



Esquemas de Transferência de Radiação Solar e Infravermelha Térmica



Equações governantes para o escoamento médio da atmosférico

Equações Conservação de Momentum

$$\frac{\partial(\bar{u})}{\partial t} + (\bar{u})\frac{\partial(\bar{u})}{\partial x} + (\bar{v})\frac{\partial(\bar{u})}{\partial y} + (\bar{w})\frac{\partial(\bar{u})}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial(\bar{P})}{\partial x} - 2\Omega\eta_3(\bar{v}) - \nu\frac{\partial^2(\bar{u})}{\partial x^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{u})}{\partial y^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{u})}{\partial z^2} = -\frac{\partial(\overline{u'u'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'u'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'u'})}{\partial z}$$

$$\frac{\partial(\bar{v})}{\partial t} + (\bar{u})\frac{\partial(\bar{v})}{\partial x} + (\bar{v})\frac{\partial(\bar{v})}{\partial y} + (\bar{w})\frac{\partial(\bar{v})}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial(\bar{P})}{\partial y} + 2\Omega\eta_3(\bar{u}) - \nu\frac{\partial^2(\bar{v})}{\partial x^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{v})}{\partial y^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{v})}{\partial z^2} = -\frac{\partial(\overline{u'v'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'v'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'v'})}{\partial z}$$

$$\frac{\partial(\bar{w})}{\partial t} + (\bar{u})\frac{\partial(\bar{w})}{\partial x} + (\bar{v})\frac{\partial(\bar{w})}{\partial y} + (\bar{w})\frac{\partial(\bar{w})}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial(\bar{P})}{\partial z} + g\frac{\bar{\rho}}{\rho_0} - \nu\frac{\partial^2(\bar{w})}{\partial x^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{w})}{\partial y^2} - \nu\frac{\partial^2(\bar{w})}{\partial z^2} = -\frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'w'})}{\partial z}$$

Equação Conservação de Energia

$$\frac{\partial(\bar{T})}{\partial t} + (\bar{u})\frac{\partial(\bar{T})}{\partial x} + (\bar{v})\frac{\partial(\bar{T})}{\partial y} + (\bar{w})\frac{\partial(\bar{T})}{\partial z} - S_P\bar{\omega} = -\frac{\partial(\overline{u'T'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'T'})}{\partial z} + \frac{\bar{J}}{C_p}$$

Equação Conservação de Massa

$$\frac{\partial(\bar{c})}{\partial t} + (\bar{u})\frac{\partial(\bar{c})}{\partial x} + (\bar{v})\frac{\partial(\bar{c})}{\partial y} + (\bar{w})\frac{\partial(\bar{c})}{\partial z} = -\frac{\partial(\overline{u'c'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'c'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'c'})}{\partial z} + \bar{S}_c$$

$$\begin{aligned} u_3 &= w \\ x_3 &= z \\ \nu\frac{\partial^2(\bar{u}_3)}{\partial x_3^2} &\cong 0 \end{aligned}$$



Equações governantes para o escoamento médio da atmosférico

Equação Conservação de Energia

$$\frac{\partial(\bar{T})}{\partial t} + (\bar{u}) \frac{\partial(\bar{T})}{\partial x} + (\bar{v}) \frac{\partial(\bar{T})}{\partial y} + (\bar{w}) \frac{\partial(\bar{T})}{\partial z} - S_p \bar{\omega} = - \frac{\partial(\overline{u'T'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'T'})}{\partial z} + \frac{\bar{J}}{C_p}$$

$$\frac{\partial(\bar{T})}{\partial t} = \frac{\bar{J}}{C_p}$$

**Mudança de fase e
processos radiativos
presentes na atmosfera**



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

Substituindo a **integral por uma soma**, a equação pode ser escrita como:

$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i) - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) P_l(\mu_i, \mu_j) a_j - \frac{\omega}{4\pi} P(\mu_i, -\mu_0) I_0 e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} + (1 - \omega) B[\theta(\tau)]$$

Derivada espacial
representando quanta
radiação está a
upstream/downstream

**Perda por absorção ou
espalhando**

**Ganho através do espalhamento
de Radiação espalhada de todas
as outras direções**

**Fontes e emissão
térmica; solar**

Onde $i = \pm 1, \dots, \pm n$. Cada μ_i é chamado de "fluxos" e chamamos isso de uma "aproximação de $2n$ fluxos".

É conveniente selecionar os μ_j a partir de um ponto de quadratura gaussiano e fazer com que eles sejam simétricos em relação ao espelho = $\mu_{-j} = -\mu_j$ ($j \neq 0$), com peso $a_{-j} = a_j$.

Usando as propriedades dos polinômios de Legendre a equação (2.11) pode ser ainda mais simplificada e resolvida para várias aproximações de $2n$ -fluxos (Stamnes et al. 2000).



$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i) - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) P_l(\mu_i, \mu_j) a_j - \frac{\omega}{4\pi} P(\mu_i, -\mu_0) I_0 e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} + (1 - \omega) B[\theta(\tau)]$$

Aproximações da **Transferência Radiativa Solar** $(1 - \omega) B[\theta(\tau)] \approx 0$

$$\frac{d}{d\tau} \int_{-\mu}^{\mu} I(\tau, \mu_i) \mu_i d\mu_i = \int_{-\mu}^{\mu} I(\tau, \mu_i) d\mu_i - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) a_j \int_{-\mu}^{\mu} P_l(\mu_i, \mu_j) d\mu_i - \frac{\omega}{4\pi} I_0 e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} \int_{-\mu}^{\mu} P(\mu_i, -\mu_0) d\mu_i$$

$$F^+(\tau) = 2\pi \int_0^1 I(\tau, +\mu) \mu d\mu \quad (3.3a)$$

$$F^-(\tau) = 2\pi \int_0^1 I(\tau, -\mu) \mu d\mu \quad (3.3b)$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

Define o coeficiente de refletância $R(\tau, \mu_0)$ e a transmitância total $T(\tau, \mu_0)$ como:

$$\frac{dF^+(\tau)}{d\tau} = \gamma_1 F^+(\tau) - \gamma_2 F^-(\tau) - \gamma_3 \omega F_0 e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (3.4a)$$

$$\frac{dF^-(\tau)}{d\tau} = \gamma_2 F^+(\tau) - \gamma_1 F^-(\tau) - (1 - \gamma_3) \omega F_0 e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (3.4b)$$

$$R(\tau, \mu_0) = \frac{F^+(0, \mu_0)}{\mu_0 F_0} \quad (3.5a)$$

$$T(\tau, \mu_0) = \frac{F^-(\tau, \mu_0)}{\mu_0 F_0} + e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (3.5b)$$

Assumindo as condições de contorno como $F^+(0, \mu_0) = F^-(\tau, \mu_0) = 0$, a solução formal para as equações (3.4a) e (3.4b) para o coeficiente de refletância e a transmitância são:

$$R(\tau, \mu_0) = \frac{\omega}{N} [(1 - k\mu_0)(\alpha_2 + k\gamma_3)e^{k\tau} - (1 + k\mu_0)(\alpha_2 - k\gamma_3)e^{-k\tau} - 2k(\gamma_3 - \alpha_2\mu_0)e^{-k\tau}] \quad (3.6a)$$

$$T(\tau, \mu_0) = e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \left\{ 1 - \frac{\omega}{N} [(1 + k\mu_0)(\alpha_1 + k\gamma_4)e^{k\tau} - (1 - k\mu_0)(\alpha_1 - k\gamma_4)e^{-k\tau} - 2k(\gamma_4 + \alpha_1\mu_0)e^{\frac{-\tau}{\mu_0}}] \right\} \quad (3.6b)$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.1 Aproximações da Transferência Radiativa Solar

$$R(\tau, \mu_0) = \frac{\omega}{N} [(1 - k\mu_0)(\alpha_2 + k\gamma_3)e^{k\tau} - (1 + k\mu_0)(\alpha_2 - k\gamma_3)e^{-k\tau} - 2k(\gamma_3 - \alpha_2\mu_0)e^{-k\tau}] \quad (3.6a)$$

$$T(\tau, \mu_0) = e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \left\{ 1 - \frac{\omega}{N} [(1 + k\mu_0)(\alpha_1 + k\gamma_4)e^{k\tau} - (1 - k\mu_0)(\alpha_1 - k\gamma_4)e^{-k\tau} - 2k(\gamma_4 + \alpha_1\mu_0)e^{\frac{-\tau}{\mu_0}}] \right\} \quad (3.6b)$$

onde

$$\gamma_4 = 1 - \gamma_3$$

$$\alpha_1 = \gamma_1\gamma_4 + \gamma_2\gamma_3$$

$$\alpha_2 = \gamma_1\gamma_3 + \gamma_2\gamma_4$$

$$k = (\gamma_1^2 - \gamma_2^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$N = (1 - k^2\mu_0^2)[(k + \gamma_1)e^{k\tau} + (k - \gamma_1)e^{-k\tau}]$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.1 Aproximações da **Transferência Radiativa Solar**

Na **aproximação de dois fluxos**, apenas **a função de fase é expandida em dois termos** em polinômios de Legendre.

