

где  $T_\lambda^\Phi$  – аппаратная функция фотометра, учитывающая спектральные характеристики фильтра, приемника и источника (Солнца);  $T_i^{RG}$  – функции пропускания  $i$ -х газовых компонент, заданных по модели [8] с учетом  $T_\lambda^R$ .

Результаты расчета  $T_\lambda^{RG}$  по (2) для удобства дальнейшего применения аппроксимировались зависимостью

$$T_\lambda^{RG}(m) = \exp(-am^b). \quad (3)$$

Значения коэффициентов аппроксимации  $a, b$  для летних условий умеренных широт представлены в табл. 1.

Особенности учета пространственно-временной изменчивости поглощения водяным паром и озоном рассмотрены отдельно (п. 2 и 3).

Получение данных о  $T_\lambda^W, T_\lambda^X, T_\lambda^{RG}$  позволяет перейти к сигналам  $Y_\lambda$ , свободным от влияния поглощения:

$$Y_\lambda = \frac{U_\lambda}{T_\lambda^W T_\lambda^{RG} T_\lambda^X} = U_{0\lambda} \exp[-\tau_\lambda^A m]; \quad (4)$$

$$\tau_\lambda^A = \ln [U_{0\lambda}/Y_\lambda]/m. \quad (5)$$

Причем  $\ln Y_\lambda$  линейно зависит от  $m$ , поэтому корректность калибровки LPM уже не вызывает сомнений. Следует отметить еще один положительный фактор рассмотренного подхода. Важ-

ное значение при определении  $U_{0\lambda}$  играет выбор «калибровочных» дней с высокой и стабильной прозрачностью  $T_{\lambda}^0$ . Очевидно, что дневные вариации не только АОТ, но и влагосодержания ( $T_{\lambda}^W$ ) автоматически приводят к увеличению погрешности определения  $U_0$ . Таким образом, исключение  $T_{\lambda}^W$  уже на первом этапе позволяет уменьшить не только систематическую погрешность из-за «нелинейности», но и случайные ошибки калибровки.

Таблица 1

**Параметры спектральных каналов и аппроксимаций (3), (6), (9)**

№ спектрального канала	$\lambda_{\max}$ , мкм	$\Delta\lambda_{0,5}$ , мкм	$a$	$b$	$c$
1	0,369	0,020	0,4992	1	–
2	0,408	0,030	0,3211	1	–
3	0,423	0,012	0,2972	1	–
4	0,438	0,005	0,2534	1	–
5	0,484	0,007	0,1661	1	$1,693 \cdot 10^{-2}$
6	0,513	0,020	0,1303	1	$4,114 \cdot 10^{-2}$
7	0,558	0,016	0,0942	1	$9,118 \cdot 10^{-2}$
8	0,637	0,009	0,0583	1	$7,779 \cdot 10^{-2}$
9	0,671	0,010	0,0475	1	$4,156 \cdot 10^{-2}$
10*	0,940	0,010	0,0757	0,5096	–
11	0,871	0,019	0,0181	1	–
12	1,056	0,023	$7,46 \cdot 10^{-3}$	0,9905	–
13	2,182	0,029	$9,08 \cdot 10^{-3}$	0,7086	–
14	4,0	0,040	0,1398	0,8698	–

Собственно методика калибровки обычным способом [9] или итерационным [7, 10] здесь не рассматривается.

## 2. Учет поглощения водяным паром

При проведении исследований с использованием солнечных фотометров наиболее эффективным для определения ОВС и учета  $T_{\lambda}^W$  является метод оптической гигрометрии (см., например, [11, 12]). Особенности его применения хорошо изучены, и затруднения могут быть связаны только с отсутствием радиозондовых данных по влажности для калибровки прибора. Выполненные в последние годы исследования [13–15 и др.] обосновали возможность «теоретической» калибровки на основе модельных спектроскопических данных. Нами был проанализирован такой подход при использовании спектральных данных модели LOWTRAN-7. Расчеты, аналогичные [14], показали, что отношение сигналов в области полосы поглощения водяного пара –  $V = U_{0,94}/U_{0,87}$  может быть представлено в виде

