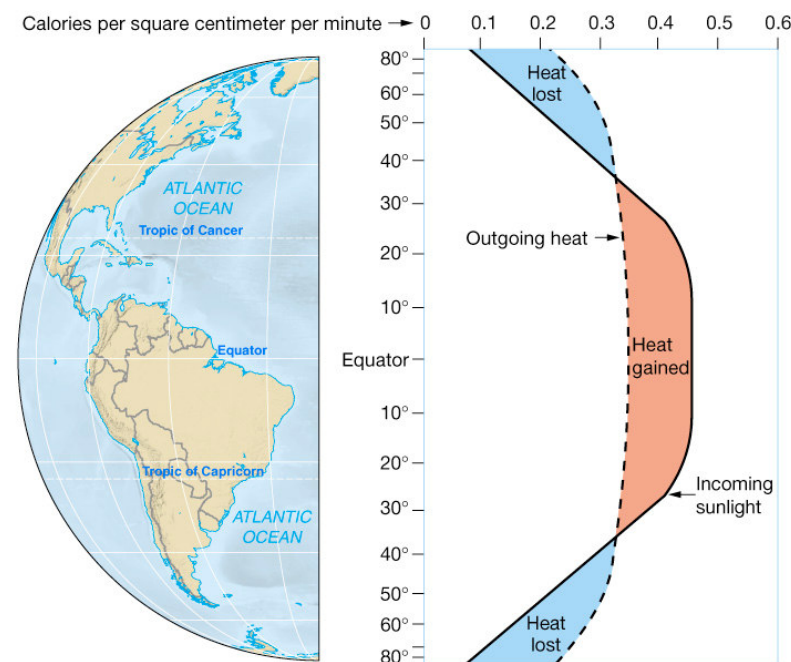


Balanço de Calor do Sistema Oceano-Atmosfera

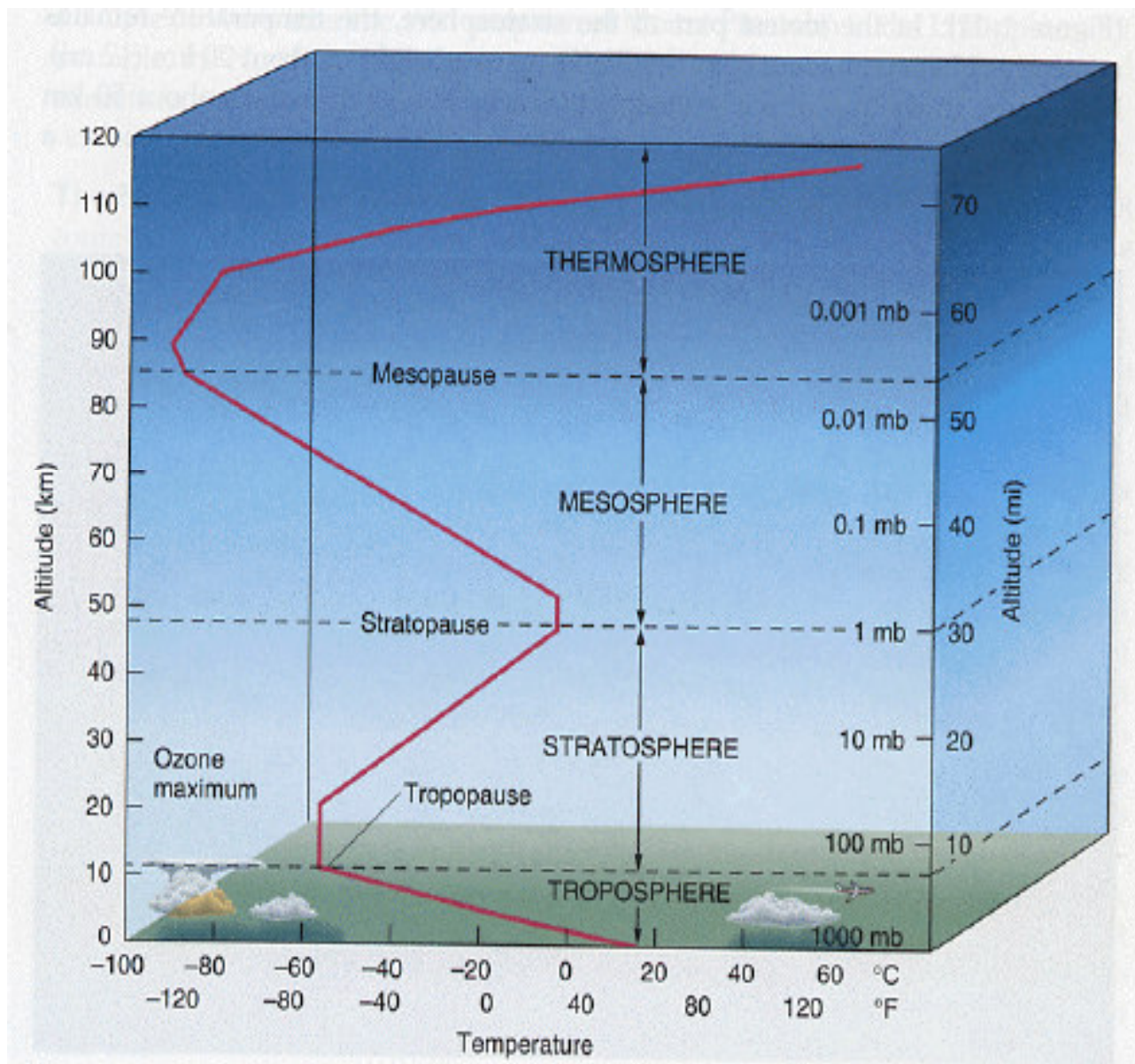
Dr. Luciano Ponzi Pezzi, luciano@cptec.inpe.br

Aulas 5 e 6

Estrutura e Composição Atmosférica
Transferência de Calor na Interface Ar-Mar
Energia Radiativa Solar
Energia Refletida
Fluxos de Calor Sensível e Latente
O Efeito Estufa
Mudanças Climáticas



A atmosfera terrestre é dividida em 4 grandes camadas:



Termosfera

Mesopausa

Mesosfera

Estratopausa

Estratosfera

Tropopausa

Troposfera

Fonte: Understanding Weather and Climate

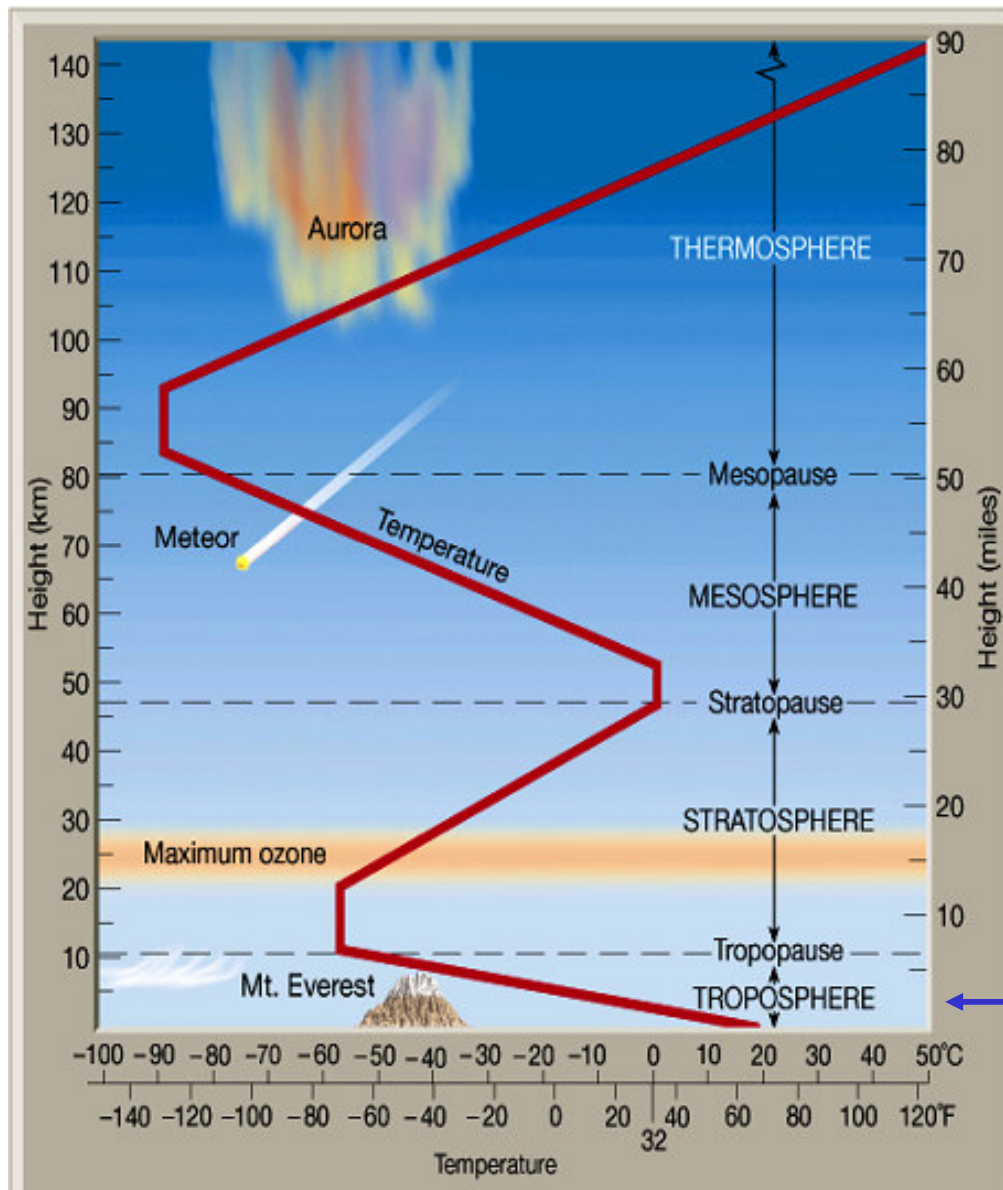
Raio da Terra ~ 6300 km
Atmosfera ~ 100 km

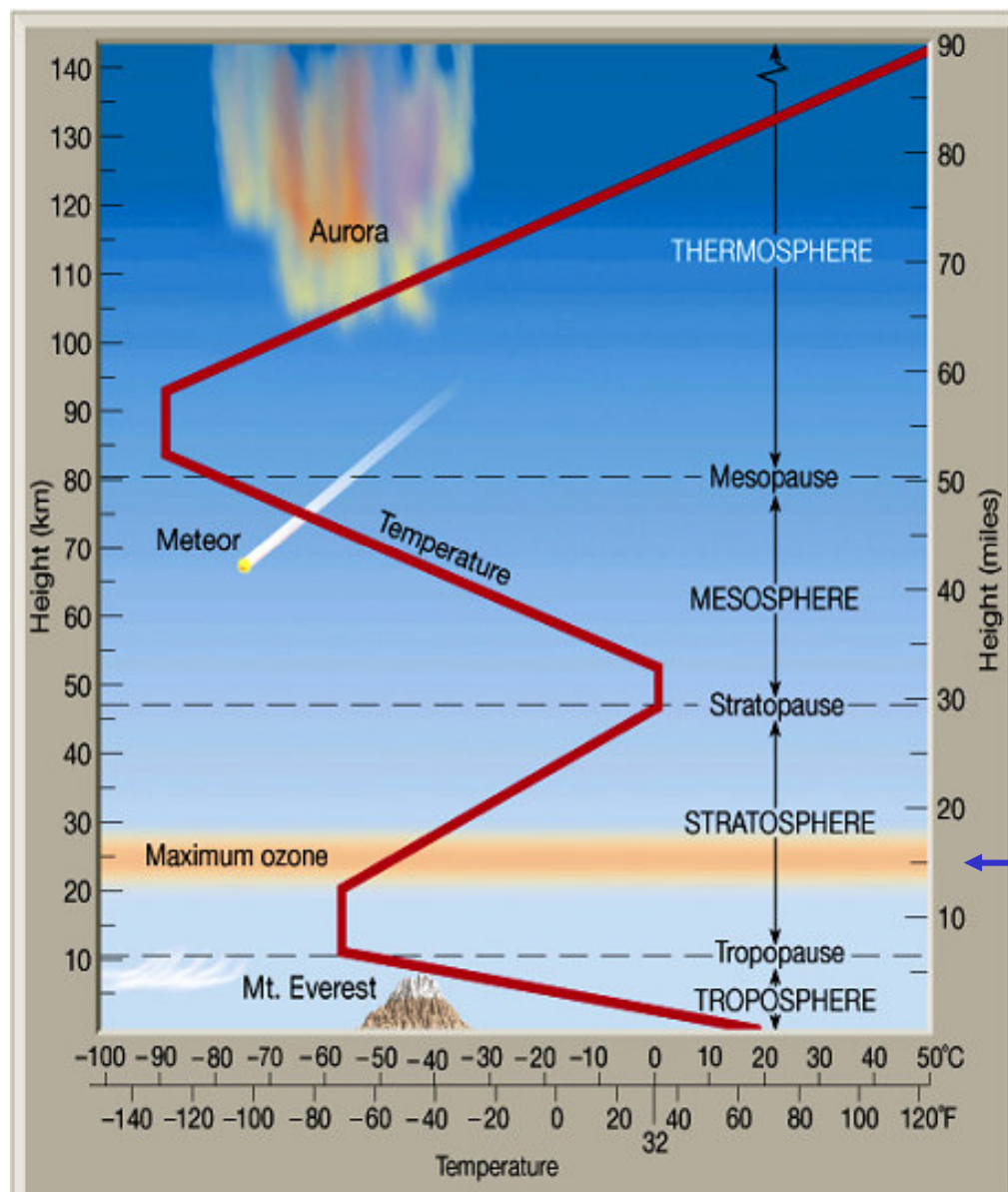
Troposfera

- Contém 80% da massa da ATM
- Superfície aquecida pela radiação solar
- Forte movimento vertical
- É onde a maioria dos fenômenos meteorológicos ocorrem

TVVT (*Lapse Rate*)

$$\Gamma = \frac{\partial T}{\partial z} \cong 6.5^{\circ}\text{C} / \text{km} = 0.0065^{\circ}\text{C} / \text{m}$$

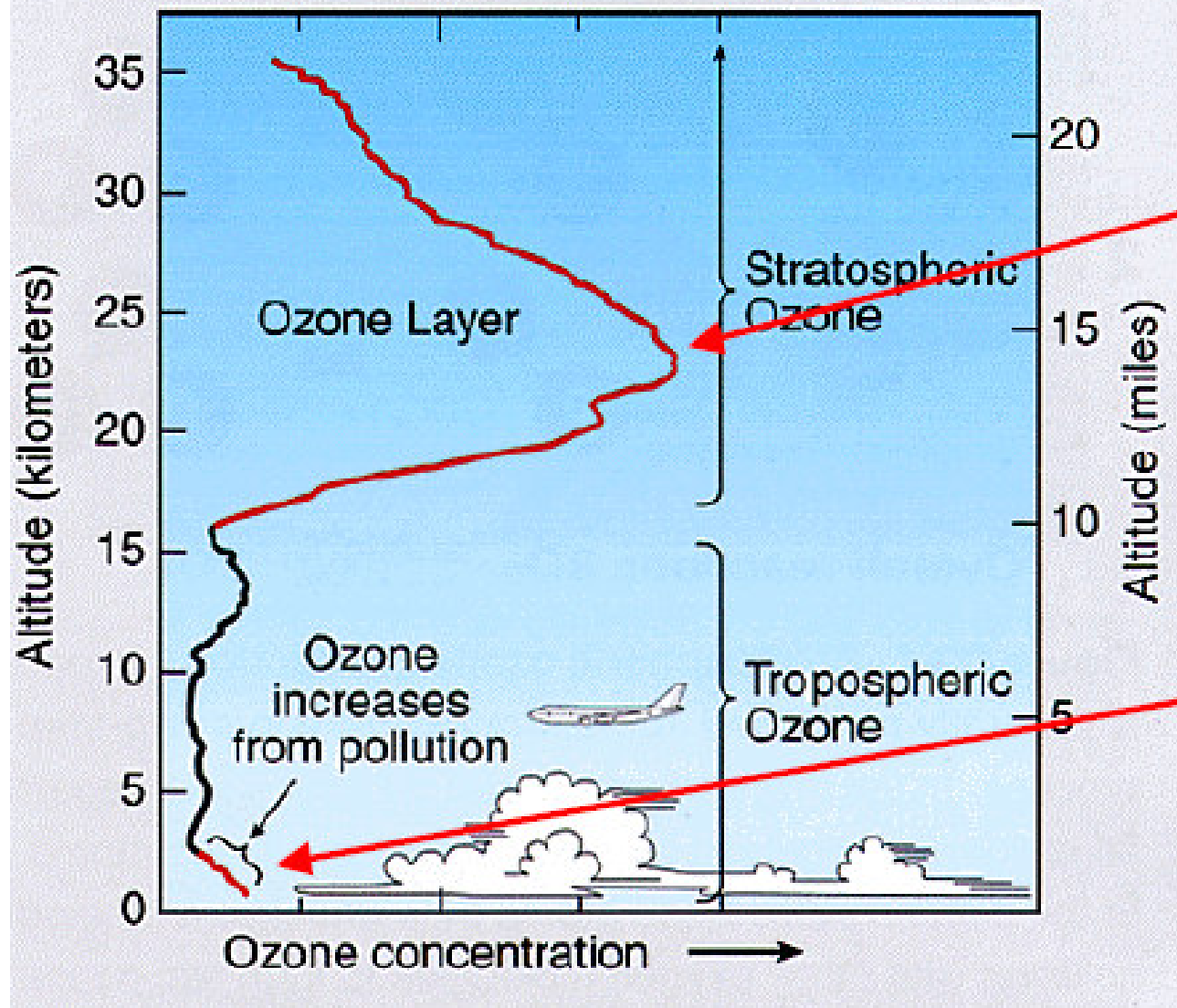




Estratosfera

- Fraco movimento vertical (inibido pela inversão de temp.)
- Dominada pelos processos radiativos
- é aquecida pela absorção do radiação solar UV pelo Ozônio
- é onde se localiza a **Camada de Ozônio** que é essencial a vida na Terra

