Parametrização de Radiação

Parametrizações

- Processos físicos (como radiação, turbulência, formação de nuvens e outros) de sub-grade não são resolvidos pelos modelos

- Porém seus efeitos sobre a larga escala devem ser representados (estatisticamente)

- O processo de expressar os efeitos da sub-grade é denominada de **parametrização**

Previsão Numerica de Tempo e Clima

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

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

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

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

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

Por que parametrizar?

- Fenômeno muito pequeno e/ou complexo para ser resolvido diretamente

- Processo físico não completamente compreendido para ser representado por uma equação

- Efeito impacta nas variáveis do modelo e é crucial para fazer previsões acuradas

- As parametrizações expressam os efeitos dos processos de sub-grade em função da variáveis previstas pelo modelo
- Relacionar processos na sub-grade às variáveis da grande escala depende do conhecimento da física envolvida
- Variáveis: *u, v, T, q*, outras

Equações grande escala (hidrostático)

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - v.\nabla \; v - \omega \frac{\partial v}{\partial p} + f \; \mathrm{k} \times v - \nabla \; \phi + D_m$$

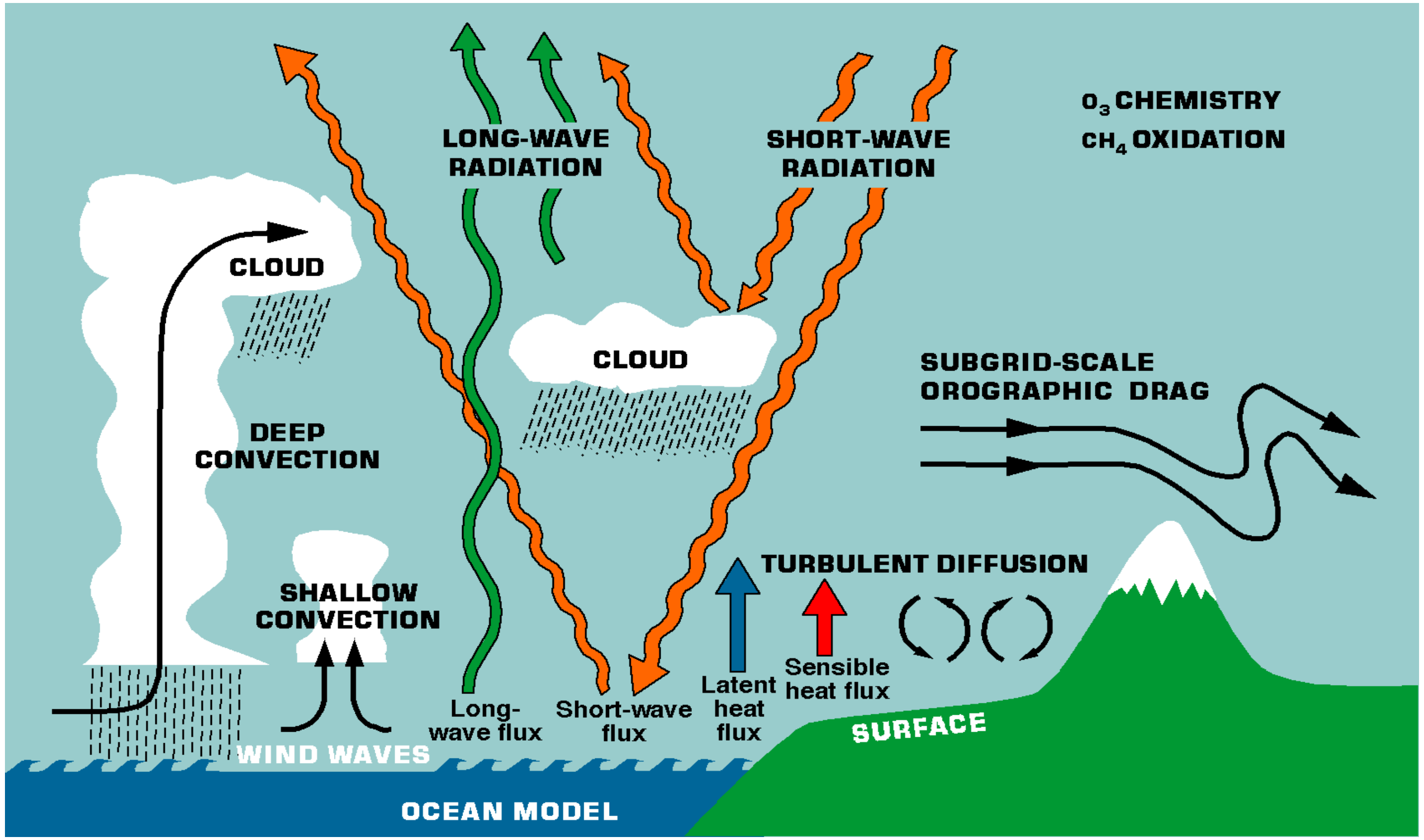
$$\frac{\partial T}{\partial t} = - v.\nabla \; T + \omega \left(\frac{kT}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{Q_{rad}}{cp} + \frac{Q_{con}}{cp} + D_H$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - v.\nabla \; q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - C + D_q$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \nabla \; .v$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = - \frac{RT}{p}$$

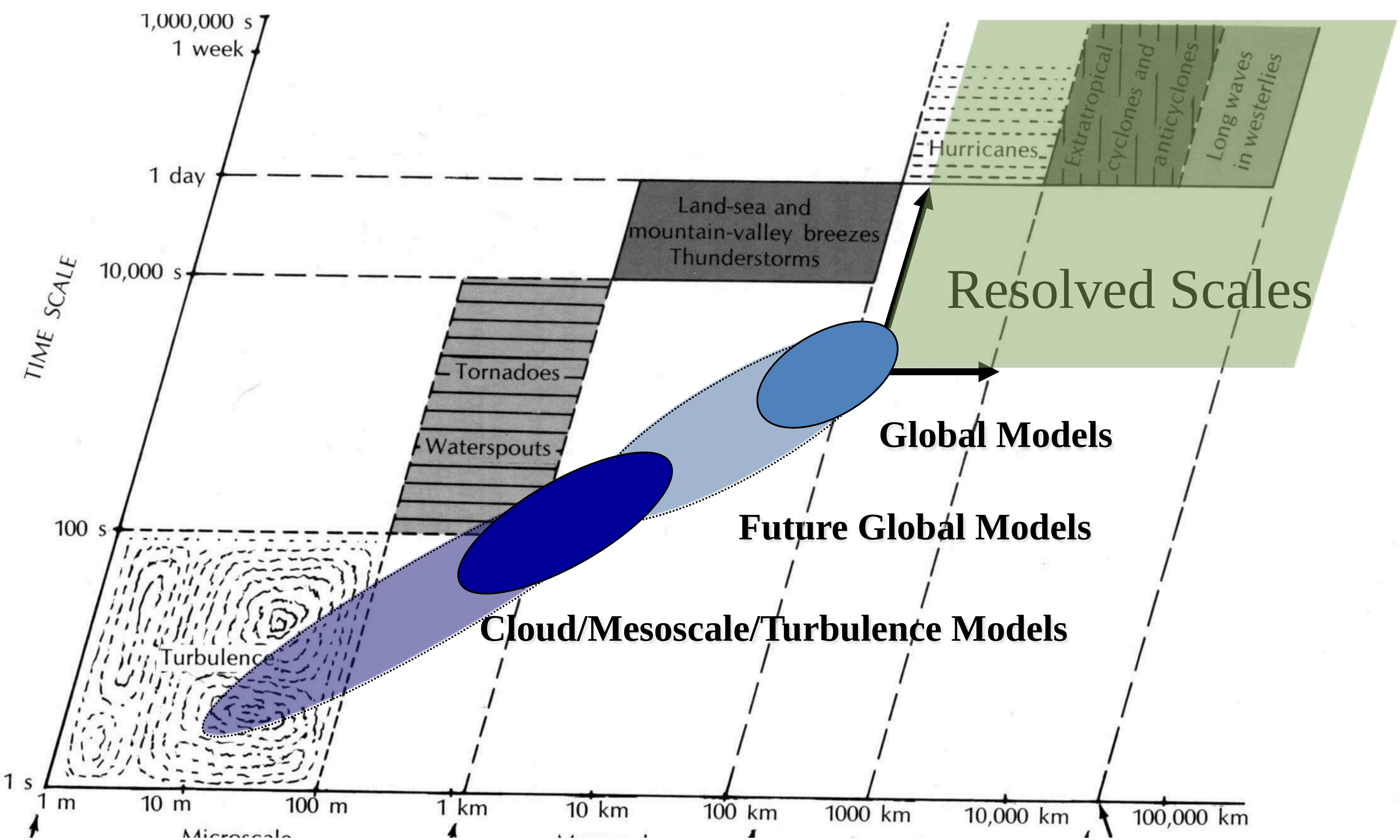
Previsão Numérica de Tempo e Clima



- Os modelos necessitam diferentes níveis de complexidade nas parametrizações físicas que dependem das escalas envolvidas

Modelos	Escala Horizontal	Escala Vertical	Escala Temporal
Modelos Climáticos	500 km	1000 m	100 anos
Previsão de Tempo Global	50 km	500 m	10 dias
Previsão de Tempo Regional	10 km	500 m	2 dias
Modelos Cloud resolving	500 m	500 m	1 dia
Modelos Large eddy	50 m	50 m	5 horas