Na **aproximação de Eddington**, tanto **a intensidade quanto a função de fase** são expandidas em dois termos polinomiais.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.1 Aproximações da Transferência Radiativa Solar

Na **aproximação de dois fluxos**, apenas **a função de fase é expandida em dois termos** em polinômios de Legendre.

$$r_1 = \frac{\left[1 - \omega \frac{(1+g)}{2}\right]}{\mu_1} \quad \gamma_2 = \omega \frac{(1-g)}{2\mu_1} \quad \gamma_3 = \frac{(1 - 3g\mu_1\mu_0)}{2}$$

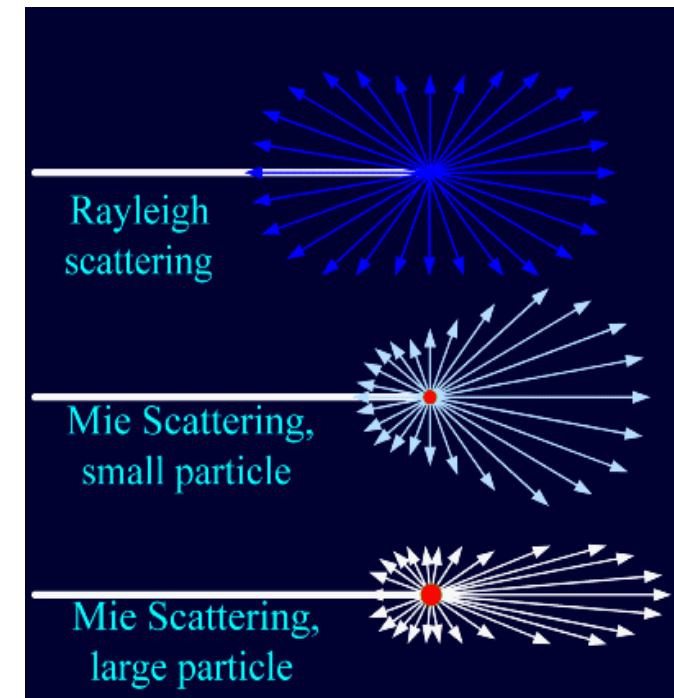
Onde $\mu_1 = \frac{1}{\sqrt{3}}$, e g é o **fator de assimetria** definido por:

$$g = \frac{\omega_1}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Theta) \cos \Theta d \cos \Theta$$

O **fator de assimetria é o primeiro momento da função de fase.**

Observe que o **momento zero da função de fase é igual a 1** ($\omega_0 = 1$).

Para dispersão isotrópica (como a **dispersão de Rayleigh**), **o fator de assimetria é zero** ($g = 0$).





Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for solar radiation in PPH atmosphere

Para **cada camada atmosférica** e **intervalo espectral**, a **espessura óptica efetiva**, **albedo de espalhamento único**, **fator de assimetria** e **coeficiente de espalhamento frontal** são calculados a partir de:

$$\tau = \sum_i \tau_i \quad (3.14a)$$

$$\bar{\omega} = \sum_i \omega_i \tau_i / \sum_i \tau_i \quad (3.14b)$$

$$\bar{g} = \sum_i g_i \omega_i \tau_i / \sum_i \omega_i \tau_i \quad (3.14c)$$

$$\bar{f} = \sum_i f_i \omega_i \tau_i / \sum_i \omega_i \tau_i \quad (3.14d)$$

Onde a soma é realizada sobre todos os gases e partículas, i . Isso inclui vapor d'água, ozônio, aerossóis, nuvens e todos os gases atmosféricos.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for solar radiation in PPH atmosphere

Assim, os **fluxos normalizados para cima** e **para baixo** na **fronteira inferior da camada k** são dados por (Hou et al. 2002):

$$F_{k+\frac{1}{2}}^{\uparrow}(\mu_0) = \frac{\left[T_k^{\downarrow}(\mu_0) R_{k+1}(\mu_0) + \left(T_k(\mu_0) - T_k^{\downarrow}(\mu_0) \right) r_{+,k+1} \right]}{\left(1 - r_{-,k} r_{+,k+1} \right)} \quad (3.21a)$$

$$F_{k+\frac{1}{2}}^{\downarrow}(\mu_0) = T_k^{\downarrow}(\mu_0) + \frac{\left[T_k^{\downarrow}(\mu_0) R_{k+1}(\mu_0) r_{-,k} + \left(T_k(\mu_0) - T_k^{\downarrow}(\mu_0) \right) \right]}{\left(1 - r_{-,k} r_{+,k+1} \right)} \quad (3.21b)$$

No topo da atmosfera ($k=1$), então:

$$F_{1-1/2}^{\uparrow}(\mu_0) = R_1(\mu_0) \quad \text{and} \quad F_{1-1/2}^{\downarrow}(\mu_0) = 1 \quad (3.22)$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for solar radiation in PPH atmosphere

O **fluxo líquido total em cada nível de pressão** (na interface de uma camada) e na superfície é a **soma ponderada desses fluxos**:

$$F_{net}(\mu_0, p) = F_0 \mu_0 \sum_i \psi_i [F_i^{\downarrow}(\mu_0, p) - F_i^{\uparrow}(\mu_0, p)] \quad (3.23)$$

Onde:

F_0 é o **fluxo solar incidente no topo** da atmosfera,

i é o **índice da banda espectral**,

ψ_i é o **peso para a banda espectral correspondente** e a soma dos pesos ψ_i é igual a 1.



$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i) - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) P_l(\mu_i, \mu_j) a_j - \frac{\omega}{4\pi} P(\mu_i, -\mu_0) I_0 e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} + (1 - \omega) B[\theta(\tau)]$$

Aproximações da **Transferência Radiativa Terrestre**

$$\frac{\omega}{4\pi} P(\mu_i, -\mu_0) I_0 e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} = 0$$

$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i) - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) P_l(\mu_i, \mu_j) a_j + (1 - \omega) B[\theta(\tau)]$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for Longwave Radiative in PPH atmosphere

$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i) - \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^n I(\tau, \mu_j) P_l(\mu_i, \mu_j) a_j - (1 - \omega) B[\theta(\tau)] \quad (4.1)$$

A função de fase $P(\mu, \mu')$ pode ser **expandida usando a aproximação δ -Eddington** da seguinte forma:

$$P(\mu, \mu') = 2f\delta(\mu - \mu') + (1 - f)(1 + 3g\mu\mu' + \dots) \quad (4.3)$$

$$\delta(x) = \begin{cases} +\infty, & x = 0 \\ 0, & x \neq 0 \end{cases}$$

and which is also constrained to satisfy the identity

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(x) dx = 1.$$

Onde f é a fração de espalhamento na direção para a frente, g é o fator de assimetria. Quando a absorção de LW é forte o suficiente para predominar sobre o espalhamento, o processo pode ser simplificado definindo $f = 1$, o que significa que apenas o pico de espalhamento para a frente é mantido e o espalhamento em todas as outras direções é completamente negligenciado $P(\mu, \mu') = 2\delta(\mu - \mu')$.



4.1 Longwave Radiative Transfer Approximation

$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i)(1 - \omega) - (1 - \omega)B[\theta(\tau)] \quad (4.1)$$

$$\mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I(\tau, \mu_i)T[\tau_v(P, P_s)] - B[\theta(\tau)]T[\tau(P, P')]$$

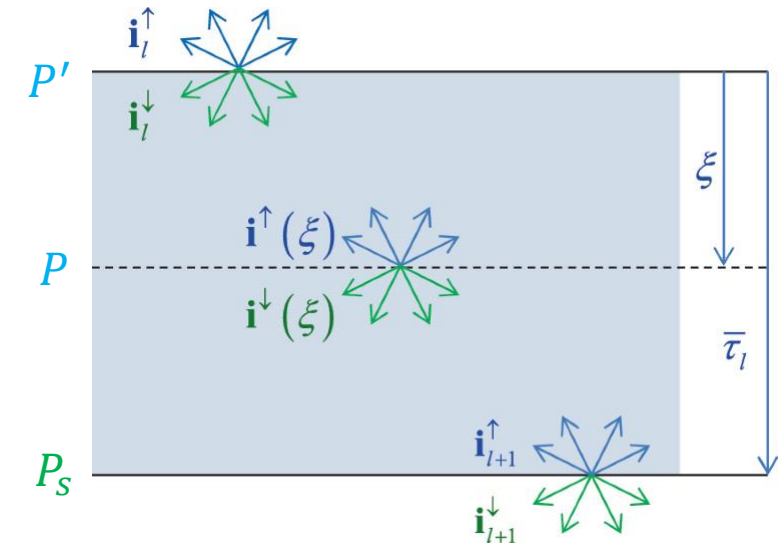
Então, a Equação (4.1) pode ser escrita como:

$$F^\uparrow = B(\theta_s)T[\tau_v(P, P_s)] - \pi \int_P^{P_s} B(\theta') \frac{\partial T[\tau(P, P')]}{\partial P'} dP' \quad (4.5)$$

O fluxo descendente na pressão p é:

$$F^\downarrow = \pi \int_0^P B(\theta') \frac{\partial T[\tau(P, P')]}{\partial P'} dP' \quad (4.6)$$

onde P_s é a pressão à superfície, θ_s é a temperatura da superfície, θ' é a temperatura na pressão P' , e $T[\tau_v(P, P_s)]$ é a transmitância do fluxo definida em termos da profundidade óptica $\tau(P, P')$ para uma camada de atmosfera entre (P e P').



$$B(\theta') = \int_{\mu=0}^{\mu=\pi} I(\tau, \mu_i) T[\tau_v(P, P_s)] d\mu_i$$

$$B(\theta') = T[\tau_v(P, P_s)] \int_{\mu=0}^{\mu=\pi} I(\tau, \mu_i) d\mu_i$$



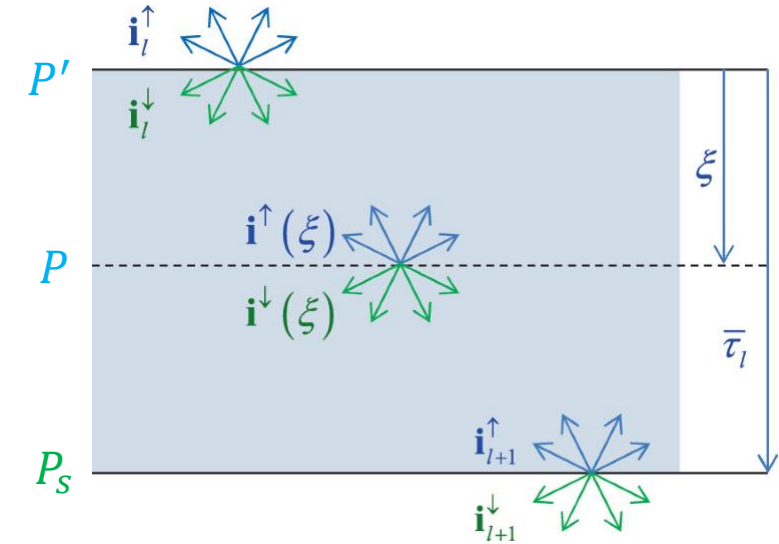
4.1 Longwave Radiative Transfer Approximation