$$V = V_0 T_W = V_0 \exp(a^* - b^* \sqrt{mW}), \quad (6)$$

где  $T_W = T_{0,94}^W/T_{0,87}^W$  – отношение функций пропускания, которые рассчитываются по формуле, аналогичной (2);  $V_0 = (U_{0(0,94)}/U_{0(0,87)}) (T_{0,94}^A/T_{0,87}^A)$  – отношение «нулевых» сигналов с учетом небольшой аэрозольной поправки (подробнее см. [12]);  $W$  – ОВС атмосферы;  $a^*$ ,  $b^*$  – параметры аппроксимации, значения которых приведены в табл. 1 в строке 10\*. Заметим, что функция  $T_W$  в широком диапазоне  $mW > 8$  имеет более сложный вид, чем в (6). В частности, методом наименьших квадратов была подобрана аппроксимация для определения влагосодержания  $W$  по данным  $T_W = V/V_0$  (рис. 1):

$$W = \left[ d_0 + \sum_{i=1}^3 d_i (\ln T_W)^i \right]^2 / m, \quad (7)$$

где  $d_i$  – коэффициенты, рассчитанные по модели для спектральных каналов (№10, 11) фотометра.

Неизвестная величина  $V_0$  может быть рассчитана модифицированным ЛРМ [15], заключающимся в экстраполяции логарифма  $V$  как функции от  $\sqrt{m}$  к  $m = 0$ . Причем при калибровке целесообразно ограничиться диапазоном  $mW < 8$ , где простое приближение (6) хорошо выполняется и поэтому искомая величина  $V_0$  определяется достаточно точно.

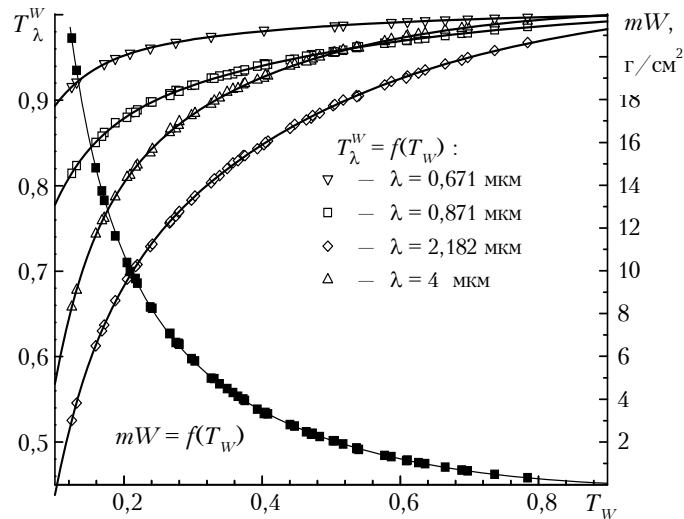


Рис. 1. Иллюстрация результатов расчета функций пропускания  $T_{\lambda}^W$  и аппроксимаций (7), (8) для ряда спектральных каналов

При оценке применимости разработанной методики были проведены различные сопоставления, в том числе по конечному результату – данным о влагосодержании, определенном по радиозондовой калибровке  $W_p$  [12] и по модельной –  $W_m$ . Для сравнения использовались результаты измерений ОВС в г. Томске в 1992 и 1995 гг., а относительная ошибка оценивалась в виде  $\delta_{p/m} = (W_p - W_m)/W_p$  (рис. 2).

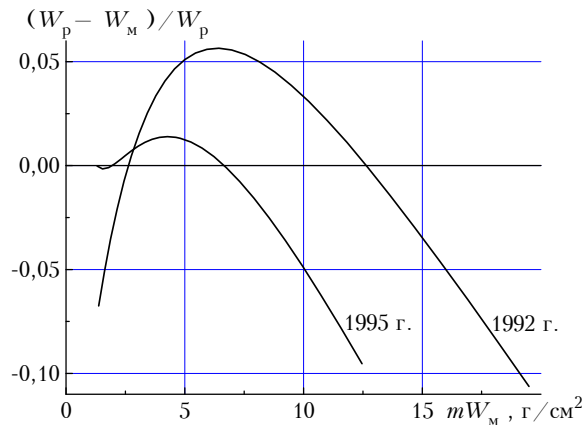


Рис. 2. Результаты оценки различий ОВС атмосферы, рассчитанных для двух способов калибровки оптического гигрометра

Из приведенных данных следует, что в основном диапазоне измерений величина расхождений не превышает 5%. При  $mW > 10 \div 15$  (это соответствует  $W > 3 \text{ г/см}^2$ , так как  $m < 4$ ) значения  $\delta_{p/m}$  увеличивается до 10%. Анализ результатов показал, что в этом диапазоне ОВС большие сомнения вызывает не модельная, а радиозондовая калибровка из-за отсутствия измерений при больших  $mW$ . Таким образом, можно принять величину 5% в качестве верхней границы погрешности модельной калибровки.