Previsão Numérica de Tempo e Clima



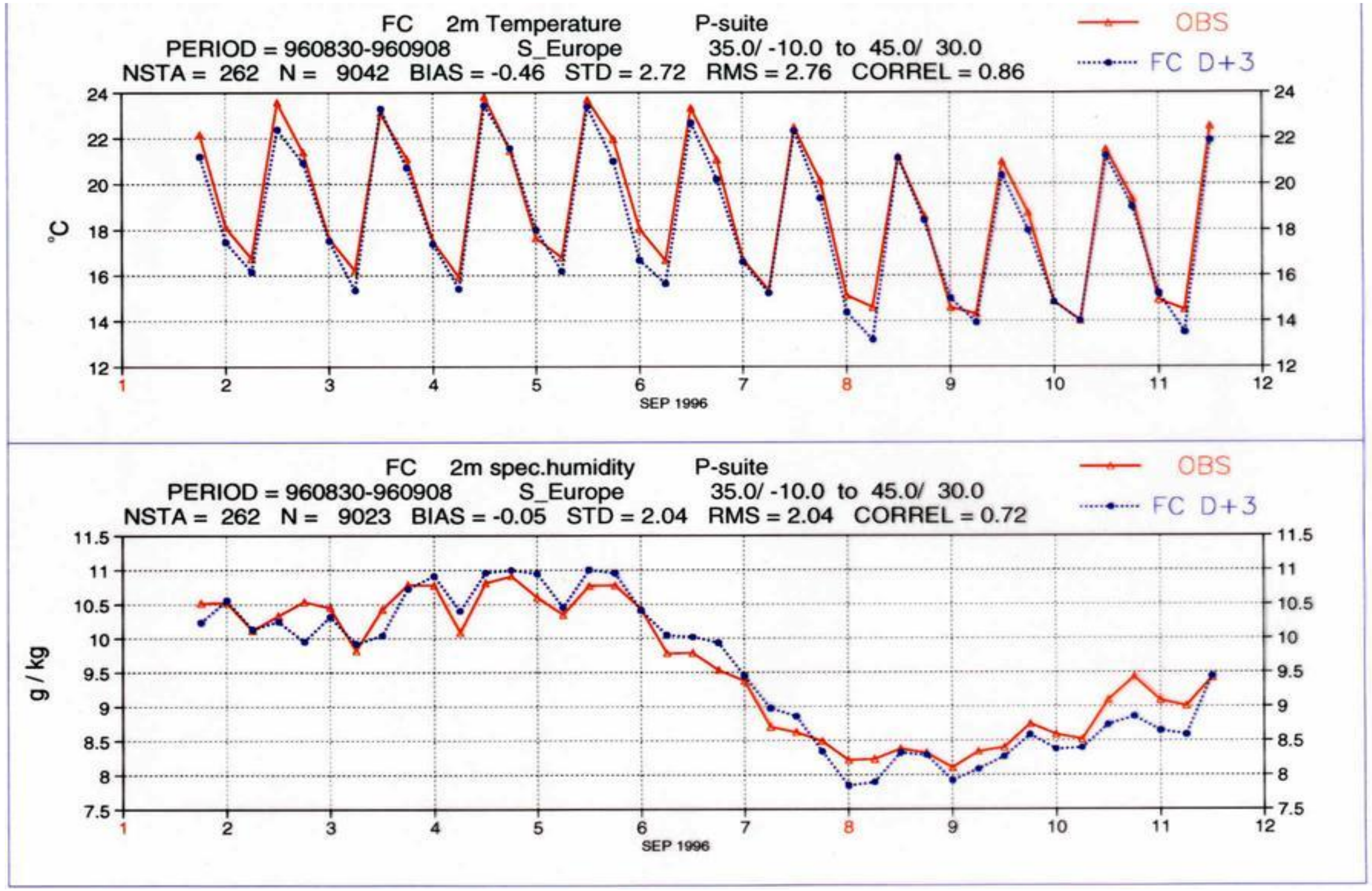
Parametrizações Físicas

- Radiação e nuvens:
  - Radiação solar e terrestre
- Úmidos:
  - Convecção profunda e rasa, grande escala
- Fluxos na superfície:
  - Continente, oceanos e mar de gelo
- Turbulência:
  - Camada limite, difusão vertical, ondas de gravidade

Importância

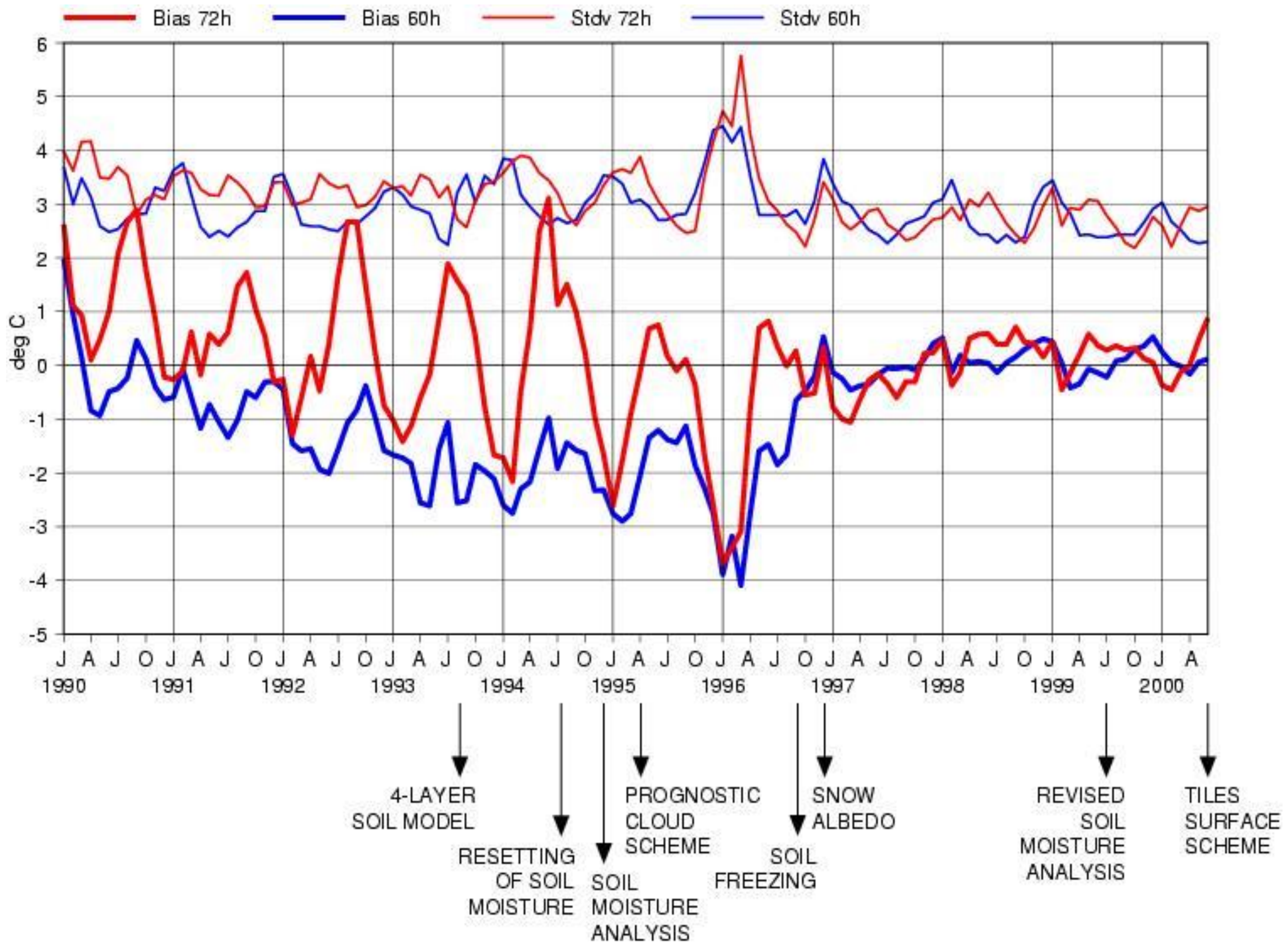
- Processos de sub-grade são importantes e contribuem a evolução da atmosfera (curto prazo)
- Processos diabáticos dirigem a circulação geral
- Influenciam desenvolvimento sinótico
- Ciclo diurno
- Nuvens, precipitação, nevoeiro
- Ventos
- T_{2m} e q_{2m}

Ciclo diurno



Inclusão de parametrizações

Evolução do viés



Parametrização

- Representação de um processo físico
- Baseado em física e formulações empíricas obtidas de observações
- Não sempre é possível uma formulação explícita devido a não-linearidade e incertezas observacionais

- Validação e diagnostico:
  - Comparações diárias com analises, erros sistemáticos de medias mensais
  - Comparações com observações: radiosondas, sinóticas, satélite
  - Comparações com experimentos de campo e climatológicos

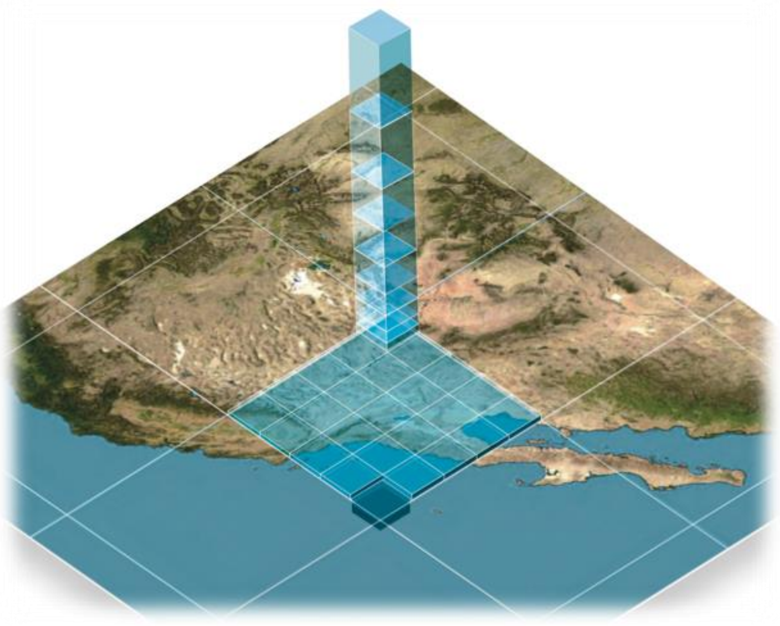
Previsão Numérica de Tempo e Clima

- Desenvolvimento
  - Relações empíricas (teoria, física, similaridade)

  - Parâmetros: teoria (radiação), experimentos de campo (GATE, convecção; PYREX, drag; HAPEX, processos de superfície; Kansas, turbulência; ASTEX nuvens, BOREAS albedo), modelos (Cloud resolving models para nuvens e convecção; mesoescala para orografia de subgrade; Large Eddy Simulation para turbulência.)

Como funcionam?