Ozone in the Atmosphere



Estratosfera

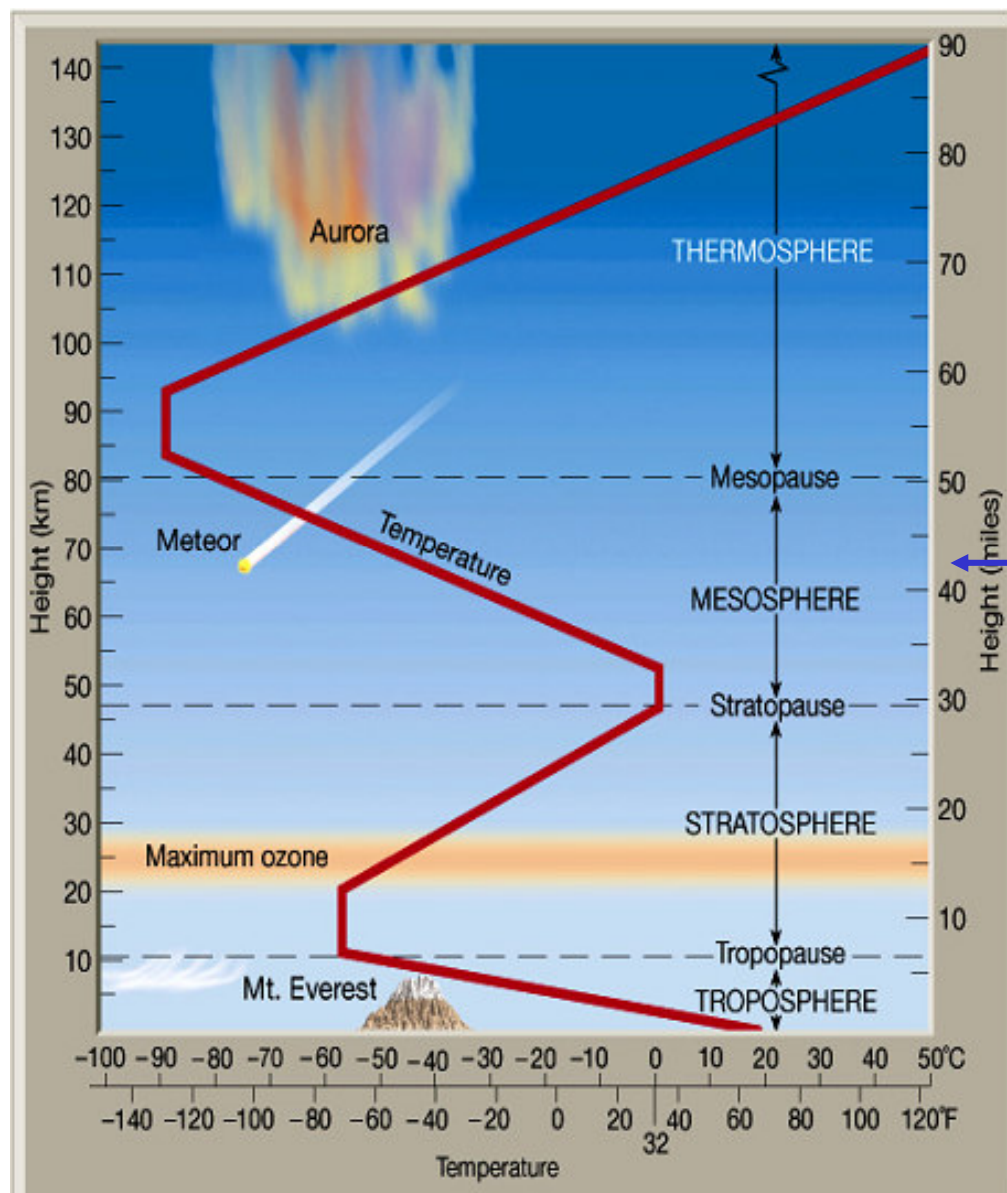
Ozônio BOM

~ 15 ppm

Troposfera

Ozônio RUIM

~ 0.15 ppm

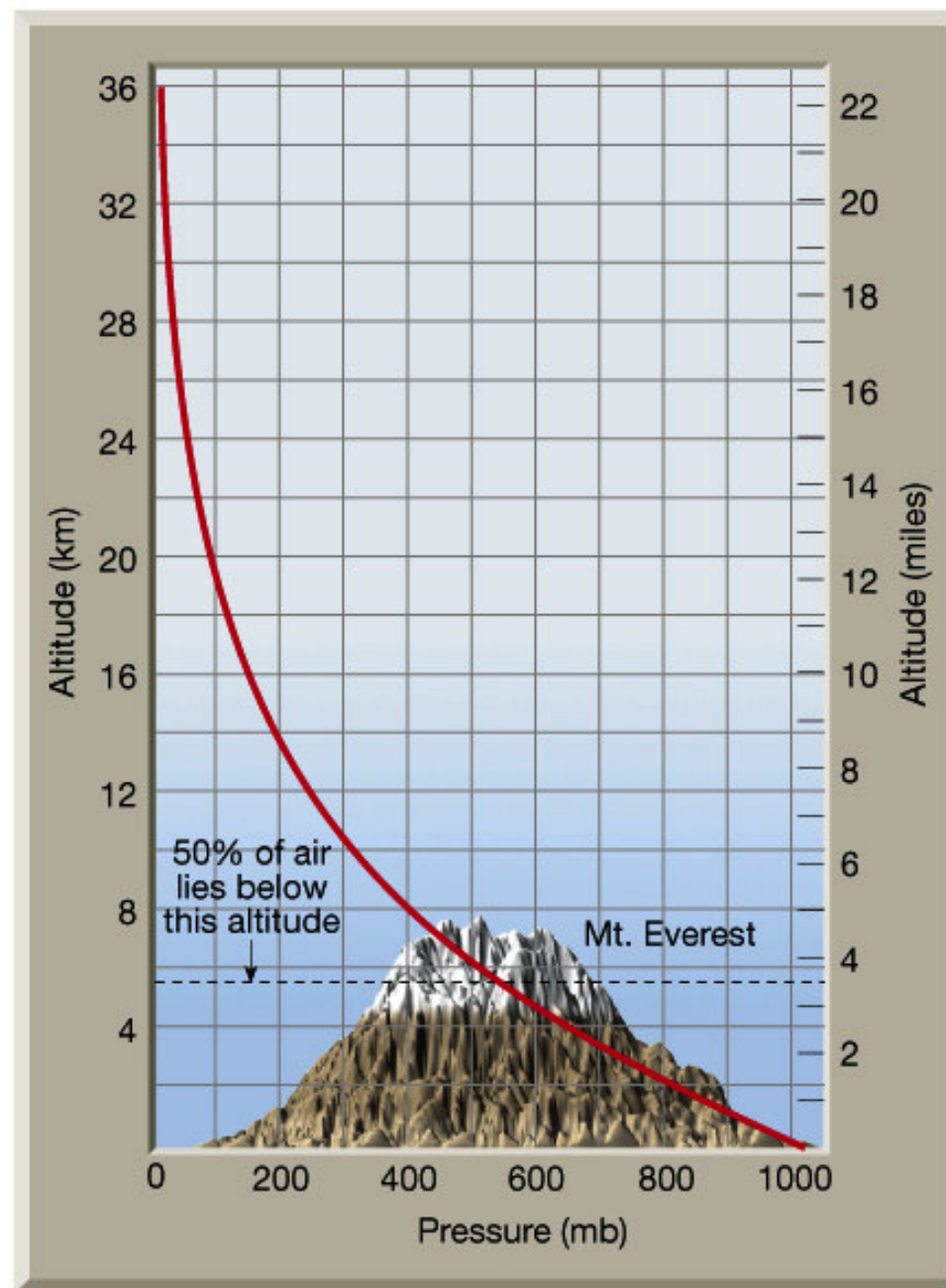


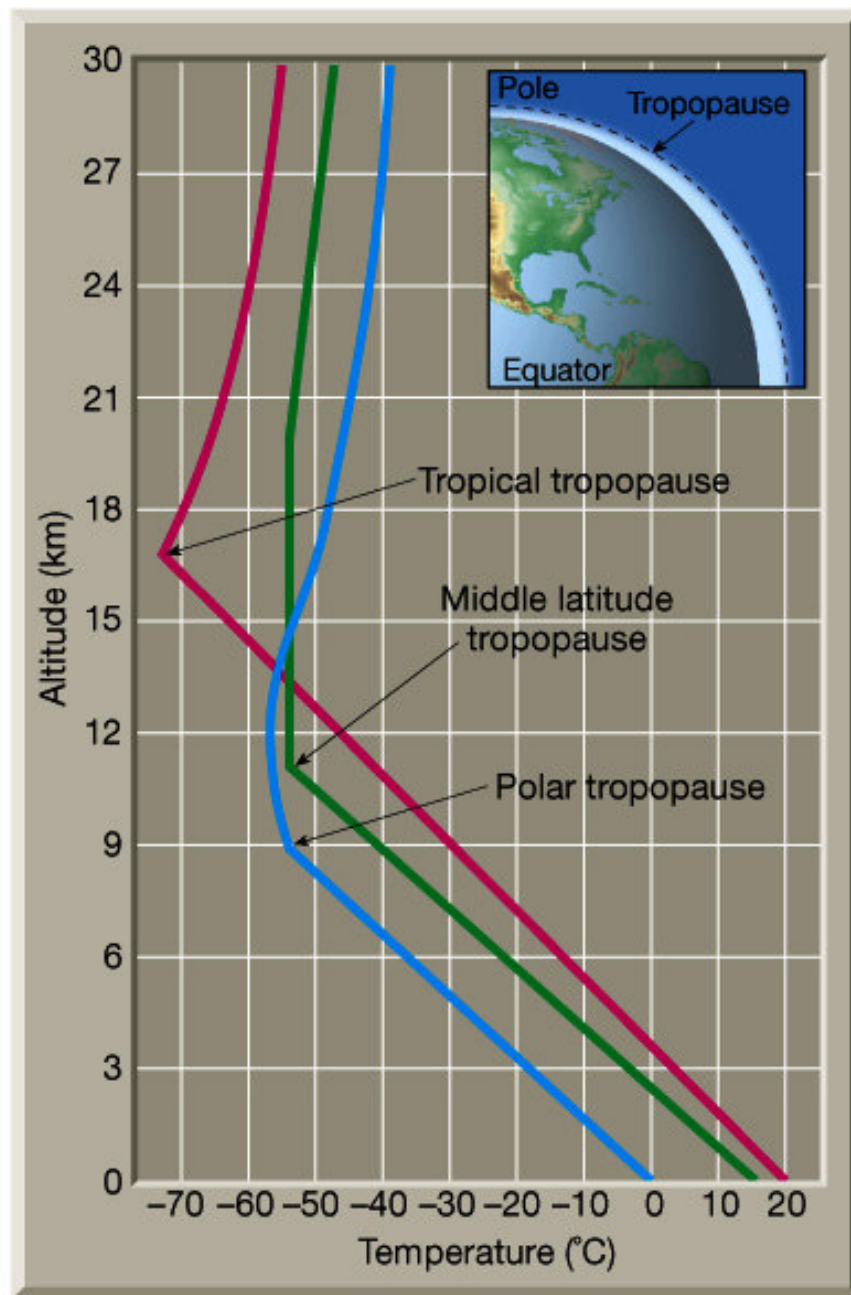
Mesosfera

é aquecida pela radiação solar a partir da base
o calor é dispersado para cima

Termosfera

pouquíssima massa
poderia atingir temperaturas elevadíssimas pela radiação solar incidente. Porém isto não ocorre! Por que?





Tropopausa varia de acordo com a latitude

Equador

~ 40° de latitude

Altas latitudes

Composição Química da Atmosfera

Substâncias Permanentes (próximas a superfície da Terra)

Substância	Composição Química	Porcentagem (por volume de ar seco)
Nitrogênio	N ₂	78.08
Oxigênio	O ₂	20.95
Argônio	Ar	0.93
Neônio	Ne	0.0018
Hélio	He	0.0005
Hidrogênio	H ₂	0.00005
Xenônio	Xe	0.000009

Composição Química da Atmosfera

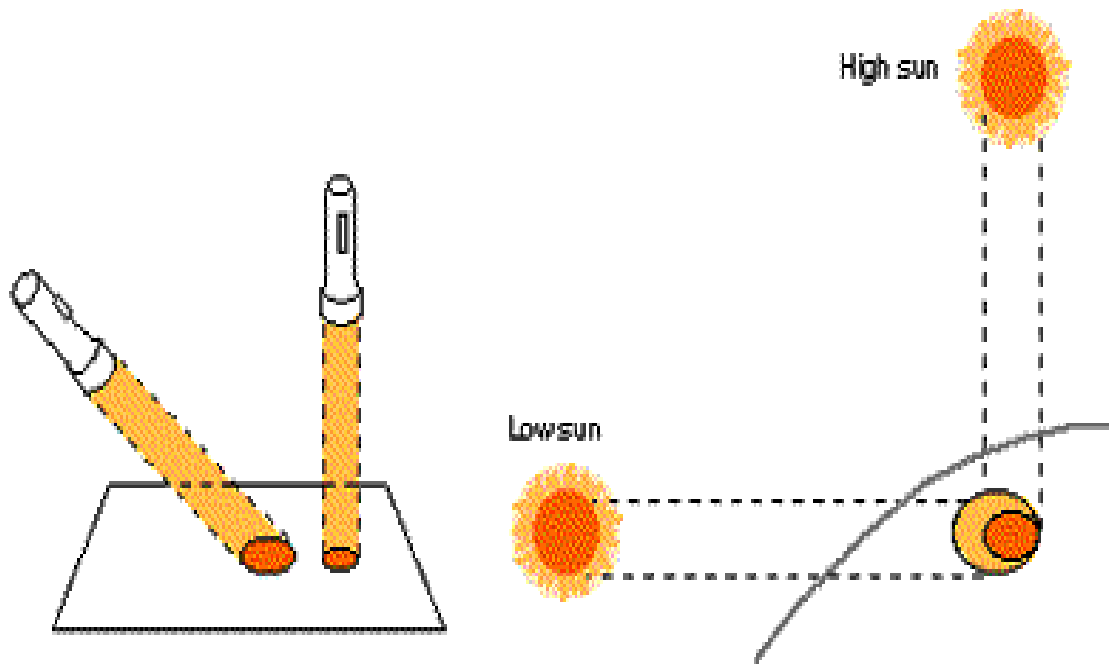
Substâncias Variáveis (próximas a superfície da Terra)

Substância	Composição Química	Porcentagem (por volume de ar seco)	Ppm (partes por milhão)
Vapor d'água	H ₂ O	0 a 4	-----
Dióxido de Carbono	CO ₂	0.035	350
Metano	CH ₄	0.00017	1.7
Oxido Nitroso	N ₂ O	0.00003	0.3
Ozônio	O ₃	0.000004	0.04
Material Particulado	-----	0.000001	0.01
Clorofluorcarbono (CFC)	-----	0.00000001	0.0001

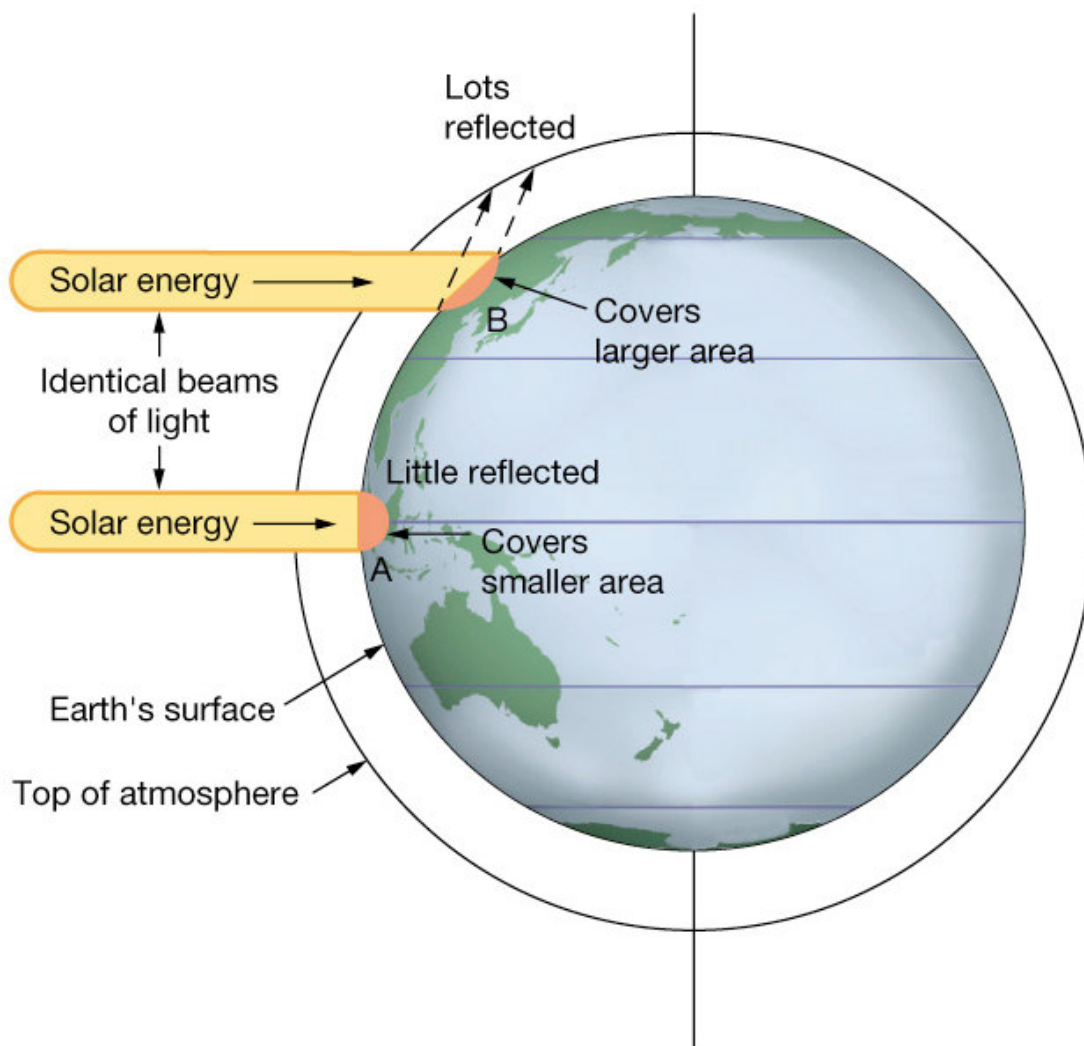
Estas são substâncias responsáveis pelo **Efeito Estufa**

Circulação atmosférica: ocorre porque a Terra recebe quantidades diferentes de calor do Sol, sendo esta quantidade maior no Equador do que nos pólos.

Quando a lanterna está direcionada diretamente para baixo a energia se concentra em uma pequena área. Com a inclinação da lanterna esta mesma energia é distribuída por uma maior área.



© 1998 Wadsworth Publishing Company/ITP

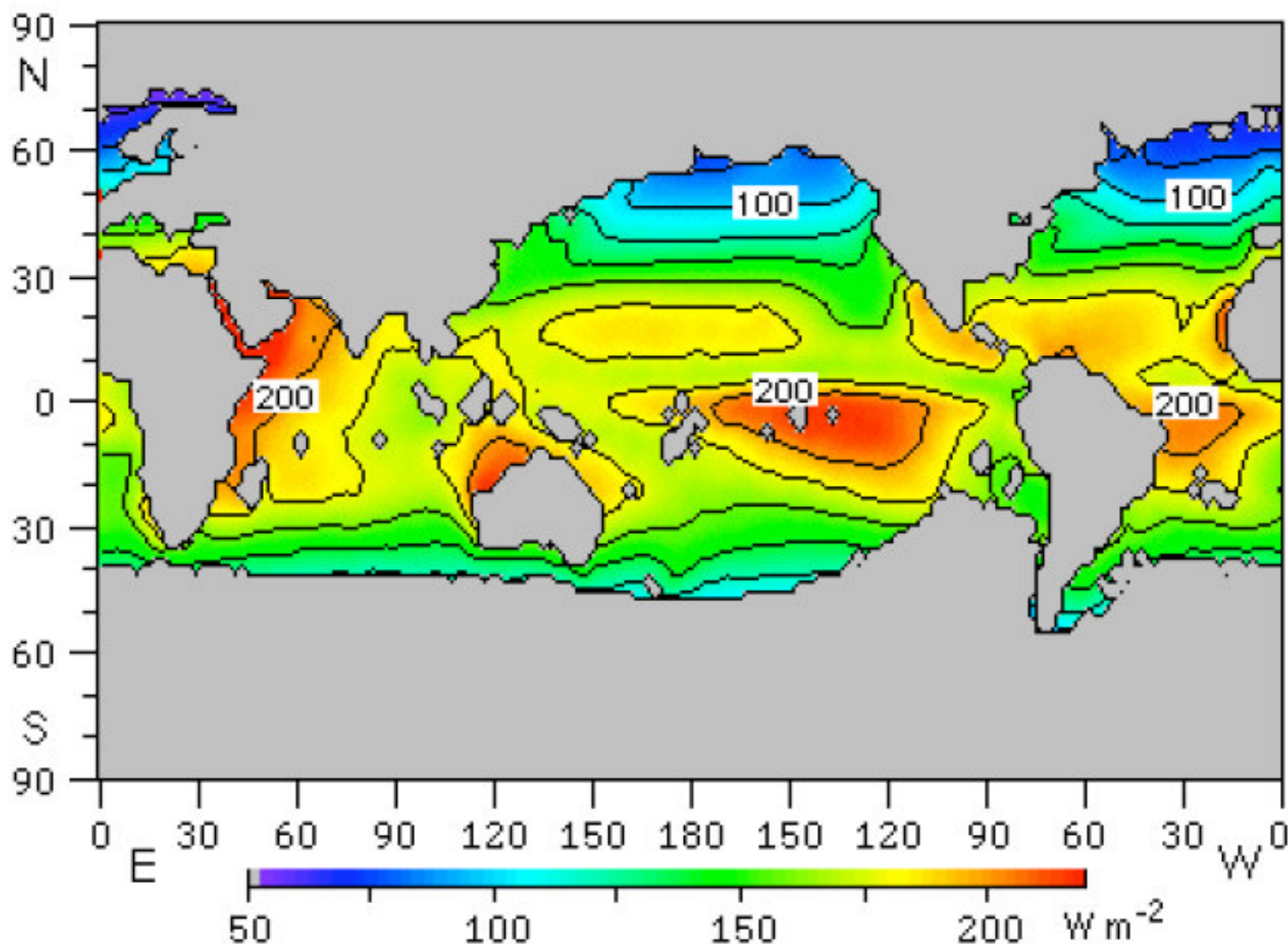


Em **altas latitudes** a quantidade de **energia** é **menor** pois a **área superficial** em que o feixe de luz se espalha é **maior**.

Ocorre também uma maior reflexão da energia solar para a atmosfera.

A energia sofre **maior atenuação** em altas latitudes por atravessar uma maior camada da atmosfera. (caminho ótico é maior)

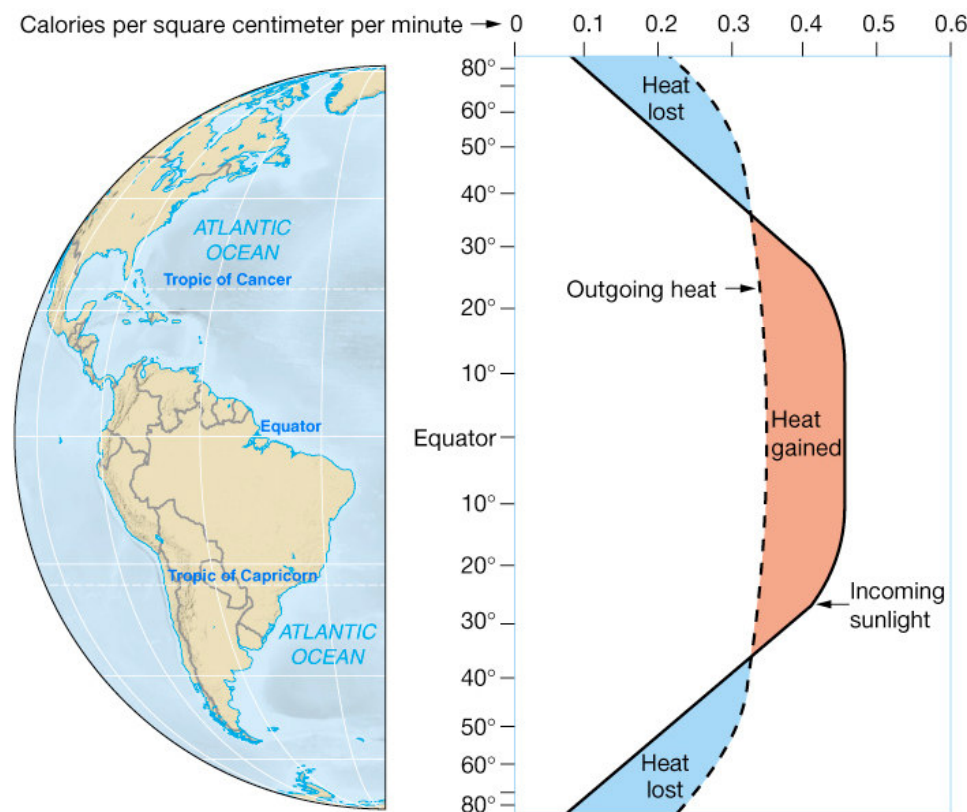
Valores médios anuais de radiação solar (Wm^{-2}) ao nível do mar.
A radiação solar é maior nos trópicos.



O resultado é um aquecimento diferenciado do planeta.

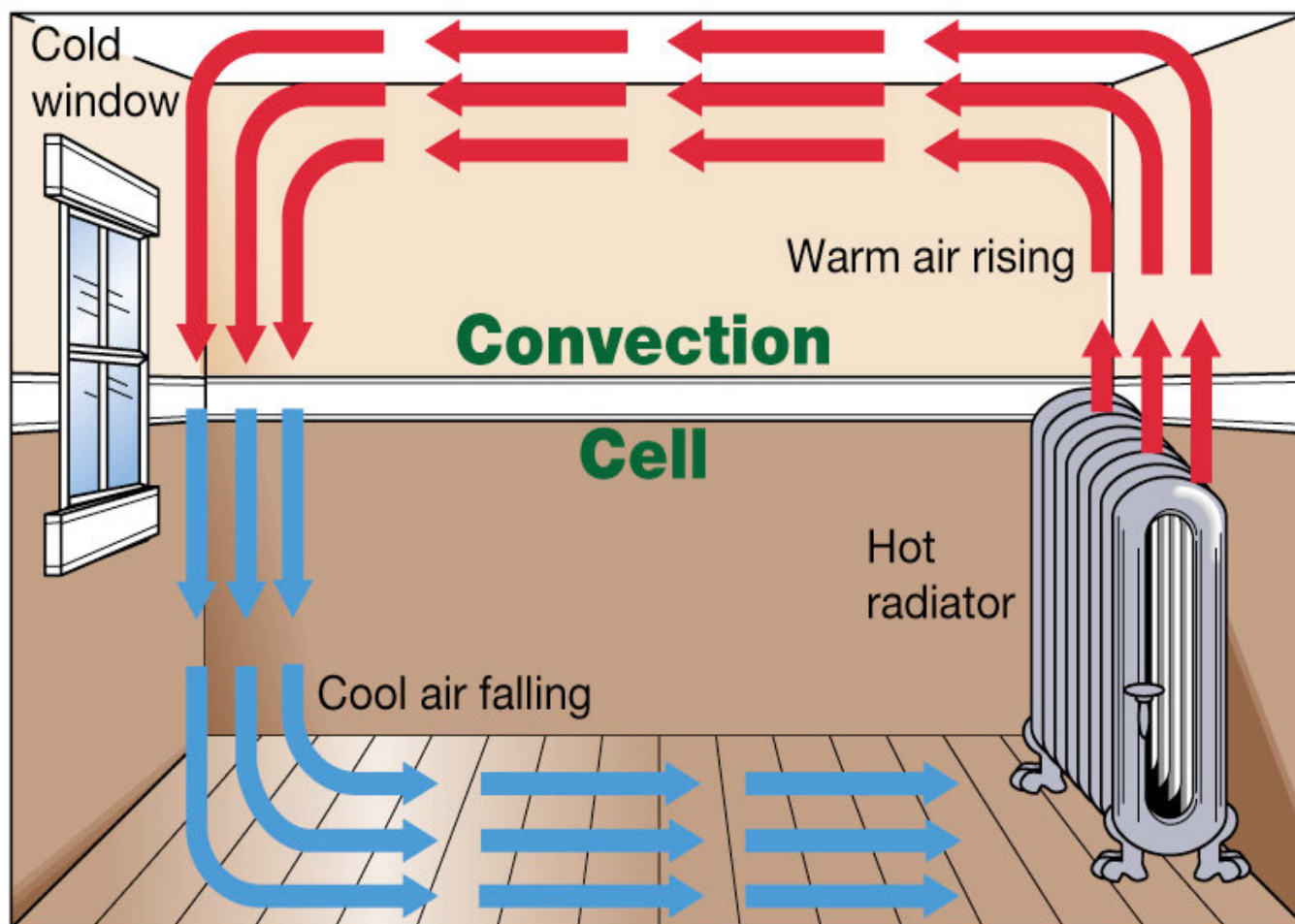
A figura representa a quantidade de radiação solar que atinge a atmosfera terrestre (linha cheia) em função da latitude enquanto que a linha pontilhada representa a perda de radiação para o espaço.

As áreas de cores **vermelha** e **azul** representam, respectivamente, a quantidade de **calor ganho** e **perdido**, onde em torno de 38° de latitude N e S o balanço de radiação passa de positivo para negativo.