$T[\tau_v(P, P_s)]$ é a transmitância do fluxo definida em termos da profundidade óptica

$\tau(P, P')$ para uma camada de atmosfera entre (P e P').

$$T[\tau_v(P, P_s)] = 2 \int_0^1 \exp \left[-\frac{\tau_{abs}(P, P')}{\mu} \right] \mu d\mu \quad (4.7)$$

$$\tau_{abs}(P, P') = \int_{P'}^P [1 - \omega P''] \frac{\partial \tau(P, P')}{\partial P''} dP'' \quad (4.8)$$



Em um céu limpo, $\omega=0$, a integração (4.7) pode ser aproximada como (Elsasser 1942):

$$T[\tau] = 2 \int_0^1 \exp \left[-\frac{\tau_{abs}}{\mu} \right] \mu d\mu \approx \exp \left[\frac{\tau_{abs}}{\mu_1} \right] \quad (4.9)$$

Onde $\mu_1 = 1/1,6487$ é o fator de difusividade.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for Longwave Radiative in PPH atmosphere

As soluções (4.11) e (4.12) são equivalentes.

$$F_i^\uparrow = \pi \sum_{k=i}^{N-1} B_{k+\frac{1}{2}} (T_{i,k+1} - T_{i,k}) + B_s T_{i,N} \quad (4.11a)$$

$$F_i^\downarrow = \pi \sum_{l=i}^{i-1} B_{l+\frac{1}{2}} (T_{l,i} - T_{l+1,i}) \quad (4.11b)$$

Na solução (4.11), o fluxo ascendente (descendente) em um nível é determinado pela emissão térmica e absorção de todas as camadas abaixo (acima) desse nível. Portanto, o tempo de computação é quadraticamente proporcional ao número de camadas do modelo.

$$F_{out} = F_{in} e^{\frac{-\Delta\tau}{\mu_1}} + B^* \left(1 - e^{\frac{-\Delta\tau}{\mu_1}}\right) \quad (4.12)$$

Na Eq. (4.12), todas as contribuições de troca de fora dessa camada são representadas pelas condições de contorno. Portanto, o tempo de computação é linearmente proporcional ao número de camadas do modelo.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for Longwave Radiative in PPH atmosphere

As soluções (4.11) e (4.12) são equivalentes.

$$F_i^\uparrow = \pi \sum_{k=i}^{N-1} B_{k+\frac{1}{2}} (T_{i,k+1} - T_{i,k}) + B_s T_{i,N} \quad (4.11a)$$

$$F_i^\downarrow = \pi \sum_{l=i}^{i-1} B_{l+\frac{1}{2}} (T_{l,i} - T_{l+1,i}) \quad (4.11b)$$

Na solução (4.11), o fluxo ascendente (descendente) em um nível é determinado pela emissão térmica e absorção de todas as camadas abaixo (acima) desse nível. Portanto, o tempo de computação é quadraticamente proporcional ao número de camadas do modelo.

$$F_{out} = F_{in} e^{\frac{-\Delta\tau}{\mu_1}} + B^* \left(1 - e^{\frac{-\Delta\tau}{\mu_1}}\right) \quad (4.12)$$

Na Eq. (4.12), todas as contribuições de troca de fora dessa camada são representadas pelas condições de contorno. Portanto, o tempo de computação é linearmente proporcional ao número de camadas do modelo.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

3.3 Radiative flux calculations for Longwave Radiative in PPH atmosphere

No modelo de banda, o fluxo líquido total em cada nível de pressão (em uma interface de camada) e na superfície é a soma ponderada dos fluxos de cada intervalo espectral.

$$F_{net}(\mu_0, P) = \sum_n \Psi_n [F_n^\downarrow(\mu_0, P) - F_n^\uparrow(\mu_0, P)] \quad (4.18)$$

Onde n é o índice do intervalo espectral, e Ψ_n é o peso para o intervalo espectral correspondente, e a soma dos Ψ_n é igual a 1, e $F_n^\uparrow(\mu_0, P)$ ($F_n^\downarrow(\mu_0, P)$) é o fluxo médio ascendente (descendente) sobre o intervalo espectral Ψ_n da equação (4.17 média espectral da radiação saindo da camada atmosférica).



Cálculos de Fluxo Radiativo para Céu Parcialmente Nublado"



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

$$\bar{F} = \bar{F}^{ICA} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \sum_{k=1}^K c_k F_{n,k} \quad (5.3)$$

$$\bar{F}^{ICA} = (1 - C_{tot}) \sum_k^K w_k c_k F_k^{clr} + C_{tot} \sum_k^K w_k c_k F_{n_k,k} \quad (5.5a)$$

$$c_{k,l} = \alpha_{k,l} c_{k,l}^{max} + (1 - \alpha_{k,l}) c_{k,l}^{ran} \quad (5.7)$$

É evidente que $\alpha_{k,l} = 1$ resulta em camadas maximamente sobrepostas, $\alpha_{k,l} = 0$ resulta em uma sobreposição aleatória .

$$\text{Maximum overlap: } c_{k,l}^{max} = \text{MAX}(c_k, c_l) \quad (5.6a)$$

$$\text{Minimum overlap: } c_{k,l}^{min} = \text{MIN}(c_k + c_l, 1.0) \quad (5.6b)$$

$$\text{Randomly overlap: } c_{k,l}^{ran} = c_k + c_l - c_k c_l \quad (5.6c)$$



Cloud ótica Properties Agua líquida



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

conteúdo de água líquida

$$LWC = \frac{4\pi}{3} \rho_l \int r^3 n(r) dr \quad (5.14)$$

Caminho ótico da água líquida (LWP)

$$LWP = \Delta z(LWC) \quad (5.15)$$

raio efetivo para nuvens

$$r_{ew} = \frac{\int n(r)r^3 dr}{\int n(r)r^2 dr} \quad (5.16)$$

$$r_{ew} = 10\mu m \text{ sobre o oceano} \quad (5.23a)$$

$$r_{ew} = 5.0 + 5.0F \mu m \text{ sobre o continente} \quad (5.23b)$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

coeficientes de extinção e espalhamento

$$\beta_{ext} = \frac{\pi}{k^3} \int_0^{\infty} n(r)r^2 Q_{ext}(r) dr \quad (5.17)$$

$$\beta_{sca} = \frac{\pi}{k^3} \int_0^{\infty} n(r)r^2 Q_{sca}(r) dr \quad (5.18)$$

Onde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, λ é o comprimento de onda, $Q_{ext}(r)$ e $Q_{sca}(r)$ são a eficiência de extinção e a eficiência de espalhamento, respectivamente.

O albedo de espalhamento simples ω e o fator de assimetria g são:

$$\omega = \frac{\beta_{sca}}{\beta_{ext}} \quad (5.19)$$

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\mu)\mu d\mu \quad (5.20)$$

$$\frac{\beta_{ext}}{LWC} = a_1 r_{ew}^{b_1} + c_1 \quad (5.21a)$$

$$1 - \omega = a_2 r_{ew}^{b_2} + c_2 \quad (5.21b)$$

$$g = a_3 r_{ew}^{b_3} + c_3 \quad (5.21c)$$



Cloud ótica Properties Agua congelada



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

conteúdo de água de gelo (IWC) e o tamanho efetivo generalizado (D_{ge})

$$IWC = \frac{3\sqrt{3}}{8} \rho_i \int_{L_{min}}^{L_{max}} D^2 L n(L) dL \quad (5.26)$$

$$D_{ge} = \frac{\int_{L_{min}}^{K_{max}} D^2 L n(L) dL}{\int_{L_{min}}^{K_{max}} \left[DL + \sqrt{3} \frac{D^2}{4} \right] n(L) dL} \quad (5.27)$$

$$\beta = IWC \left(a_0 + \frac{a_1}{D_{ge}} \right) \quad (5.28a)$$

$$\beta = IWC \left(a_0 + \frac{a_1}{D_{ge}} + \frac{a_2}{D_{ge}^2} \right) \quad (5.29a)$$

$$1 - \omega = b_0 + b_1 D_{ge} + b_2 D_{ge}^2 + b_3 D_{ge}^3 \quad (5.28b)$$

$$\beta_a = \frac{IWC}{D_{ge}} (b_0 + b_1 D_{ge} + b_2 D_{ge}^2 + b_3 D_{ge}^3) \quad (5.29b)$$

$$g = c_0 + c_1 D_{ge} + c_2 D_{ge}^2 + c_3 D_{ge}^3 \quad (5.28c)$$

$$1 - \omega = \frac{\beta_a}{\beta} \quad (5.30)$$



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

5.3 Cloud optical properties

$$D_{ge} = 1.0315 r_{ei} \quad (5.31)$$

"O raio efetivo dos cristais de gelo (r_{ei}) é calculado com base em Heymsfield e McFarquhar (1996) como uma função da temperatura e IWC ,"

$$r_{ei} = (1250/9.917) \cdot IWC^{0.109} \quad \text{if} \quad (T - 273.16) < -50 \quad (5.32a)$$

$$r_{ei} = (1250/9.337) \cdot IWC^{0.08} \quad \text{if} \quad -50 \leq (T - 273.16) < -40 \quad (5.32b)$$

$$r_{ei} = (1250/9.208) \cdot IWC^{0.055} \quad \text{if} \quad -40 \leq (T - 273.16) < -30 \quad (5.32c)$$

$$r_{ei} = (1250/9.387) \cdot IWC^{0.031} \quad \text{if} \quad -30 \leq (T - 273.16) \quad (5.32d)$$



Cloud ótica Properties Aerossóis



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

Para considerar variações nas propriedades ópticas desses aerossóis devido à mudança na umidade relativa ambiente, uma parametrização simples é fornecida conforme (Hess et al. 1998),"

$$\delta_{v,i} = a_{0v,j} + a_{1v,j}R_0 + a_{2v,j}R_1 \quad (5.33a) \quad R_0 = RH - 0.5$$

$$\sigma_{v,i} = b_{0v,j} + b_{1v,j}R_0 + b_{2v,j}R_1 \quad (5.33b) \quad R_1 = e^{(\gamma_{v,j}R_0)}$$

$$\omega_{v,i} = c_{0v,j} + c_{1v,j}R_0 + c_{2v,j}R_1 \quad (5.33c)$$

$$g_{v,i} = d_{0v,j} + d_{1v,j}R_0 + d_{2v,j}R_1 \quad (5.33d) \quad R_2 = R_1^2$$

Os Valores de $a_{iv,j}$, $b_{iv,j}$, $c_{iv,j}$ e $d_{iv,j}$ e $\gamma_{v,j}$ são especificados para cada tipo de aerossol. RH define a umidade relativa da atmosfera.