- Modelo off-line (coluna)
  - Física independe de outras colunas
  - Depende:
    - Tempo
    - Escala espacial

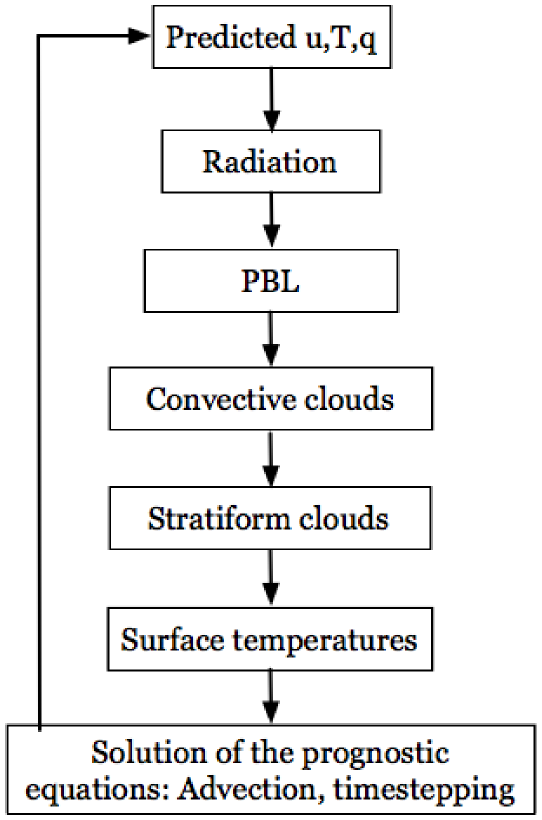


- Depende da escala espacial modelada
  - Modelos de alta resolução espacial tem poucos processos parametrizados: microfisica de nuvens
- Pacotes de parametrizações físicas são dependentes das resolução
  - Resultados diferentes com resolução

Previsão Numérica de Tempo e Clima

- Parâmetros tem valores ajustados a diferentes resoluções
  - Como na dinâmica (passo temporal)
- Processos físicos representados na escala da grade
  - Funcionam quando muito menor que a grade
  - Problemas quando escala representada da mesma ordem da grade

Quando ativar?



Escalas/modelos

- Global (15 – 400 km)
  - Circulação geral e sistemas sinóticos
- Regional/mesoescala (0.5-20 km)
- LES escala (10m-200m)
- Turbulência (1-50m)

Lembrar

- As formulações não devem criar ou destruir massa ou energia ($q>0$, $T>0$)

- Dependendo da escala espacial e temporal alguns processos são mais importantes, por exemplo, radiação para modelos climáticos

Radiação

Transferência Radiativa do MCGA

A “física” da Transferência Radiativa do MCGA:

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega') p(\Omega\,\Omega') d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

Previsão Numérica de Tempo e Clima

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

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

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

$$\frac{d\phi}{dP}=-\frac{RT}{P}$$

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

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

$$P=-\rho g z$$

$$\frac{\Delta P}{\Delta z}=-\rho\frac{\Delta g z}{\Delta z}$$

$$\frac{\Delta P}{\Delta z}=-\rho\frac{\Delta\phi}{\Delta z}$$

$$\frac{\Delta\phi}{\Delta z}=-\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta z}$$

$$\frac{\Delta\phi}{\Delta P}=-\frac{1}{\rho}\frac{\Delta z}{\Delta z}$$

$$P=\rho RT \qquad \rho=\frac{P}{RT}$$

Radiação

- O sol é fonte primaria de energia para a Terra

- Energia (radiação) como insolação

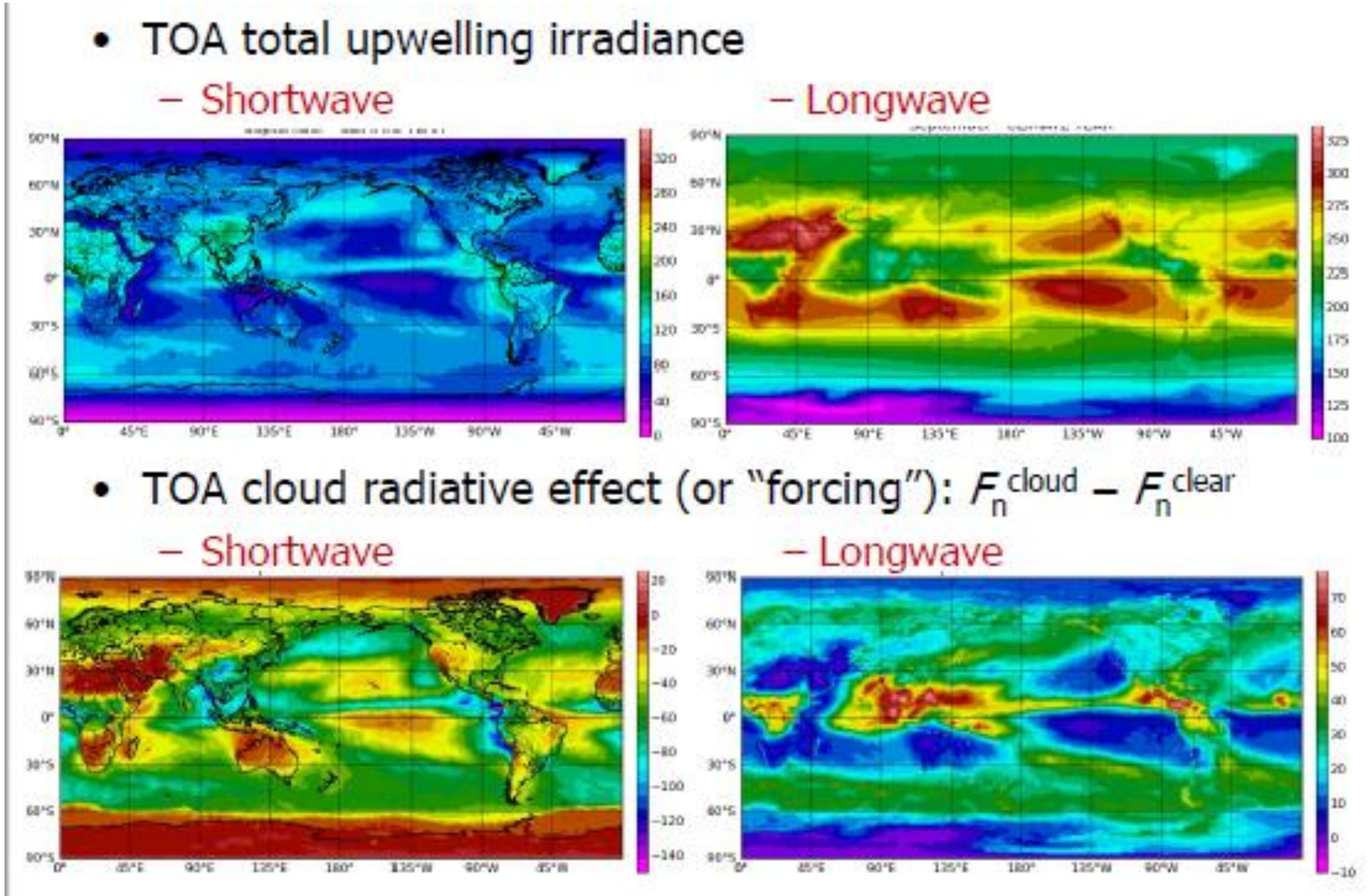
- A variabilidade desta fonte dirige as circulações atmosféricas:
- Hadley, tropicos, circulações costeiras, etc.

$$\frac{d\phi}{dP} = -\frac{RT}{P}$$

Radiômetro do CERES (SETEMBRO)

Reflete SW
- efeito radiativo de nuvem

Aprisiona OLR
+ efeito radiativo de nuvem



- A insolação é função de vários fatores: latitude e ciclo sazonal, angulo com a Terra, atenuação pelos componentes da atmosfera
- Um modelo atmosférico em geral deve ser capaz de simular como a insolação interage com o solo, oceanos, vegetação, nuvens, moléculas de ar, aerossóis: aquecimento e resfriamento radiativo da superfície da Terra e atmosfera

Radiação

- Parametrizar o efeito liquido da radiação (fótons) quando absorvida ou espalhada a medida que se propaga através da atmosfera

- Parametrizar esses processos a escala molecular para absorção gasosa e escala micrométrica para o espalhamento particular

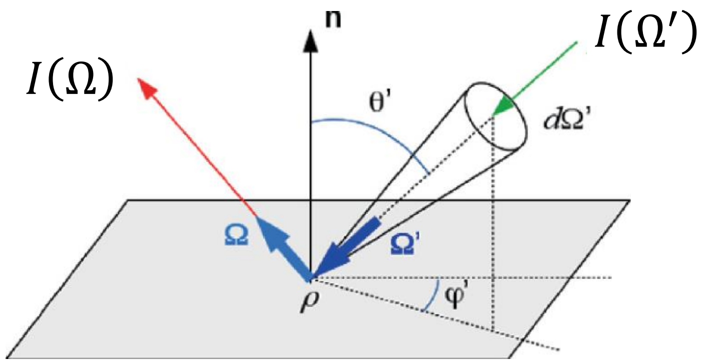
- Os esquemas de radiação induzem o aquecimento atmosférico
- Resultado da divergência do fluxo radiativo

- Esse processos de transferência radiativa é complexo:
- Depende de um amplo espectro de comprimentos de onda
- Depende dos constituintes atmosféricos
- Cálculos extensivos por camadas consideradas

Considerações

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi}\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega')p(\Omega\,\Omega')d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

Considerando planos paralelos, a distribuição angular da radiação não muda radicalmente de camada para camada na atmosfera.



Ω ·Ω' is just the cosine of the scattering angle, cos(Θ).

μ = -cos(θ),

Por exemplo, dentro de uma nuvem espessa, o campo de luz é quase isotrópico, o que significa que as variações de $I(\Omega)$ com Ω são muito pequenas.