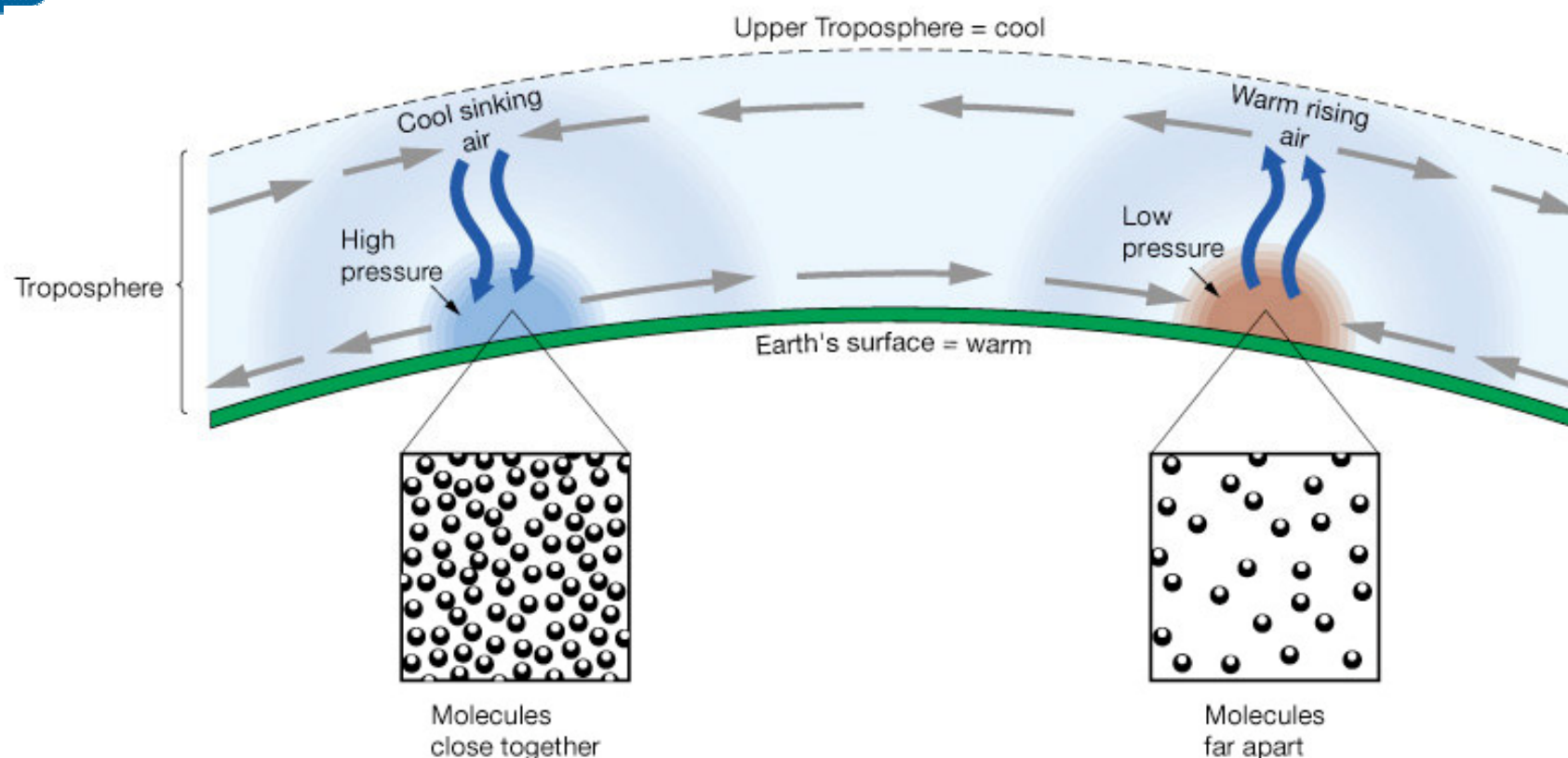


Célula de Convecção

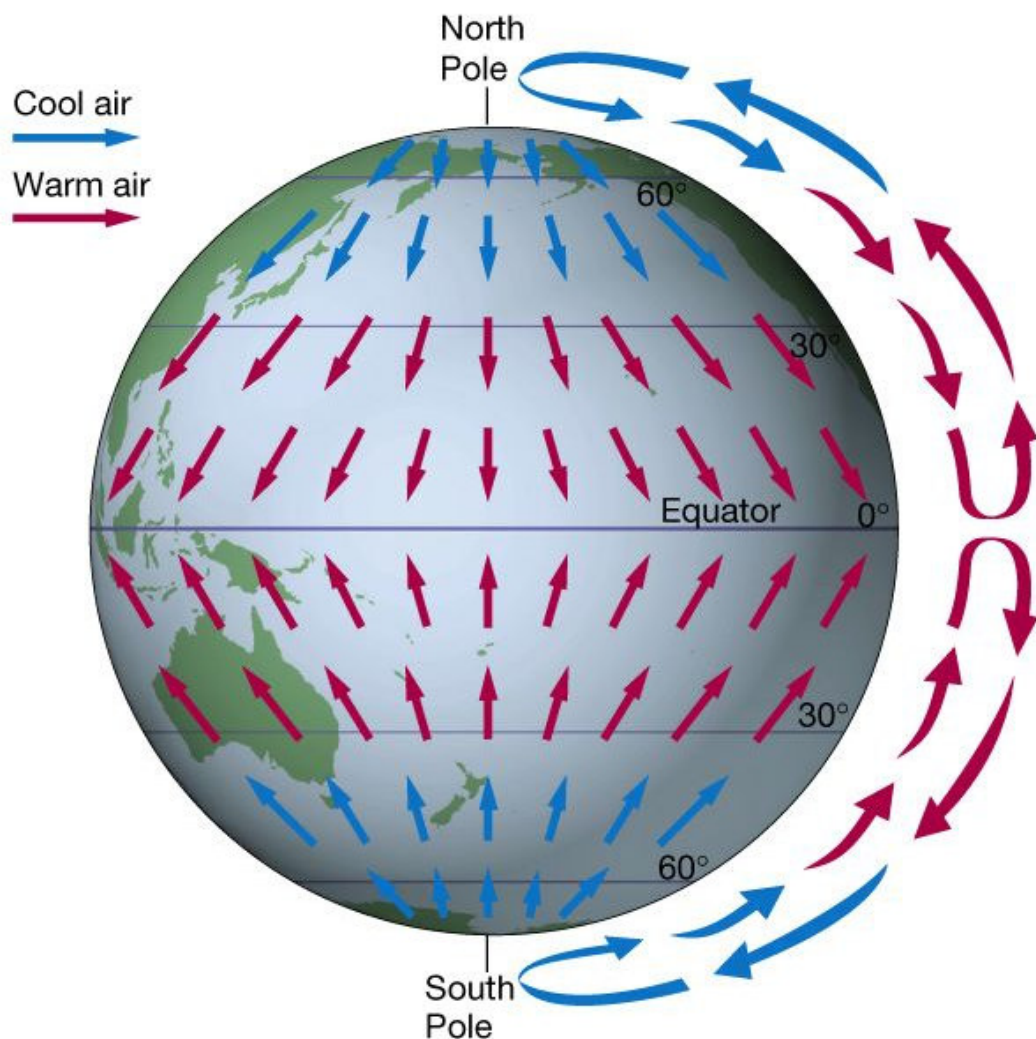
- ✓ O ar aquecido, menos denso e mais leve, sobe.
- ✓ O ar frio, mais denso e mais pesado, desce.



Vemos no exemplo a formação de uma célula de convecção com o movimento circular do ar.



O ar aquecido, menos denso e mais leve, sobe com a formação de baixa pressão na superfície. O ar mais frio e mais denso causa alta pressão em superfície com o ar descendo. O ar se desloca superficialmente da região de alta pressão em direção à região de baixa pressão.



Se a Terra não girasse em torno de seu eixo de rotação, o ar equatorial mais aquecido subiria e se deslocaria para os pólos. Eventualmente esta corrente em alto nível atingiria os pólos, onde desceria, espalharia-se na superfície e retornaria ao Equador. Quando o ar polar se aproximasse do Equador, mais uma vez se aqueceria e subiria novamente.



Mas o fato é que a Terra gira!!!



O Efeito de Coriolis

A **Força de Coriolis** é proporcional (em magnitude) a velocidade do fluxo e direcionada perpendicularmente ao fluxo

Ela age para a esquerda no HS e para a direita no HN

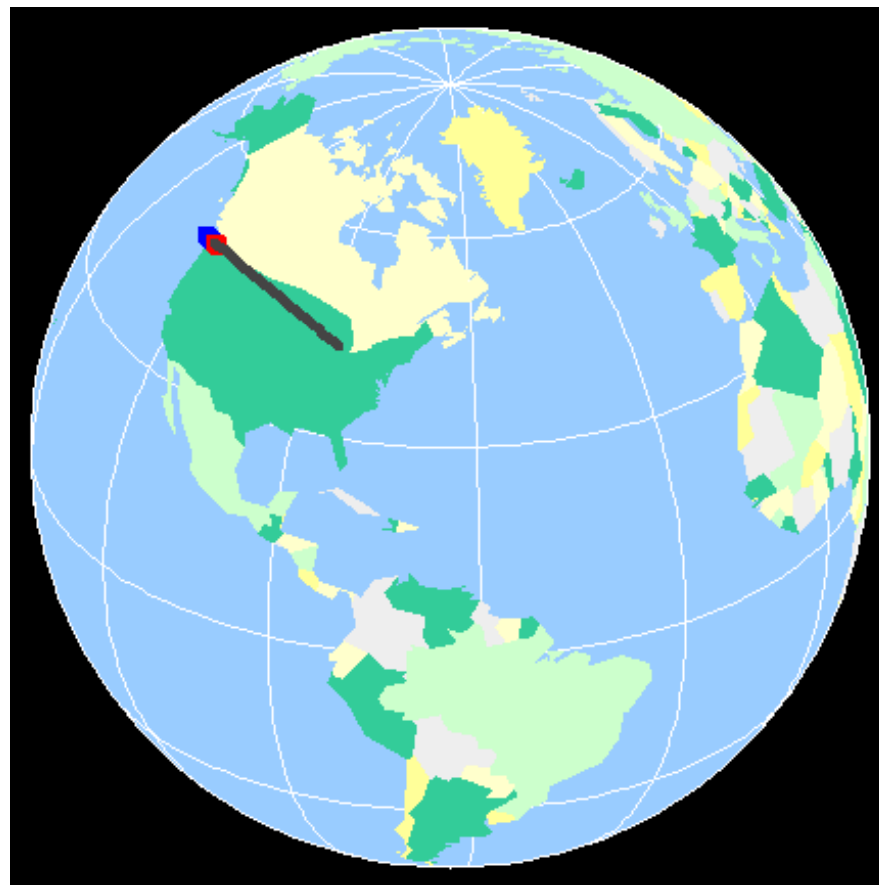
O parâmetro de Coriolis (f) é **máximo nos pólos** e **nulo na região equatorial**

$$f = 2\Omega \sin \varphi$$

$\Omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ é a velocidade angular da Terra e φ é a latitude

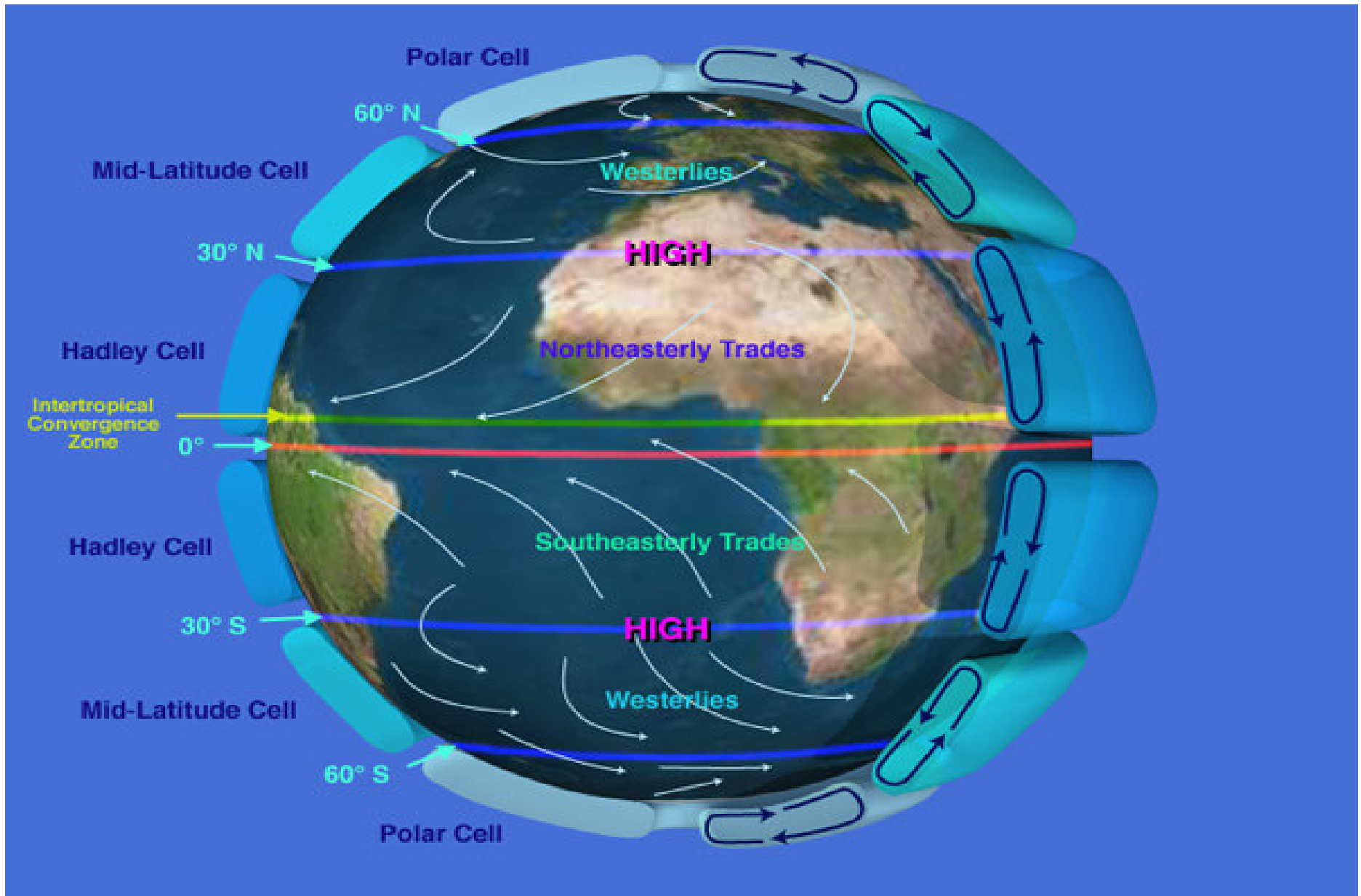
HN: deflete para a direita

HS: deflete para a esquerda



Balanço de Calor da Terra

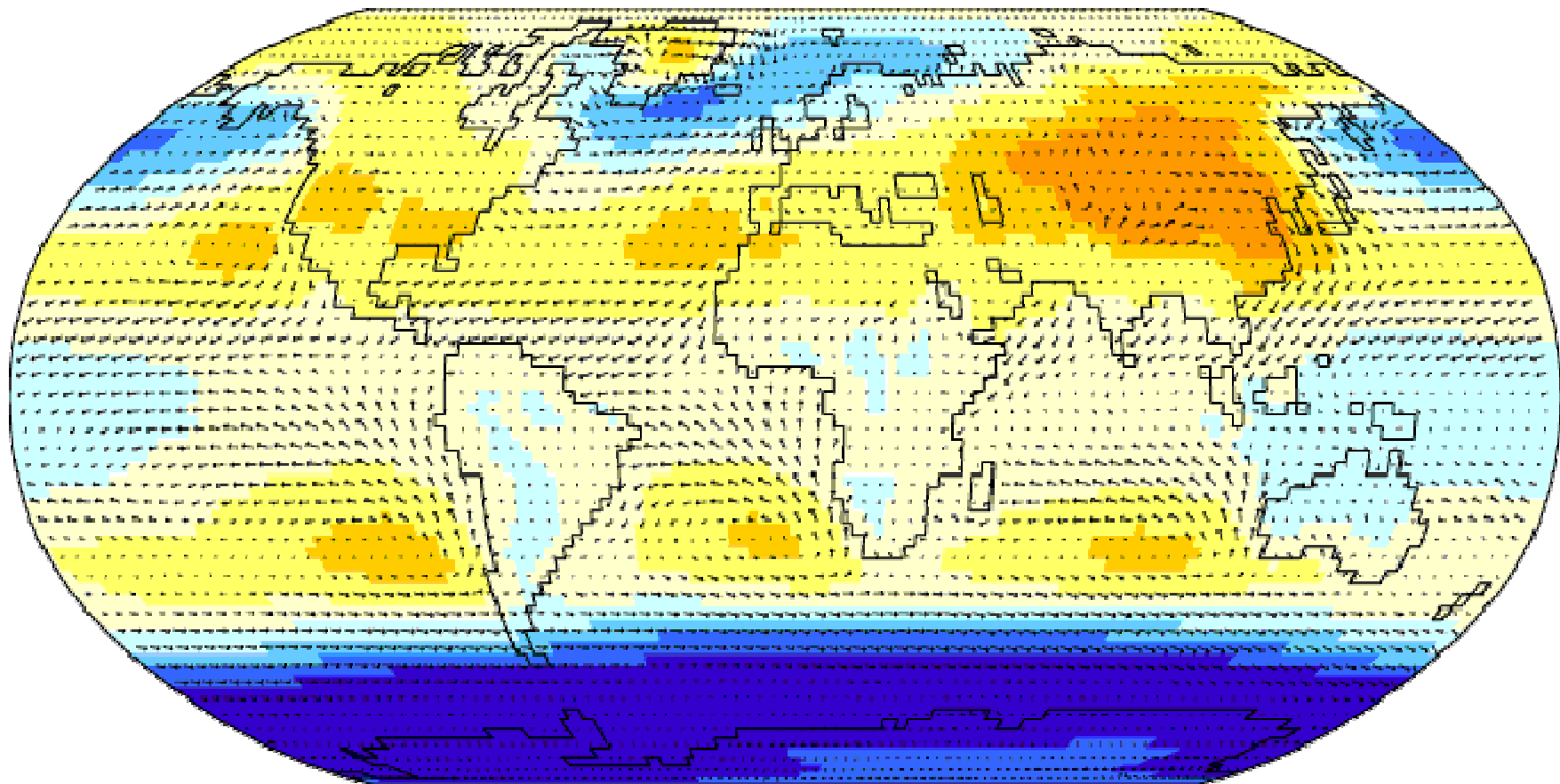
Mas o fato é que a Terra gira!!!



O ciclo anual dos ventos a superfície

Sea-Level Pressure and Surface Winds

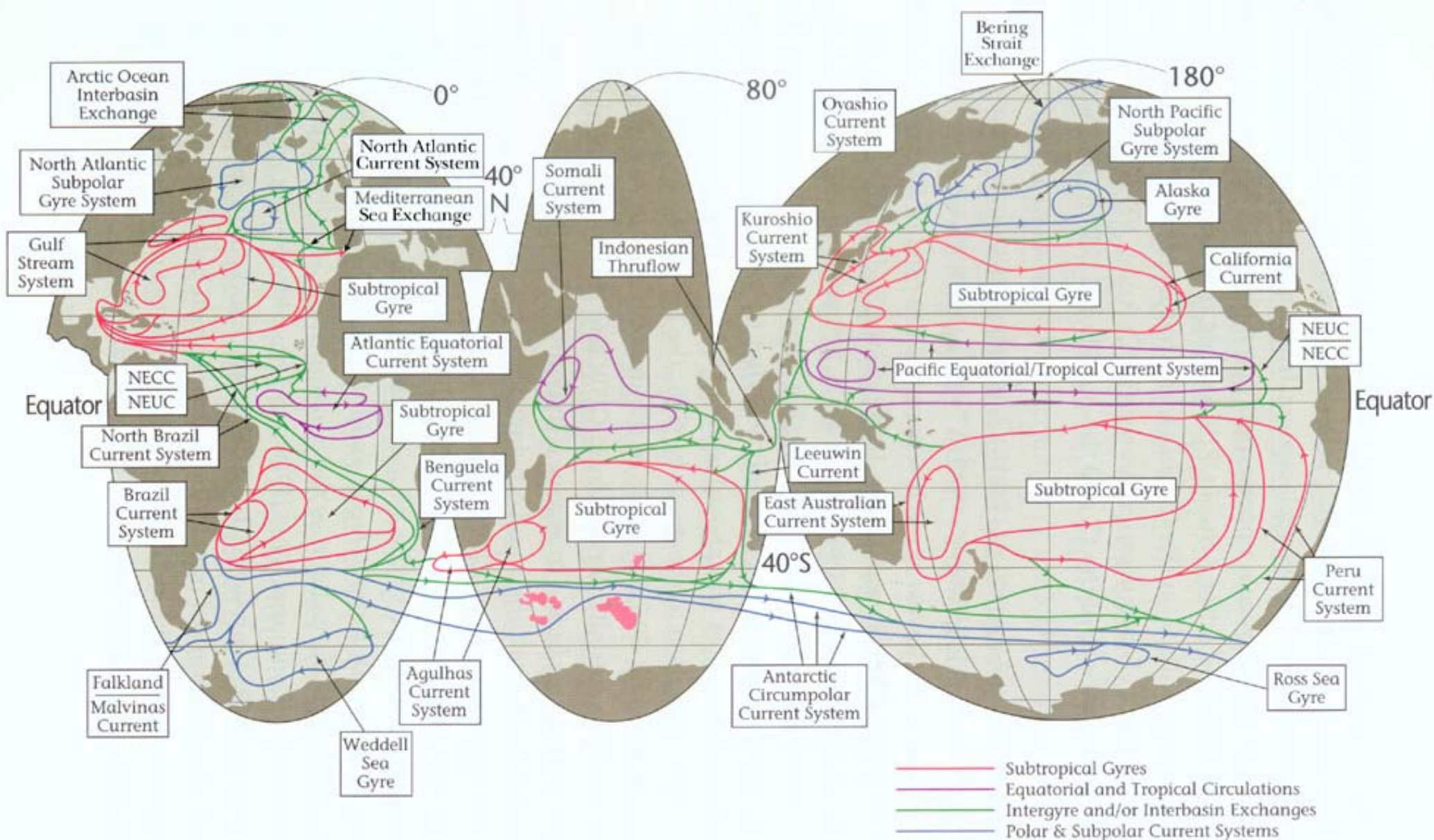
Dec



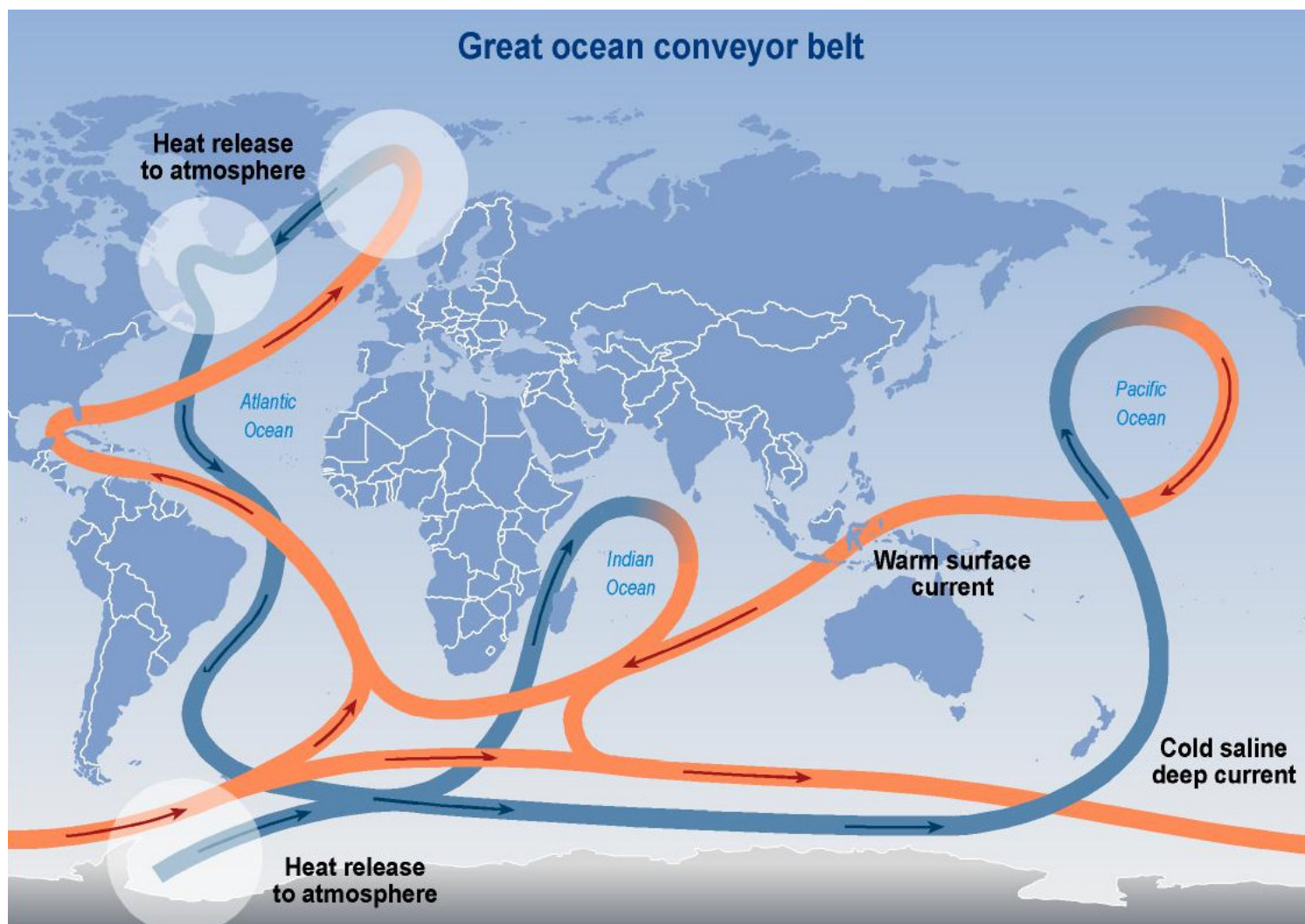
Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies

Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

A circulação Atmosférica gera as correntes superficiais nos oceanos....



