

МЕТОДЫ И СИСТЕМЫ АВТОМАТИЗАЦИИ
ОБРАБОТКА ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

УДК 551.521 : 551.576

В.В. Антонович, Г.О. Задде, А.В. Поданев

**ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ
С $\lambda = 10,6$ МКМ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ**

На основе простой математической модели эволюции слоистой облачности проведено исследование поведения коэффициента аэрозольного ослабления.

Суманы и низкая слоистая облачность — наиболее распространенные атмосферные явления, определяющие сильное оптическое помутнение атмосферы. В низкой развитой облачности осредненный по облаку коэффициент рассеяния может достигать 100 км^{-1} , превышая показатель молекулярного рассеяния на четыре порядка.

В настоящее время разработаны и реализованы несколько десятков математических моделей эволюции облачности с различной степенью учета микроструктуры процессов [1]. Целью настоящей работы было изучение динамики коэффициента аэрозольного ослабления излучения CO_2 -лазера ($\lambda = 10,6$ мкм) в развивающемся облачном слое. Исследование проведено на основе простейшей гидродинамической модели эволюции полей облачности и температуры в движущемся циклоне [2], дополненной предположением о виде функции распределения капель по размерам.

В модели [2] система уравнений переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере использовалась в виде

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + \omega \frac{\partial \Pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial \Pi}{\partial z} - \omega \gamma_a; \quad (1)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \omega \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial s}{\partial z}; \quad (2)$$

$$\Pi = T + \frac{L}{C_p} q; \quad (3)$$

$$s = q + \delta, \quad (4)$$

где $\omega = 4\omega_m z / H(1 - z/H)$ — вертикальная скорость; γ_a — сухадиабатический градиент; κ — коэффициент турбулентности; q — удельная влажность воздуха; δ — водность облака; s — удельное содержание влаги в воздухе; Π — эквивалентная температура; L — удельная теплота конденсации водяного пара; C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T — температура воздуха.

При образовании облака система (1)–(4) дополняется следующим уравнением:

$$q = q_m(T, p) = 0,622 E(T)/p, \quad (5)$$

где E — упругость насыщения водяного пара; p — давление.

Начальные распределения величин в системе уравнений задавались зависимостями:

$$T(z, 0) = T_1 - \gamma_0 z; \quad p(z, 0) = p_1 (1 - \gamma_0 z/T)^{g/R\gamma_0}$$

$$\delta(z, 0) = 0; \quad q(z, 0) = 0,622 f_1 E(z, 0)/p,$$

где γ_0 — вертикальный градиент температуры; g — ускорение силы тяжести; R — удельная газовая постоянная.

Граничные условия у земли при $z = 0$ рассчитывались по формулам:

$$\delta(0, t) = s(0, t) - q(0, t);$$

$$T(0, t) = T_2 + (T_1 - T_2) \exp(-t/t_k);$$

$$s(0, t) = f_1 q_m(T_1, p_1) [r_2 + (1 - r_2) \exp(-t/t_k)],$$

(f_1 — относительная влажность воздуха, r_2 — параметр), а на уровне $z = H$:

$$\partial T / \partial z = 0; \partial s / \partial z = 0; \delta = 0.$$

Давление воздуха как на поверхности $z = 0$, так и на всех других высотах оставалось неизменным по времени:

$$p(z, 0) = p(z, t).$$

Следовательно, динамика уменьшающейся с высотой плотности определялась изменениями только температуры T и удельной влажности q :

$$\rho(z, t) = \frac{p(z, 0)}{R \cdot T(z, t) \cdot (1 + 0,608q(z, t))}. \quad (6)$$

Распределение капель по размерам задавалось гамма-распределением:

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha) r_0^\alpha} r^{\alpha-1} \exp(-r/r_0). \quad (7)$$

При этом объемная концентрация определялась как:

$$N = \frac{3\delta\rho\Gamma(\alpha)}{4\pi\rho_1 r_0^3 \Gamma(\alpha + 3)}, \quad (8)$$

где ρ , ρ_1 — плотности воздуха и воды; $\Gamma(\alpha)$ — гамма-функция; r_0 — параметр гамма-распределения.