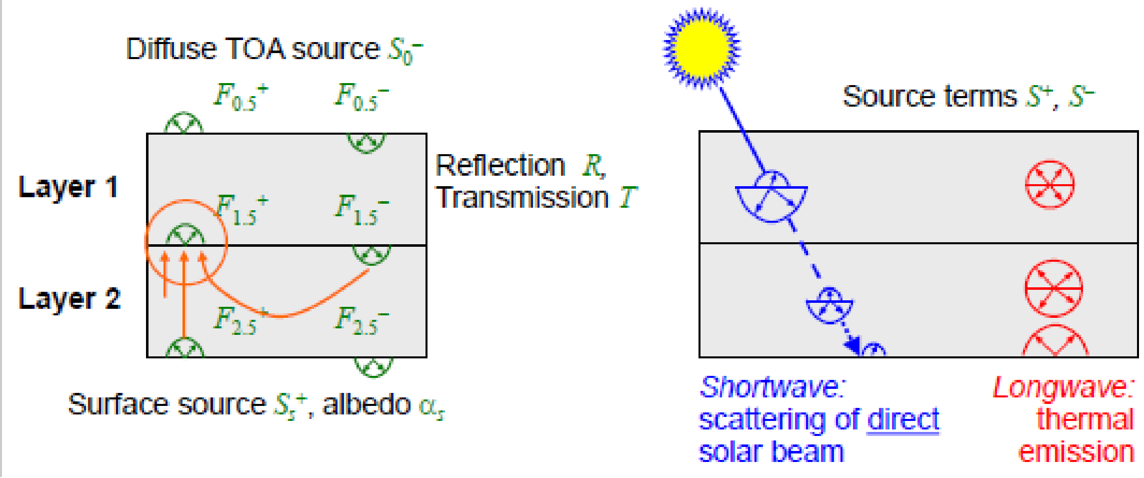
Considerações

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega') p(\Omega\,\Omega') d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

A aproximação de dois fluxos tira vantagem disso: ela trata o campo de luz completo como consistindo de apenas dois fluxos – um fluxo ascendente e um fluxo descendente.

Considerações

Normalmente, pensamos no feixe descendente como a irradiância descendente, F_D (W m-2), e no feixe ascendente como a irradiância ascendente, F_U (W m-2). Irradiância é simplesmente a integral ponderada em cosseno sobre um hemisfério,



$$F_U = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{1} I(\Omega)\, \mu d\mu \qquad F_D = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{-1} I(\Omega)\, \mu d\mu$$

Previsão Numérica de Tempo e Clima

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi}\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega')p(\Omega\,\Omega')d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

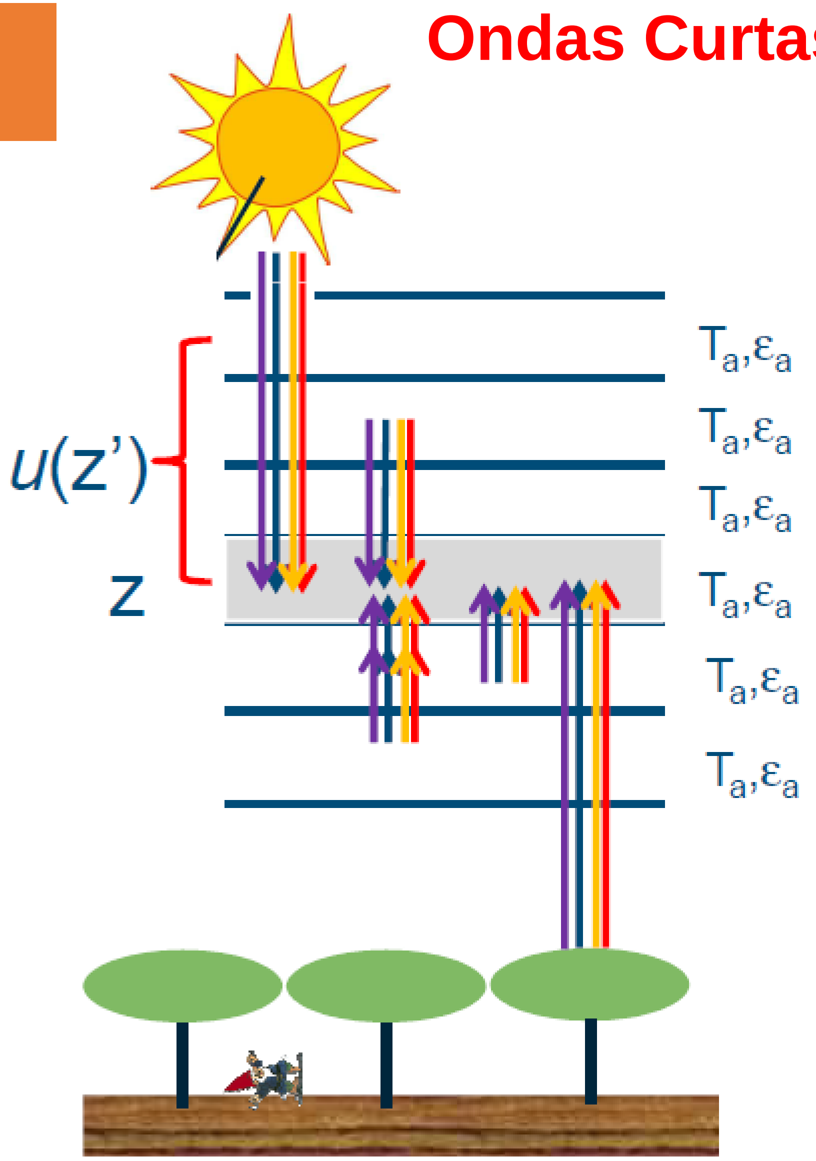
Ondas Curtas

Aproximação two stream (2 fluxos)

$$F_U = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{1} I(\Omega)\,\mu d\mu$$

$$F_D = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{-1} I(\Omega)\,\mu d\mu$$

Abordagem analógica para onda longa
Direto e difusa



Previsão Numérica de Tempo e Clima

Ondas Curtas

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda d_s$$

Lei de Beer
Espalhamento e absorção de Radiação

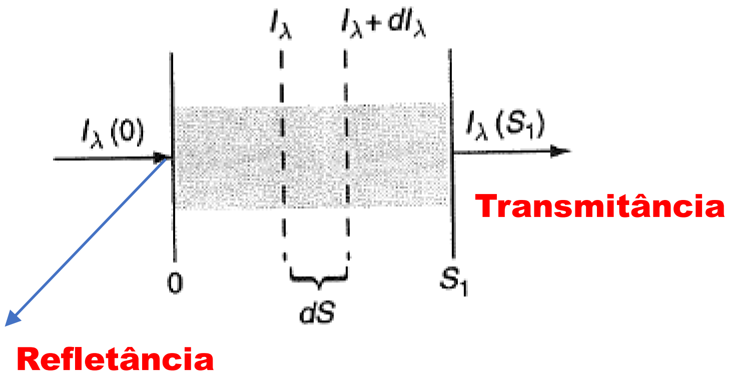
$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0)e^{-\int_0^S k_\lambda \rho d_s}$$

k_λ é o coeficiente de absorção, depende dos gases disponíveis para a absorção em um dado comprimento de onda λ

$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda}$$

$$d\tau = -k_e dz$$

$$ds = \frac{dz}{\Omega.z} = \frac{dz}{\cos(\theta)}$$



τ_λ é a profundidade ótica ou espessura ótica

$\Omega \cdot$**z** is simply cos(θ), the cosine of the polar angle of propagation.

Previsão Numérica de Tempo e Clima

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi}\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega')p(\Omega\,\Omega')d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

Lei de Beer = Espalhamento, absorção e emissão de Radiação

$$\frac{I_\lambda(abs)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(reflexão)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(transmissão)}{I_\lambda} = a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

$$\frac{I_\lambda(S)}{k_\lambda \rho ds} = I_\lambda + B_\lambda(T) + J_\lambda$$

$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda}$$

Previsão Numérica de Tempo e Clima

Lei de Beer = Espalhamento, absorção e emissão de Radiação

$$\frac{I_\lambda(abs)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(reflexão)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(transmissão)}{I_\lambda} = a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

$$\boxed{dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda d_s}$$

$$\frac{I_\lambda(S)}{k_\lambda \rho d_s} = I_\lambda + B_\lambda(T) + J_\lambda$$

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho d_s} = I_\lambda$$

$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda}$$

Espalhamento + absorção

Espalhamento na area d_s

Emissão

Na emissão e absorção dos gases do ambiente são quantificados

Os modelos necessitam resolver estas equações para cada dz , λ e dt

Isso não será barato computacionalmente para cada λ!

Processos

- Superfície e/ou constituintes atmosféricos:
- **Absorção**: energia absorvida
- **Espalhamento**: radiação refletida
- **Emissão**: radiação emitida
- **Transmissão**: radiação que é transmitida do espaço para a superfície da Terra e vice-versa

- Energia transferida na atmosfera é dividida em duas bandas de comprimentos de ondas
  - Curta: radiação emitida pelo Sol
  - Longa: radiação emitida pela superfície da Terra e a atmosfera
- Esses comprimentos de onda dependem da temperatura das fontes
- (Lei Wien)

$$\tilde{Q}_{rad} = \tilde{Q}_s + \tilde{Q}_l$$

$$Q_s = \frac{\tilde{Q}_s}{c_p} = \frac{g}{c_p}\frac{dF_s^{net}}{dp}; \qquad Q_l = \frac{\tilde{Q}_l}{c_p} = \frac{g}{c_p}\frac{dF_l^{net}}{dp}$$

$$F_s^{net} = F_s^{\downarrow} - F_s^{\uparrow}; \qquad F_l^{net} = F_l^{\uparrow} - F_l^{\downarrow}$$

- Radiação de onda longa e curta para o balanço de calor no solo

Transferência radiativa

$$cos\Theta\frac{dI}{d\tau} = I - J$$

$$\tau = \int_{z}^{\infty} \rho k dz$$

$$J = \frac{1}{\pi}B(T)$$

$$\begin{aligned} \frac{dF^{\uparrow}}{d\tau} &= F^{\uparrow} - B(T) \\ -\frac{dF^{\downarrow}}{d\tau} &= F^{\downarrow} - B(T) \end{aligned}$$

$$F^{\uparrow,\downarrow} = \int_{2\pi} \vec{I} \cdot \vec{k} d\Omega^{\uparrow,\downarrow}$$

$$B_\lambda(T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi \left(e^{c_2/\lambda T} - 1\right)}$$

