

И.Х. Агаев  
(НИИ аэрокосмической информатики, г. Баку;  
e-mail: asadzade@rambler.ru)

## О МЕТОДЕ РАСЧЁТА ИНТЕНСИВНОСТИ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ С УЧЁТОМ МНОГОСЛОЙНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

**Аннотация.** Проведён анализ моделей состава атмосферы. Предложена вертикально стратифицированная модель аэрозольного состава атмосферы. Показана применимость этой модели для расчёта интенсивности солнечной радиации под слоем стратосферного вулканического аэрозоля.

**Ключевые слова:** атмосфера, аэрозоль, модель, радиация.

I.Kh. Agayev

## ABOUT METHOD CALCULATION OF INTENSITIES TO SOLAR RADIATION WITH ACCOUNT OF THE MULTI-LAYER MODEL OF ATMOSPHERE

**Abstract.** The analysis of models of content of atmosphere. The vertically stratified model of aerosol content of atmosphere is suggested. Applicability of suggested model for calculation of intensity of solar radiation under volcanic aerosol layer is shown.

**Key words:** atmosphere, aerosol, model, radiation.

Статья поступила в редакцию Интернет-журнала 3 июля 2010 г.

Хорошо известно, что наиболее совершенной моделью прохождения оптических сигналов через атмосферу является модель MODTRAN (MODerate Spectral Atmospheric TRANsmission). Эта модель был разработан в США для условий Северной полушария [1]. В этой модели учтена стратифицированность аэрозольного состава атмосферы. Аэрозольный состав подразделён на четыре вертикальных региона: приграничный слой (0-2 км), свободная тропосфера (фоновая тропосфера) (2-10 км), нижняя стратосфера (10-30 км) и верхняя атмосфера (30-100 км).

Вопрос вертикального распределения концентрации аэрозолей в этих регионах в модели MODTRAN решен следующим образом [1]. В приграничном слое принято, что концентрация аэрозоля должна быть определена в зависимости от метеорологической дальности на поверхности ( $VIS$ ). Этот параметр связан с дальностью видимости наблюдателя ( $V_{obs}$ ) следующей формулой:

$$V_{obs} \approx \frac{VIS}{1,3 \pm 0,3}.$$

Для условий наличия атмосферной дымки ( $VIS = 2-10$  км) модель MODTRAN предусматривает независимость коэффициента аэрозольной экс-

тинкции от высоты (до 1 км). Однако, при условиях чистой атмосферы ( $VIS = 23-50$  км) считается, что вертикальное распределение концентрации имеет экспоненциальный характер. На больших высотах распределение аэрозоля в основном зависит от сезона и не зависит от географической местности и погоды. С учётом этого, исходный вертикальный профиль аэрозоля атмосферы имеет универсальный характер и может быть использован для модельных расчетов солнечной радиации. Ярким проявлением стратифицированности аэрозольного состава атмосферы является наличие вулканического аэрозоля. Хорошо известно [1], что стратосферный вулканический аэрозоль в целом относится к крупнодисперсной фракции атмосферного аэрозоля.

Другим ярким проявлением стратифицированности атмосферного аэрозоля является приводной морской аэрозоль, рассмотренный в работе [2], где изложено описание эмпирической микрофизической частной модели MEDEX, входящей в общую модель Maex Pro 3,0. Согласно указанной эмпирической модели, коэффициент приводной аэрозольной экстинкции при высоте  $H$  вычисляется по формуле

$$\alpha_H = \alpha_{om} \left[ \frac{0,037}{1,017 - (f_{25m} + 7) \cdot H^{0,03}} \right], \quad (1)$$

где  $\alpha_{om}$  – коэффициент приводной аэрозольной экстинкции при  $H = H_0$ .

Стратифицированность аэрозоля можно считать физически вполне установленным фактом, учтенным в различных известных моделях атмосферы.

С учётом вышесказанного имеет смысл разработать упрощенную модель атмосферы, учитывающую вертикальную стратифицированность по аэрозольному составу. Графическое отображение предлагаемой модели показано на рис. 1.

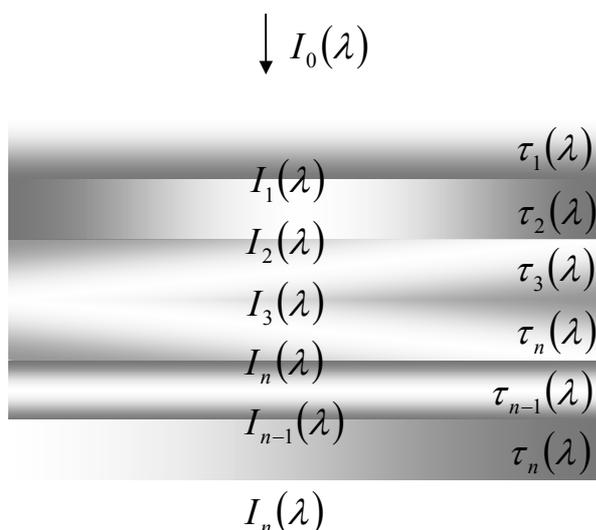


Рис. 1. Графическая иллюстрация модели стратифицированной атмосферы. Принятые обозначения:  $I_0$  – интенсивность исходного солнечного излучения на длине волны  $\lambda$ ;  $\tau_i(\lambda)$  – оптическая толщина  $i$ -го аэрозольного слоя;  $n$  – количество слоёв

Приведём основные соотношения для предлагаемой модели. Математическое выражение закона Бугера-Бера для случая учёта только аэрозольной составляющей имеет следующий вид:

$$I_1(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-m\tau_\Sigma(\lambda)}, \quad (2)$$