Если стоит задача определения  $T_{\lambda}^W$ , а не ОВС, то целесообразно исключить промежуточные расчеты и искать выражение для функции пропускания непосредственно в виде  $T_{\lambda}^W = f(V, V_0, m)$ . Для компактности этой зависимости и сохранения физического смысла была выбрана аппроксимация в виде функций экспоненциального убывания (см. рис. 1):

$$T_{\lambda}^W = \alpha + \sum_{i=1}^2 \beta_i \exp \left[ - \left( \frac{V}{V_0} - \eta \right) / \gamma_i \right]. \quad (8)$$

Для краткости приведем значения коэффициентов аппроксимации выражения (8) только для одного спектрального канала (2,18 мкм):  $\alpha = 1,027$ ;  $\beta_1 = -0,2154$ ;  $\beta_2 = -0,4254$ ;  $\eta = 0,0886$ ;  $\gamma_1 = 0,0590$ ;  $\gamma_2 = 0,3584$ .

Так как  $V/V_0 \cong T_{0,94}^W$ , то зависимость (8) фактически отражает связь функций пропускания для водяного пара в различных спектральных каналах. Использование (8) для «аэрозольных» каналов фотометра позволяет контролировать небольшие изменения  $T_\lambda^W$  по более чувствительному к  $H_2O$  значению  $T_W$ .

В каналах видимого диапазона спектра (№ 1–7) влияние поглощения водяным паром незначительно, поэтому его учет проводился по упрощенной формуле, аналогичной (3), с постоянным (в рамках модели) содержанием водяного пара, т.е. функции  $T_\lambda^{GR}$  и коэффициенты  $a, b$  для каналов 1–7 рассчитаны с учетом  $T_\lambda^W$ .

### 3. Учет поглощения озоном

Процедура точного учета вариаций поглощения озоном  $T_\lambda^X$  в каналах видимого диапазона спектра (полоса Шапной) может быть организована аналогично расчету  $T_\lambda^W$ . Однако из-за отсутствия в наших измерениях спектрального канала, настроенного на полосу поглощения озона, и меньшего влияния  $T_\lambda^X$  было признано целесообразным ограничиться модельными значениями содержания озона  $X$ . Учет вариаций  $X$  проводился на основе интерполяции табличных данных двумерной модели (широта, месяц), представленной в [16]. Конечно, выбранная модель соответствует лишь средним условиям, но она более подробна и корректна, чем [8], где выделены только 2 сезона и 3 климатических пояса.

Расчет функции  $T_\lambda^X$ , выполненный для различных  $mX$ , позволил получить выражение, аналогичное (3):

$$T_\lambda^X(m) = \exp[-c(mX)^{0,94}]. \quad (9)$$

Значения коэффициентов  $c$  для спектральных каналов 5–9 приведены в табл. 1.

### 4. Оценки погрешностей

При анализе ошибок определения  $\tau_\lambda^A$  несколько изменим представление общей функции пропускания газовых компонент, выделив в ней отдельно функцию пропускания  $T_1$  для постоянной концентрации газов и  $T_2$ , определяющую ее переменную часть:  $T_\lambda^W T_\lambda^{RG} T_\lambda^X = T_1 T_2(W, X)$ . Тогда после дифференцирования (5) получим выражение для погрешности  $\Delta\tau_\lambda^A$  в виде

$$\Delta\tau_\lambda^A = \left[ \left( \frac{\Delta U_0}{U_0 m} \right)^2 + \left( \frac{\Delta T_1}{T_1 m} \right)^2 + \left( \frac{\Delta T_2}{T_2 m} \right)^2 + \left( \frac{\Delta U}{U m} \right)^2 + \left( \frac{\Delta m}{m} \tau_\lambda^A \right)^2 \right]^{1/2} = \sum_{i=1}^5 (\Delta_i)^2. \quad (10)$$

Два последних слагаемых (ошибки измерений  $U$  и определения  $m$ ) аналогичны традиционной методике [2, 9], представляют собой в основном случайную погрешность и могут быть оценены величиной 0,0035 (при  $m = 2$  и практически любом  $\tau_\lambda^A$ ). Три первых составляющих характеризуют как систематические, так и случайные ошибки. Их анализ проведем с двух точек зрения: А) собственно оценок погрешности рассматриваемой методики  $\Delta_A^{(i)}$ ; В) оценок различий  $\tau_\lambda^A$  по сравнению с данными расчетов по традиционной схеме  $\Delta_B^{(i)}$ . Для краткости результаты расчетов приведем только для одного спектрального канала – 2,182 мкм, на примере условий лета умеренных широт (табл. 2). Рассмотрим компоненты  $\Delta_{A,B}^{(i=1-3)}$  отдельно.