Тогда выражение для усредненного коэффициента аэрозольного ослабления $K_\lambda(\text{м}^{-1})$ [3] представлялось в виде

$$K_\lambda = \frac{3\delta\rho}{4\rho_1 r_0 \Gamma(\alpha + 3)} \int_0^\infty K(\mu) \left(\frac{\mu}{\mu_0}\right)^{\alpha+1} \exp\left(-\frac{\mu}{\mu_0}\right) d\left(\frac{\mu}{\mu_0}\right), \quad (9)$$

где $\mu = 2\pi r/\lambda$ — безразмерный параметр.

Для облегчения счета выражение (9) разлагалось на постоянную и переменную составляющие $K(\mu) = K_{\text{ср}} + \tilde{K}$, $K_{\text{ср}} = 2$.

$$K_\lambda = K_{\text{ср}} \frac{3\delta\Gamma(\alpha + 2)\rho}{4r_0\Gamma(\alpha + 3)\rho_1} + \Delta K_\lambda; \quad (10)$$

$$\Delta K_\lambda = \frac{3\delta\tilde{\rho}}{4r_0\Gamma(\alpha + 3)\rho_1} \int_0^\infty \tilde{K} \left(\frac{\mu}{\mu_0}\right)^{\alpha+1} \exp\left(-\frac{\mu}{\mu_0}\right) d\left(\frac{\mu}{\mu_0}\right). \quad (11)$$

Расчет интеграла проводился методом Симпсона. Верхний предел интегрирования принимался равным $r_{\text{max}} = 2r_0(\alpha + 1)$. При дальнейшем увеличении r_{max} подынтегральная функция давала незначительное приращение в 1–1,5%, расчет эквивалентной температуры T и удельного влагосодержания s проводился по разностной схеме, полученной на основе итерационно-интерполяционного метода [4] скалярной прогонкой. Полученные данные по температуре и водности хорошо согласуются с результатами, приведенными в [2]. Значение $K(\mu)$ задавались таблично с разрешением по $\mu = 0,01$. Время счета одного варианта (при $\lambda = 10,6$ мкм) составляло 2–3 минуты счета ЭВМ БЭСМ-6.

В используемой динамической модели зарождения облаков варьируемыми параметрами, характеризующими движущийся циклон, являлись; коэффициент турбулентности — κ , максимальное значение конвективной скорости — ω_m , t_k — постоянная порядка суток (время релаксации температуры и влажности у поверхности земли от значения T_1 , q_1 до значения $T_k = (T_1 - T_2)/e + T_2$, $q_k = (q_1 - q_2)/e + q_2$ через t_k), H — высота слоя, участвующего в конвективном движении. Расчеты проводились для двух вариантов исходных параметров. В первом варианте, заимствованном из работы [2], моделировалось развитие мощной облачности с помощью следующих исходных данных: $H = 11$ км; $\kappa = 5$ м²/с;

$\omega_m = 0,025$ м/с; $f_1 = 0,7$; $r_2 = 0,9$; $t_k = 24$ часа. Исходные данные для второго варианта расчета подбирались такими, чтобы получить облачность, отвечающую требованиям среднестатистической *St-Sc* облачности нижнего яруса [7]. В итоге были выбраны следующие исходные: $H = 1,9$ км; $\kappa = 0,9$ м²/с; $\omega_m = 0,01$ м/с; $f_1 = 0,75$; $r_2 = 0,9$.