A circulação Atmosférica gera
as correntes superficiais nos oceanos....
Que é diferente da circulação termohalina!!!





Balanço de Calor da Terra



Transferência de Calor na Interface Ar-Mar

o calor entra no oceano através da superfície do mar
(exceto 1/10 que entra pelo fundo do oceano vindo do centro da terra)
o oceano está em equilíbrio, não muda com o tempo (aproximadamente)
então **calor** entrando no **oceano** = **calor** saindo do **oceano**.
maiores fontes e sumidouros de calor da Terra, e conseqüentemente do oceano são:

Q_s = Radiação Solar (ondas curtas)

Q_b = Radiação Terrestre (ondas longas)

Q_e = Calor Latente (evaporação)

Q_h = Calor Sensível (condução)

Q_T = Ganho de Calor (razão de ganho ou perda de calor pela superfície)

Q_v = Advecção de Calor (pelas correntes oceânicas)

Estado de Equilíbrio então implica que globalmente :

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h$$

Q_v e Q_T A média global destes termos é zero!!!

Porque Q_v e Q_T não precisam estar em balanço localmente e tem média global zero?

Q_T armazena e libera calor através da superfície, então

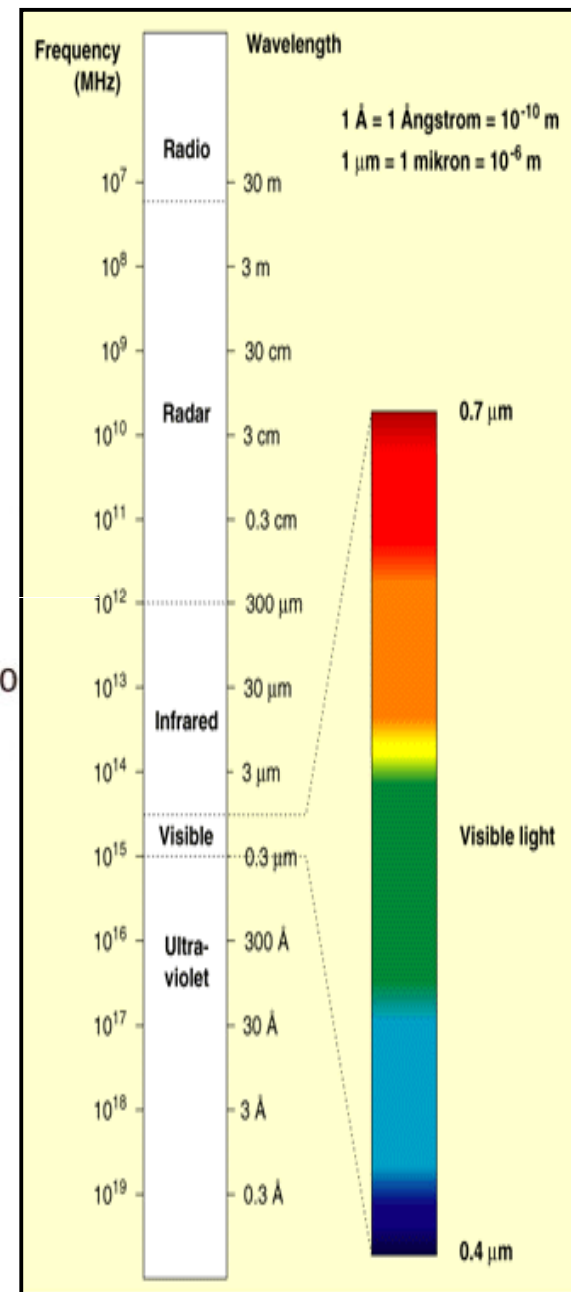
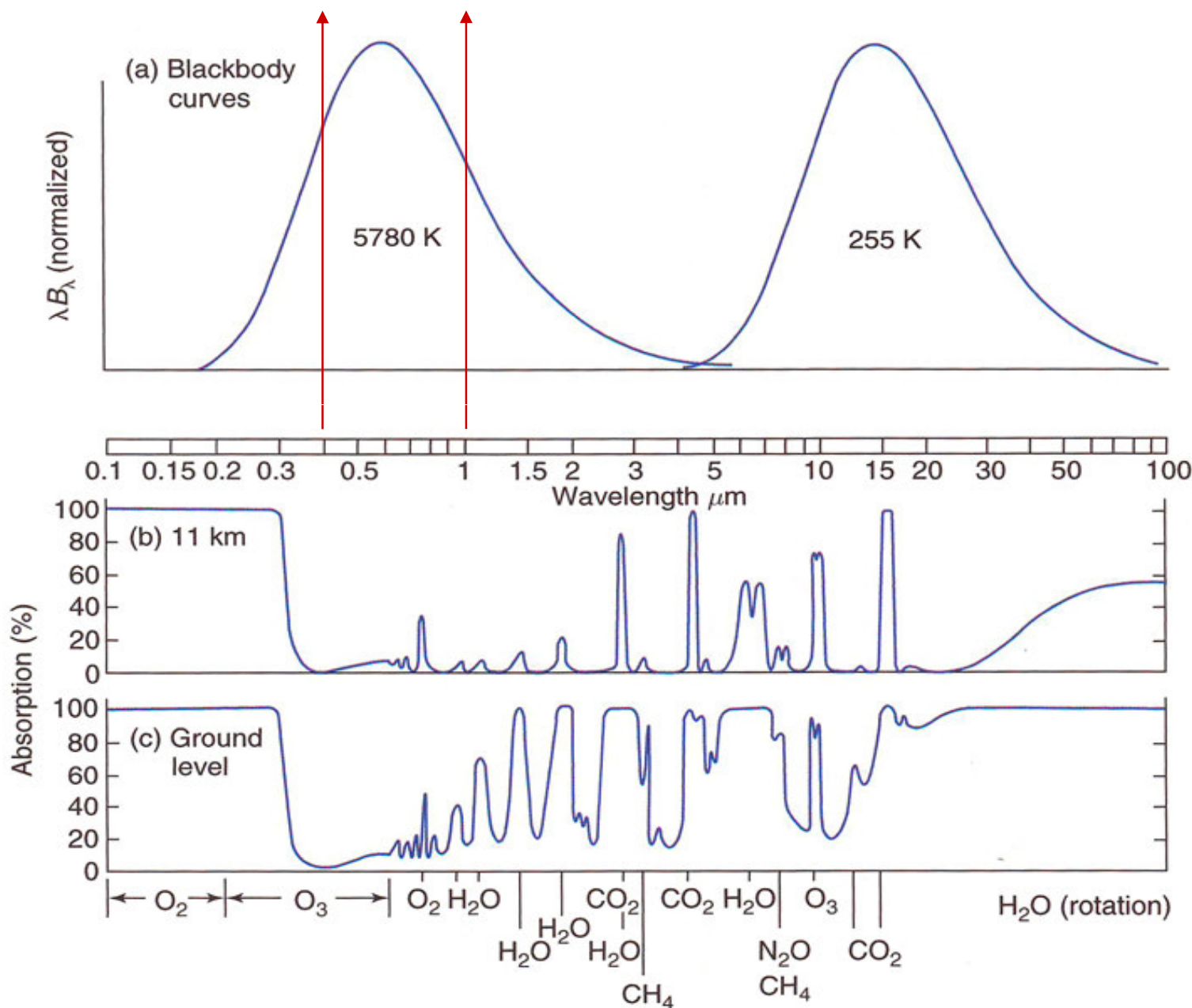


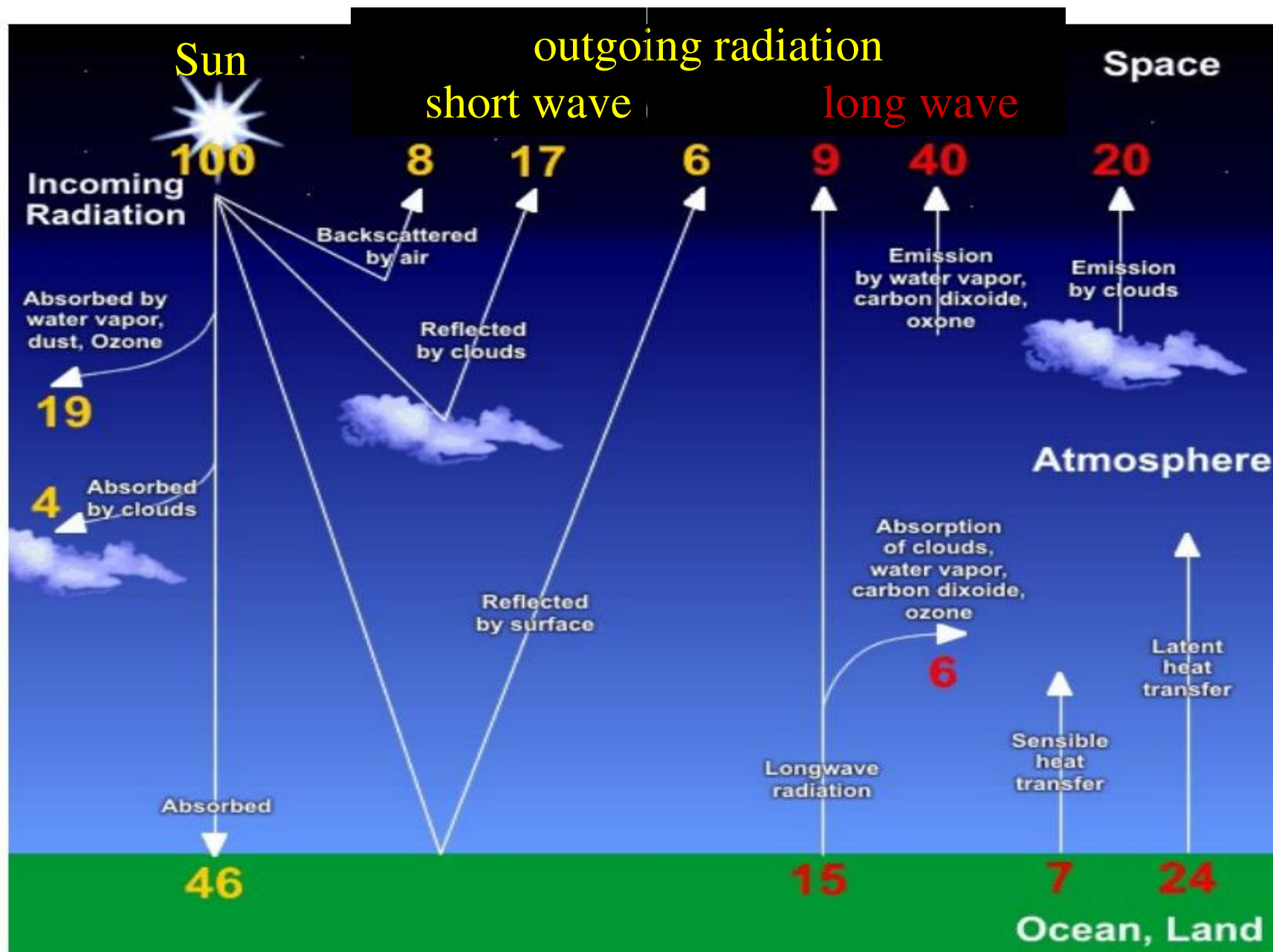
$$Q_T = Q_s - Q_b - Q_e - Q_h - Q_v$$

Agora, vamos revisar algumas Leis e conceitos da Radiação...

Ondas Curta

Ondas Longa







Balanço de Calor da Terra



Somente parte da radiação recebida na parte superior da Atmosfera chega até os oceanos (superfície terrestre). Se normalizarmos a radiação que chega por 100 % (ou 100 unidades), então temos:

- 23% É absorvida pela própria atmosfera
- 17% É refletida pelas nuvens, vapor d'água, aerossóis e outros elementos
- 8% É re-irradiado de volta para o espaço
- 6% São refletidos pela superfície terrestre (principalmente pelos oceanos)

Então, 29% retorna para o espaço, enquanto 46% é disponibilizado como energia. (O equivalente a 23% é armazenado na atmosfera e eventualmente disponibilizado)

Balanço de Calor da Terra

Voltando ao Balanço de Radiação no Planeta....



$$Q_T = Q_s - Q_b - Q_e - Q_h - Q_v$$

Se pensarmos em termos “Global” a **razão de aquecimento** (ou resfriamento) por um longo período de tempo

$$\frac{\partial Q_T}{\partial t} = 0$$

Caso contrário...

algo não vai bem no Planeta!!

Agora vamos olhar individualmente os termos do Balanço de Radiação!



Energia da Radiação Solar (**ondas curtas**), Q_s ↓



$$Q = c_s K^4$$

Lei de Stefan-Boltzman

where $c_s = 5.6707 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

($K = ^\circ\text{C} + 273^\circ$) Temperatura absoluta

comprimento de onda da máxima emissão e dada por

$$\lambda_{\max} = \frac{c_w}{K} \quad (\text{Lei de Wien})$$

onde $c_w = 2.8978 \times 10^6 \text{ nm K}$

Para o Sol, $K = 5780\text{K}$ (temperatura)

então $\lambda_{\max} = 501 \text{ nm}$.

($\sim 0.5 \mu\text{m}$

or $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}$)

Então, no topo da atmosfera a irradiância solar
De acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann é:

$$s = 1.487 \text{ kW m}^{-2}$$



Energia da Radiação Solar (**ondas curtas**), Q_s ↓



$$s = c_s K^4 \frac{R_s^2}{R_{es}^2}$$

where R_s = radius of sun
 $= 6.96 \times 10^8$ m

and $R_{es} = 1.49598 \times 10^{11}$ m = 1 distância astronômica = dist. Sol-Terra

Mas o sol é um corpo cinza, não negro, e na realidade a irradiância solar no topo da atmosfera é

$s = 1.360 \text{ kW m}^{-2}$ a energia total recebida na Terra é $\pi R_e^2 s$ mas a área da superfície da Terra é $4 \pi R_e^2$. Então o total que chega em média é de 340 W/m^2 , mas parte da energia é refletida de volta para o espaço (~30%). O valor médio absorvido pela Terra (incluindo a atmosfera) é de 241 W/m^2 .



A **radiação máxima** é de 500 nm ou $0.5 \mu\text{m}$ (**ondas curtas**),

49 % da energia está no espectro do visível, **λ** = 400 a 700 nm ou 0.4 a $0.7 \mu\text{m}$.

9 % da energia esta no ultravioleta

42 % da energia no infravermelho

100 %

99% de toda a energia tem **λ** < 4000 nm ($4 \mu\text{m}$)

$1 \mu\text{m} = 10^{-6}$ m, $1 \text{nm} = 10^{-9}$ m

Radiação Solar varia com a estação do ano

Clear-Sky Downward Insolation (W/m^2)

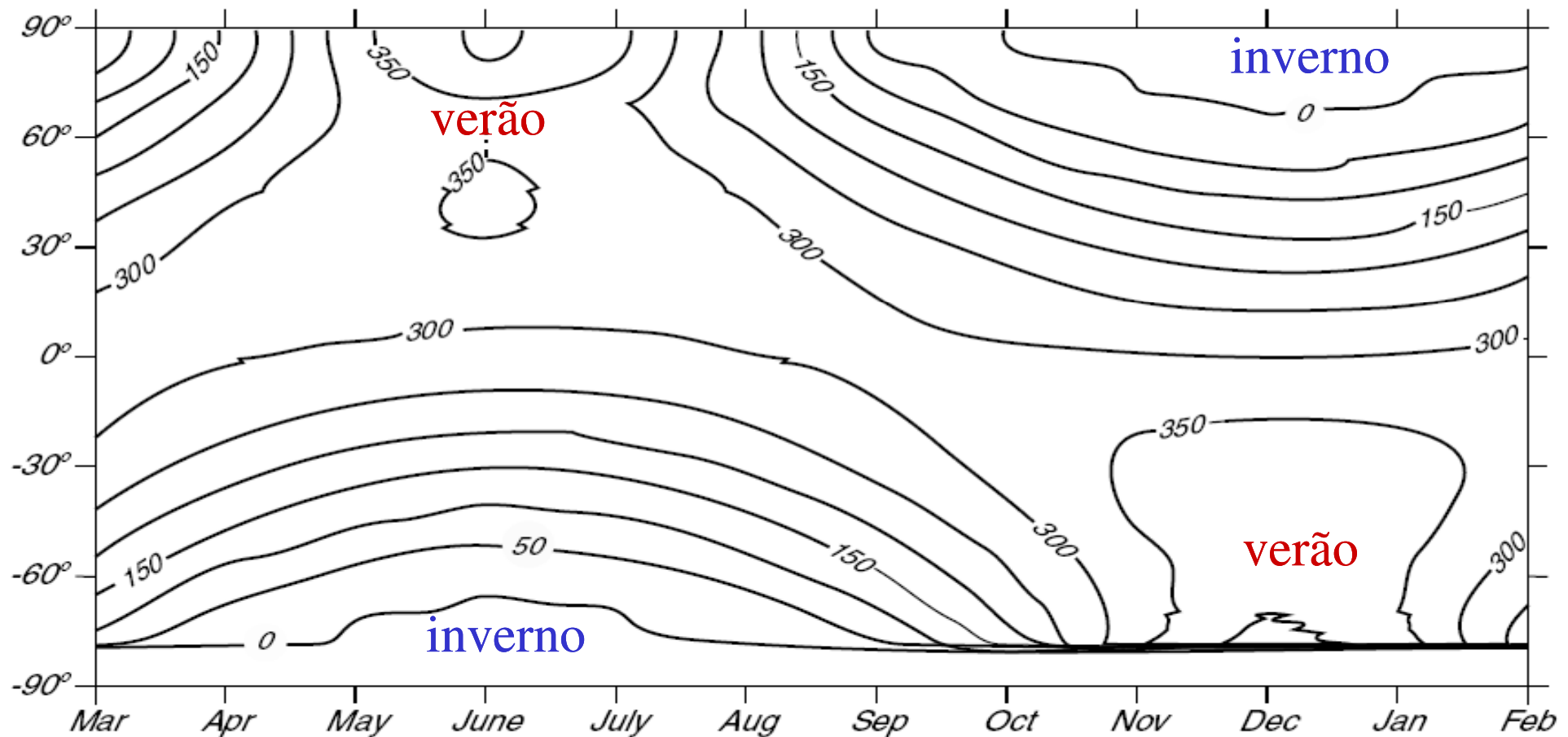


Figure 5.3 Monthly average of downward flux of sunlight through a cloud-free sky and into the ocean in W/m^2 during 1989 calculated by the Satellite Data Analysis Center at the NASA Langley Research Center (Darnell et al. 1992) using data from the International Satellite Cloud Climatology Project.



Energia da Radiação Solar (ondas curtas), Q_s ↓



Na atmosfera a energia radiante é **espalhada** (se torna radiação difusa) e também **absorvida**,

Aproximadamente 50% atinge a superfície da terra.

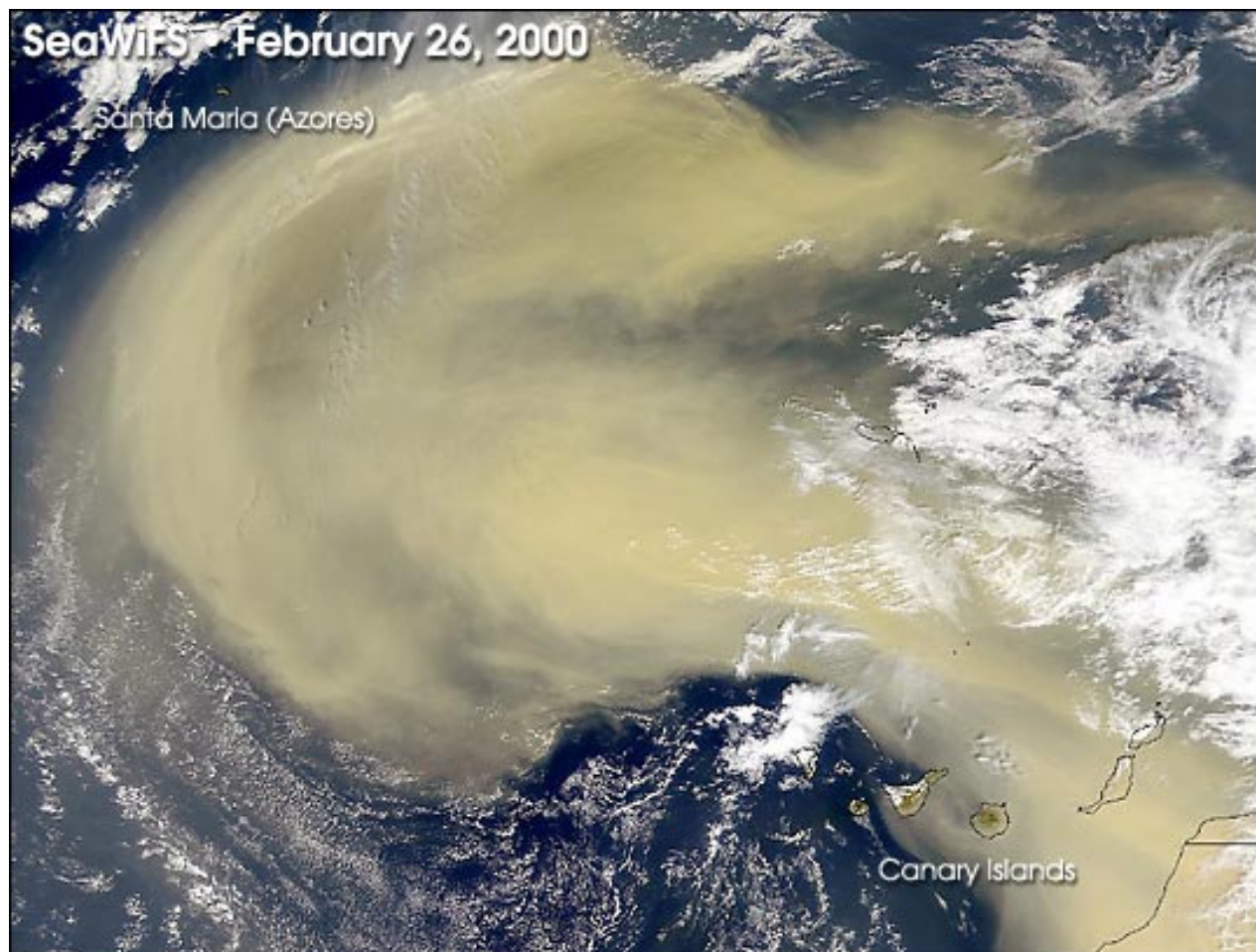
Espalhamento (ou Scattering)

O espalhamento ocorre no interior da atmosfera devida a interação com as moléculas, aerossóis, poeira, vapor d'água. A seleção é feita de acordo com o comprimento de onda.