Equação Básica de Transferência Radiativa para Modelos Atmosféricos

Não existe aerossol rastreável na estratosfera superior.

Para cada uma das localizações geográficas de cinco graus, são fornecidos até cinco tipos diferentes de componentes de aerossol (de um total de 10 tipos distintos). As propriedades ópticas efetivas da mistura de aerossol podem ser expressas como (Hou et al. 2002),"

$$\delta_{\nu} = \bar{N} \sum c_i \delta_{\nu i} \quad (5.34a)$$

$$\omega_{\nu} = \sum c_i \omega_{\nu i} \delta_{\nu i} / \sum c_i \delta_{\nu i} \quad (5.34b)$$

$$g_{\nu} = \sum c_i g_{\nu i} \sigma_{\nu i} / \sum c_i \sigma_{\nu i} \quad (5.34c)$$

"Onde:

c_i é a razão de mistura do i -ésimo componente de aerossol,

$\delta_{\nu i}$, $\sigma_{\nu i}$, $\omega_{\nu i}$ e $g_{\nu i}$ são os coeficientes para extinção, espalhamento, albedo de espalhamento único e fator de assimetria, respectivamente, para uma banda espectral ν .

\bar{N} é o valor médio climatológico da densidade numérica de partículas de aerossol no domínio."



Método de k -distributions e correlated- k

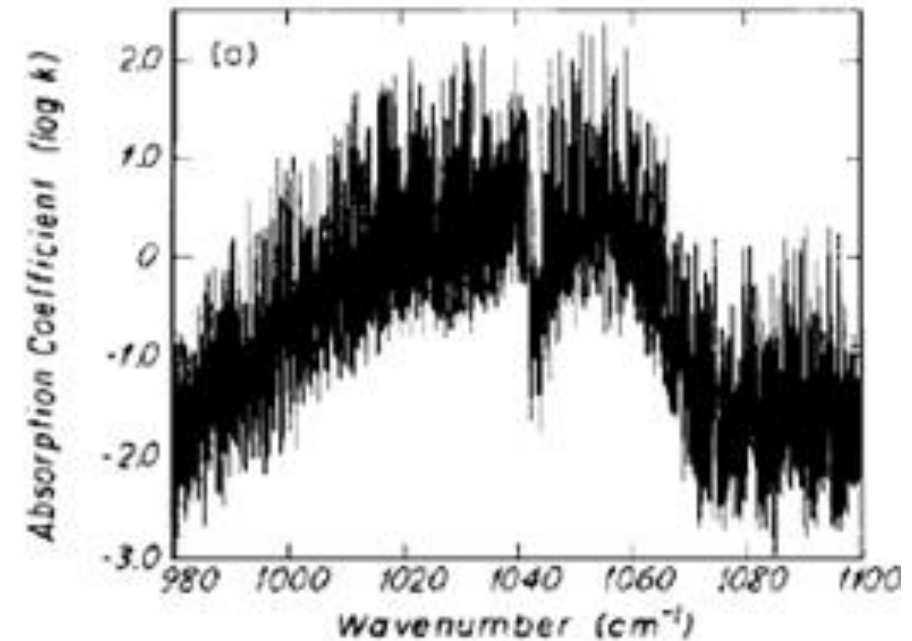


"O método de distribuição k para o cálculo da transferência radiativa é baseado no agrupamento das transmitâncias espectrais gasosas de acordo com os coeficientes de absorção k_ν (Liou 1992).

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} e^{-k_{\nu} u} d\nu$$

Em uma atmosfera homogênea, a transmitância espectral é independente da ordenação de k para um determinado intervalo espectral.

$$T[\tau_\nu(P, P_s)] = 2 \int_0^1 \exp\left[-\frac{\tau_{abs}(P, P')}{\mu}\right] \mu d\mu$$
$$\tau_{abs}(P, P') = \int_{P'}^P [1 - \omega P''] \frac{\partial \tau(P, P')}{\partial P''} dP''$$
$$T[\tau] = 2 \int_0^1 \exp\left[-\frac{\tau_{abs}}{\mu}\right] \mu d\mu \approx \exp\left[\frac{\tau_{abs}}{\mu_1}\right] \quad (4.9)$$

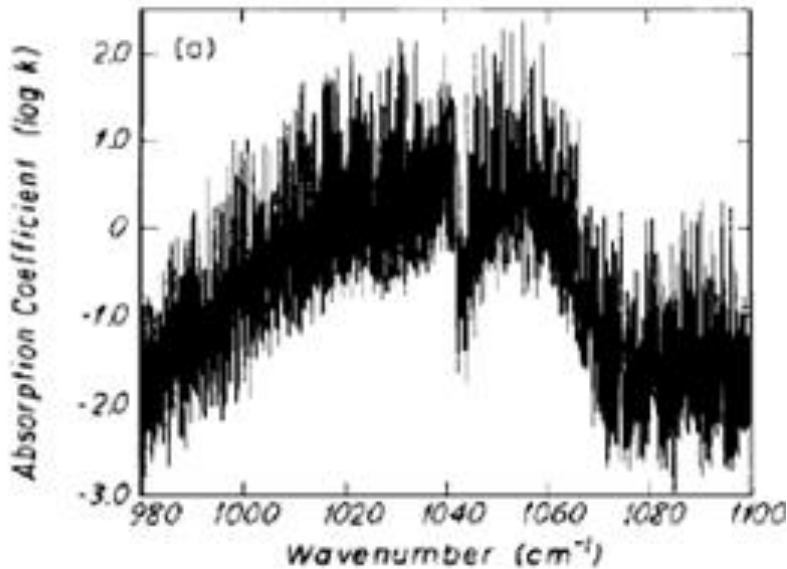


Portanto, a integração no número de ondas k pode ser substituída por uma integração no espaço k .



6.1 The k -distributions and the correlated- k method

Suponha que a **função de distribuição de probabilidade normalizada** f para k_ν no intervalo $\Delta\nu$ **seja dada por** $f(k)$, em que os coeficientes de absorção máximos e mínimos com $\Delta\nu$ sejam k_{max} e k_{min} , respectivamente, então a transmitância espectral pode ser expressa por,"

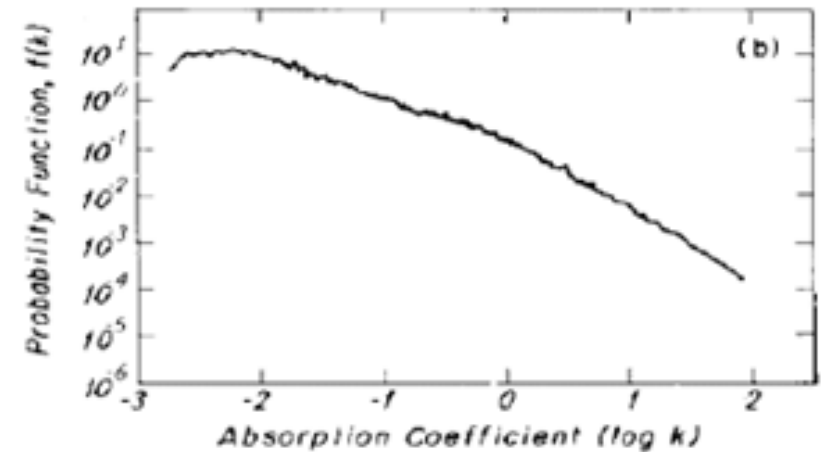


$$f(k) = \frac{e^{-\frac{(k-\mu)^2}{2\sigma^2}}}{\sigma\sqrt{2\pi}}$$

$$k = e^{\log(k)} = k$$

$$\mu = \text{média}((k))$$

$$\sigma = \text{desvio padrão} ((k))$$



"Onde definimos $k_{max} = \infty$ e $k_{min} = 0$ por conveniência matemática, e u é o caminho de comprimento máximo ($g \text{ cm}^{-2}$) de gases absorventes e é definido como,"

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \int_{\Delta\nu} e^{-k_\nu u} \frac{d\nu}{\Delta\nu} = \int_0^\infty e^{-ku} f(k) dk \quad (6.1)$$

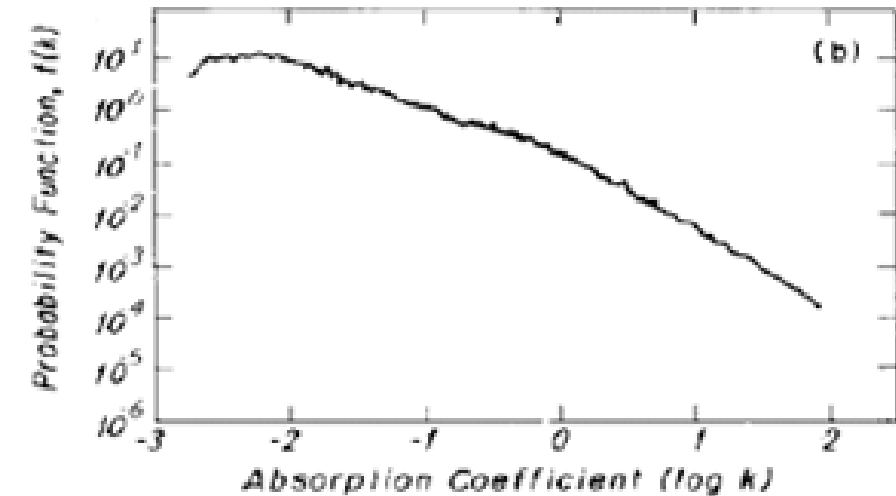
" ρ_a define a densidade do gás absorvente.

$$u(z) = \int_0^z \rho_a(z') dz'$$



6.1 The k -distributions and the correlated- k method

Podemos definir ainda uma função de probabilidade acumulativa na forma,"