Таблица 2

Результаты оценки погрешностей для средних условий  
( $m = 2$ , лето умеренных широт)

Вид ошибки	$i = 1$	$i = 2$		$i = 3$	$\Delta\tau_{2,18}^A$
		Ф	М		
$\Delta_A^{(i)}$	0,005	0,0016	0,0055 – 0,011	0,0019	0,009 – 0,013
$\Delta_B^{(i)}$	0,032		0,025	0,053	0,067

А) Погрешность калибровки LPM ( $\Delta U_0/U_0$ ) обычно оценивается величиной 1% [7, 9], поэтому  $\Delta_A^{(1)}$  изменяется в пределах 0,0025–0,01 и ее вклад максимален при  $m = 1$ .

Во втором слагаемом  $\Delta_A^{(2)}$  можно выделить погрешность неточного задания  $T_\lambda^\Phi - \Delta_A^{(2\Phi)}$  и погрешность спектральной модели –  $\Delta_A^{(2M)}$  (см. выражение (2)). При оценке  $\Delta_A^{(2\Phi)}$  моделировалось смещение всего контура фильтра на величину  $\Delta\lambda = 16$  нм, представляющую максимальную погрешность спектральной привязки. Расчеты показали, что влияние этого вида ошибок в «окнах прозрачности» незначительно. Точный расчет  $\Delta_A^{(2M)}$  для конкретных спектральных участков является непростой задачей и может быть предметом отдельного исследования. Величина  $\Delta_A^{(2M)}$  определяется неточностью спектроскопических данных, погрешностью аппроксимации функций пропускания  $T_i^G(m)$  и отличием реальных атмосферных условий (температура, давление) от стандартных, для которых и проводились соответствующие вычисления. Причем при современном уровне спектроскопических расчетов влияние последнего фактора является преобладающим. Например, по данным [17], погрешность функций пропускания из-за вариаций температурного профиля можно оценить величиной  $\Delta(\ln T_\lambda)/(\ln T_\lambda) = \Delta T/T \ln T \cong 0,04$ .

Приведенное значение хотя и характеризует основную часть оценки, но все же не является ее полной величиной. Поэтому в дальнейшем для большей надежности будем полагать, что в различных спектральных каналах указанная погрешность может быть в пределах от 0,04 до ее удвоенной величины 0,08. Тогда в средних условиях при  $m = 1$  значение  $\Delta_A^{(2M)}$  составит 0,008.

Последняя компонента  $\Delta_A^{(3)}$  определяется (см. выражение (8)) погрешностями измерения сигналов  $V = U_{0,94}/U_{0,87}$  и калибровки модифицированным LPM. В расчетах, как и ранее, полагалось, что  $\Delta V_0/V_0 = 0,01$  и  $\Delta V/V \cong 0,01$ . Тогда для  $\Delta_A^{(3)}$  можно получить значение в диапазоне 0,0014–0,0032.

Таким образом, оценка суммарной погрешности  $\Delta\tau_{2,182}^A$  составит величину до 0,013, причем основной вклад вносят систематические ошибки калибровки –  $\Delta_A^{(1)}$  и спектральной модели –  $\Delta_A^{(2M)}$ .

В) Различие результатов определения АОТ –  $\Delta_B^{(i)}$  обусловлено неучетом в традиционной методике нелинейной зависимости  $\ln U_\lambda$  от  $m$ . При калибровке этот фактор проявляется через занижение определяемых величин  $U_{0\lambda}$  (рис. 3) вследствие линейной экстраполяции  $\ln U_\lambda$  (при  $m = 1,2 \div 4$ ) к  $m = 0$ . В приведенном на рис. 3 примере величина ошибки ( $\Delta U_{0\lambda}/U_{0\lambda}$ ) составляет 0,066, а соответствующее значение  $\Delta_B^{(i)}$  для различных  $m$  находится в пределах 0,016–0,065.