При заданной влажности δ и известных r_0 и α система уравнений будет замкнута. В соответствии с результатами работы [5] было принято допущение, что r_0 — постоянно, а α меняется от $\alpha_H = 3$ на нижней границе облачности до $\alpha_B = 7$ на верхней границе. Заложенное в модель изменение параметров характеризует увеличение среднего радиуса аэрозольных частиц от нижней к верхней границе облачного слоя. Такое распределение аэрозоля по размерам сохраняется для каждого временного шага в первом расчетном варианте. Во втором варианте α_B у верхней границы облака задавалось линейно возрастающей функцией времени:

$$\alpha_B(t) = \alpha_H + \frac{\alpha_B - \alpha_H}{t_k - t_H} (t - t_k),$$

где t_H — начало зарождения облака. Внутри облака параметр изменялся линейно от α_H до $\alpha_B(t)$.

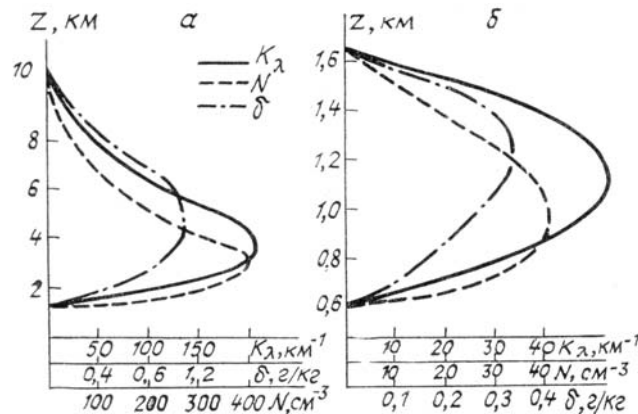


Рис. 1. Графики изменения K_λ , N , δ по высоте через 24 часа от начала расчета: а) — I вариант; б) — II вариант

На рис. 1 представлена динамика роста значений коэффициента ослабления и объемной концентрации водного аэрозоля N в процессе развития облачности для первого и второго варианта соответственно.

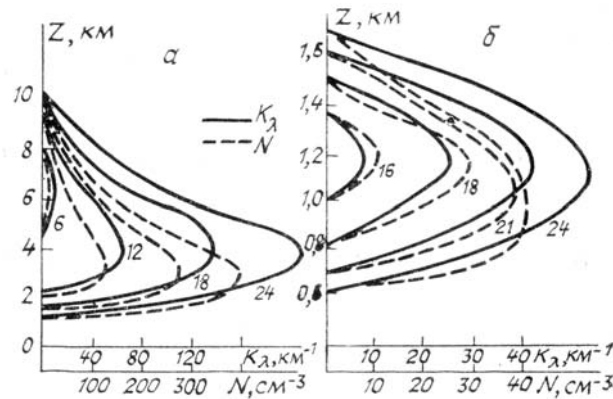


Рис. 2. Эволюция коэффициента ослабления и объемной концентрации N по мере развития облачности. Числа у кривых показывают время в часах от начала расчета: а) — I вариант; б) — II вариант

В первом варианте развивается мощная существенно несимметричная по высоте, вследствие падения плотности, облачность, занимающая значительную часть тропосферы. В обоих вариантах зарождение облачности начинается вблизи максимума вертикальной скорости ветра, в первом варианте через 5 часов, во втором — через 15 часов после начала счета. Характеристики развившейся через 24 часа облачности представлены на рис. 2, из которого видно, что в первом варианте максимумы K_λ , N , δ смещены к нижней части облачности, а во втором находятся в районе середины. Кроме того, в первом случае максимум коэффициента аэрозольного ослабления K_λ находится ниже максимума влажности δ на 1 км и приблизительно на столько же выше максимум концентрации капель. Во втором варианте эти расстояния составляют соответственно 160 и 70 м.