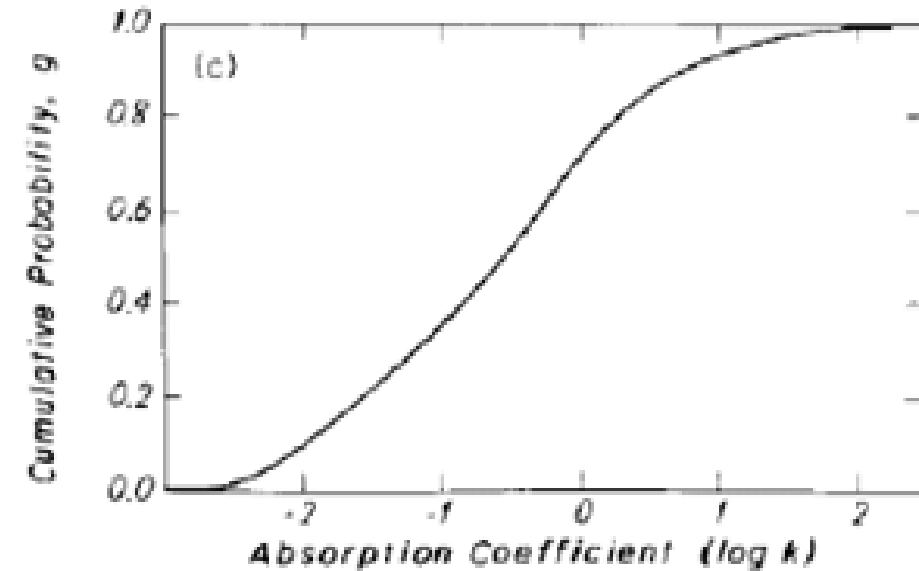


$$g(k) = \int_0^k f(k) dk \quad (6.2)$$

$$\int_0^{\infty} f(k) dk = 1$$

$$\frac{dg(k)}{dk} = \frac{d}{dk} \int_0^k f(k) dk$$

$$\frac{dg(k)}{dk} = f(k)$$



"Onde $g(0) = 0$, $g(k \rightarrow \infty) = 1$, e $dg(k) = f(k) dk$.

Por definição, $g(k)$ é uma função monotonamente crescente e suave no espaço k e, portanto, $k(g)$ também é uma função suave no espaço g . Usando a função g , a transmitância espectral pode ser escrita como,"



6.1 The k -distributions and the correlated- k method

Usando a função g , a transmitância espectral pode ser escrita como,"

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \exp(-k_{a,\nu}u) d\nu = \int_0^{\infty} \exp(-ku) f(k) dk = \int_0^1 \exp(-k(g)u) dg \quad [10.3]$$

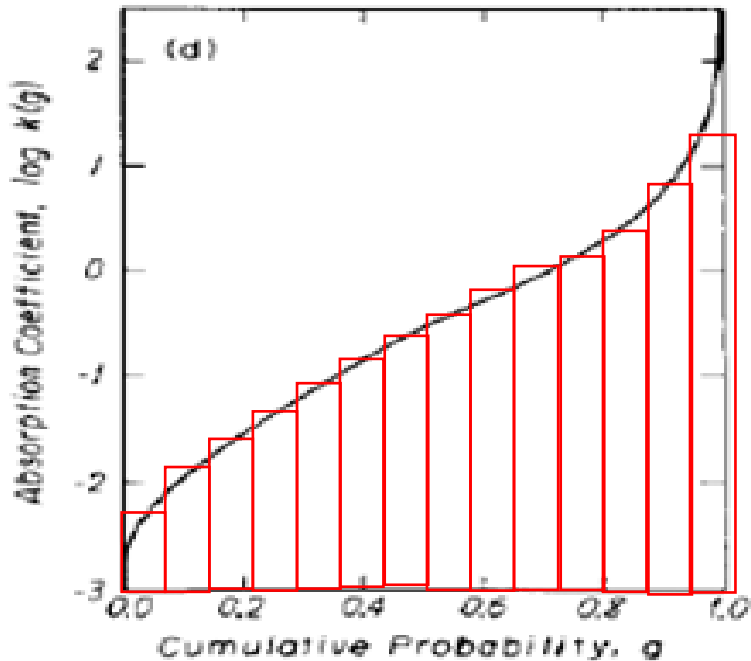


Figura 10.2

(a) Coeficiente de absorção ka (em $\text{cm}^{-1} \text{atm}^{-1}$) em função do número de onda na faixa de $9,6 \mu\text{m}$ de ozônio (resolução de $0,05 \text{ cm}^{-1}$, $p = 30 \text{ mb}$, $T = 200\text{K}$).

(b) A função densidade de probabilidade $f(k)$ do coeficiente de absorção.

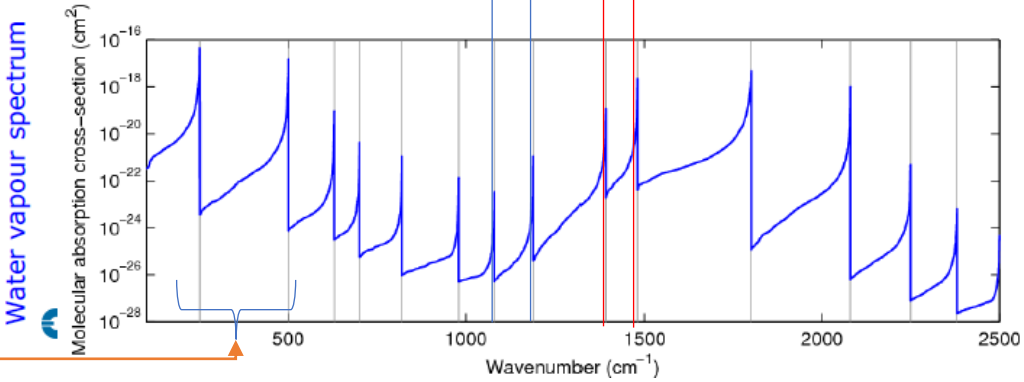
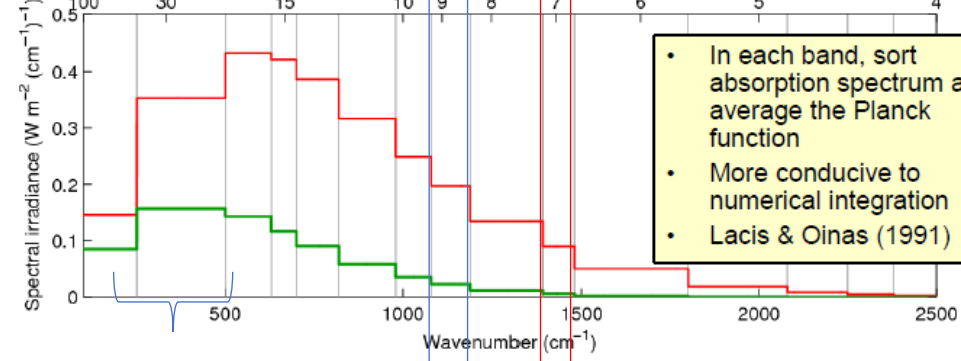
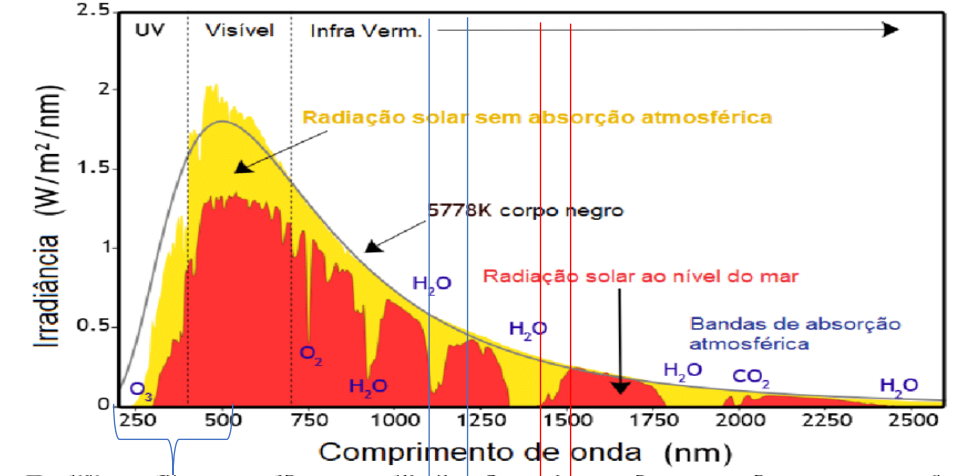
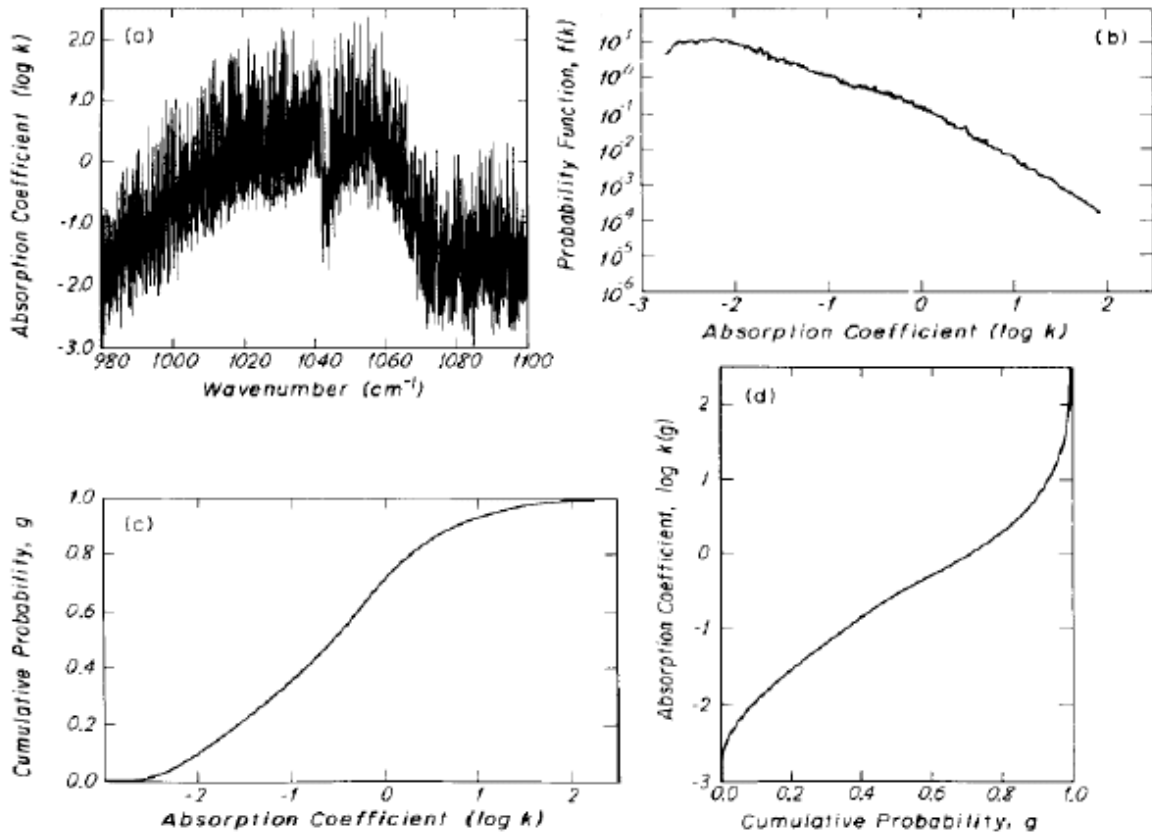
(c) A função distribuição cumulativa de probabilidade em função de k .