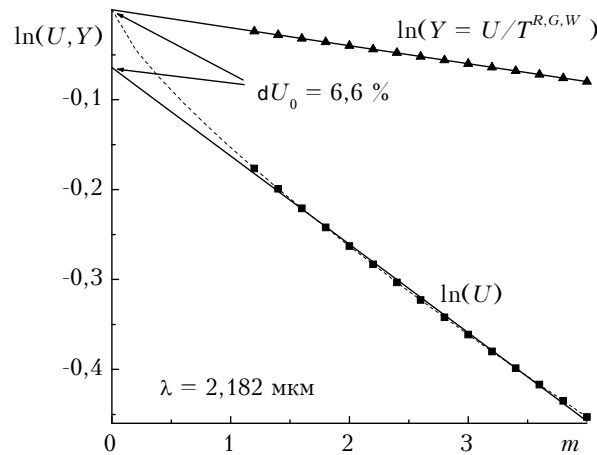


Рис. 3. Иллюстрация процедуры калибровки для сигналов  $\ln U_\lambda$ ,  $\ln Y_\lambda$  и возникающей погрешности определения  $U_{0\lambda}$

Кроме того, нелинейность приводит к неправильному учету поглощения при изменяющейся массе  $m$ . Расчеты показали, что максимальные различия результатов двух методов будут наблюдаться при больших  $m$  (например, при  $m = 4$   $\Delta_B^{(2)} \cong 0,04$ ).

В отношении последнего слагаемого ошибок  $\Delta_B^{(3)}$  была проведена оценка погрешностей для случая, когда реальная изменчивость ОВС вообще не учитывается. В расчетах, на примере усло-

вий Западной Сибири [18], полагалось, что среднее значение ОВС в июле составляет примерно  $2,8 \text{ г/см}^2$ , среднеквадратичное отклонение –  $0,7 \text{ г/см}^2$ , а полный диапазон изменчивости  $0,6\text{--}3,8 \text{ г/см}^2$ . При таких вариациях и  $m = 2$  максимальное значение  $\Delta_B^{(3)}$  составит  $0,053$ , а среднее – около  $0,03$ .

Результаты оценок  $\Delta_B^{(1-3)}$  подтверждают, что при определении АОТ в ИК-диапазоне спектра пренебрежение рассмотренной нелинейностью и реальными вариациями ОВС может привести к значительным ошибкам (максимальные до  $0,09$ ). Вместе с тем следует отметить, что в видимом диапазоне спектра с уменьшением поглощения существенно снижается и влияние нелинейности в зависимости  $\ln U_\lambda = f(m)$ . Оценки для этого диапазона спектра показали, что  $\Delta_B^{(1-3)}$  обычно не превышает величины  $0,01$ .

В заключение приведем пример данных восстановления  $\tau_\lambda^{A_1}$ , полученных при исследовании прозрачности атмосферы Центральной Атлантики осенью 1996 г. (рис. 4). Для сравнения на рисунке показаны также результаты расчетов по традиционной схеме –  $\tau_\lambda^{A_2}$ . Иллюстрация на примере морской атмосферы с малым содержанием аэрозоля наиболее ярко характеризует возникающие различия из-за некорректного учета поглощения.

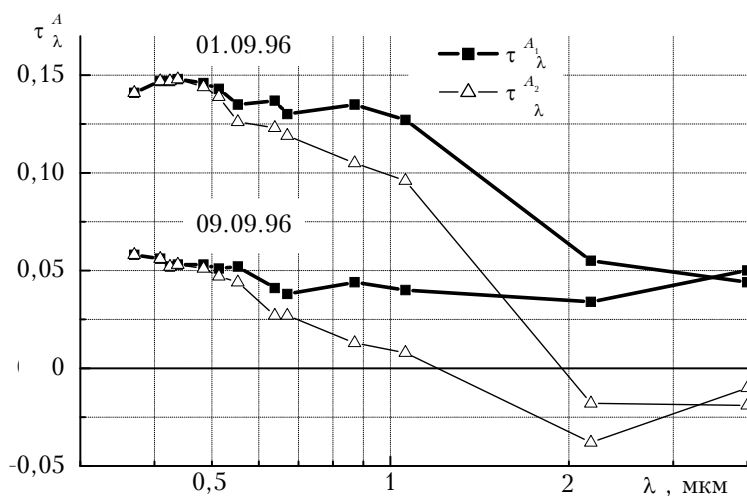


Рис. 4. Результаты определения  $\tau_\lambda^A$ , полученные в типичных условиях атмосферы над океаном