Espalhamento de **Rayleigh** é **proporcional a λ^{-4}** (espa.=1/ λ^4) . Por exemplo, o espalhamento do **Azul** ($\lambda=400\text{nm}$) é ~10 vezes mais eficiente que o **Vermelho** ($\lambda=700\text{nm}$) . **Por este motivo o céu e Azul!!** Similar efeito é visto no oceano profundo onde o azul prevalece comparado a águas costeiras onde o **verde** e o **cinza** predominam.

O maior fator que influencia Q_s é a cobertura de nuvens, normalmente elas bloqueiam ~25% (mas podem chegar a 80%)

Espalhamento: ocorre pela presença de partículas espalhadoras como aerossóis (gotas d'água, fuligem de carbono, emissões vulcânicas incluindo micro-partículas à base de sílica e ácidos, poeira ou areia etc)



Nuvem de poeira
(areia) saindo da
África e viajando
sobre o Atlântico



Energia da Radiação Solar (**ondas curtas**), Q_s



Albedo, é a porcentagem da radiação solar Q_s que é refletida por uma superfície. Como ela é refletida, ela tem o mesmo comprimento de onda da radiação incidente (Q_s) ou seja, radiação de onda curta.

Valores típicos para o oceano	Mínimo ~3%, médio ~6% e máximo ~30%
Valores típicos para o gelo	~30 a 40%
Valores típicos para a neve	90% (Altíssimo!!!)

O Albedo varia com a estação do ano:

Aumenta no **inverno** do HN devido ao aumento da cobertura **de neve**.

Aumenta no **inverno** do HS devido ao aumento do cobertura **de gelo** (Ex: Antártica)

A entrada de radiação é maior nos trópicos do que nos pólos, e o desbalanceamento é acentuado pelo alto Albedo encontrado nas altas latitudes

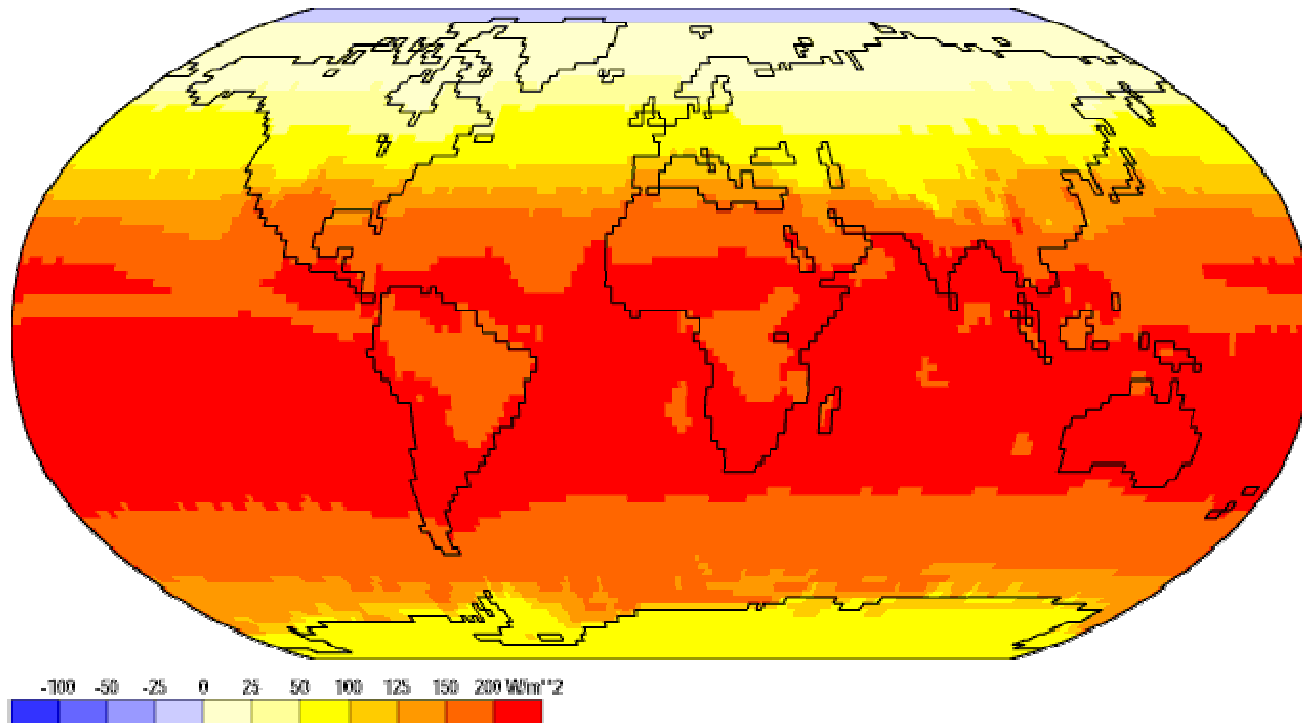
A energia refletida (Albedo) em alguns casos é chamada de Q_r ,

cuidado para não confundir Albedo com Radiação Terrestre (Q_b) (ou *Back Radiation*), que é a radiação de onda longa emitida para o espaço.

Radiação de ondas curtas na superfície

Net Short-Wave Radiation

Feb



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000



Radiação Terrestre (**ondas longas**), Q_b ↑



Todo corpo com temperatura acima de zero absoluto irradia energia (**calor**)!

A temperatura média da superfície da Terra é $T_e = 288\text{K}$ (15°C)

Usando-se a Lei de Wien, $\lambda_{\text{max}} \sim 10.100\text{nm} = 10.1 \mu\text{m}$ (**onda longa**) **Infra-vermelho**

Lembrem que o Sol tem $\lambda_{\text{max}} \sim 500\text{nm} = 0.5 \mu\text{m}$ (**onda curta**)

Da lei de Stefan-Boltzmann, ($Q_b = c_s K^4$), Q_b da Terra $\sim 400 \text{ W.m}^{-2}$, e comparando este valor com a média recebida pela Terra $\sim 240 \text{ W.m}^{-2}$...

O valor emitido é quase o dobro do recebido!

Se o valor da Radiação Terrestre (Q_b) é quase o dobro da Radiação Solar (Q_s) por quê os oceanos (ou os continentes) não perdem todo o calor?

Resposta: Nuvens, vapor d'água, absorvem energia e então re-irradiam parte desta energia para a Terra. } **Efeito Estufa**
Green House

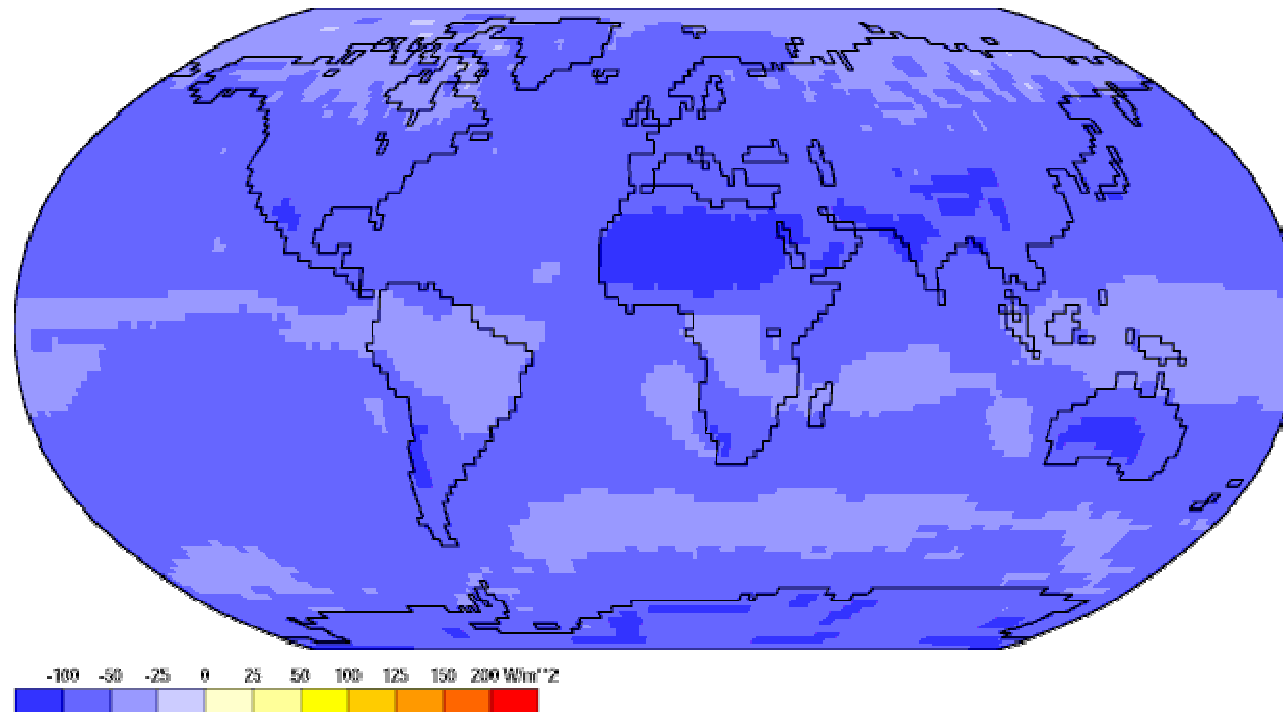
O termo mais útil não é a radiação terrestre e sim a Radiação Terrestre Efetiva, que é definida como a radiação líquida de onda longa perdida pela superfície para o espaço.

Valores típicos variam de 40 a 60 W.m^{-2}

Radiação de ondas longas na superfície

Net Long-Wave Radiation

Feb



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1958-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000



Evaporação (**Calor Latente de Evaporação**), Q_e ↑



$$Q_e = F_e L_t, \text{ onde}$$

L_t é o **calor Latente de evaporação**

O calor latente para evaporar a água salgada varia em função da temperatura e salinidade.

Para evaporar 1 Kg de água são necessários $\sim 2.453 \times 10^6$ J (Joules) a 20°C

F_e é a **razão de evaporação da água**, em unidades de Kg.s^{-1} pôr m^2 da superfície do mar.

na média o oceano perde $\sim 1.26\text{m}$ de água pôr ano. Isto corresponde a um valor típico de Q_e de 83 a 120 W.m^{-2} nos trópicos. Este é o maior dos três termos de perda de calor!!

Para se medir Q_e é necessário medir F_e . As estimativas de Q_e não são precisas.

A (razão) de evaporação depende de:

vento (intensidade) e mistura

estabilidade atmosférica

umidade do ar (saturação)

Não pode ser medida diretamente nos oceanos, somente existem técnicas de inferência

A razão de transferencia depende da velocidade do vento, e está relacionada com o cisalhamento, que é a diferença entre vento a 10 m de altura e a superfície do mar.



Evaporação (**Calor Latente de Evaporação**), Q_e ↑



A razão de evaporação da água (F_e) pode ser obtido por cálculo usando-se a *bulk fórmula*

$$F_e = c_e \rho_a W(e_w - e_a) \quad \text{onde,}$$

e_a = pressão de vapor no ar em um nível padrão (10 metros de altura)

e_w = pressão de vapor de saturação do ar ao nível do mar

W = velocidade do vento em um nível padrão (10 metros de altura)

ρ_a = densidade do ar

c_e = coeficiente adimensional (Número de Dalton) $\sim 1.5 \times 10^{-3}$

Na prática, esta bulk formula é simplificada para

$$F_e = 1.44(e_w - e_a)W$$

Ou segundo Knaus (1997), a mais simples aproximação linear seria

$$Q_e = c_e (e_w - e_a)W$$



Calor Sensível, Q_h ↑



A terceira importante forma de perda de calor da Terra para o espaço se dá por **convecção e condução** e é denominada como perda por calor sensível

O oceano fornece calor diretamente para a atmosfera. Isto aumenta a velocidade na superfície devido a **transferência turbulenta**. Novamente... este termo é difícil de se medir!!!

Os valores típicos de Q_e variam de 10 a 15% dos valores de Q_e que é $\sim 10 \text{ W.m}^{-2}$

Q_h é muito menor que Q_e , então a incerteza em se obter Q_h não é tão crítica

O fluxo de Calor sensível pode ser obtido obtido pela bulk fórmula

$$Q_h = c_h \rho_a c_p (T_w - T_a) W \quad \text{onde,}$$

$\rho_a c_p$ = capacidade de calor (heat capacity) por unidade de volume do ar

W = velocidade do vento em um nível padrão (10 metros de altura)

T_w = Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

T_a = Temperatura do ar em um nível padrão (2 ou 10 metros de altura)

c_h = coeficiente adimensional

$\sim 0.83 \times 10^{-3}$ sob condições estáveis

$\sim 1.10 \times 10^{-3}$ sob condições instáveis



Calor Sensível, Q_h ↑

A fórmula para o cálculo de Q_h pode ser simplificada de

$$Q_h = c_h \rho_a c_p W(T_w - T_a)$$

para

$$Q_h = 1.88 W(T_w - T_a)$$

Alguns estudos indicam que Q_h e Q_e podem ser relacionados, assumindo-se que os processos que controlam estas quantidades são similares. Esta premissa é a base da Razão de Bowen

$$R = \frac{Q_h}{Q_e} = 0.5 \frac{T_w - T_a}{e_w - e_a}$$

Esta razão assume que os coef verticais de difusão turbulenta são iguais para o calor e o vapor d'água

Q_e pode ser estimado, baseando-se nos principais termos de Q

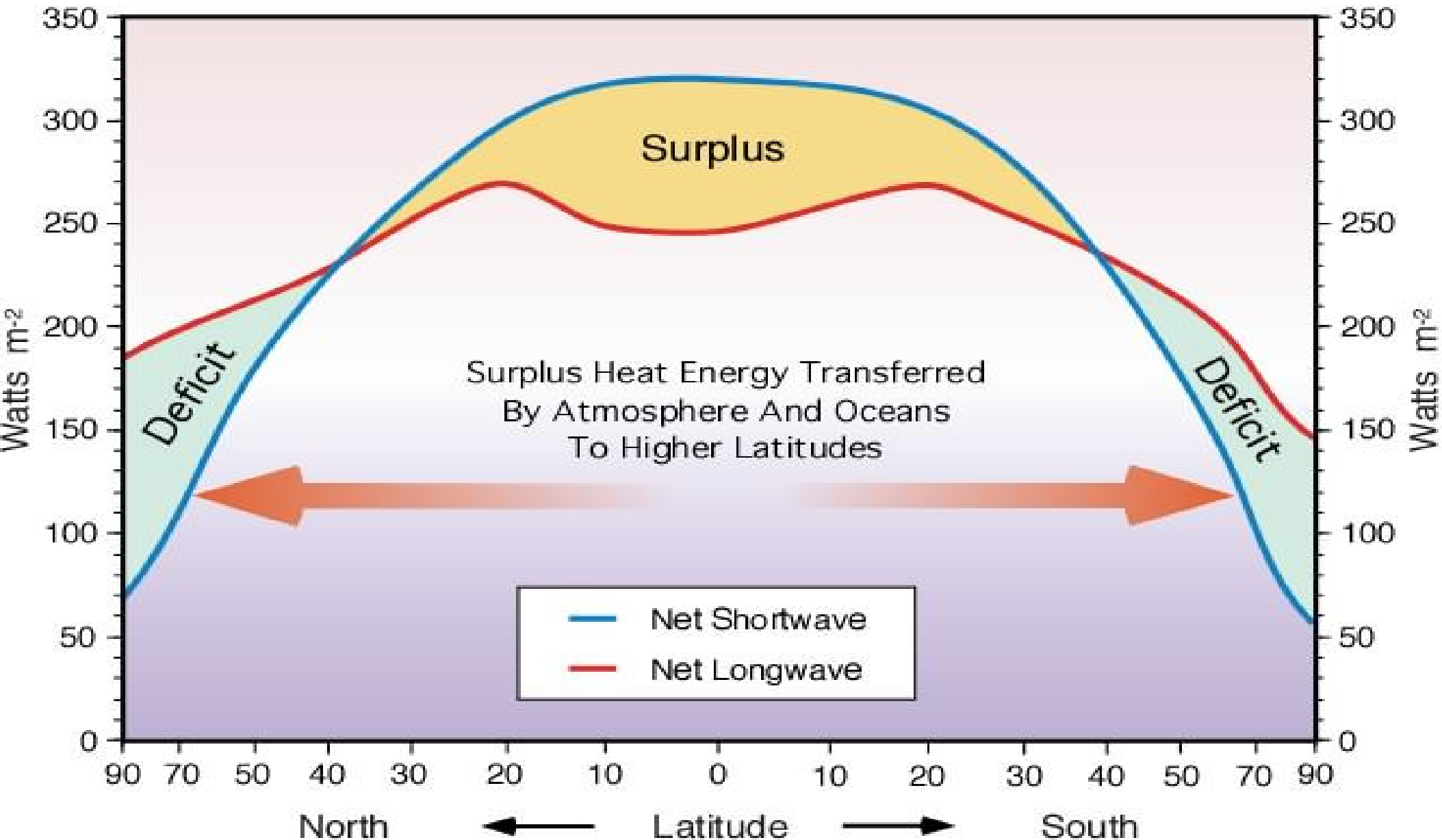
$$Q_e = \frac{Q_s - Q_b - Q_T}{1 + 0.5 \left(\frac{T_w - T_a}{e_w - e_a} \right)} = \frac{Q_s - Q_b - Q_T}{1 + R}$$



Existem várias parametrizações na literatura!

Um modelo alternativo de cálculo dos fluxos
de calor e encontrado
em Fairal *et al* (1996)

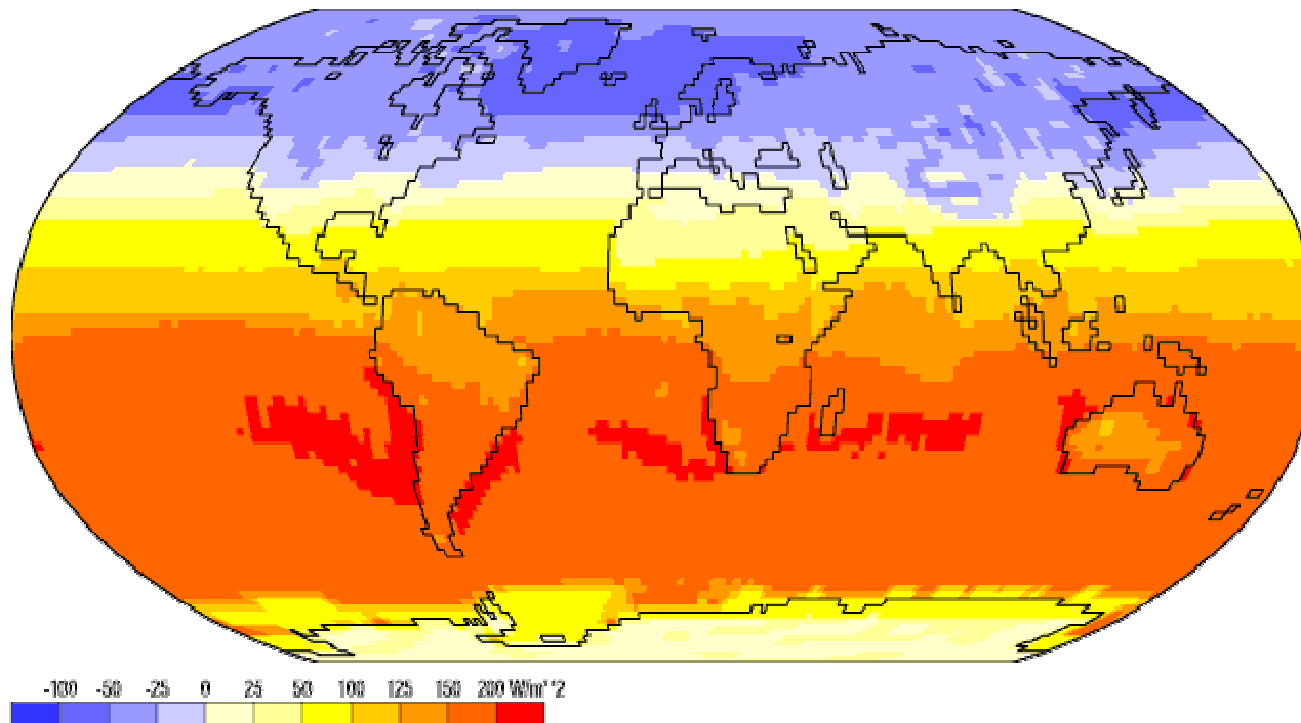
... desenvolveu-adaptou 'bulk formulas' para a região
equatorial TOGA-COARE



Balanço líquido da radiação na superfície

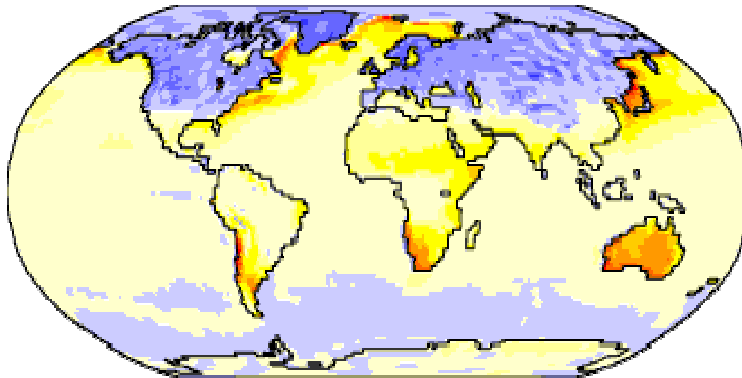
Net Radiation

Dec



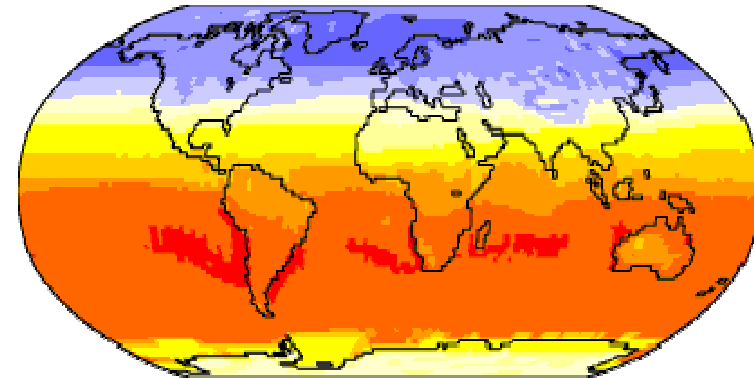
Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
 Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Sensible Heat Flux

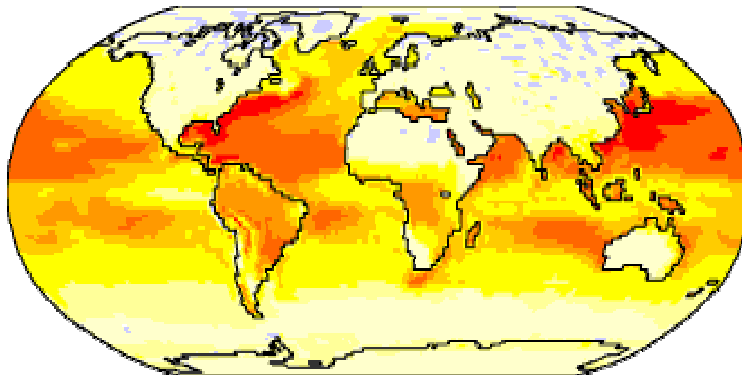


Net Radiation

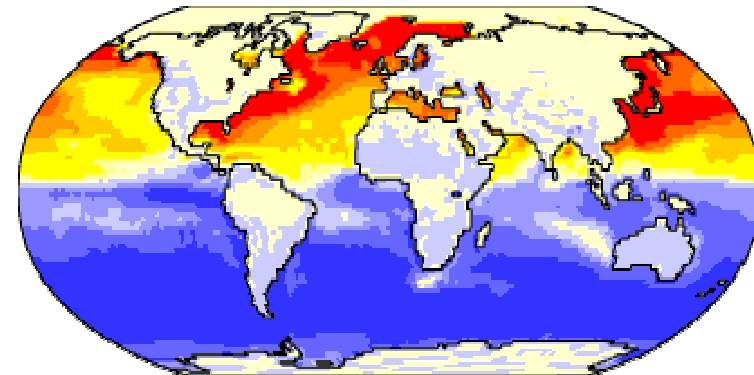
Dec



Latent Heat Flux



Storage Change



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Clear-Sky Downward Insolation (W/m^2)

