

УДК 551.501: 629.195.1

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов<sup>1</sup>  
Канд. техн. наук Т.К. Караданов<sup>1</sup>

### РАСЧЕТ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

**Ключевые слова:** атмосфера, излучение, аэрозоль, оптическая толщина, спутниковое зондирование

*Разработан алгоритм расчета аэрозольной оптической толщины атмосферы по спутниковым данным на основе численной задачи переноса коротковолнового излучения в атмосфере. Получены расчетные значения аэрозольной оптической толщины атмосферы над территорией Казахстана.*

Исследования спектральной аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы стимулируются такими проблемами как ускоренные изменения глобального климата, региональные особенности антропогенной нагрузки и влиянию естественных источников замутнения атмосферы, в том числе вулканических извержений, пылевых бурь, крупных лесных пожаров и др. Кроме того результаты исследований спектральных АОТ находят широкое применение при разработке оптических систем, работающих через атмосферу, и интерпретации спутниковой информации. Созданы новые методы и алгоритмы решения уравнения переноса излучения в приложении к задачам атмосферной оптики. На основе математического моделирования получены количественные оценки учета особенностей аэрозольного рассеяния света крупными частицами в расчетах интегральных потоков солнечного излучения в атмосфере [7]. Полученные результаты позволяют построить улучшенную аппроксимацию плоского альбедо для использования в задачах дистанционного зондирования [2]. Выполнено моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях, предложены различные методы расчета атмосферных функций пропускания и потоков излучения [4]. Разработан новый метод определения микрофизических параметров аэрозоля из спектральных измерений оптической толщины и яркости солнечного ореола [3]. На основе экспедиционных исследований показано, что высокие значения

---

<sup>1</sup> АО «НЦКИТ» АК МИР РК, г. Алматы, Казахстан

аэрозольной оптической толщины (АОТ) наблюдаются во всем диапазоне спектра (0,3...2,14 мкм) и обусловлены совокупным влиянием выносов аэрозоля (пылевого, антропогенного, дымового) из соседних районов континента. Результаты измерений АОТ над океанами, сравнения со спутниковыми данными и модельными расчетами, роль морской аэрозольной сети Maritime Aerosol Network (MAN), как составляющей сети AERONET представлены в работах [1]. Показано, что в многолетней изменчивости аэрозольной оптической толщины для различных географических регионов не проявляется значимой зависимости от циклов солнечной активности [8]. Получена формула расчета оптической толщины атмосферы за счет рэлеевского рассеяния [9].

Спектральные области, в которых сосредоточена коротковолновая и длинноволновая солнечная радиация, практически не перекрываются, следовательно, перенос коротковолновой и длинноволновой радиации можно рассматривать отдельно. При таком подходе уравнение переноса излучения в атмосфере можно упростить. Для длинноволновой радиации пренебрежимо мало рассеяние, тогда как в коротковолновой области мало собственное излучение земли, облаков и атмосферы. В видимой области спектра, где существенно значение рассеяния излучения можно пренебречь поглощением.

Методы решения уравнения переноса излучения в безоблачной атмосфере опираются на данные о её составе и информацию о спектре поглощения различными газами с учетом влияния неоднородности [5]. Решения трехмерного уравнения переноса представляют собой решение в виде многочленных рядов при представлении индикатрисы рассеяния в виде полиномов Лежандра. Численные методы, среди которых весьма распространены являются метод Монте-Карло и метод дискретных ординат, также громоздки. Эти методы позволяют получить значения характеристик поля излучения в атмосфере с высокой точностью. Однако они требуют больших вычислительных затрат, что ограничивает их использование в гидродинамических моделях атмосферы.

В задачах прогноза погоды часто применяют приближенные методы, основанные на упрощении уравнения переноса излучения. Проводится процедура усреднения интенсивности излучения по углам, в предположении изотропности рассеяния, что позволяет привести трехмерное уравнение переноса к одномерному виду для расчета односторонних потоков (двух потоковые методы). Эти методы характеризуются экономичностью расчетов и широко используются в гидродинамических моделях атмосферы.

ры. Алгоритм и результаты расчета потоков методом решения уравнения переноса основаны на работах [10, 11].

Метод двух потокового приближения может применяться для расчета потоков в безоблачной и облачной атмосфере. Для расчета потоков при наличии облачности необходима информация об оптических свойствах облаков. Разработанный алгоритм расчета потоков солнечного излучения в атмосфере основан на решении уравнения переноса излучения в двух потоковом приближении в многослойной атмосфере.