Сводная таблица характеристик облачности по рассчитанным вариантам

Характеристика	Вариант	Время, час		
		12.00	18.00	24.00
\bar{K} , км ⁻¹	I	29,0	61,6	96,0
	II	—	15,3	34,0
δ , г/кг	I	0,20	0,40	0,63
	II	—	0,07	0,21
\bar{N} , см ⁻³	I	47,0	104	158
	II	—	17,7	25,3
$h^*_{обл}$, м	I	8000	8800	9400
	II	—	670	1100
τ^{**}	I	232	542	902
	II	—	11,8	37,4

* $h_{обл}$ — толщина облака, ** τ — оптическая толщина.

Через 24 часа максимальные значения облачных характеристик составляют для первого (второго) варианта $K_{\lambda max} = 201$ км⁻¹ (53 км⁻¹), $N_{max} = 400$ см⁻³ (40 см⁻³), $\delta_{max} = 1,11$ г/кг (0,34 г/кг). Средние значения величин по всему облачному слою приводятся в таблице.

На рис. 3 показан характер нарастания коэффициента ослабления K_{λ} во времени на некоторых высотах. Наблюдается линейный рост K_{λ} для первого варианта расчета практически на всех высотах, за исключением небольшого периода в самом начале роста. Для варианта развития среднестатистической облачности заметно отклонение характера роста K_{λ} от линейного на заключительном этапе, что связано с изменением $\alpha_{в}$ от времени.

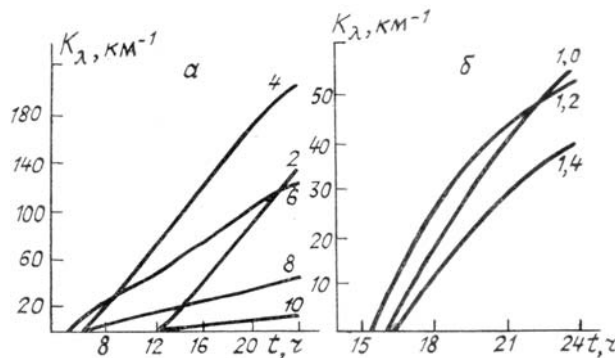


Рис. 3. Графики нарастания коэффициента ослабления на фиксированном уровне (числа у кривых — высота в километрах): а) — I вариант; б) — II вариант

В заключение отметим, что величины, полученные в первом варианте расчета, в значительно большей степени характеризуют мощную развитую кучево-дождевую облачность, а второй соответствует $St-Sc$ облачности нижнего яруса по всем исследуемым характеристикам.

Вывод о линейности нарастания K_{λ} на конкретном уровне слоя облачности может служить основанием для создания эмпирических формул для прогноза оптической прозрачности развивающейся облачности. Следует, однако, отметить, что он получен на основе простейшей модели и требует дальнейшего теоретического и экспериментального подтверждения.

1. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 512 с.
2. Быкова Л. П., Матвеев Л. Т. // Изв. АН СССР. ФАО. 1966. Т. 2. № 9. С. 906—919.
3. Зуев В. Е. Распространение лазерного излучения в атмосфере, М.: Радио и связь, 1981. 288 с.
4. Гришин А. Н., Берцун В. И., Зинченко В. И. Итерационно-интерполяционный метод и его приложения. Томск: Изд. ТГУ. 1981. 160 с.
5. Буйков М. В., Пирнач А. М. // Изв. АН СССР. ФАО. 1973. Т. 9. № 5. С. 486—499.
6. Волковицкий О. А., Седунов Ю. С., Семенов Л. П. Распространение интенсивного лазерного излучения в облаках. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 312 с.
7. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потoki солнечного излучения в облаках. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 157 с.

Институт оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступила в редакцию
25 ноября 1988 г.

V. V. Antonovich, G. O. Zadde, A. V. Podanev. **Numerical Simulations of the Radiation Extinction by Aerosols at $\lambda = 10,6 \mu\text{m}$ in the Atmosphere Under the Formation of Stratus Like Clouds.**

Based on a simple mathematical model of stratus clouds evolution the aerosol extinction coefficient is investigated.