Planck

$$\lambda_{max} = \frac{2897\,\mu m}{T}$$

Wien

$$F = \sigma T^4$$

Stefan-Boltzmann

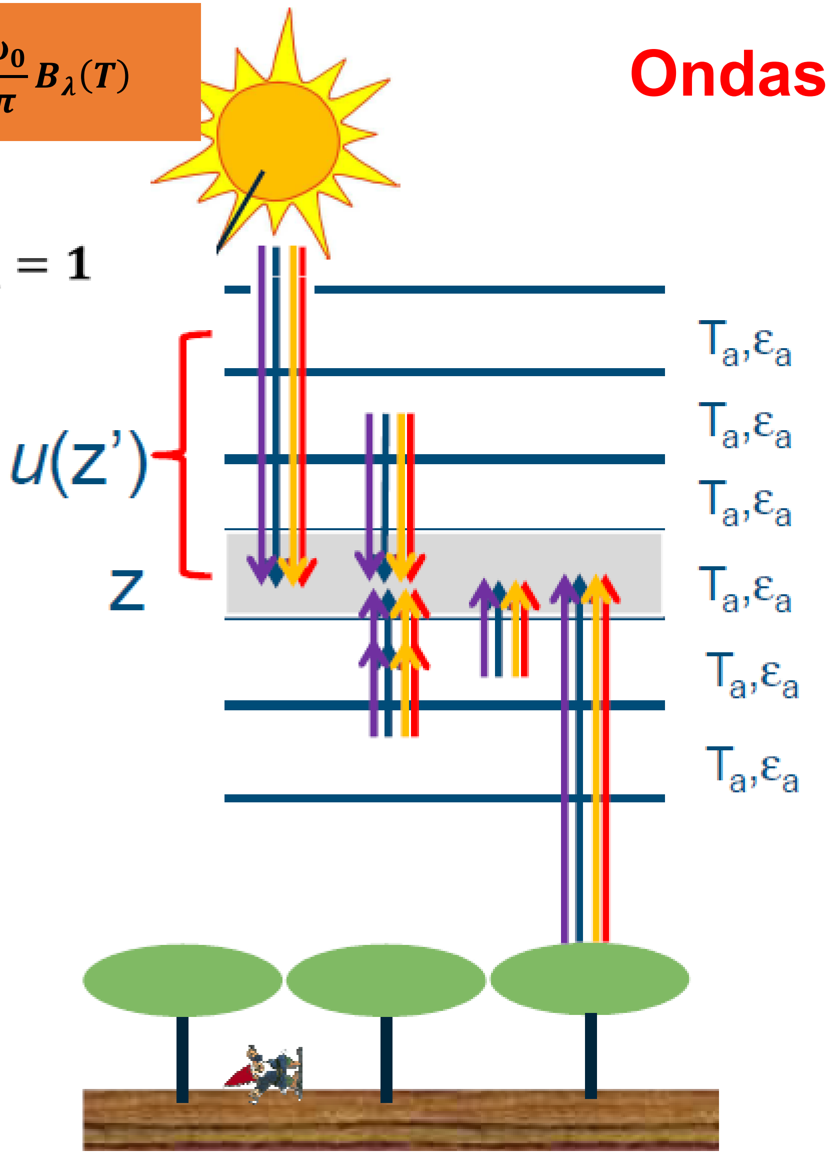
- Onda longa: infra-vermelha ou radiação termal, absorvida e emitida por gases e superfícies
- O fluxo radiativo de onda longa emergente é determinado pela emissividade
- Dependência com o tipo de superfície
  - Em relação a onda curta e a Terra?

Previsão Numérica de Tempo e Clima

$$\frac{dI(\Omega)}{ds} = -k_e I(\Omega) + k_e \frac{\omega_0}{4\pi}\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_{-1}^{1} I(\Omega')p(\Omega\,\Omega')d\mu' + k_e \frac{\omega_0}{\pi} B_\lambda(T)$$

Ondas Curtas

$$\frac{I_\lambda(abs)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(reflexão)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(transmissão)}{I_\lambda} = a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$



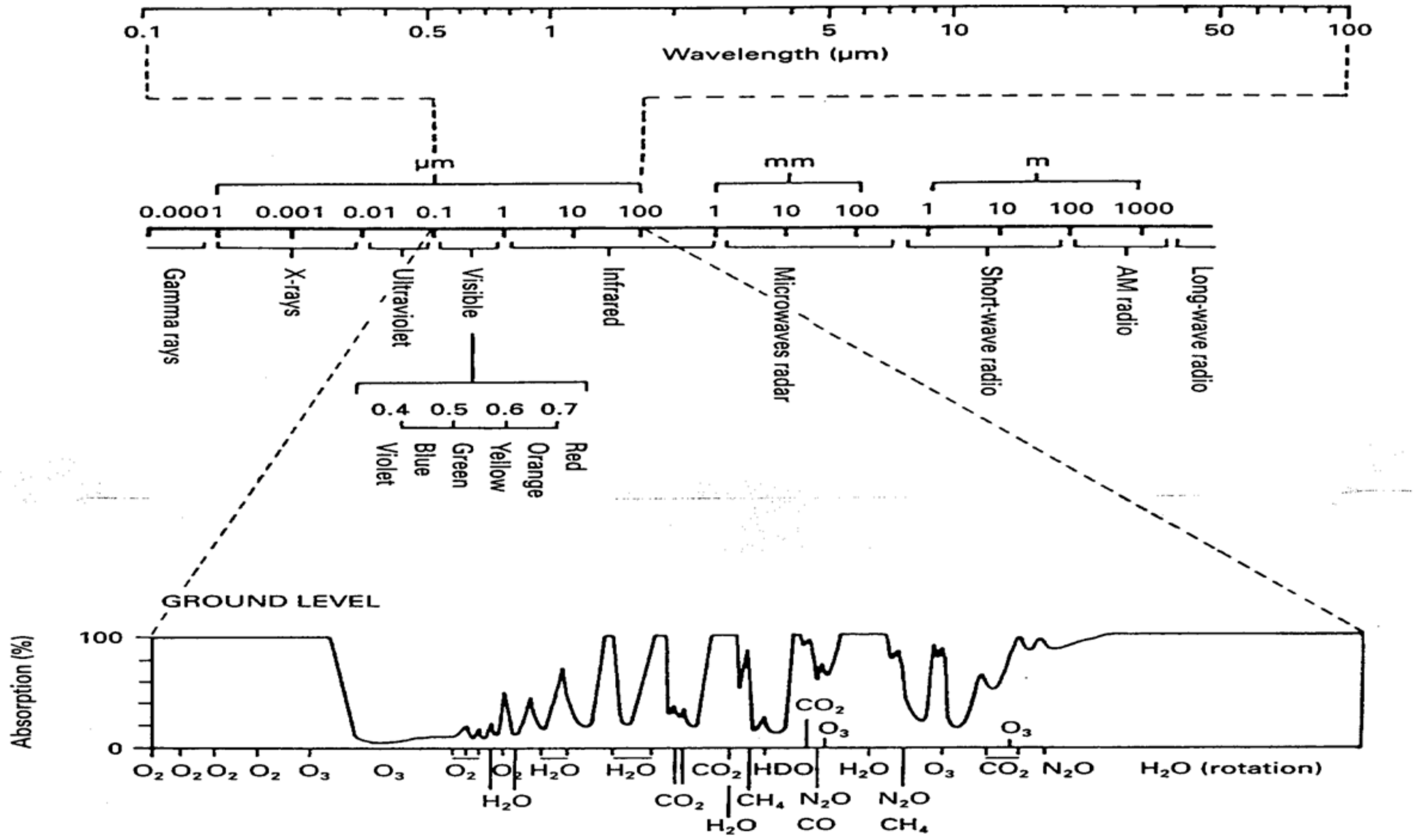
Aproximação two stream (2 fluxos)

$$F_U = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{1} I(\Omega)\,\mu d\mu$$

$$F_D = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{-1} I(\Omega)\,\mu d\mu$$

Abordagem analógica para onda longa
Direto e difusa

Previsão Numérica de Tempo e Clima



Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

$$F_U = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{1} I(\Omega)\, \mu d\mu \qquad F_D = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{-1} I(\Omega)\, \mu d\mu$$

As equações de dois fluxos são as seguintes:

$$\frac{I_\lambda(abs)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(reflexão)}{I_\lambda} + \frac{I_\lambda(transmissão)}{I_\lambda} = a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

$$\frac{dF_D}{d\tau} = -\frac{1}{\mu_0} F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0 f F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0 (1-f) F_U$$

$$\frac{dF_U}{d\tau} = -\frac{1}{-\mu_0} F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0 f F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0 (1-f) F_D$$

Essas duas equações para duas incógnitas podem ser resolvidas diretamente.

Primeiro definimos duas quantidades que precisaremos para as soluções:

Transferência Radiativa do MCGA

$$\frac{dF_D}{d\tau} = -\frac{1}{\mu_0}F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0 f F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0(1-f)F_U$$

$$\frac{dF_U}{d\tau} = -\frac{1}{-\mu_0}F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0 f F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0(1-f)F_D$$

Primeiro definimos duas quantidades que precisaremos para as soluções:

$$F_N = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{-1}^{1} I(\Omega)\mu d\mu = F_D - F_U$$

$$F_A = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{-1}^{1} I(\Omega) d\mu = (F_D + F_U)/\mu_0$$

O fluxo líquido, F_N, é o transporte líquido de energia através de uma superfície, contabilizando os fluxos ascendentes e descendentes.

O fluxo liquido, F_A, é uma medida da intensidade total da luz calculada em todas as direções.

F_A é a quantidade usada ao calcular j taxas na fotoquímica.

Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

Pense em FN como a radiação líquida que atravessa um plano de área unitária e FA como a radiação incidente em uma esfera de área unitária.

Usando as equações anteriores, pode ser recombinado linearmente para se tornar:

$$\frac{dF_N}{d\tau} = -F_A + \omega_0 f F_A + \omega_0 (1 - f) F_A$$

$$\mu_0^2 \frac{dF_A}{d\tau} = -F_N + \omega_0 f F_N - \omega_0 (1 - f) F_N$$

que pode ser reduzido a

$$\frac{dF_N}{d\tau} = -F_A (1 - \omega_0)$$

$$\mu_0^2 \frac{dF_A}{d\tau} = -F_N (1 - \omega_0 g)$$

Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

$$\frac{dF_N}{d\tau} = -F_A(1-\omega_0)$$

$$\mu_0^2 \frac{dF_A}{d\tau} = -F_N(1-\omega_0 g)$$

Introduzimos a aproximação de que f = (1/2 + g/2), onde **g é o parâmetro de assimetria** (cosseno médio do espalhamento; 1º momento da função de fase;).