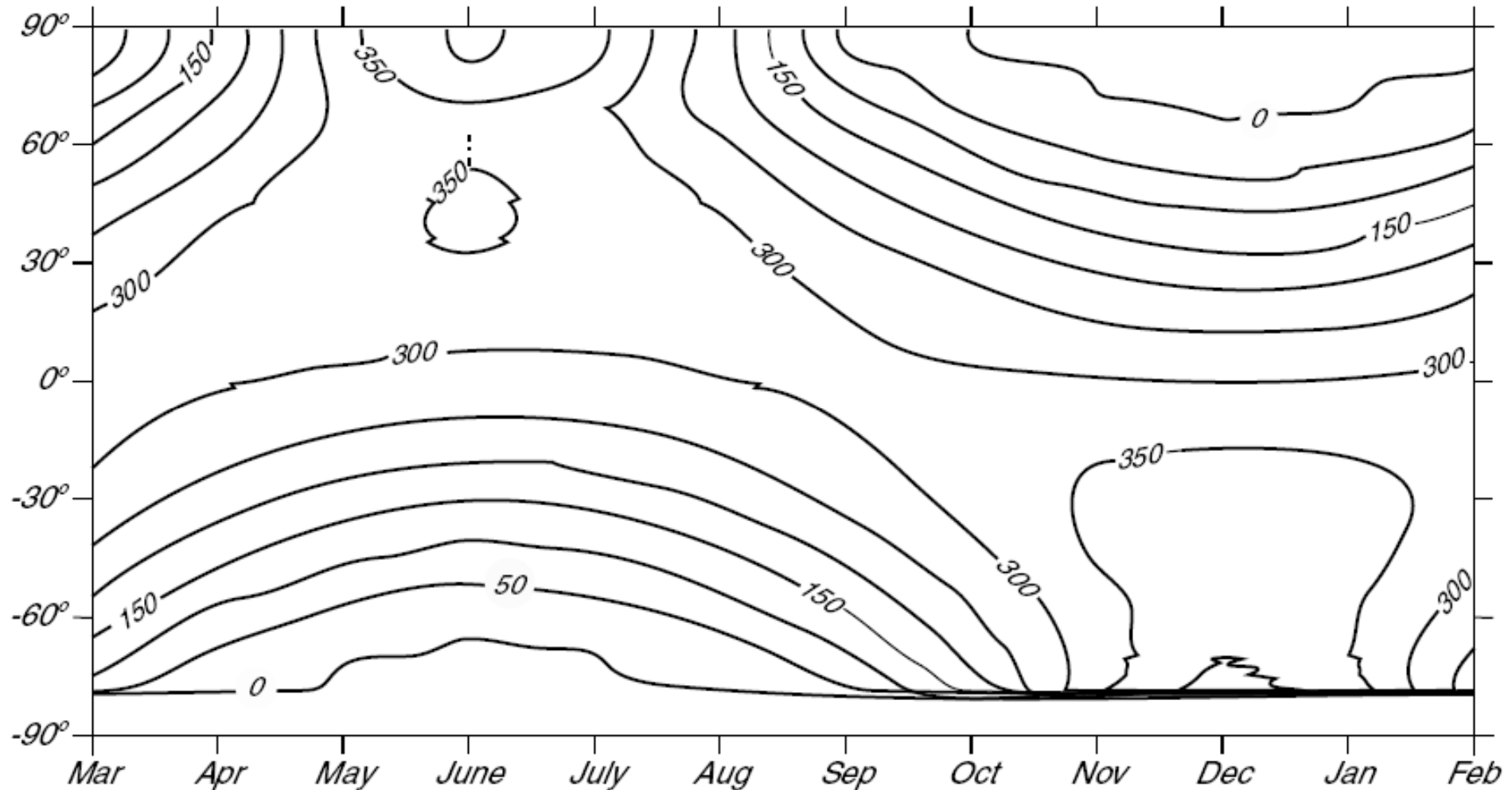


Figure 5.3 Monthly average of downward flux of sunlight through a cloud-free sky and into the ocean in W/m^2 during 1989 calculated by the Satellite Data Analysis Center at the NASA Langley Research Center (Darnell et al. 1992) using data from the International Satellite Cloud Climatology Project.

Fluxos Meridionais de Calor

A pouca variabilidade da temperatura média global implica na pequena variação do balanço entre a radiação solar absorvida e a ROL emitida, porém a variação desse balanço radiativo com a latitude é significativa;

A radiação solar é principalmente absorvida nos trópicos;

A ROL, determinada principalmente pelas propriedades da atmosfera, terra e oceano, é muito menos dependente da latitude;

Em consequência disso, existe um **FLUXO DE CALOR** dos trópicos em direção aos pólos;

A medição desse fluxo é importante pois ele **regula o clima**, sendo variável fundamental para modelos atmosféricos, oceânicos e acoplados.

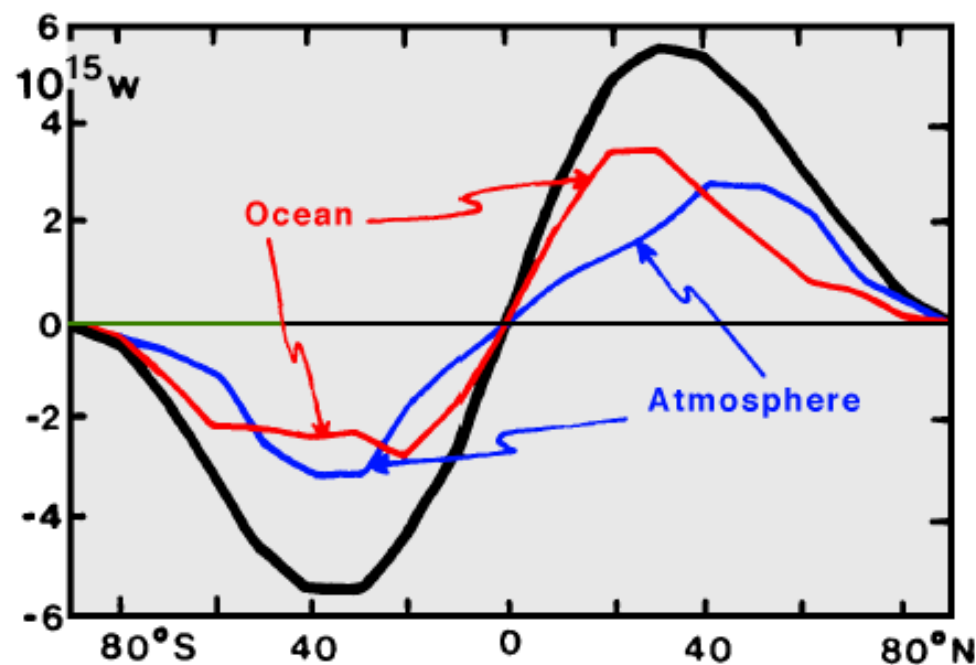
O que é o Fluxo?

O fluxo de uma propriedade é a quantidade dessa propriedade que atravessa perpendicularmente uma área unitária por unidade de tempo:

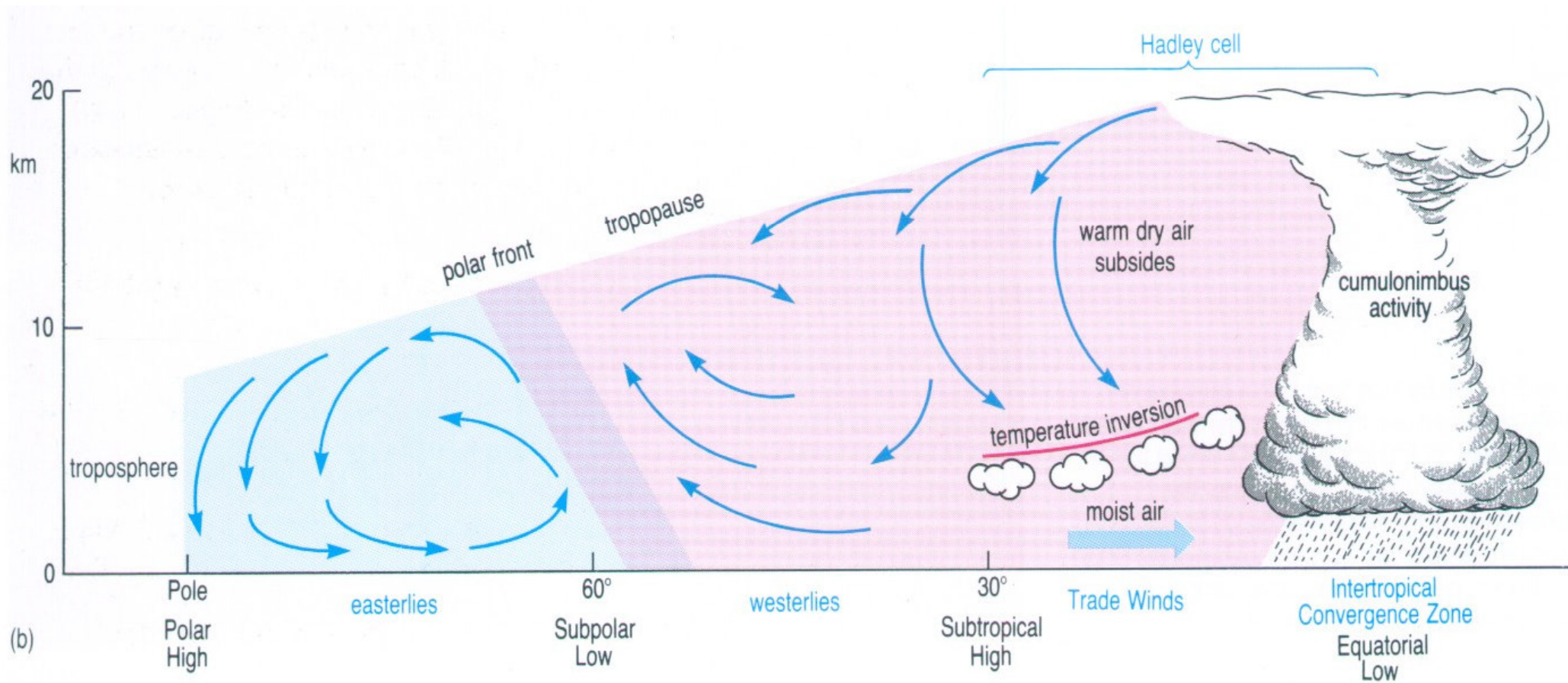
$$\text{Fluxo} = [\text{propriedade}]/[\text{área}]/[\text{tempo}]$$

$$(\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2} \text{ ou } \text{W.m}^{-2})$$

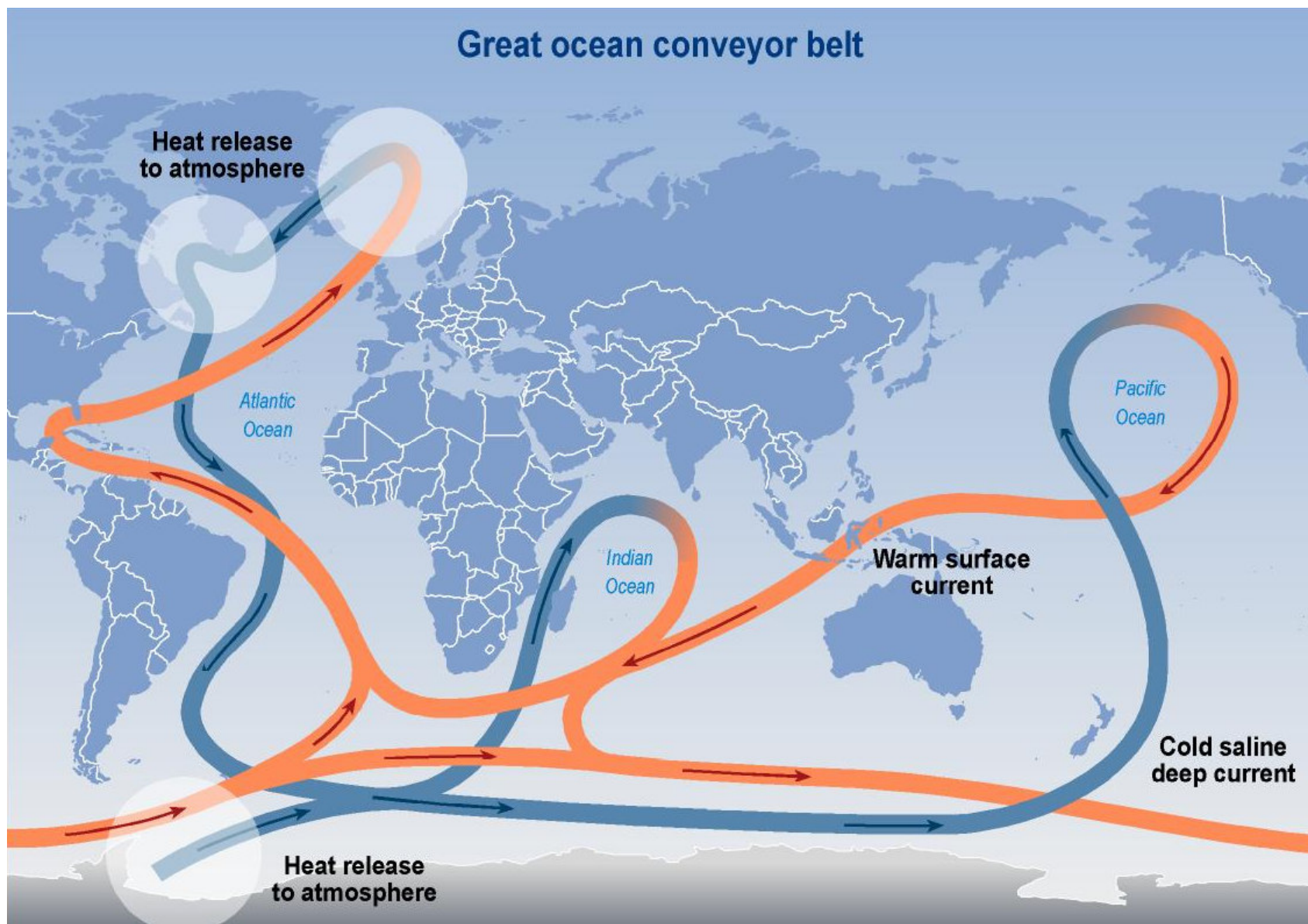
Fig. 18.2 Annual mean meridional heat flux in the ocean and the atmosphere (thin lines), and total annual mean meridional heat flux (heavy line). Adapted from Carissimo *et al.* (1985).



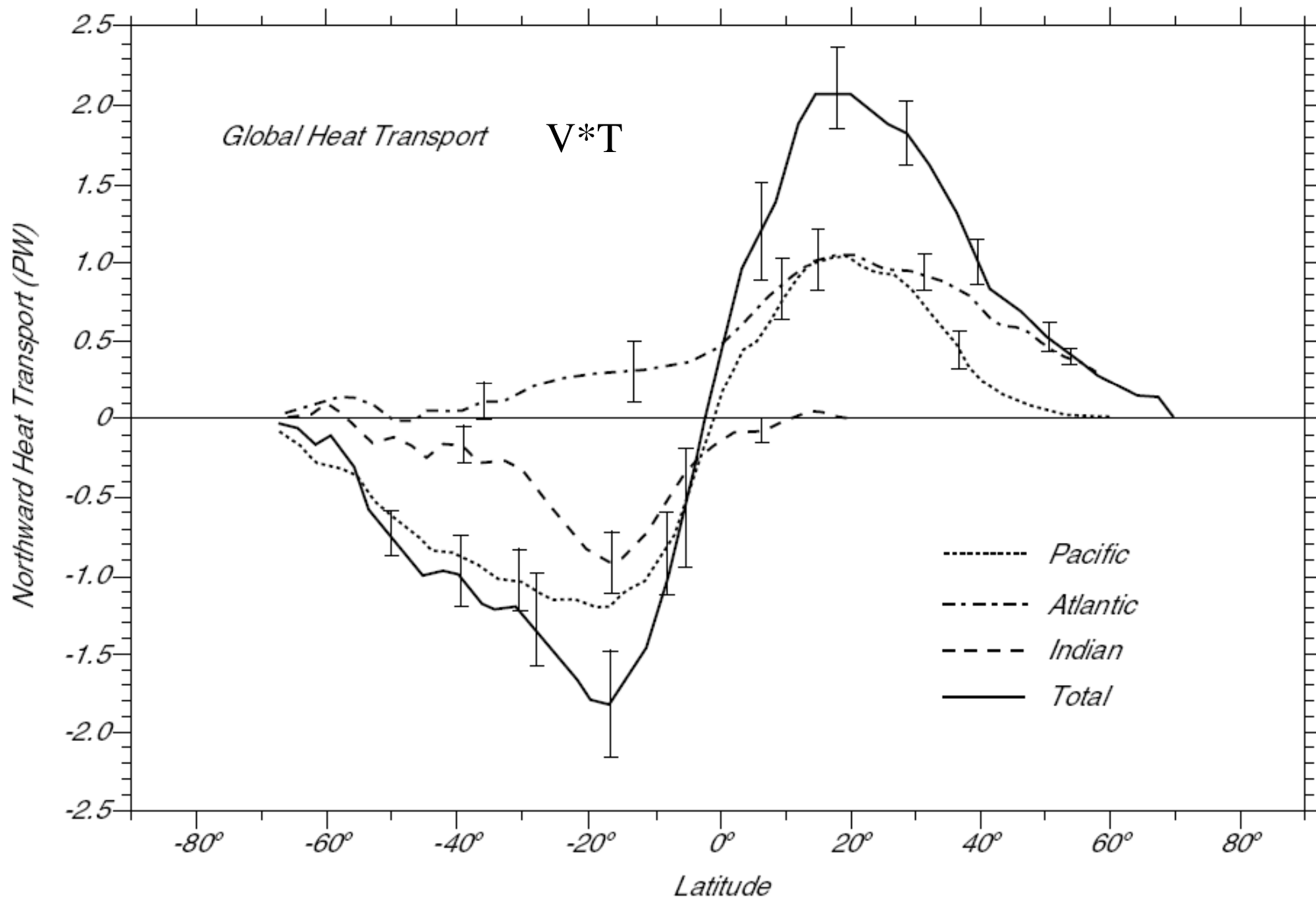
Fluxo Atmosférico de Calor



Fluxo Oceânico de Calor



Circulação Oceânica Termohalina





Considerações Finais sobre o Balanço de Calor do Sistema Terra-Oceano-Atmosfera



O balanço de radiação do sistema Terra-Atmosfera é **positivo** em baixas latitudes e **negativo** em altas latitudes.

A circulação dos oceanos e da atmosfera é causada pela energia do sol e pela rotação da Terra.

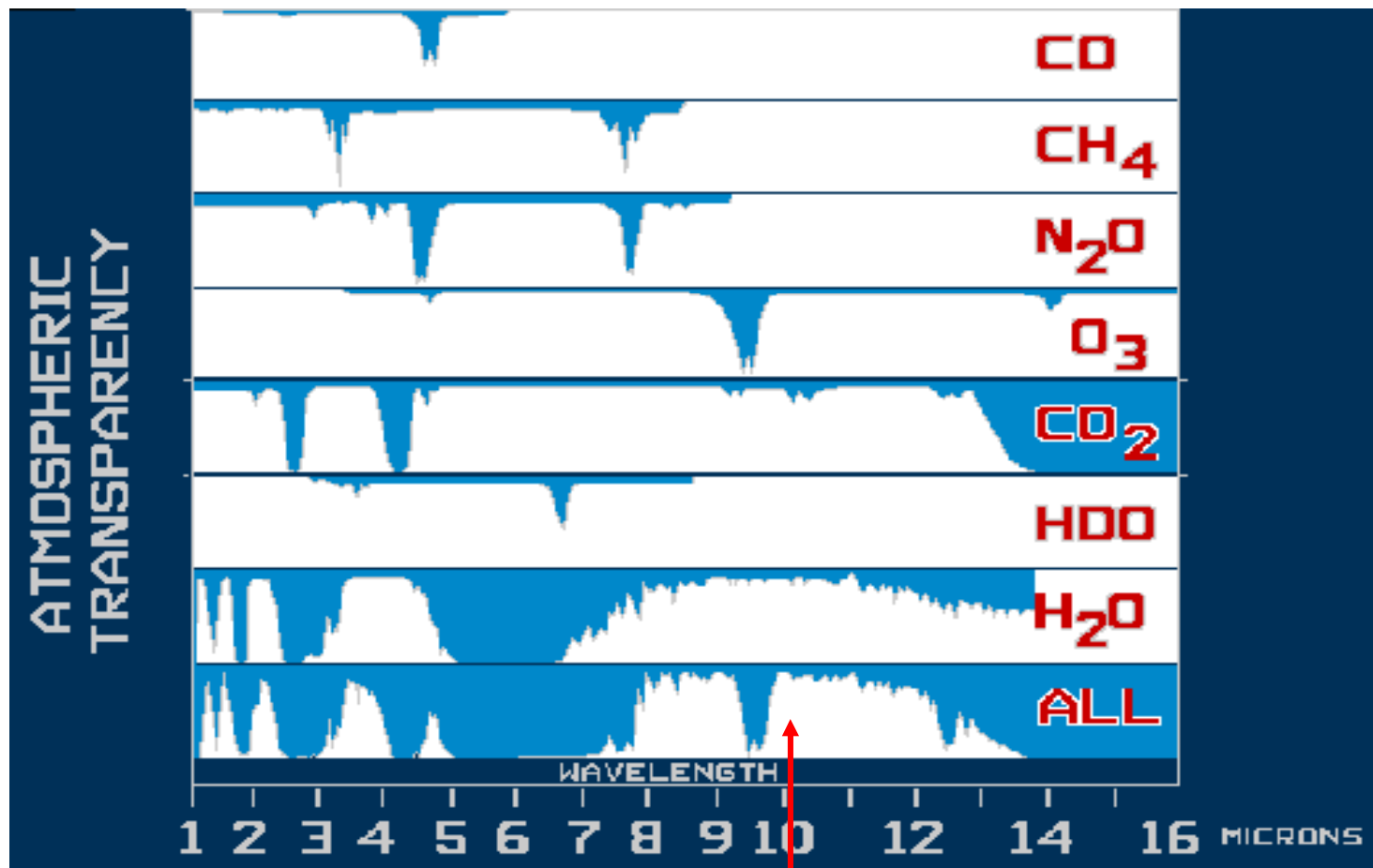
O calor é distribuído de baixas para altas latitudes pelos sistemas de ventos e correntes, ou seja pela circulação dos **oceanos** e da **atmosfera**.

$dQT/dt=0$ para toda superfície global e um dt longo, ou o o Estado básico Climático será alterado.

O Efeito Estufa - Greenhouse

As idéias desenvolvidas até este ponto assumiram que o Planeta Terra esta em equilíbrio! Caso contrário haveriam mudanças a longo prazo do clima terrestre. $dQT/dt=0$

Entretanto hoje em dia ha consenso que o clima está mudando !!



CO₂ e H₂O are the most important greenhouse gases.

A Terra emite boa parte de sua radiação aqui.