(d) O mesmo que (c), mas k vs. g .

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \int_0^1 e^{-k(g)u} dg \approx \sum_{j=1}^M e^{-k(g_j)u} \Delta g_j \quad (6.3)$$



6.1 The k -distributions and the correlated- k method





6.1 The k -distributions and the correlated- k method

"O método k correlacionado (ou método de distribuição k correlacionado) é uma extensão do método de distribuição k para trajetórias não homogêneas, proposto pela primeira vez por Lacis et al. (1979).

Neste método, a não homogeneidade vertical da atmosfera é contabilizada com precisão por meio da suposição de uma correlação simples de distribuição k em diferentes temperaturas e pressões.

Assume-se que:

1) os coeficientes de absorção em dois números de onda, ν_i e ν_j ($i \neq j$), são iguais em qualquer pressão e temperatura arbitrárias, se forem iguais em uma pressão e temperatura de referência,

2) a ordem do coeficiente de absorção em relação ao seu valor é independente de pressão e temperatura, e apenas um g existe para um dado ν em diferentes níveis."



6.1 The k -distributions and the correlated- k method

"Considerando uma atmosfera não homogênea, a transmitância média espectral entre duas alturas, z_1 e z_2 , pode ser escrita na forma (Fu e Liou, 1992),"

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \int_{\Delta\nu} e\left[-\int_{z_1}^{z_2} k(\nu, P, T) \rho_a(z) dz\right] \frac{d\nu}{\Delta\nu} \quad (6.4)$$

"Sob as suposições 1) e 2) descritas acima, Fu e Liou (1992) mostram que a equação (6.4) pode ser escrita como,"

$$T_{\bar{\nu}}(u) = \int_0^1 e\left[-\int_{z_1}^{z_2} k(g, P, T) \rho_a(z) dz\right] dg \quad (6.5)$$

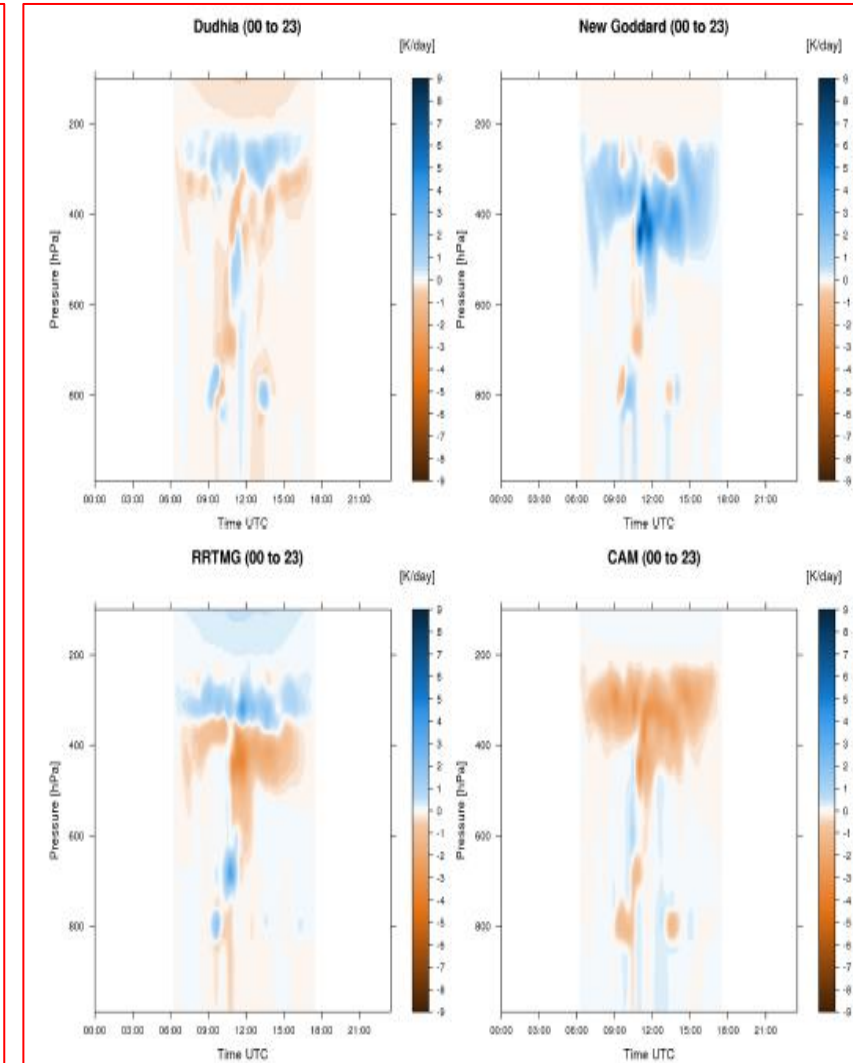
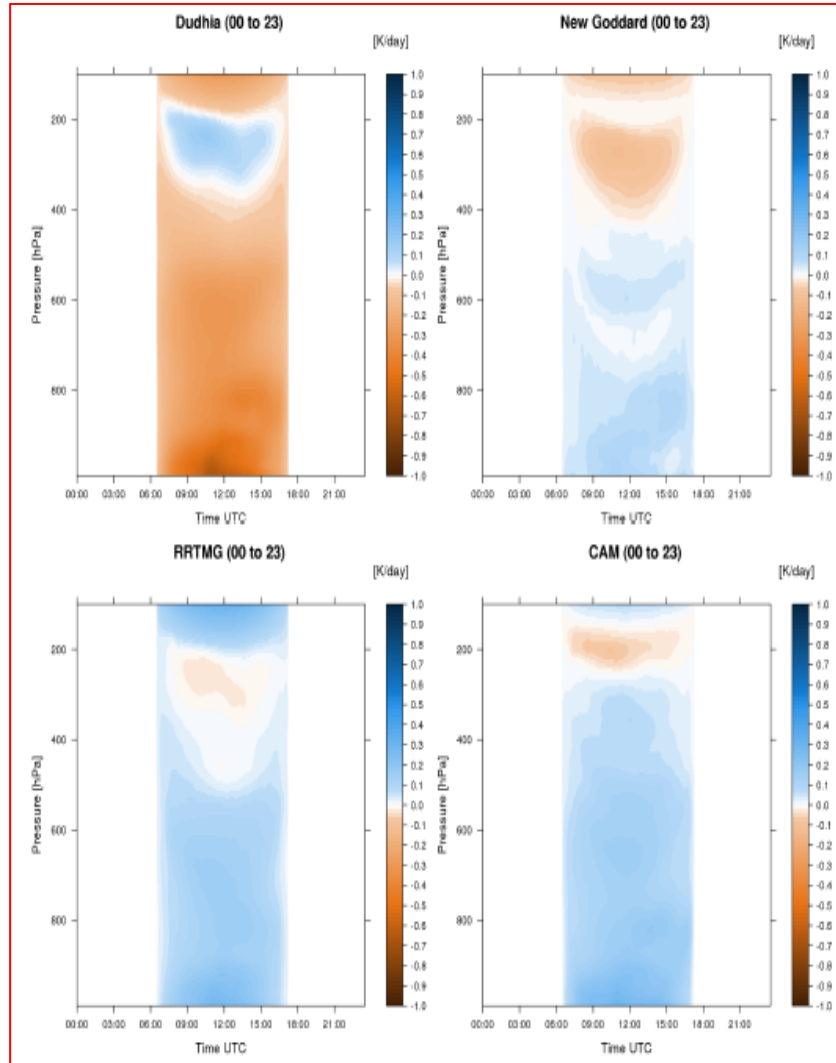
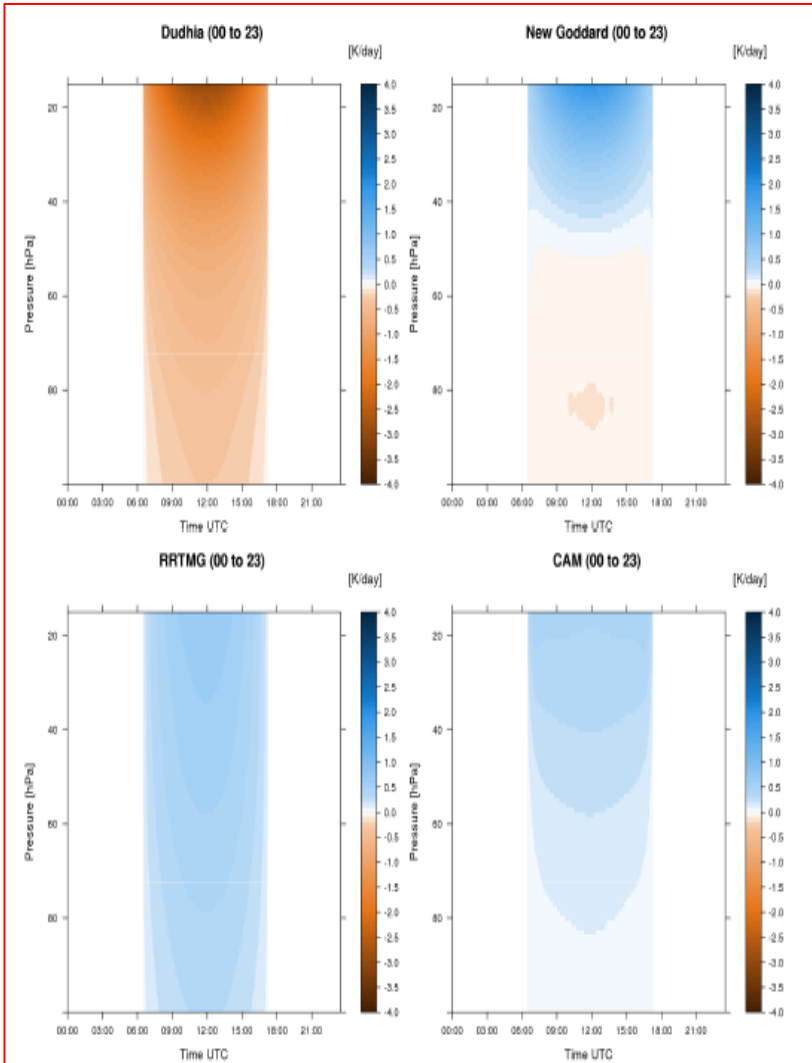
"O método para calcular a transmitância média espectral em uma atmosfera não homogênea com base na equação (6.5) é chamado de método de distribuição k correlacionado (CKD)."