As equações Acima representam a solução para a aproximação de 2 fluxos,

Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

Equações de Dois Fluxos para Fluxo de Radiação Difusa

$$\frac{dF_D}{d\tau} = -\frac{1}{\mu_0}F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0 f F_D + \frac{1}{\mu_0}\omega_0(1-f)F_U$$

$$\frac{dF_U}{d\tau} = -\frac{1}{-\mu_0}F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0 f F_U + \frac{1}{-\mu_0}\omega_0(1-f)F_D$$

Gradiente do Fluxo com a altura

Perda do Fluxo por espalhamento ou absorção

Ganho no Fluxo por espalhamento de outras direções

Fonte de Espalhamento do feixe solar direto (shortwave) ou emissão (longwave)

- Downwelling flux:

$$\boxed{\frac{\partial F^-}{\partial z} = -\beta_e(\gamma_1 F^- - \gamma_2 F^+) + S^-}$$

- Upwelling flux:

$$\boxed{\frac{\partial F^+}{\partial z} = -\beta_e(\gamma_1 F^+ - \gamma_2 F^-) + S^+}$$

- **Onde os coeficientes γ_1 e γ_2 são funções simples de fator de assimetria γ_1 e albedo simples de espalhamento γ_2 (após escalonamento do delta-Eddington) e μ_1, o cosseno do ângulo zênite efetivo de radiação difusa.**

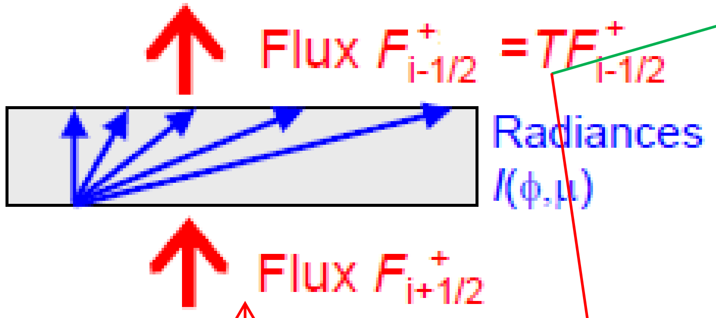
Transferência Radiativa do MCGA

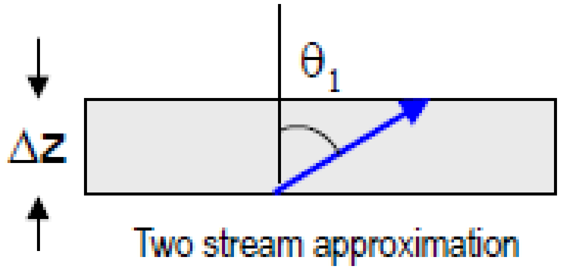
Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

Angulo de Dois Fluxos / Fator de Difusividade

$\mu_1 = cos(\theta_1)$ **é o ângulo efetivo do zênite que difunde a radiação e para obter a transmitância certa** T

$$T = e^{\left(\frac{-\Delta z}{\mu_1}\right)}$$





$$T = \frac{\int_0^{2\pi}\int_0^1 I(\phi,\mu)e^{\left(\frac{-\Delta z}{\mu}\right)}\mu d\mu\, d\phi}{\int_0^{2\pi}\int_0^1 I(\phi,\mu)\mu d\mu\, d\phi}$$

$$\frac{\partial F^-}{\partial z} = -\beta_e(\gamma_1 F^- - \gamma_2 F^+) + S^-$$

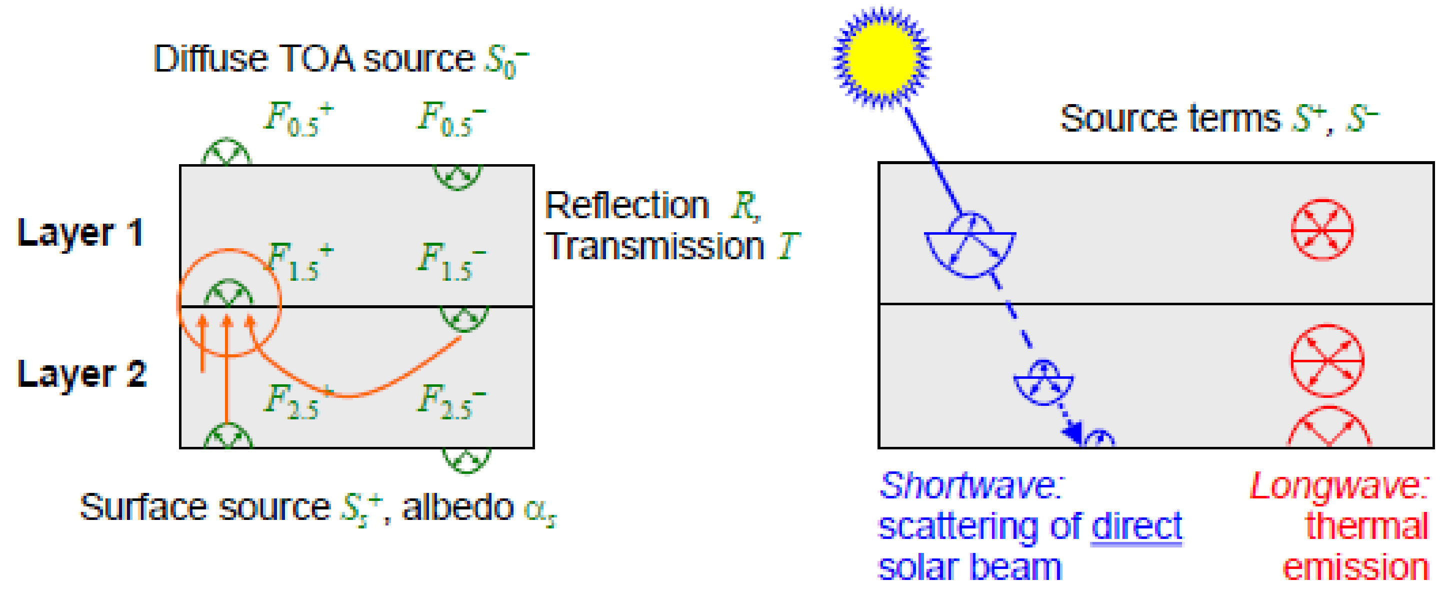
$$\frac{\partial F^+}{\partial z} = -\beta_e(\gamma_1 F^+ - \gamma_2 F^-) + S^+$$

- **A maioria dos esquemas de ondas longas usa o fator de difusividade Elsasser (1942) de** $\frac{1}{\mu_1}$ **= 1.66 , equivalente a** θ_1**= 53°**

Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

Esquema de Dois Fluxos Discretizado



As equações relacionando os fluxos difuso entre dois níveis tem a forma:

$$F^+_{i+0.5} = T_i F^+_{i+1.5} + R_i F^-_{i-0.5} + S_i^+$$

$$F^-_{i+1.5} = T F^-_{i+0.5} + R_i F^+_{i+1.5} + S_i^+$$

- **Termos T, R e S são encontrados na resolvendo a equações de dois fluxos para camadas homogêneas simples :as soluções são dadas por Meador e Weaver (1980)**

Transferência Radiativa do MCGA

Aproximação de dois fluxos (2 Feixes)

Solução do Esquema de Dois Fluxos Discretizado para uma atmosfera de duas camadas

- **Resolva o seguinte sistema de equações tri-diagonal**

$$F_{i+0.5}^{+} = T_i F_{i+1.5}^{+} + R_i F_{i-0.5}^{-} + S_i^{+}$$

$$F_{i+0.5}^{+} - R_i F_{i-0.5}^{-} - T_i F_{i+1.5}^{+} = S_i^{+}$$

$$\begin{pmatrix} & 1 & & & & \\ 1 & -R_1 & -T_1 & & & \\ & -T_1 & -R_1 & 1 & & \\ & & 1 & -R_2 & -T_2 & \\ & & & -T_2 & -R_2 & 1 \\ & & & & 1 & -\alpha_s \end{pmatrix} \begin{pmatrix} F_{0.5}^{+} \\ F_{0.5}^{-} \\ F_{1.5}^{+} \\ F_{1.5}^{-} \\ F_{2.5}^{+} \\ F_{2.5}^{-} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} S_0^{-} \\ S_1^{+} \\ S_1^{-} \\ S_2^{+} \\ S_2^{-} \\ S_S^{+} \end{pmatrix}$$

- **Eficiente para resolver e simples para estender a mais camadas**
- **Esquemas típicos também incluem tratamentos separados para atmosfera com nuvens e céu claro**

- Solar:
  - – Ultravioleta 02-0.4 μm
  - – Visível 0.4-0.7μm
  - – Infravermelho próximo 0.7-4 μm
- Infravermelho:
  - – 4-100 μm

Previsão Numérica de Tempo e Clima

Salby, 2006

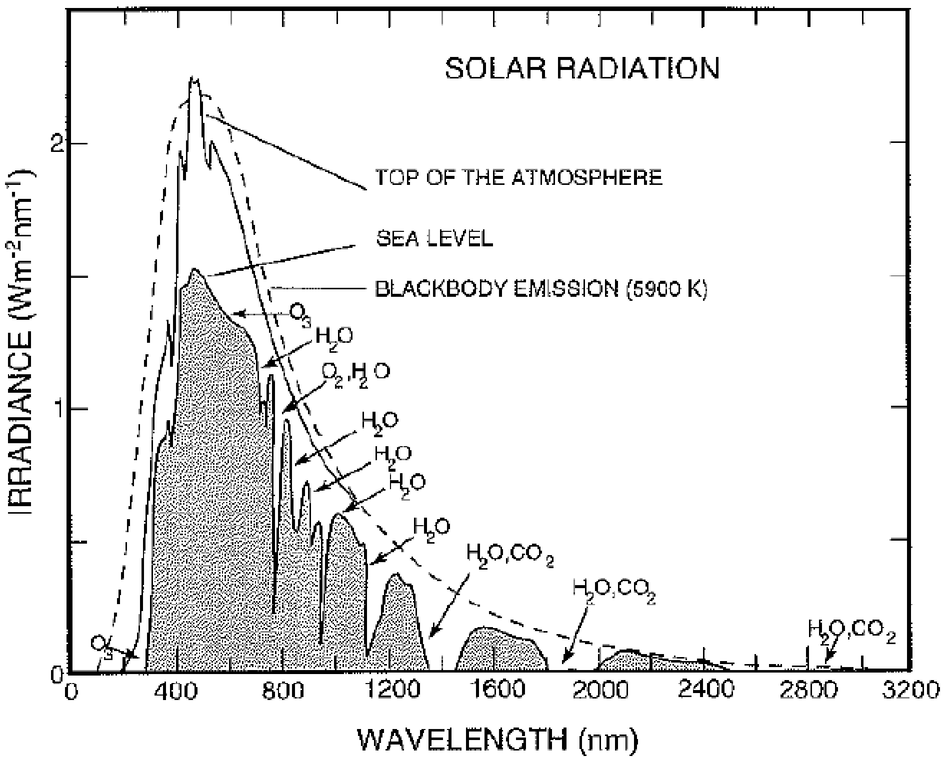


Figure 8.2 Spectrum of SW radiation at the top of the atmosphere (solid) and at the earth's surface (shaded), compared against the emission spectrum of a blackbody at 6000 K (dashed). Individual absorbing species indicated. Adapted from Coulson (1975).