Спектральные области, в которых сосредоточена коротковолновая и длинноволновая солнечная радиация, практически не перекрываются, следовательно, перенос коротковолновой и длинноволновой радиации можно рассматривать отдельно. При таком подходе уравнение переноса излучения в атмосфере можно упростить. Для длинноволновой радиации пренебрежимо мало рассеяние, тогда как в коротковолновой области мало собственное излучение земли, облаков и атмосферы. В видимой области спектра, где существенно значение рассеяния излучения можно пренебречь поглощением.

Значение общей оптической толщины атмосферы определяется из задачи переноса по спутниковым данным уходящего коротковолнового излучения в атмосфере (radians) и отражательной способности выбранного участка земной поверхности (reflectance).

Рассмотрим численную реализацию задачи переноса коротковолнового излучения в атмосфере при условии многократного рассеяния по данным космического зондирования.

Уравнение переноса коротковолнового излучения в атмосфере можно записать в следующем виде:

$$\mu \frac{\partial I}{\partial z} + \sigma I = \frac{\sigma_s}{4\pi} \int_0^1 \int_0^{2\pi} g(\mu, \mu', \varphi, \varphi') I d\mu' d\varphi' + \sigma_s g(\mu, \mu_0, \varphi, \varphi_0) E_\lambda e^{-\tau_\lambda / \mu}, \quad (1)$$

где  $I(z, \mu, \varphi)$  – интенсивность излучения;  $\mu = \cos\theta$ ,  $\theta$  – угол зондирования ( $\mu > 0$  – соответствует нисходящему потоку,  $\mu < 0$  – восходящему);  $E_\lambda$  – поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы;  $g(\gamma)$  – индикатриса рассеяния;  $\gamma$  – угол рассеяния;  $q(\mu, \varphi)$  – альbedo земной поверхности;  $\mu_0, \varphi_0$  – направление распространения солнечного излучения;  $\sigma_s$  – коэффициент рассеяния излучения;  $\tau_\lambda$  – оптическая толщина атмосферы;  $\sigma = \sigma_s + \sigma_n$ ,  $\sigma_n$  – коэффициент поглощения излучения;  $z, \varphi, \theta$  – сферическая система координат.

Были приняты следующие граничные условия:

– поток прямого солнечного излучения на верхней границе атмосферы  $E_{\lambda} \cos i$ ,  $E_{\lambda}$  – солнечная постоянная,  $i$  – зенитный угол Солнца;

– нисходящий поток рассеянного излучения на верхней границе атмосферы  $I(0, \mu, \varphi) = 0$  при  $\mu > 0$ ;

– восходящий поток рассеянного излучения на верхней границе атмосферы  $I(0, \mu, \varphi) = \text{Radians}$  при  $\mu < 0$ ;

– на нижней границе

$$I(H, \mu, \varphi) = \frac{q}{\pi} \left( \int_0^{2\pi} \int_0^1 I(H, \mu', \varphi') \mu' d\mu' d\varphi' + \mu_0 E_{\pi} e^{-\frac{\tau_{\lambda}}{\mu}} \right) \text{ при } \mu < 0, \quad (2)$$

где  $q$  – альбедо земной поверхности.

Среди параметров задачи, обуславливающих изучаемый процесс, важное значение имеет выбор  $E_{\lambda}$ , являющегося величиной потока солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы. В таблице со значениями монохроматического потока солнечной радиации  $E_{\lambda}$  (вт/м<sup>2</sup>·мкм) на верхней границе атмосферы при значении солнечной постоянной  $I_0 = 1,353$  квт/м<sup>2</sup> при длинах волн от 0,18 до 20,00 мкм.

Индикатрису рассеяния  $P(\gamma)$  принято представлять в виде разложения по полиномам Лежандра. В [6] предложено ограничиться двумя членами разложения и представлять индикатрису в виде:

$$P(\gamma) = 1 + x_1 \cos \gamma$$

где  $\gamma$  – угол рассеяния;  $x_1 = \frac{3}{2} \int_0^{\pi} P(\gamma) \cdot \cos \gamma d\gamma$ .

Параметр  $x_1$  является первым коэффициентом разложения и характеризует вытянутость индикатрисы рассеяния. Чем больше вытянутость индикатрисы вперед, тем больше значение  $x_1$  [1].

Угол рассеяния  $\gamma$  связан с углом визирования  $\theta$  и азимутом  $\varphi$  соотношением:

$$\cos \gamma = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos \varphi,$$

где  $\theta_0$  – зенитное расстояние Солнца.