Alguns Resultados Interessantes

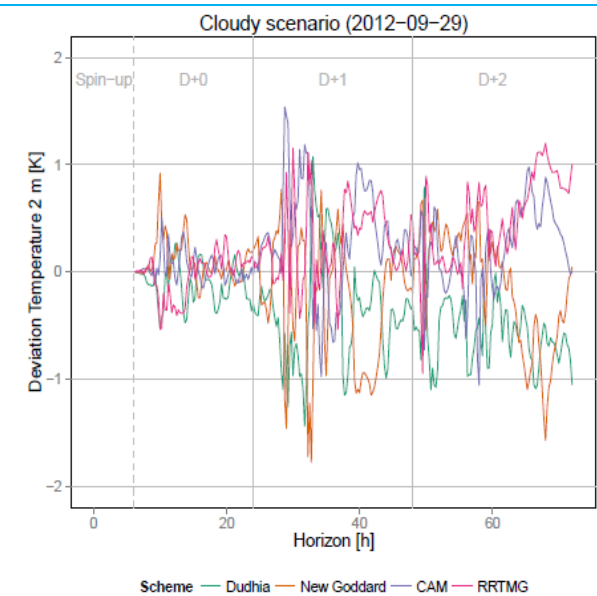
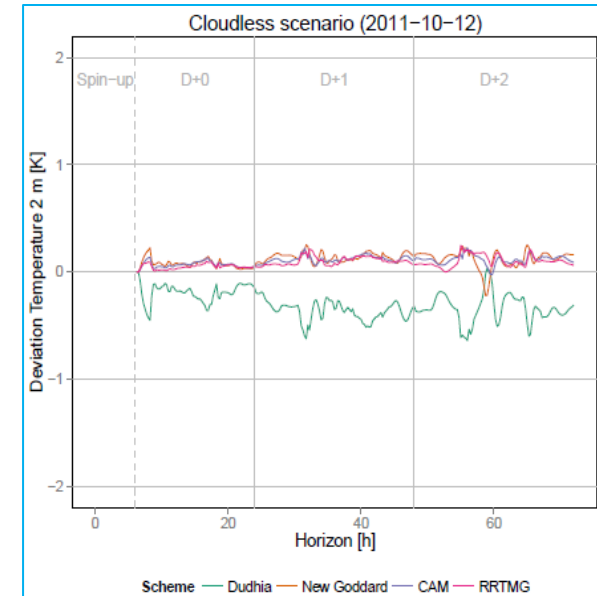
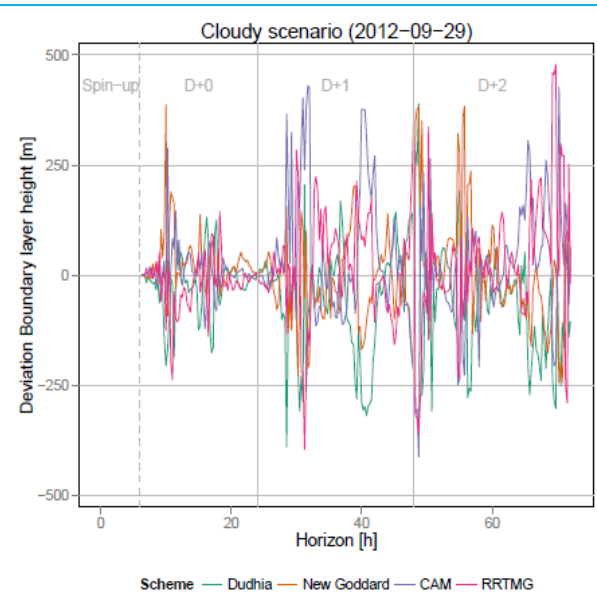
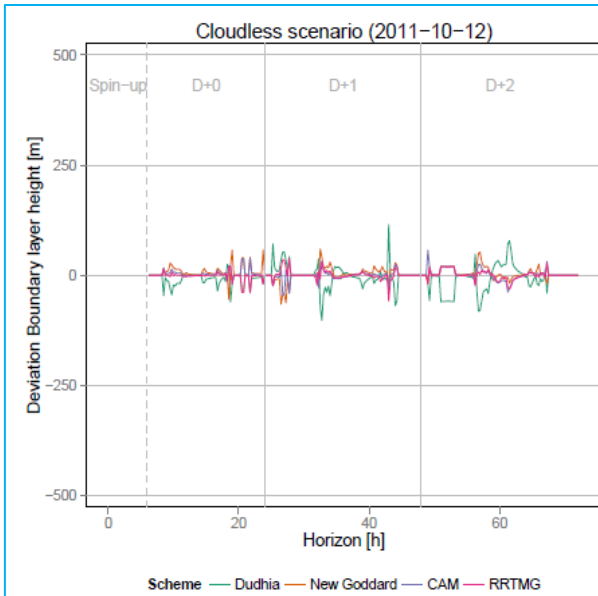
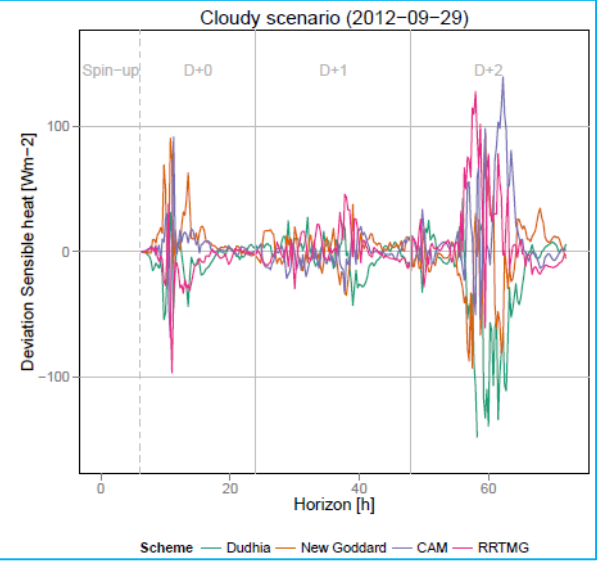
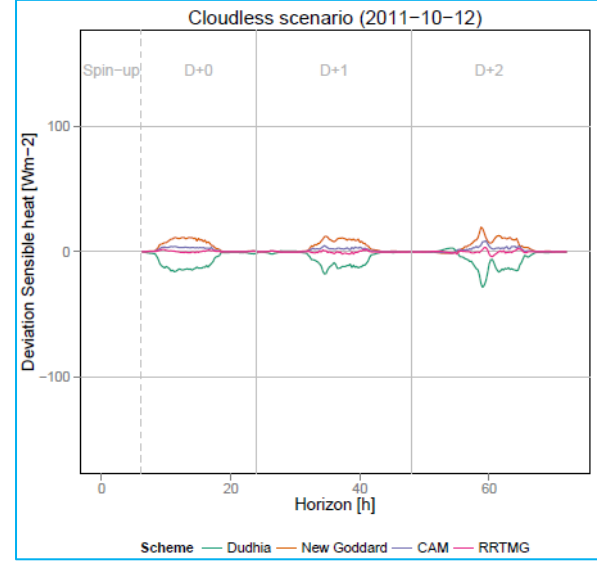
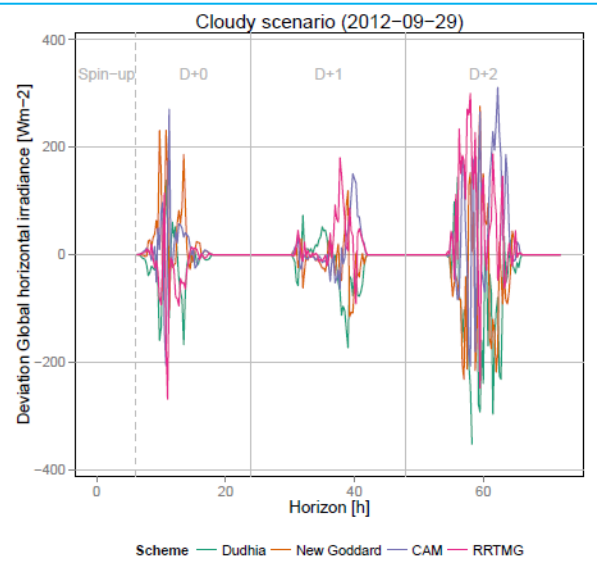
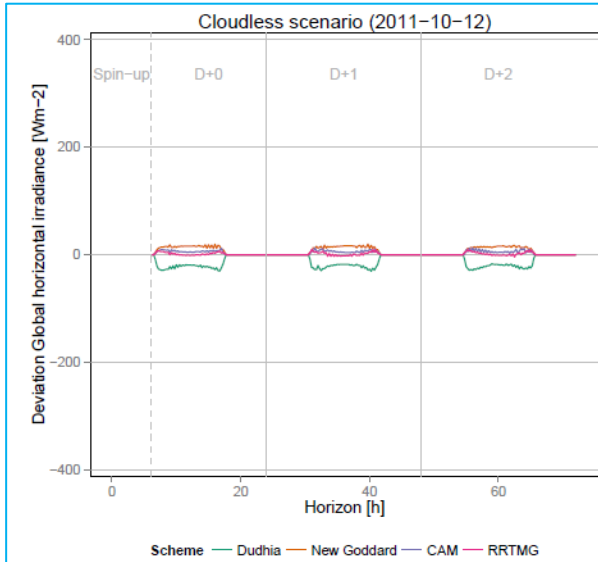