Absorção

Warner (2012)

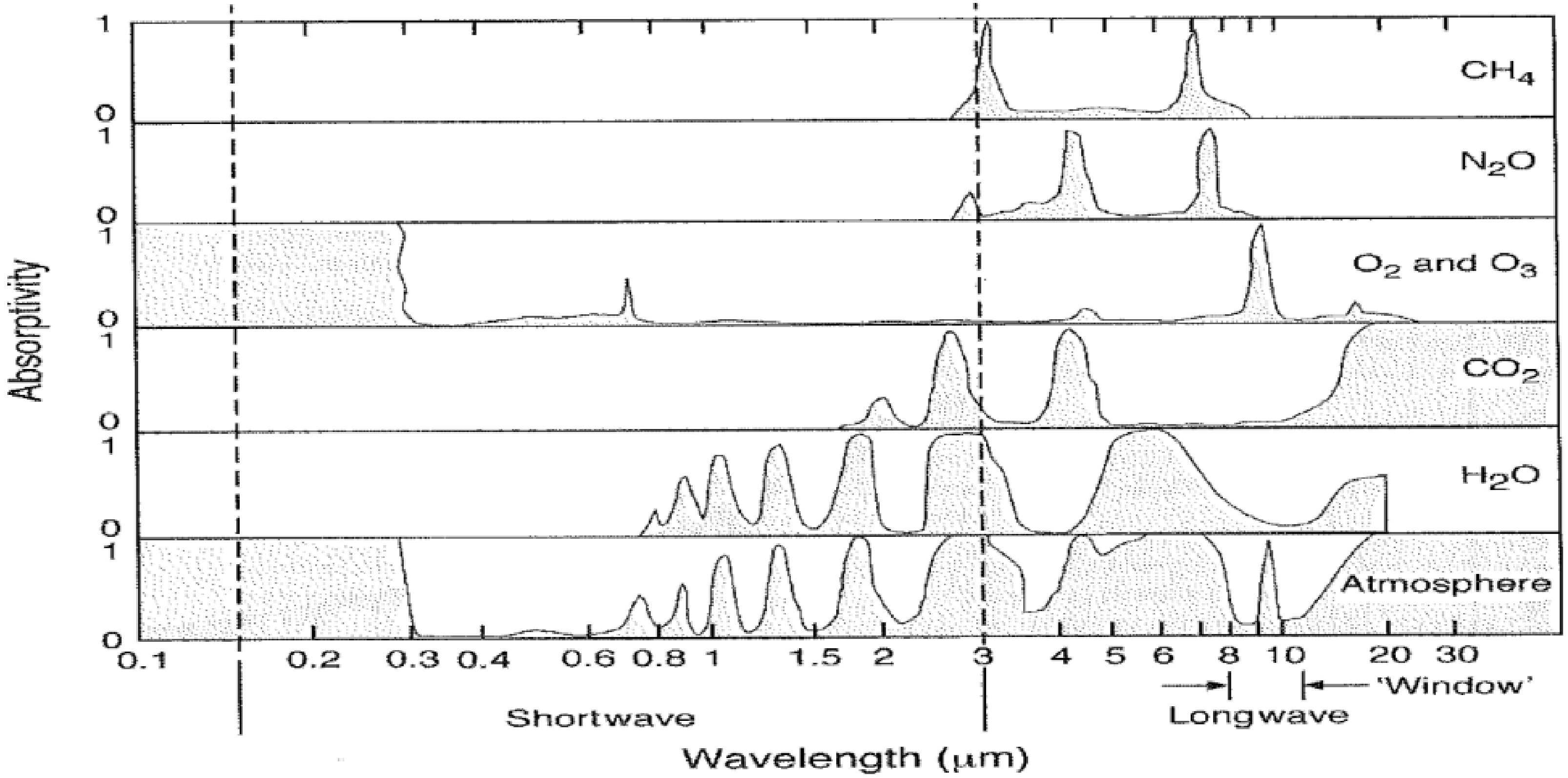


Fig. 4.21 The absorptivity (fraction absorbed) of the atmosphere's major gaseous components, and of the total atmospheric mixture of gases. Adapted from Fleagle and Businger (1963).

- Temperatura do Terra e do Sol?
- Radiação onda curta inclui comprimentos de onda visível e regiões próximas
- Processos de absorção, reflexão e espalhamento na atmosfera e as superfícies
- No caso da radiação em onda curta o fluxo emergente é a reflexão devido ao albedo da superfície

Topo da atmosfera

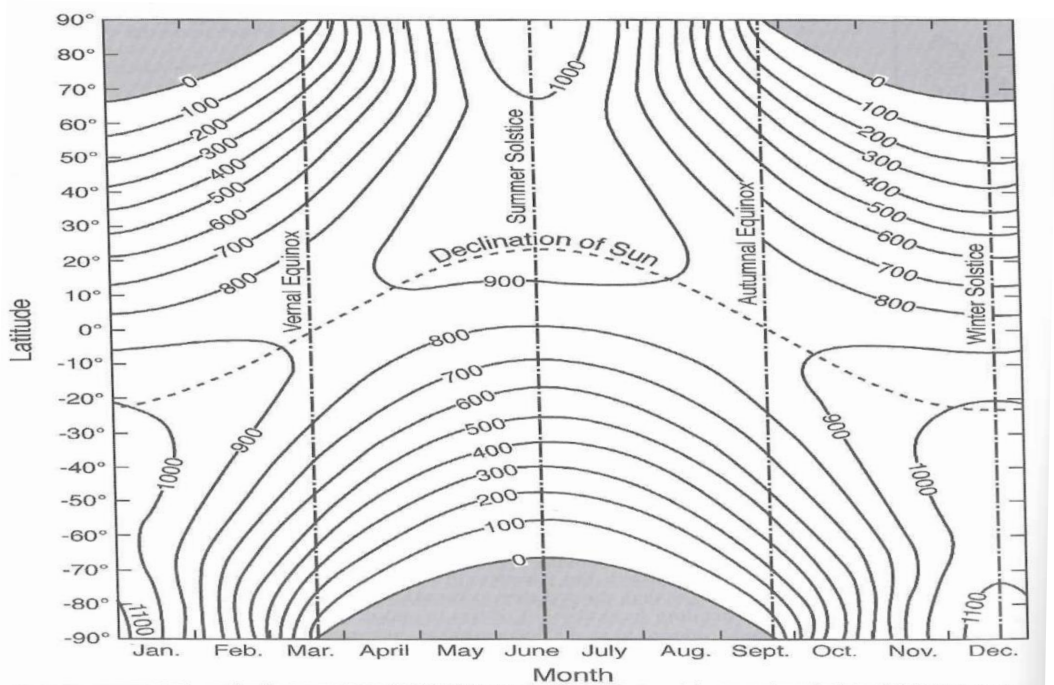


Fig. 4.20 Daily-total radiant energy received on a horizontal surface at the top of the atmosphere, by time of year and latitude. The isopleths are labelled in cal cm^{-2}. From List (1966).

- Em geral dentro da atmosfera a radiação responde as distribuições de nuvens de vapor de água
- Também, CO_2, O_3 e outros gases traço
- Na atmosfera das medias latitudes
  - Absorção de SW ➔ + 2 K dia^{-1}
  - Resfriamento LW ➔ - 2 K dia^{-1}

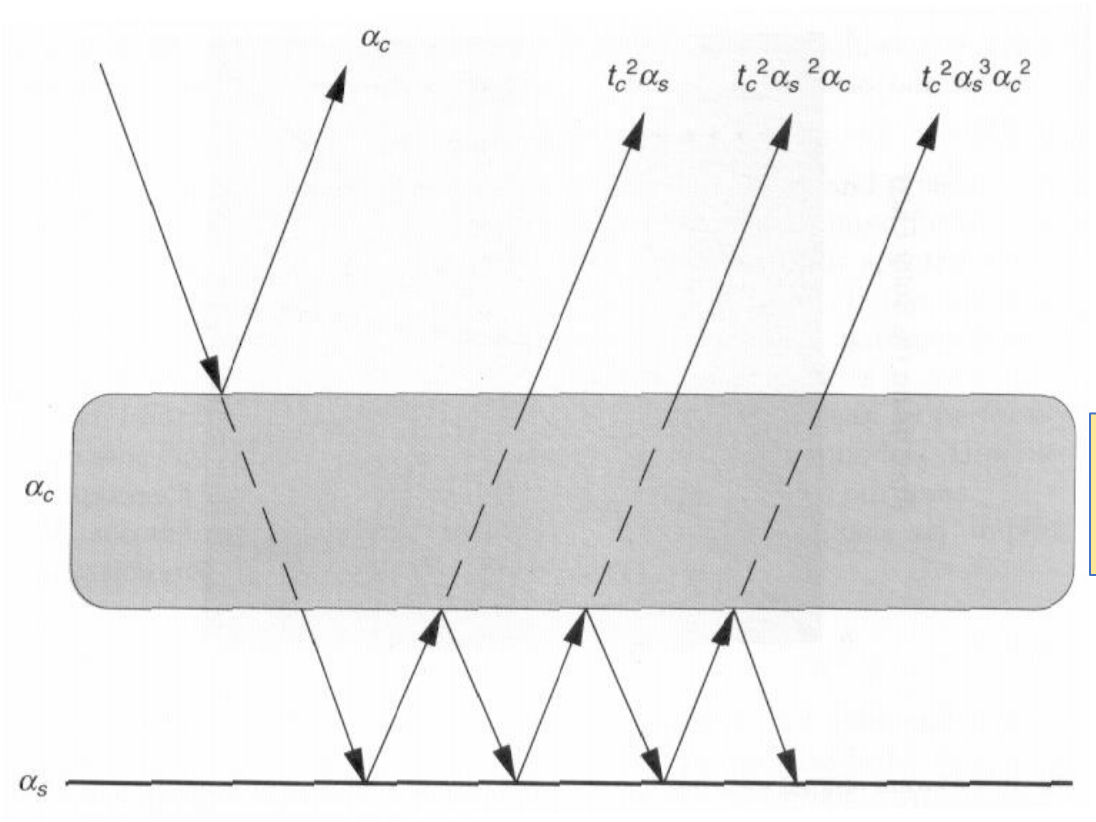
- Divergência vertical dos fluxos ascendentes e descendentes da radiação de onda curta e longa