O Efeito Estufa - Greenhouse



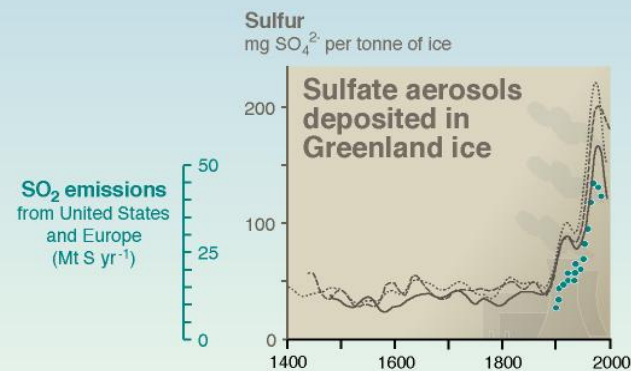
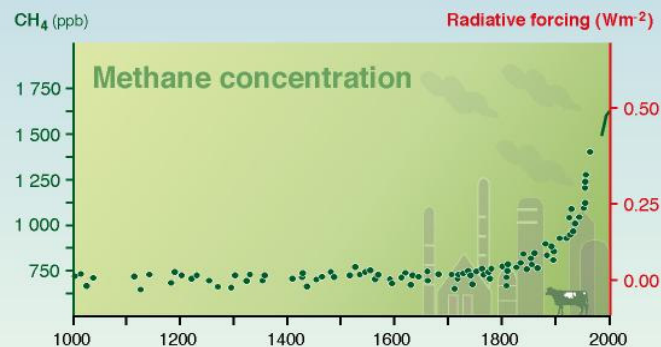
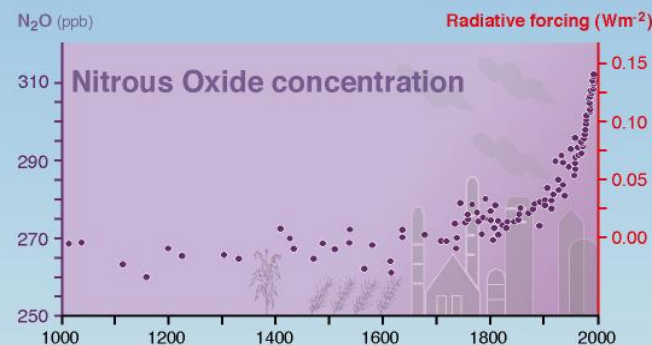
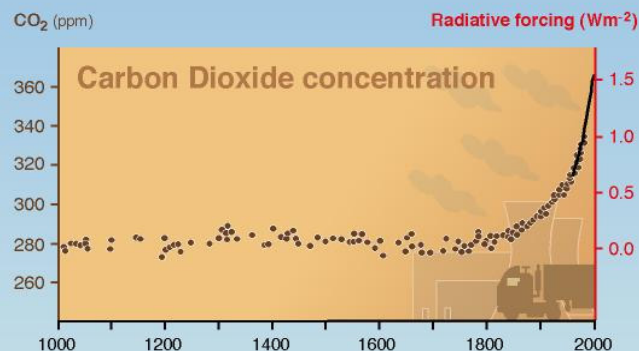
Efeito Estufa: É um efeito **regulador** do **Balanco de Calor** do Planeta.

O aumento da temperatura da Terra causado por gases atmosféricos (de Efeito Estufa) e vapor d'água pode levar a mudanças no clima do **Planeta Terra**.

Muitos gases na atmosfera são transparentes a **radiação de onda curta** (Q_s), porém bloqueiam a **radiação de onda longa** (Q_b)

Exemplo simples seria um automóvel exposto ao sol com os vidros fechados (veremos um exemplo mais adiante)

Indicators of the human influence on the atmosphere during the Industrial era



SYR - FIGURE 2-1
WG1 FIGURE SPM-2

Para haver equilíbrio do Sistema terrestre é necessário que os fluxos incidentes e re-irradiados estejam em balanço

No modelo simplificado a ATM e uma folha de vidro e pode absorver parte da onda longa

$$I = (1 - e) U + B = U - B$$

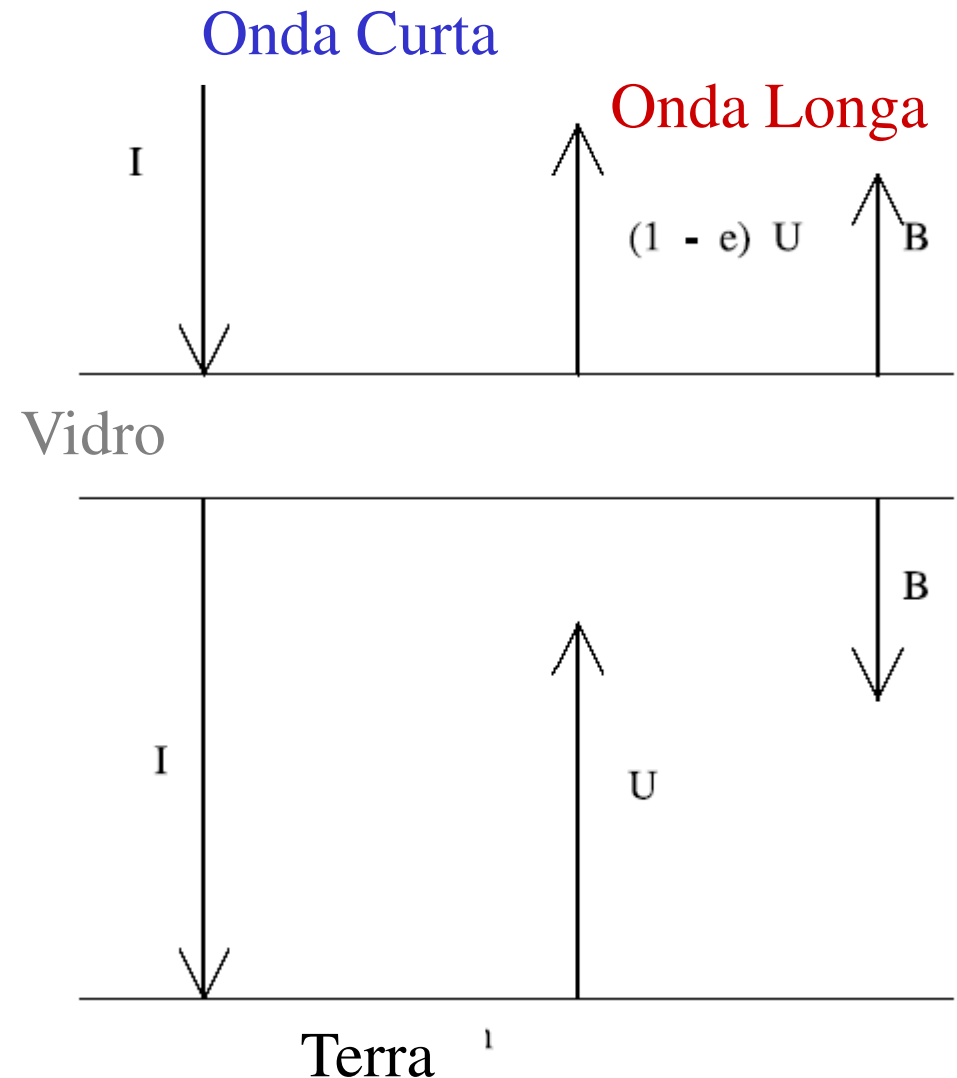
onde,

I é **onda curta** que chega

U **onda longa** que sai

B **onda longa** re-irradiada pelo vidro

e é a % da **onda longa** absorvida pelo vidro





O Efeito Estufa - Greenhouse



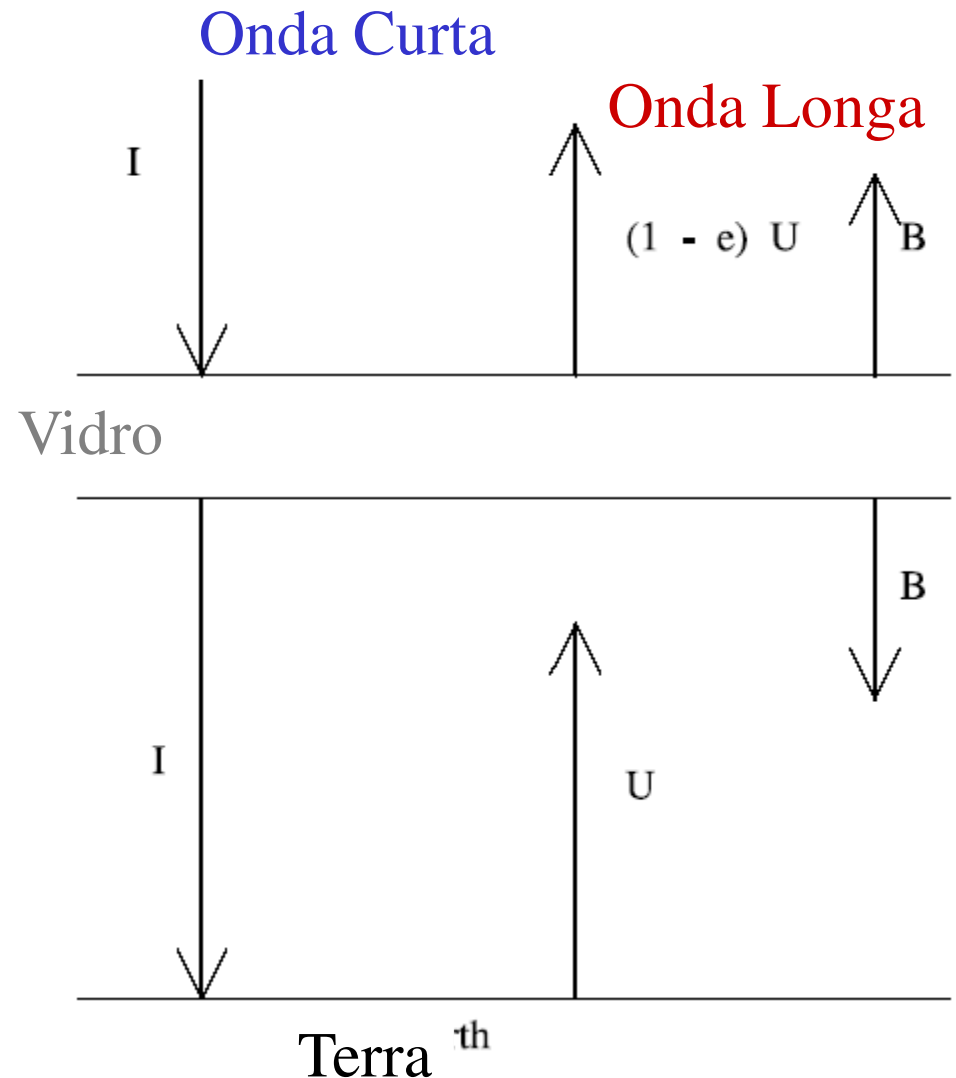
Resolvendo nosso problema $I=(1-e) U + B = U - B$ com Stefan-Boltzman.....

$$U = c_s T_G^4 \quad \text{ou} \quad U = \frac{I}{1 - \frac{e}{2}}$$

T_G é a temperatura da superfície, e aumenta de acordo com a absorção e do vidro.

Se $e=0$, toda **OL** passa e $B=0$

Se $e=1$, toda **OL** é absorvida e $I=B$ e a superfície recebe um fluxo de $I+B=2I$





O Efeito Estufa - Greenhouse



No mundo real os gases de **efeito estufa** (*greenhouse gases*) são continuamente distribuídos (lançados; produzidos...) na atmosfera

Ex: CO₂, Metano, vapor d'água,

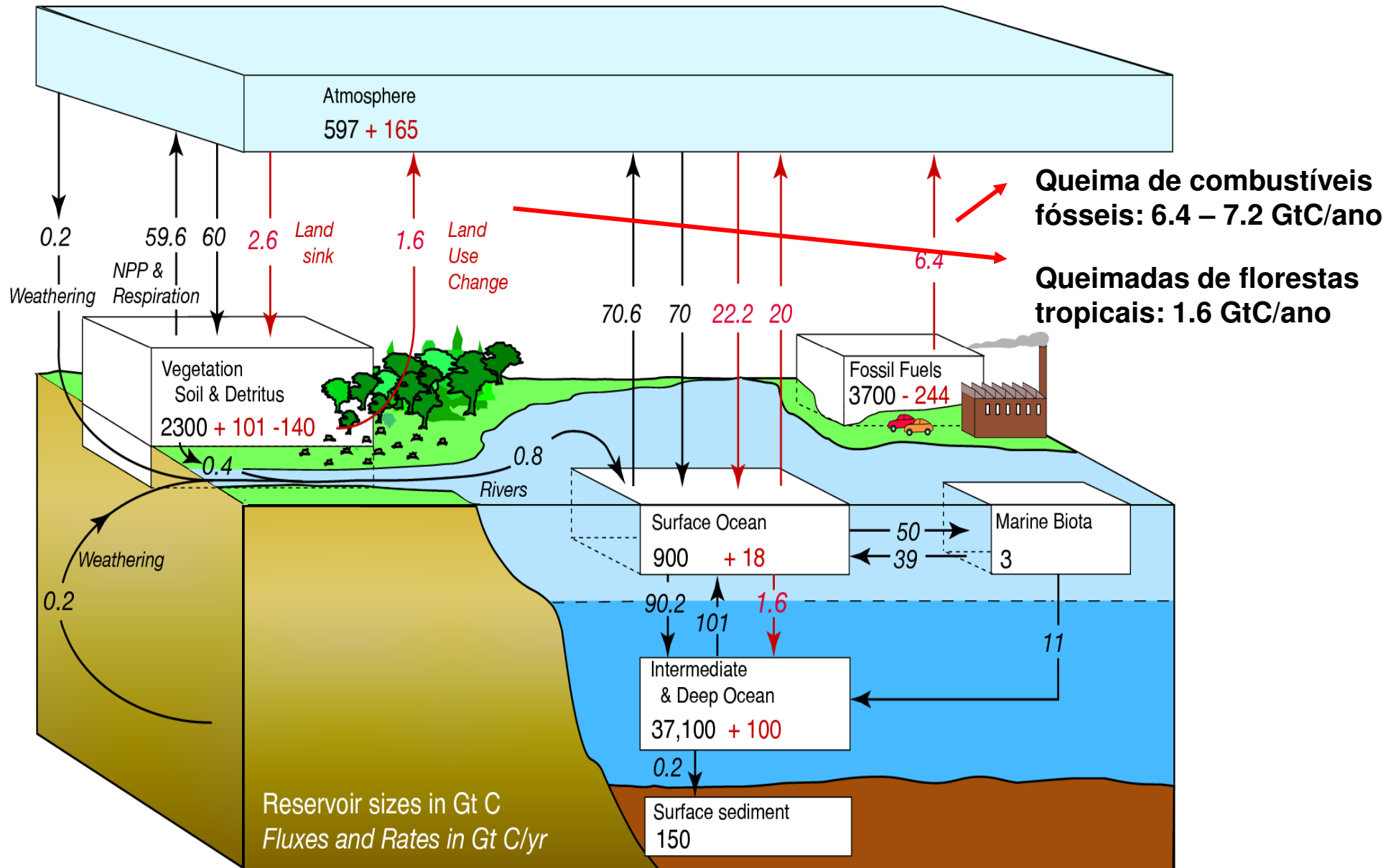
Os gases de efeito estufa podem ser considerados, por analogia, como a folha de vidro do nosso exemplo. Porém este modelo simplificado não explica tudo! Cuidado!

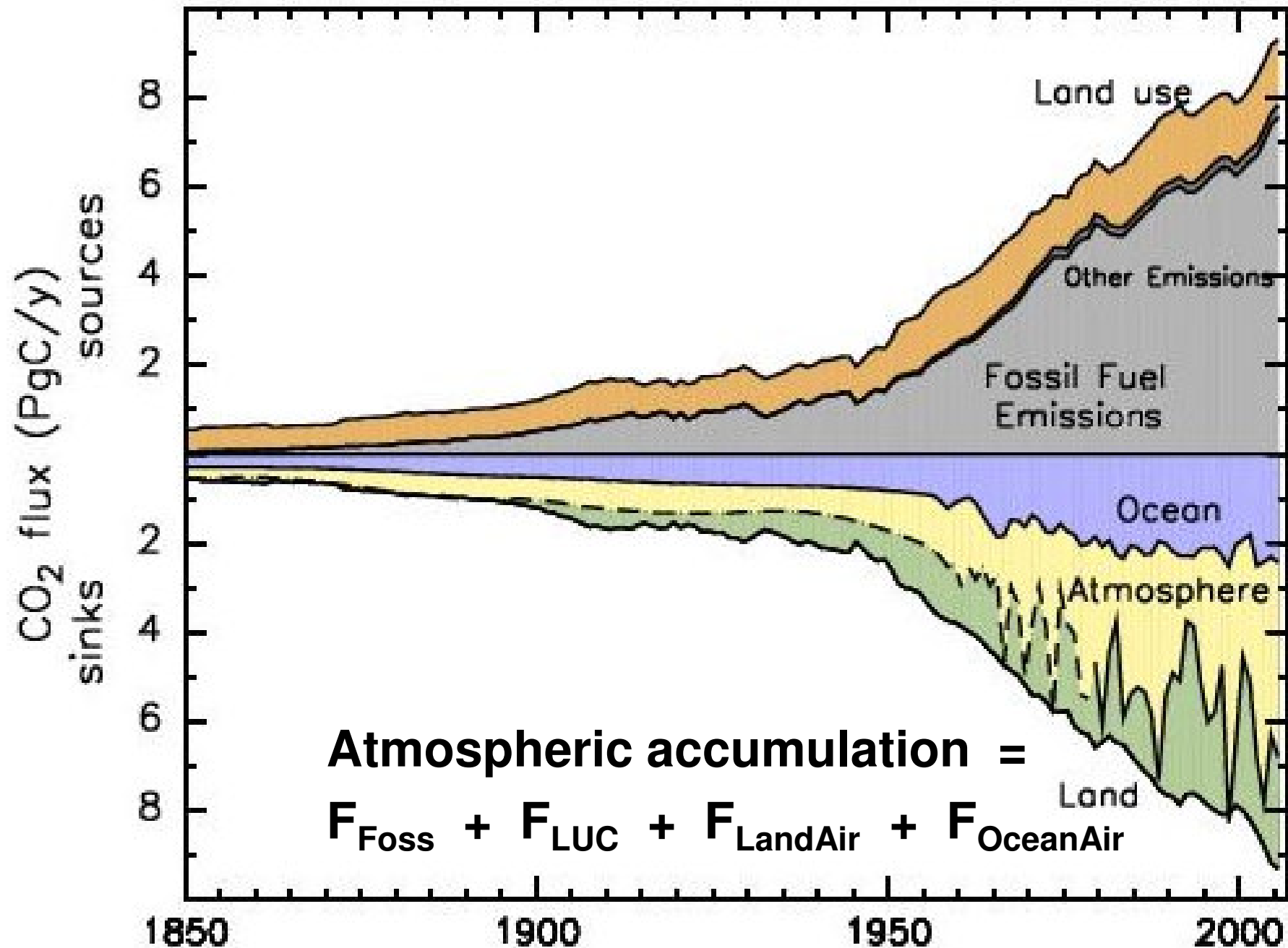
Entretanto, **aumentando** a concentração dos **gases de efeito estufa**:

Fecha a janela atmosférica para **ondas longas (infravermelho)**
(i.e., aumenta *e* do nosso modelo simplificado)

Consequentemente **aumenta a temperatura a superfície**
(i.e., T_G do nosso modelo)

Um maior entendimento do modo com que estamos alterando a ciclagem de carbono

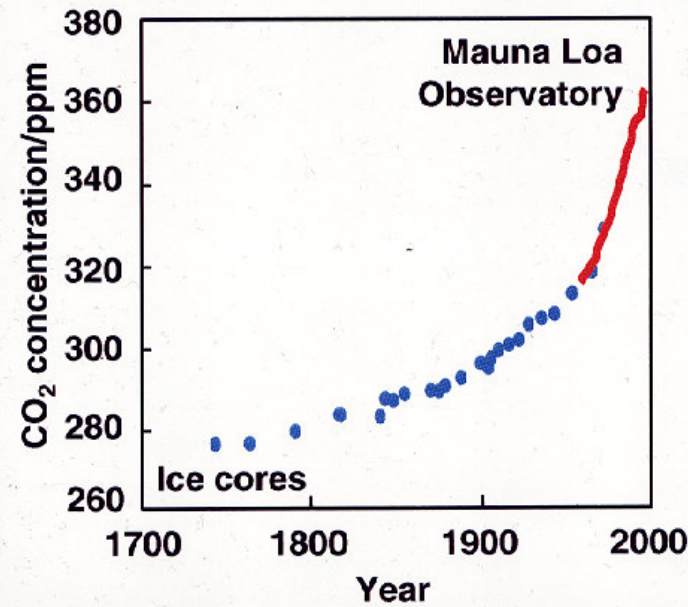




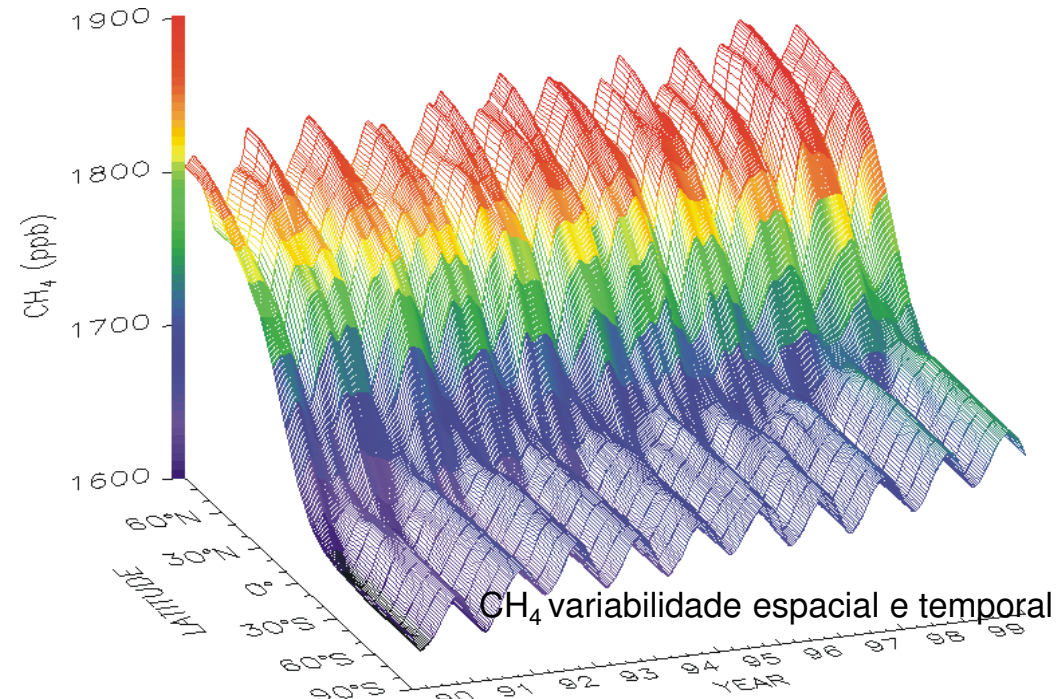
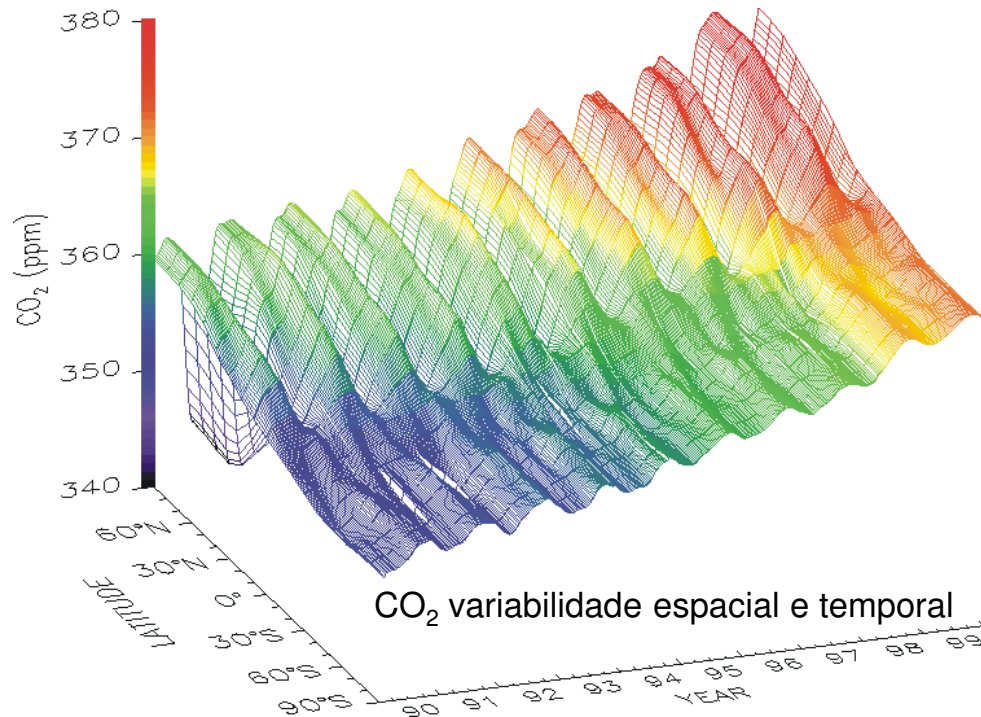
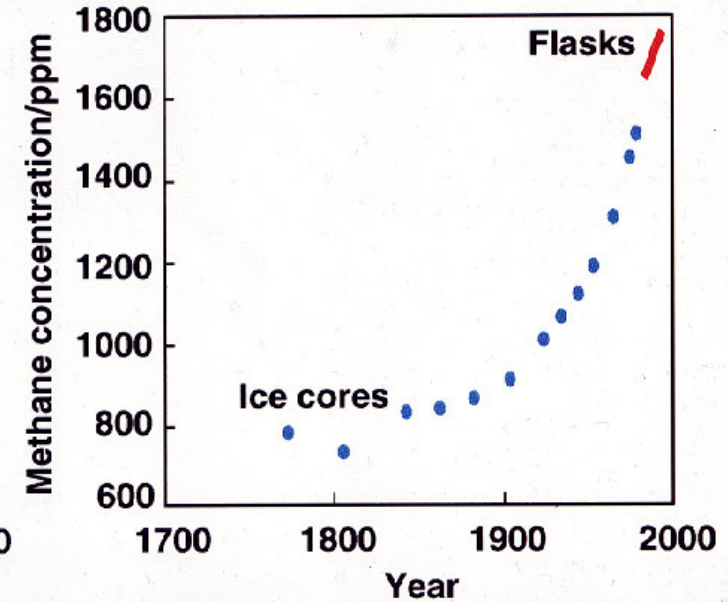