Индикатриса при релеевском рассеянии описывается формулой:

$$g(\gamma) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \gamma).$$

Оптическая толщина экстинкции  $\tau_\lambda$  определяется в виде суммарного по высоте значения, хотя  $\tau_\lambda$  является функцией по высоте. Это проявляется в решении задач переноса излучения. В задаче переноса исходящего излучения оптическая толщина растёт от верхней границы, а для переноса восходящего излучения от земной поверхности.

В видимой области спектра, где существенно значение рассеяния излучения можно пренебречь поглощением.

Представим релеевскую  $\tau_{\lambda\rho}$  и аэрозольную  $\tau_{\lambda\alpha}$  составляющие оптических толщин в следующем виде:

$$\tau_{\lambda\rho} = \int_0^z \rho \delta_{\lambda\rho} dz, \quad \tau_{\lambda\alpha} = \int_0^z \rho_\alpha \delta_{\lambda\alpha} dz,$$

где  $\delta_{\lambda\rho}$  и  $\delta_{\lambda\alpha}$  – релеевский и аэрозольный коэффициенты рассеяния,  $\rho$  – плотность воздуха,  $\rho_\alpha$  – плотность аэрозоля.

Оптическая толщина слоя атмосферы за счет релеевского рассеяния рассчитывается по формуле [9]:

$$\tau_{\lambda\rho} = 0,02152 \frac{1,0455996 - 342,2906\lambda^{-2} - 0,9023085\lambda^2}{1 + 0,0022705988\lambda^{-2} - 85,965863\lambda^2} \cdot \frac{\Delta P}{P_s},$$

где  $\lambda$  – длина волны;  $\Delta P$  – толщина слоя атмосферы (гПа);  $P_s$  – приземное давление (гПа).

Значения аэрозольной оптической толщины для данной территории в заданное время можно определить из общей оптической толщины атмосферы, состоящей из релеевского и аэрозольного оптических толщин:

$$\tau_{\lambda\alpha} = \tau_\lambda - \tau_{\lambda\rho}.$$

В общем виде индикатриса рассеяния является функцией угла рассеяния  $\theta$ :  $g = g(\cos\gamma)$ , где  $\gamma$  – угол рассеяния. Полный коэффициент рассеяния является суммой коэффициентов молекулярного (релеевского) и аэрозольного рассеяния. До высоты 3000 м рассеяние солнечной радиации обусловлено в основном аэрозольным, и только выше этой высоты молекулярная составляющая становится более аэрозольной.

Рассмотрим численное решение задачи переноса коротковолнового излучения в атмосфере. Уравнение (1) представим в виде конечно-разностной схемы с направленными разностями, а двойной интеграл в правой части уравнения в виде двойного ряда с использованием метода Симпсона для вычисления определенных интегралов.

$$\mu \frac{I_{i,j,k} - I_{i,j,k-1}}{h} + \sigma I_{i,j,k} = \frac{\sigma_S}{2\pi} F1_{i,j,k} + F_{i,j,k}, \quad \mu > 0, \quad (3)$$

$$\mu \frac{I_{i,j,k+1} - I_{i,j,k}}{h} + \sigma I_{i,j,k} = \frac{\sigma_S}{2\pi} F1_{i,j,k} + F_{i,j,k}, \quad \mu < 0, \quad (4)$$

где  $h$  – шаг расчетной сетки по  $z$ ,

$$F_{i,j,k} = \pi g_{i,j} E_\lambda e^{-\frac{\tau}{\mu}}, \quad \mu > 0,$$

$$F_{i,j,k} = \pi g_{i,j} E_\lambda e^{\frac{\tau}{\mu}}, \quad \mu < 0,$$

$$F1_{i,j,k} = \sum_{m=1}^M g_{i,j,1,m} I_{1,m,k} + \sum_{m=1}^M g_{i,j,N,m} T_{N,m,k} + 2 \sum_{n=2}^{N-1} g_{i,j,n,1} T_{n,1,k} + 2 \sum_{n=2}^{N-1} g_{i,j,n,M} T_{i,j,n,M} + 4 \sum_{m=2}^{M-1} \sum_{n=2}^{N-1} g_{i,j,n,m} T_{i,j,n,m}.$$

Итерационный алгоритм по определению искомой функции  $I_{i,j,k}$

заменяется в виде:

$$I_{i,j,k}^{n+1} = \left( \mu I_{i,j,k-1}^{n+1} + h \frac{\sigma_S}{2\pi} F1_{i,j,k} + F_{i,j,k} h \right) / (\mu + \sigma h), \quad \mu > 0, \quad (5)$$

$$I_{i,j,k}^{n+1} = \left( -\mu I_{i,j,k+1}^{n+1} + \frac{\sigma_S}{2\pi} h F1_{i,j,k} + F_{i,j,k} h \right) / (\sigma h - \mu), \quad \mu < 0, \quad (6)$$

В  $F1_{i,j,k}$  входит определяемая функция  $I_{i,j,k}^n$ . В первом приближении  $I_{i,j,k}^{(1)} = 0$ .