- Equação de transferência radiativa

- Nuvens e seu papel
  - Tratamento: simples, complexo (fractal)

Radiacao solar (nuvens)

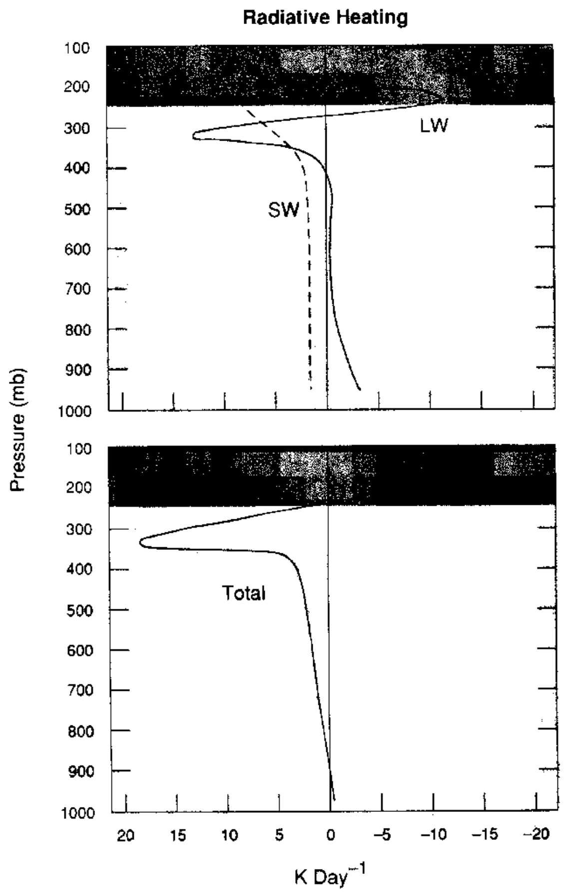
$$\frac{\partial(\overline{T})}{\partial t} + (\overline{u})\frac{\partial(\overline{T})}{\partial x} + (\overline{v})\frac{\partial(\overline{T})}{\partial y} + (\overline{w})\frac{\partial(\overline{T})}{\partial z} - S_P\overline{\omega} = -\frac{\partial\left(\overline{u'T'}\right)}{\partial x} -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



$$\frac{\partial(\overline{T})}{\partial t} = \frac{\overline{J}}{C_p} = -\frac{1}{\overline{\rho}c_p}\frac{\partial\overline{F_j}}{\partial x_j} - \frac{L_v\overline{E}}{\overline{\rho}c_p}$$

$$\frac{\partial(\overline{T})}{\partial t} = -\frac{1}{\overline{\rho}c_p}\frac{\partial\overline{F_j}}{\partial x_j}$$

Previsão Numérica de Tempo e Clima



$$\frac{\partial(\overline{T})}{\partial t} = -\frac{1}{\overline{\rho} c_p}\frac{\partial \overline{F_j}}{\partial x_j}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p}\frac{\partial L^*}{\partial z} = \frac{1}{1 * 1004}\frac{-300 - -100}{15000} \sim -1.15\, K/day$$

- Importância da radiação de onda longa
  - Balanço de calor troposférico
  - Menos importante nas previsões de curto prazo que outros processos diabáticos: calor sensível, liberação de calor latente, etc.
  - Muito importante em integrações longas (clima)

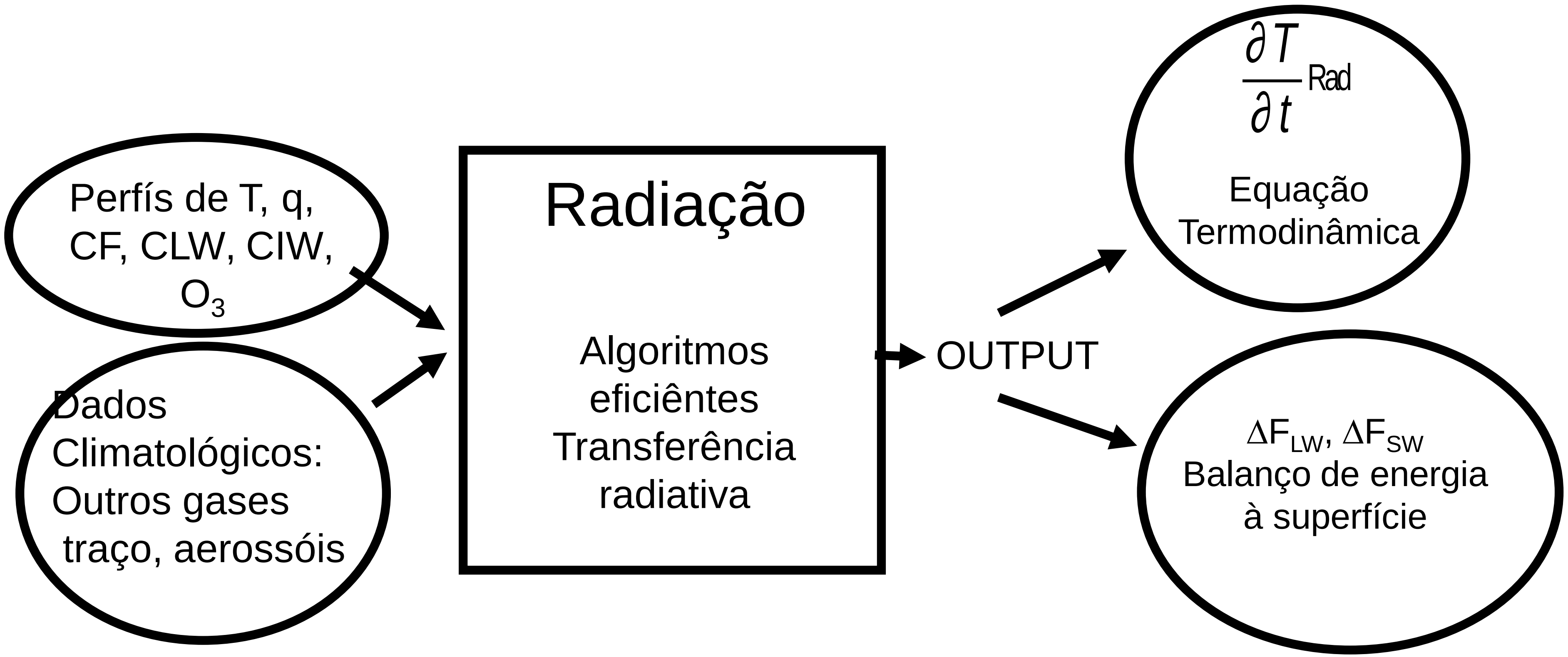
- Esquemas de radiação nos modelos, exemplos:

Esquema	LW/SW	BANDAS	CO_2,O_3, NUVENS
RRTM	LW	16	“
GFDL	LW	14	“
GFDL	SW	12	“
MM5	SW	1	NUVENS
GODDARD	SW	11	CO_2, O_3, NUVENS

- Os esquemas devem ser: simples, acurados e rápidos para calcular a distribuição dos fluxos radiativos

- Modelos de bandas (atualmente)
  - SW 0.1-4 microns
  - LW 4-100 microns

Modelos


Perfís de T, q, CF, CLW, CIW, O_3
Dados Climatológicos: Outros gases traço, aerossóis
Radiação
Algoritmos eficiêntes Transferência radiativa
OUTPUT
$\frac{\partial T}{\partial t}_{Rad}$
Equação Termodinâmica
ΔF_{LW}, ΔF_{SW}
Balanço de energia à superfície

Balanço energia

- Fluxo de Radiação em onda curta no topo da atmosfera é aproximadamente 343 Wm^{-2}
  - 20% absorvido pela atmosfera
  - 49% absorvido pela superfície terrestre
  - 26% refletido pela atmosfera
  - 5% é refletido pela superfície terrestre

- A superfície terrestre emite mais energia como onda longa que a absorvida como energia de onda curta
  - Temperatura media 288 ºK
  - Baseada na Lei de Stefan-Boltzmann:

$$F=\varepsilon\sigma T^4$$

  - F = 390 Wm^{-2} (corpo negro)

- 83% emitido pela superfície é novamente absorvido
- Balanço de radiação à superfície: onda curta (absorvida) e onda longa (emissão e absorção): 106 Wm^{-2}
- Equilíbrio através da transferência de calor sensível (16 Wm^{-2}) e latente (90 Wm^{-2}) a atmosfera

Previsão Numérica de Tempo e Clima

Impact of New Solar Radiation Parameterization in the Eta Model on the Simulation of Summer Climate over South America

T. A. Tarasova, J. P. R. Fernandez, I. A. Pisnichenko, J. A. Marengo, J. C. Ceballos, and M. J. Bottino

Monsoonlike Circulations in a Zonally Averaged Numerical Model with Topography

V. Brahmananda Rao, J. Pablo Reyes Fernandez, and Sergio H. Franchito

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, Sao Jose dos Campos, Brazil

- Problemas
  - Transferência radiativa (computacional)
    - LBL → alto custo para seu uso em modelos de tempo e clima
    - Úteis para ajuste de parametrizações mais simples
  - Aspectos técnicos → espalhamento e absorção
  - Composição acurada dos constituintes atmosféricos e propriedades óticas
  - Nuvens: céu claro e coberto

- Review:
  - Stephens, G.L. 1984, The parameterization of radiation for Numerical Weather Prediction and Climate Models. Monthly Weather Review, 112(4): 826-867.