где

$$\tau_\Sigma(\lambda) = \sum_{i=1}^n \tau_i(\lambda). \quad (3)$$

С учётом (2) и (3) имеем

$$I_2(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-m(\tau_1+\tau_2)}, \quad (4)$$

$$I_3(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-m(\tau_1+\tau_2+\tau_3)}, \quad (5)$$

.....

$$I_{n-1}(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-m\left(\sum_{i=1}^{n-1} \tau_i\right)}, \quad (6)$$

$$I_n(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-m\left(\sum_{i=1}^n \tau_i\right)}. \quad (7)$$

Из уравнений (2)-(7) нетрудно получить основное уравнение предлагаемой модели:

$$I_0(\lambda) = \sqrt[n]{\frac{\prod_{i=1}^n I_i(\lambda)}{e^{-m\left(\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^j \tau_i\right)}}}. \quad (8)$$

Рассмотрим практический пример использования предложенной модели стратифицированной атмосферы. Допустим, что осуществляются сравнительные фотометрические измерения параметров атмосферы на море и на суше (рис. 2). При исходных заданных величинах  $I_0(\lambda)$  требуется вычислить интенсивность оптического излучения Солнца под слоем вулканического аэрозольного слоя  $I_{\tau_{cv}}$ .

Предлагаемый алгоритм решения вышеуказанной задачи заключается в следующем:

1. На основе показаний фотометров  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  на разных длинах волн определяется  $\tau_{C.M.}$

2. С использованием известной модели приводного морского аэрозоля с помощью трехволнового фотометра  $\Phi_1$  определяются величины  $\tau_{cv}$  и  $\tau_f$ .

3. С учётом вычислений величины  $\tau_{cv}$  определяется параметр  $I_{\tau_{cv}}$ .

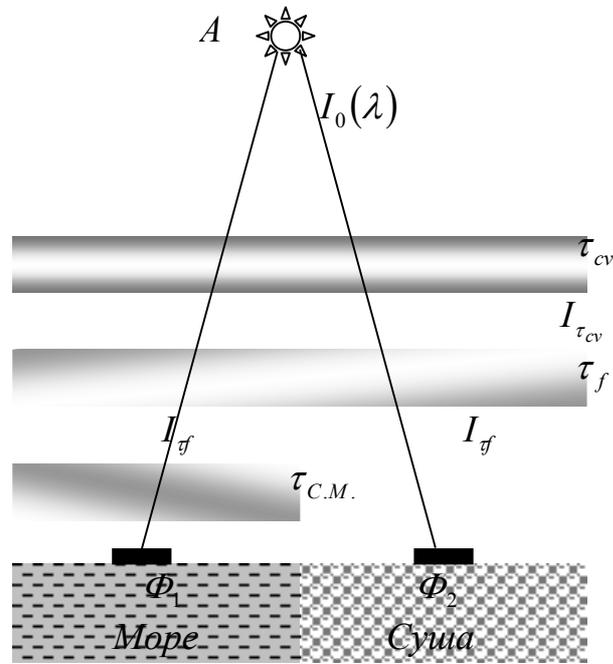


Рис. 2. Схема проведения параллельных измерений:

$A$  – Солнце,  $\tau_{cv}$  – оптическая толщина стратосферного крупнодисперсного аэрозоля;  $\tau_f$  – оптическая толщина мелкодисперсного аэрозоля;  $\tau_{C.M.}$  – оптическая толщина крупнодисперсного приводного аэрозоля;  $\Phi_1$  – трехволновый фотометр, установленный в море;  $\Phi_2$  – одноволновый фотометр

Рассмотрим вопрос применимости общей формулы к рассматриваемой частной задаче. При  $n = 2$  формула (8) имеет следующий вид:

$$I_0(\lambda) = \sqrt[2]{\frac{I_{\tau_{cv}} \cdot I_f(\lambda)}{e^{-m[\tau_{cv} + (\tau_{cv} + \tau_f)]}}}. \quad (9)$$

Из выражения (9) имеем

$$I_f(\lambda) = \frac{I_0^2(\lambda) \cdot e^{-m[\tau_{cv} + (\tau_{cv} + \tau_f)]}}{I_{\tau_{cv}}}. \quad (10)$$

Сравнение пунктов вышеприведенного алгоритма с полученной формулой (10) показывает полное соответствие искомых и используемых в формуле (10) параметров, что указывает на правильность полученных результатов.

В заключение сформулируем основные выводы проведенного исследования:

1. Анализ моделей состава атмосферы подтвердил гипотезу о вертикальной стратифицированности её аэрозольного состава.
2. Предложена вертикально стратифицированная модель аэрозольного состава атмосферы.
3. В качестве примера показана применимость предложенной модели для расчёта интенсивности солнечной радиации под слоем стратосферного вулканического аэрозоля.

#### Литература

1. Carr S.B. The Aerosol Models in MODTRAN: In corporating Selected Measurements from Northern Australia. – [http://www.dsto.defence.gov.au/punlicants/4319/DSTO\\_TR\\_1803.pdf](http://www.dsto.defence.gov.au/punlicants/4319/DSTO_TR_1803.pdf).
2. Koloshin G., Piazzola I. Influence of the large aerosol on the infrared propagation in coastal areas. – [http://www.gi.alaska.edu/ftp/foch/ILRC23\\_Proc/ILRC23/3P\\_10.pdf](http://www.gi.alaska.edu/ftp/foch/ILRC23_Proc/ILRC23/3P_10.pdf).