По экспериментальным данным значение оптической толщины изменяется в пределах от 0,25 до 0,39 при среднем значении 0,35. В эксперименте определяется общее значение оптической толщины. Для решения поставленной задачи важно изменение значения оптической толщины при нисходящем и восходящем потоке. При нисходящем потоке оптическая толщина нарастает от верхней границы до земной поверхности, тогда как при восходящем от земной поверхности до верхней границы атмосферы.

По данным сенсора ОМІ аэрозольная оптическая толщина атмосферы (длина волны 500 нм) над Казахстаном 2 мая 2016 года представлена на рис. 1. Расчетное поле распределения аэрозольной оптической толщины атмосферы (длина волны 0,550 мкм) над этим районом 15 августа 2015 года показано на рис. 2. Согласно статистическому анализу по территории Казахстана за июнь 2016 года значения аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 0,550 мкм на рассматриваемом

участке меняется в диапазоне 0 до 8,0, среднее квадратическое отклонение 1,79.

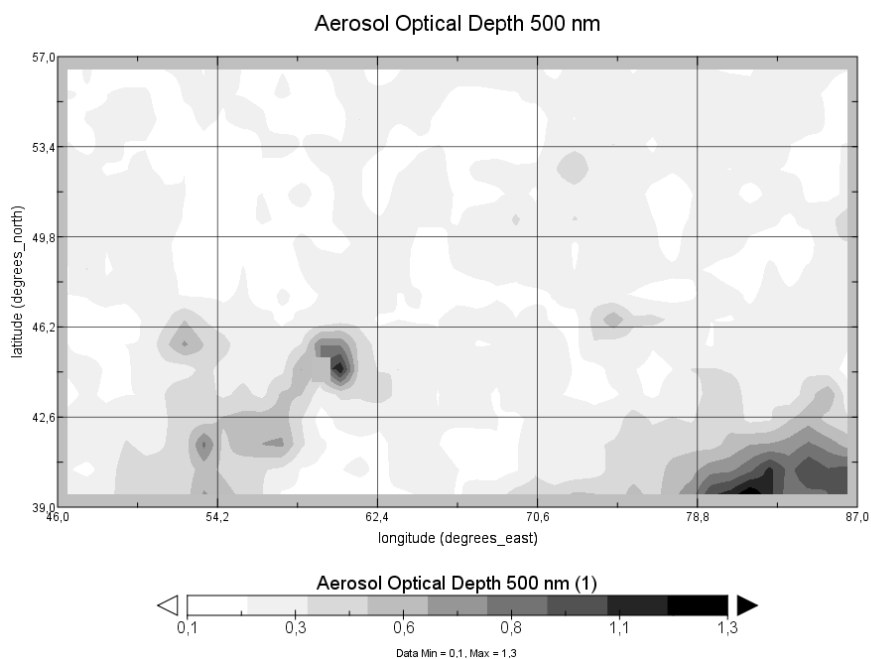


Рис. 1. Аэрозольная оптическая толщина атмосферы (длина волны 0,550 мкм) над Казахстаном за июнь 2016 года по данным 3 канала сенсора OMI.