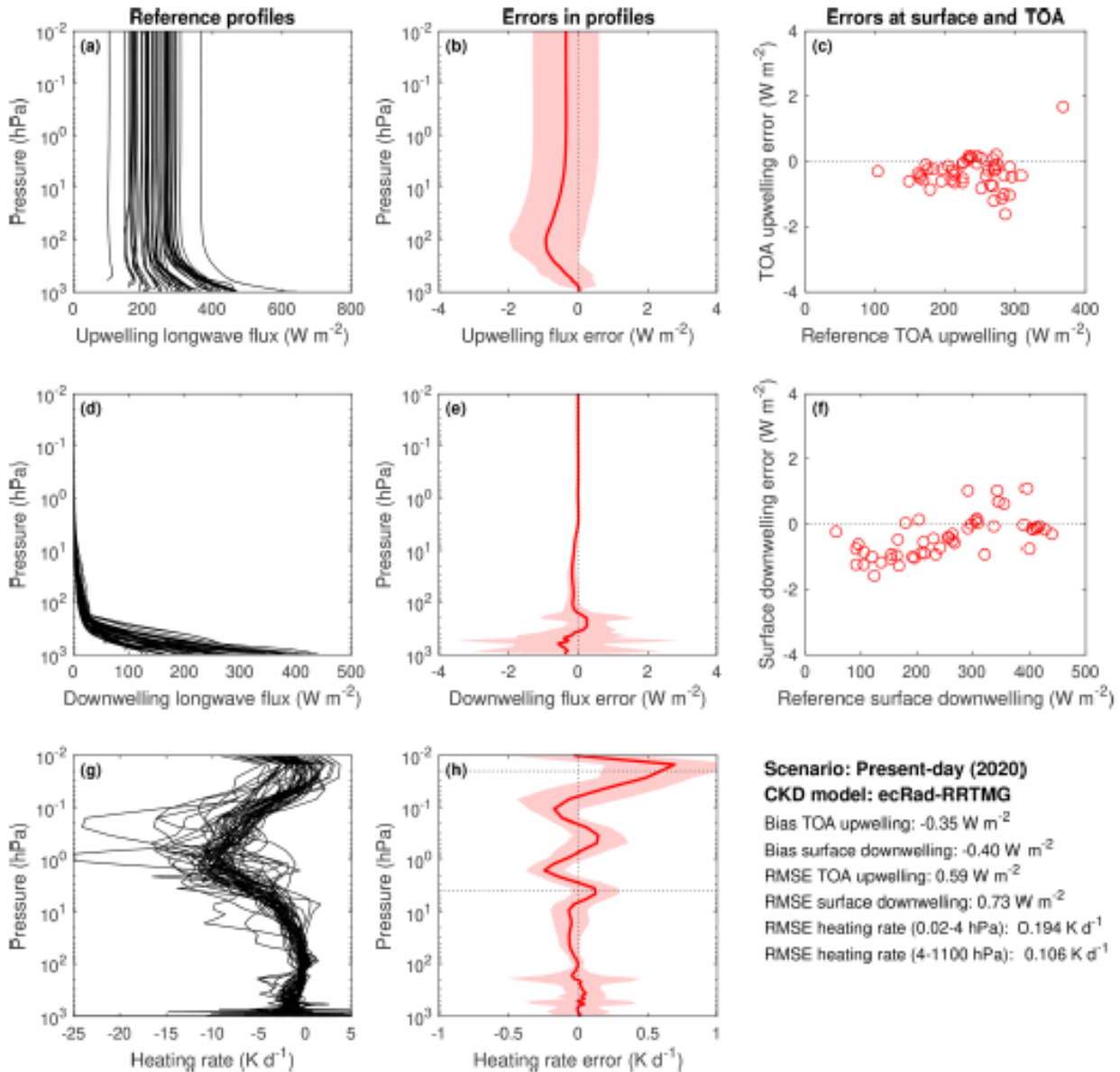
Atmosphere Numerical Modeling Group





Atmosphere Numerical Modeling Group



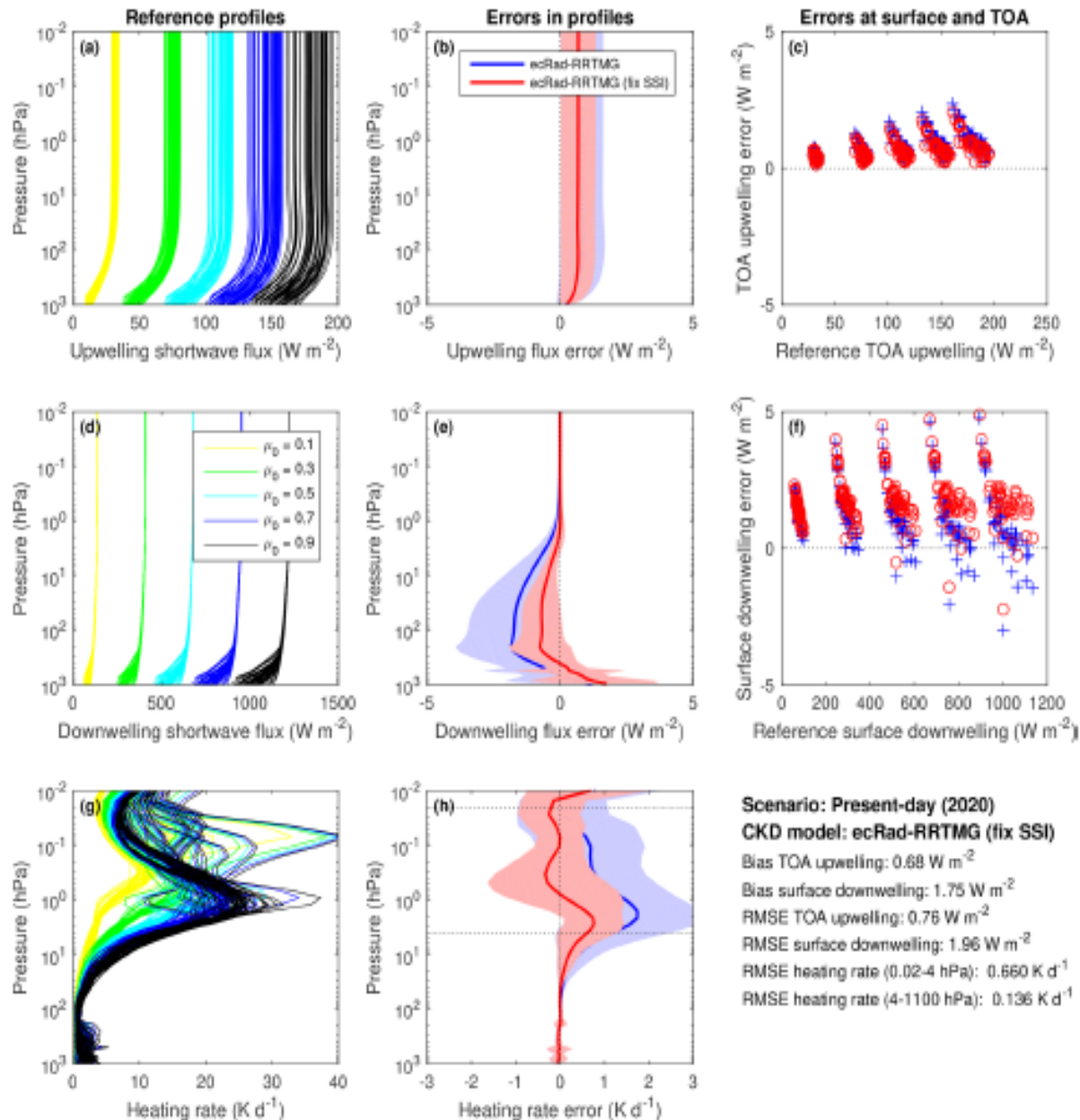


Avaliação das irradiâncias de onda longa e taxas de aquecimento do modelo RRTMG CKD para os 50 perfis do conjunto de dados de Avaliação-1 com concentrações atuais dos gases de efeito estufa bem misturados:

os painéis (a, d, g) mostram as irradiâncias ascendentes e descendentes e as taxas de aquecimento dos cálculos de referência LBL.

As linhas vermelhas nos painéis (b, e, h) mostram o viés correspondente no cálculo dessas quantidades pelo RRTMG. As regiões sombreadas abrangem 95% dos erros nos perfis instantâneos (estimados como 1,96 multiplicado pelo desvio padrão do erro).

Os painéis (c, f) mostram os erros instantâneos nas irradiâncias ascendentes na TOA e descendentes na superfície.



Os cálculos de referência LBL nos painéis (a, d, g) são para os 50 perfis da Avaliação-1 em cinco valores do cosseno do ângulo zenital solar, μ_0 .

A avaliação subsequente considera todas as 250 combinações.

As linhas azuis em (b, e, h) mostram o RRTMG não modificado,

As vermelhas mostram o RRTMG após a re-escala dos perfis de irradiância em cada uma das 13 bandas para usar a mesma irradiância solar que os cálculos de referência.

Os painéis (c, f) comparam as irradiâncias na TOA e na superfície para as versões não modificadas e modificadas do RRTMG, com os cinco agrupamentos de pontos em cada painel correspondendo aos cinco valores de μ_0 .