Из сопоставления  $\tau_\lambda^{A_1}$  и  $\tau_\lambda^{A_2}$  следует, что в коротковолновой части видимого диапазона данные совпадают. В области  $0,52\text{--}0,7$  мкм наблюдаются небольшие различия (на уровне погрешности определения АОТ), которые обусловлены более точным учетом ( $\tau_\lambda^{A_1}$ ) пространственно-временной изменчивости водяного пара и озона. В ИК-области спектра из-за неучета всех вышерассмотренных факторов  $\tau_\lambda^{A_2}$  принимает даже отрицательные значения, а величина расхождения данных увеличивается до  $0,02\text{--}0,07$ , что согласуется с оценками  $\Delta_B^{(1-3)}$ . Явная ошибочность данных  $\tau_\lambda^{A_2}$  частично может быть скорректирована и при обычной схеме расчетов АОТ на основе использования реальных значений влагосодержания. При этом влияние «нелинейности» остается неучтенным, а следствием будет систематическое занижение АОТ в ИК-диапазоне спектра.

1. Парамонова Н. Н., Броунштейн А. М., Фролов А. Д. // Тр. ГГО. Вып. 406. 1978. С. 101–114.
2. Региональный мониторинг Сибири. Ч. II. 1997. Томск: Изд. ИОА СО РАН. 295 с.
3. Ignatov A., Dergileva I., Ratner Yu., Sakerin S., Kabanov D. // Proc. IGARSS'94, California, USA, 1994. P. 1497–1499.
4. Арефьев В. Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. №10. С. 1034–1054.
5. Шукуров А. Х., Малкевич М. С., Чавро А. И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. №3. С. 264–271.
6. Пхалагов Ю. А., Ужegov В. Н. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. №10. С. 3–11.
7. Сакерин С. М., Игнатов А. М., Шибанов Е. Б. Аппаратура и методики определения спектральной прозрачности с борта НИС // «Океан – Космос». Эксперимент «Атлантика 89». Деп. в ВИНТИ 07.08.90. №4496–1390. С. 11–35.

8. Kneizys F., Anderson G., Shettle E. et al. 1988. Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-0177. 137 p.
9. Гущин Г. П. Методы, приборы и результаты измерений спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 200 с.
10. Ignatov A.M., Dergileva I.L., Sakerin S.M., Kabanov D.M. // Proc.IGARSS'93. V. III. 1993. P. 1091–1093.
11. Броунштейн А. М., Казакова Н. В. // Тр. ГГО, 1969. Вып. 237. С. 18–22.
12. Кабанов Д. М., Сакерин С. М. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. №6. С. 852–860.
13. Thome K.Y., Herman B.M., Reagan J.A. // Journal of Applied Meteorology. 1992. V. 31. №2. P. 157–165.
14. Bruegge C.J., Conel J.E., et al. // J. Geophys. Res. 1992. V.97. №D17. Nov. 30. P. 18,759–18,768.
15. Thome K.J., Smith M.W., et al. // Appli. Optics. 1994. V. 33. №24. P. 5811–5819.
16. Tanre D., Holben B.N., Kaufman Y.J. // IEEE Trans.Geosci.Rem.Sens. 1992. V. 30. №2. P. 231–248.
17. Reagan J.A., Thome K., Herman B. // IEEE Trans.Geosci.Rem.Sens. 1992. V. 30. P. 825–831.
18. Кабанов Д. М., Сакерин С. М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. №5. С. 656–663.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
24 февраля 1997 г.

**D. M. Kabanov, S. M. Sakerin. About Method of Atmospheric Aerosol Optical Thickness Determination in Near IR-Spectral Range.**

The method of aerosol optical thickness determination has been analyzed from the measurements of transparency in 0.4–4.0  $\mu\text{m}$  spectral range. The routine procedure of taking into account (exluding) the gaseous absorption is shown to be incorrect and capable to lead to improper results. The peculiarities of accounting for the water vapor transmittance at variation of its total content are treated as well as the procedure of optical hygrometer calibration based on model spectroscopic data. The errors of determination of the transparency aerosol component are estimated, and the results found in conditions of the Atlantic Ocean clean atmosphere are presented.