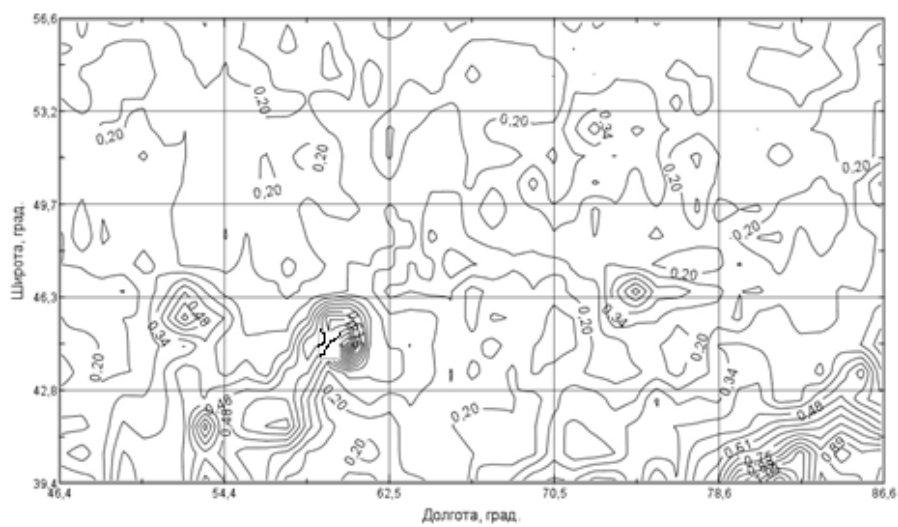


Рис. 2. Расчетное поле распределения аэрозольной оптической толщины атмосферы (длина волны 0,550 мкм) над Казахстаном за июнь 2016 года.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афонин С.В., Энгель М.В., Майор А.Ю. и др. Результаты комплексного аэрозольного эксперимента в переходной зоне материк – океан (Приморье и Японское море). / Часть 2. Анализ пространственной и временной изменчивости характеристик аэрозоля по спутниковым данным и лидарным измерениям // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23. – №9. – С. 811-819.
2. Басс Л.П., Гермогенова Т.А., Николаева О.В. и др. Численное моделирование краевых эффектов в оптике аэрозоля и облаков // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – Т. 22. – №2. – С. 201-206.
3. Веретенников В.В. Совместное определение микроструктуры и показателя преломления аэрозоля по данным солнечной фотометрии // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20. – №3. – С. 214-221.
4. Журавлева Т.Б. Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. / Часть I: Детерминированная атмосфера; Часть 2: Стохастическая облачность // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21. – №2. – С. 99-114; №3. – С. 189-202.
5. Ленобль Ж. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах: Стандартные методы расчета. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 264 с.
6. Рублев А.Н. Алгоритм и результаты расчетов аэрозольных индикатрис. – М.: РНЦ «Курчатовский институт», 1994. – 51 с.
7. Рублев А.Н., Горчакова И.А., Удалова Т.А. Влияние крупных частиц на оценки оптических и радиационных характеристик пылевого аэрозоля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47. – № 2. – С. 1-11.
8. Сакерин С.М., Горбаренко Е.В., Кабанов Д.М. Особенности многолетней изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы и оценки влияния различных факторов // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21. – №7. – С. 625-631.
9. Bodhaine B.A., Wood N.B., Dutton E.G., Slusser J.R. On Rayleigh Optical Depth Calculations // J. Atmos. Oceanic Technol. – 1999. – Vol. 16. – P. 1854-1861.
10. Geleyn J.-F. Parameterization of radiative transfer at ECMWF // Proceedings of the ECMWF 1977 seminar on the parameterization of the physical processes in the free atmosphere, 1977. – P. 273-345.



11. Ritter B., Geleyn J.F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations // Mon. Wea. Rev. – 1992. – Vol. 120. – P. 303-325.

Поступила 11.05.2017

Техн. ғылымд. докторы      А.Х. Ахмеджанов  
Техн. ғылымд. канд.        Т.К. Караданов

**АТМОСФЕРАНЫҢ ЗОНДАУ СПУТНИКТІК ДЕРЕКТЕРІ  
БОЙЫНША АЭРОЗОЛЬ ОПТИКАЛЫҚ ҚАЛЫҢДЫҒЫН ЕСЕПТЕУ**

**Түйін сөздер:** сәуле, аэрозоль, оптикалық қалыңдығы, спутниктік зондтау

*Әзірленген есептеу алгоритмі аэрозоль оптикалық қалыңдығы бойынша атмосфераның жерсеріктік деректері негізінде іске асыру міндеттері көшіру сәуле атмосферада. Алынған мәндерін аэрозоль оптикалық қалыңдығы атмосфера аумағы үстінен.*

Akhmedzhanov A.KH., Karadanov T.K.

**THE CALCULATION OF THE AEROSOL OPTICAL THICKNESS OF  
THE ATMOSPHERE USING REMOTE SENSING DATA**

**Keywords:** atmosphere, radiative transfer, aerosol optical thickness, remote sensing

*The algorithm of calculation of the aerosol optical thickness of the atmosphere using remote sensing data on the basis of numerical realization of the objectives of the transfer of shortwave radiation in the atmosphere. The calculated values of the aerosol optical thickness of atmosphere above the territory of Kazakhstan.*