Dióxido de carbono e metano aumentaram significativamente desde a revolução industrial

CO₂: aumento de 33%

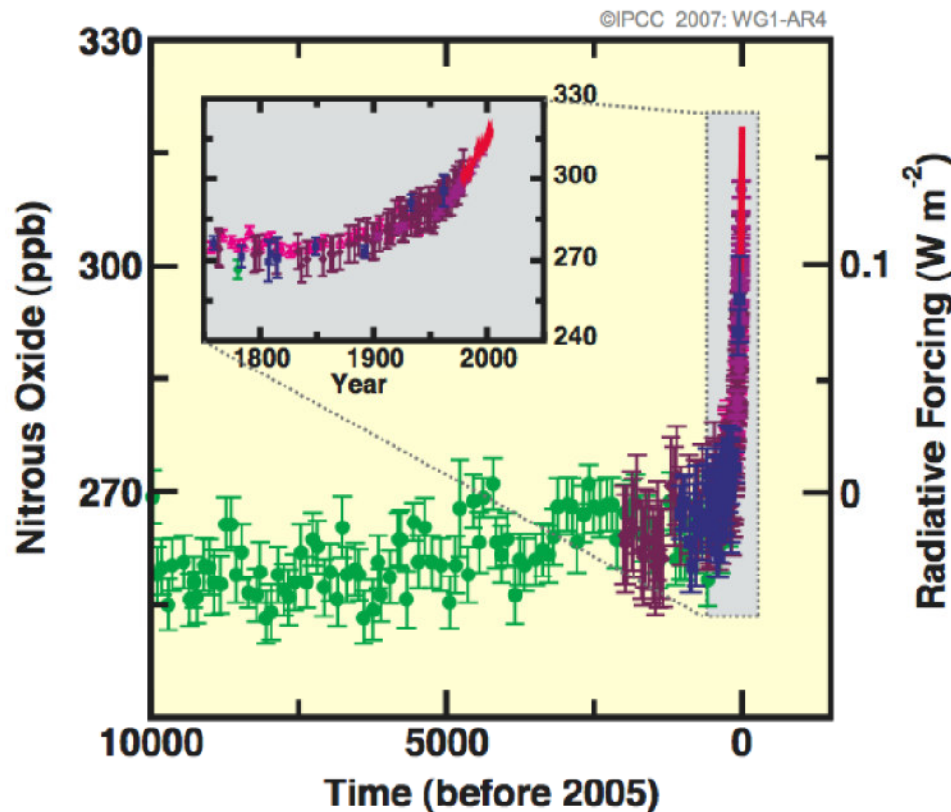


CH₄: aumento de 100%

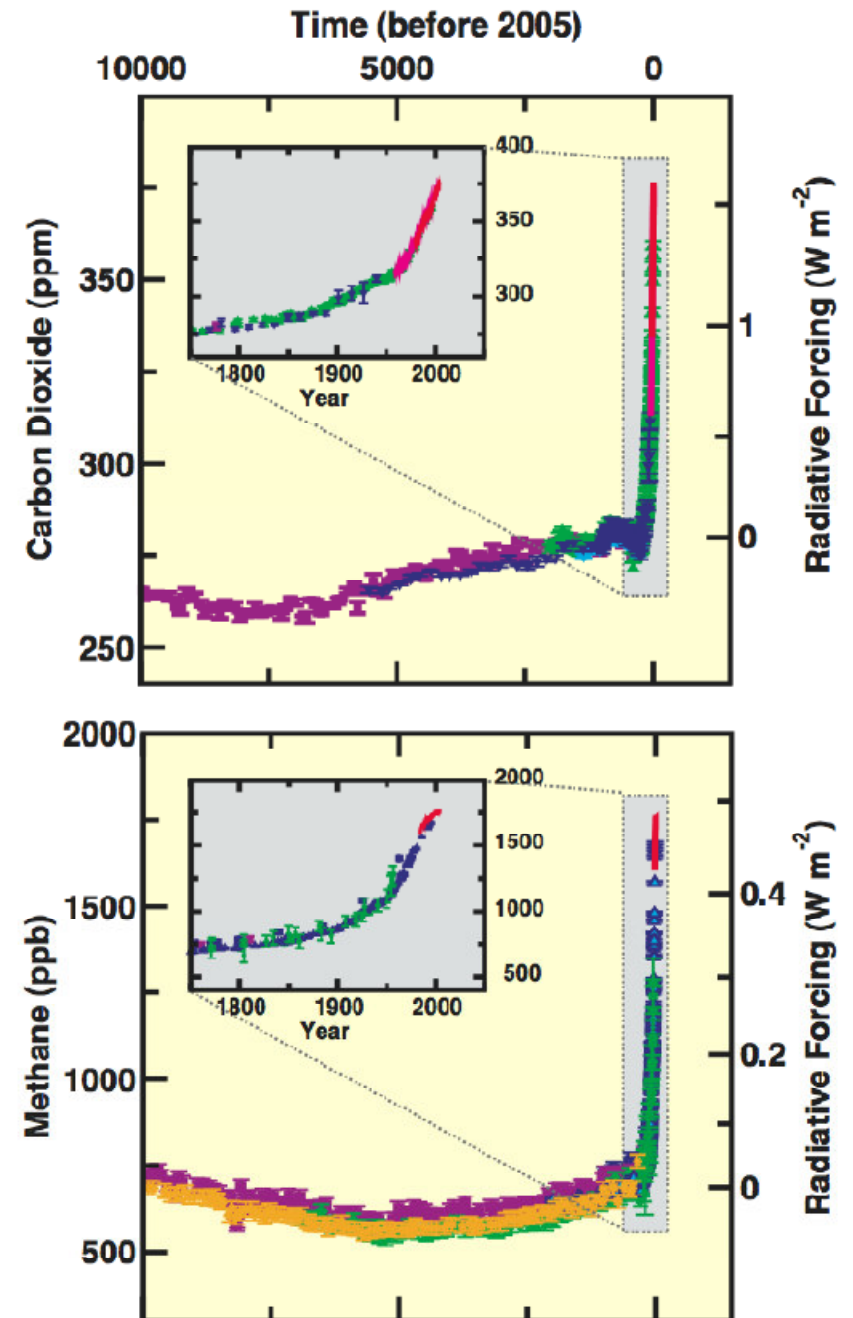


Concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso nos últimos 10000 anos.

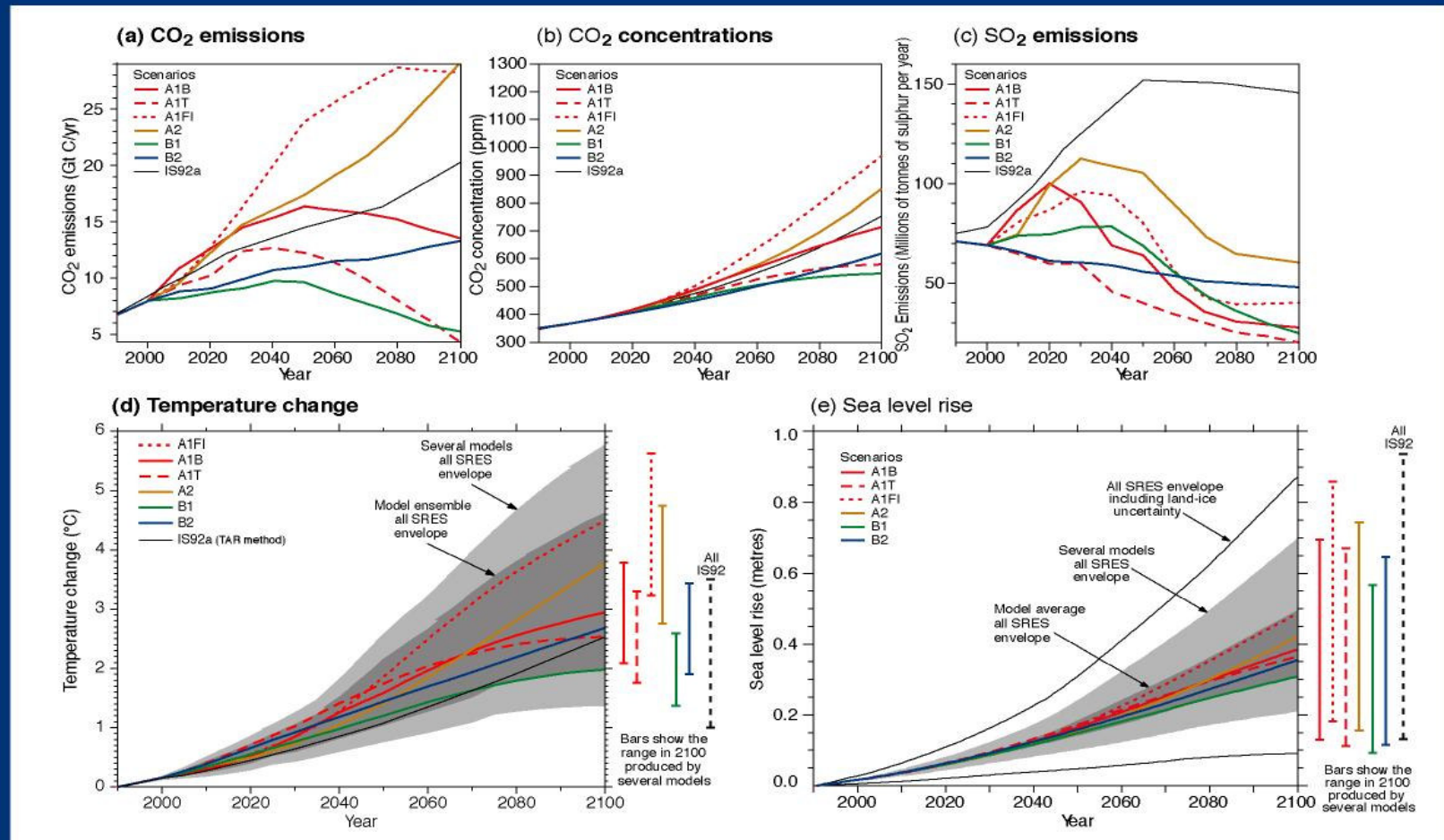
As forçantes radiativas estão calculadas na escala da direita.



Changes in Greenhouse Gases from ice-Core and Modern Data

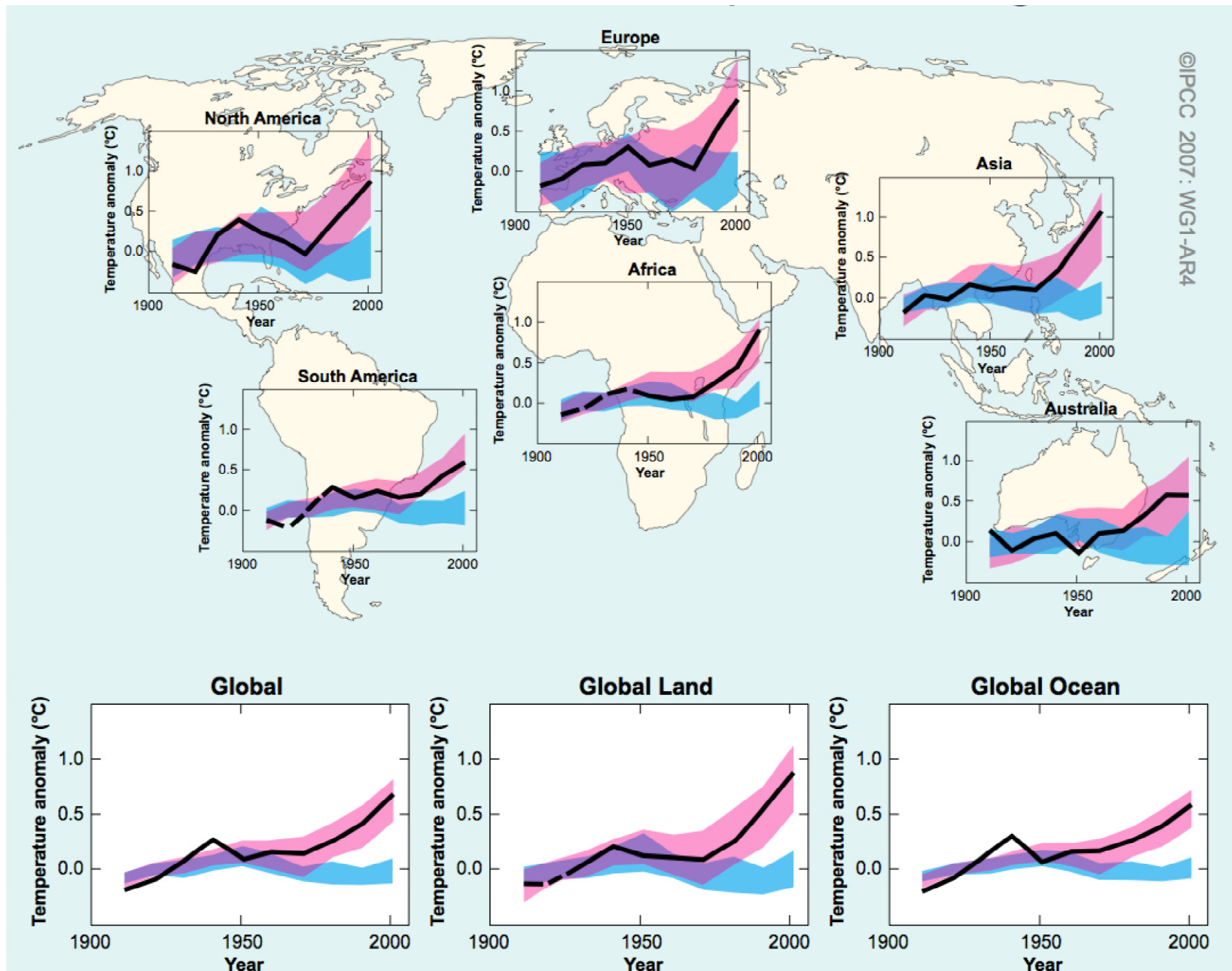


The global climate of the 21st century



WG1 - SPM FIGURE 5

Comparação de temperaturas modeladas e observadas usando forçantes climáticas naturais e antropogênicas para cada região do planeta.

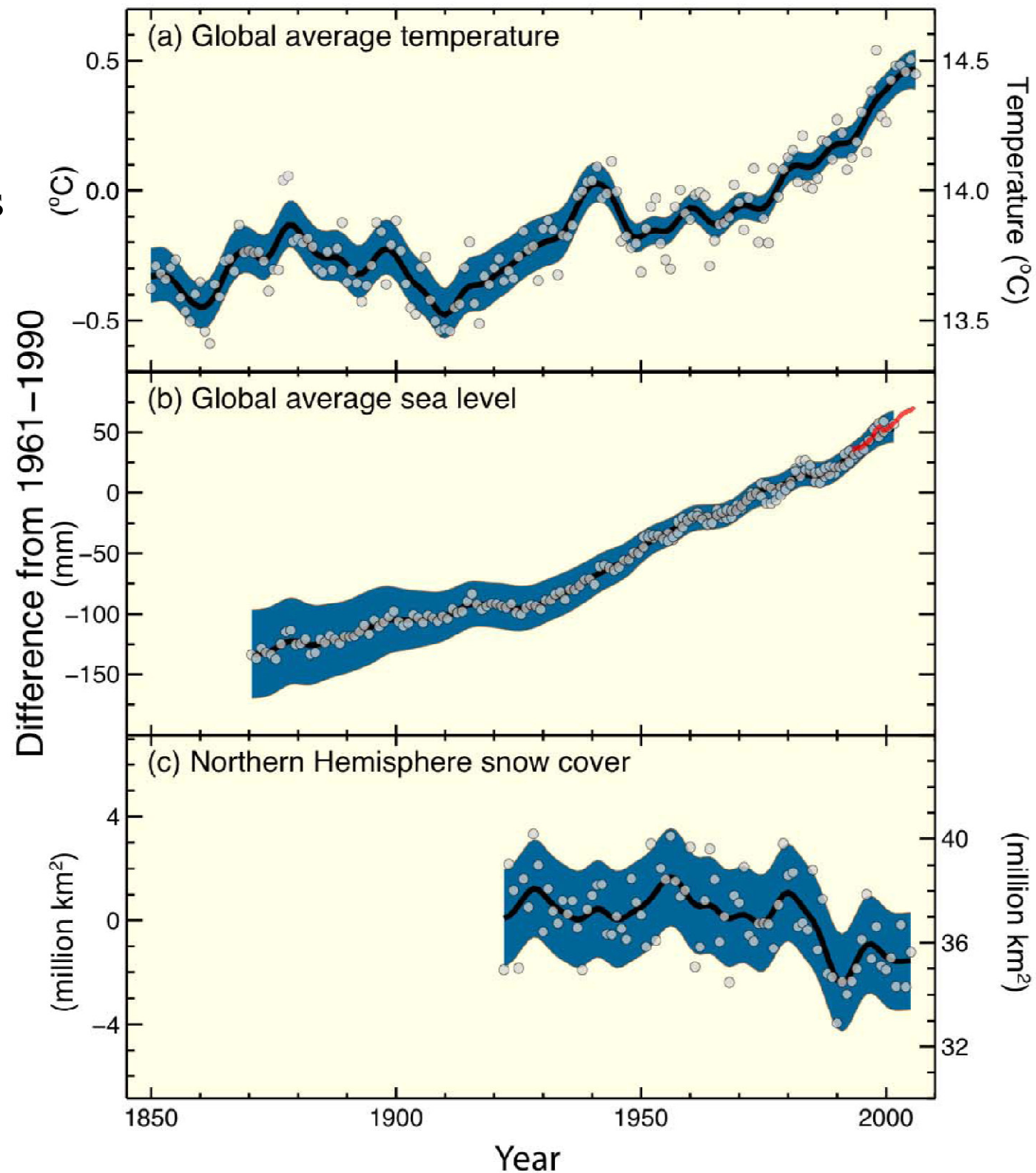




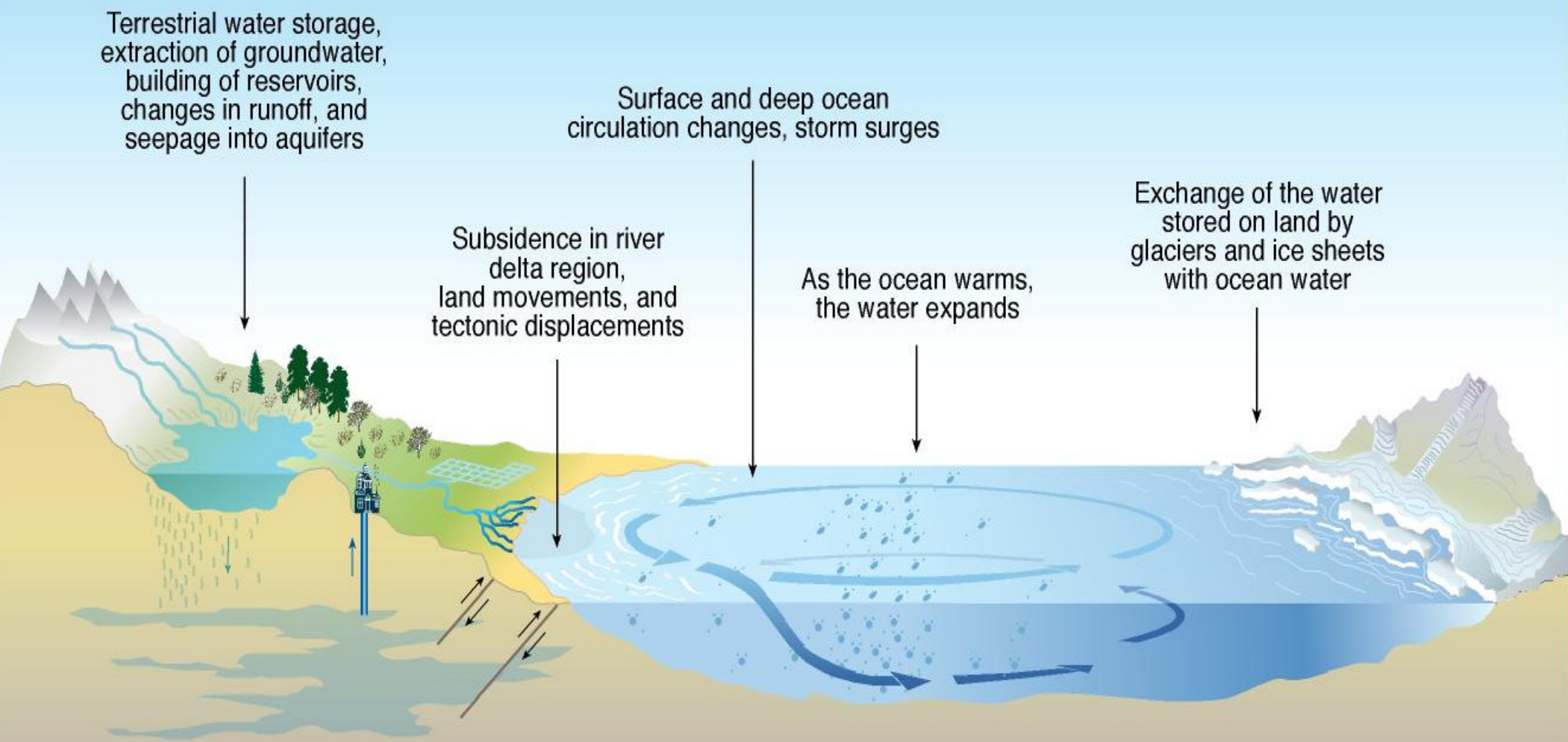
(a) Mudanças observadas na temperatura global da superfície desde 1850;

(b) Nível médio do nível do mar desde 1850

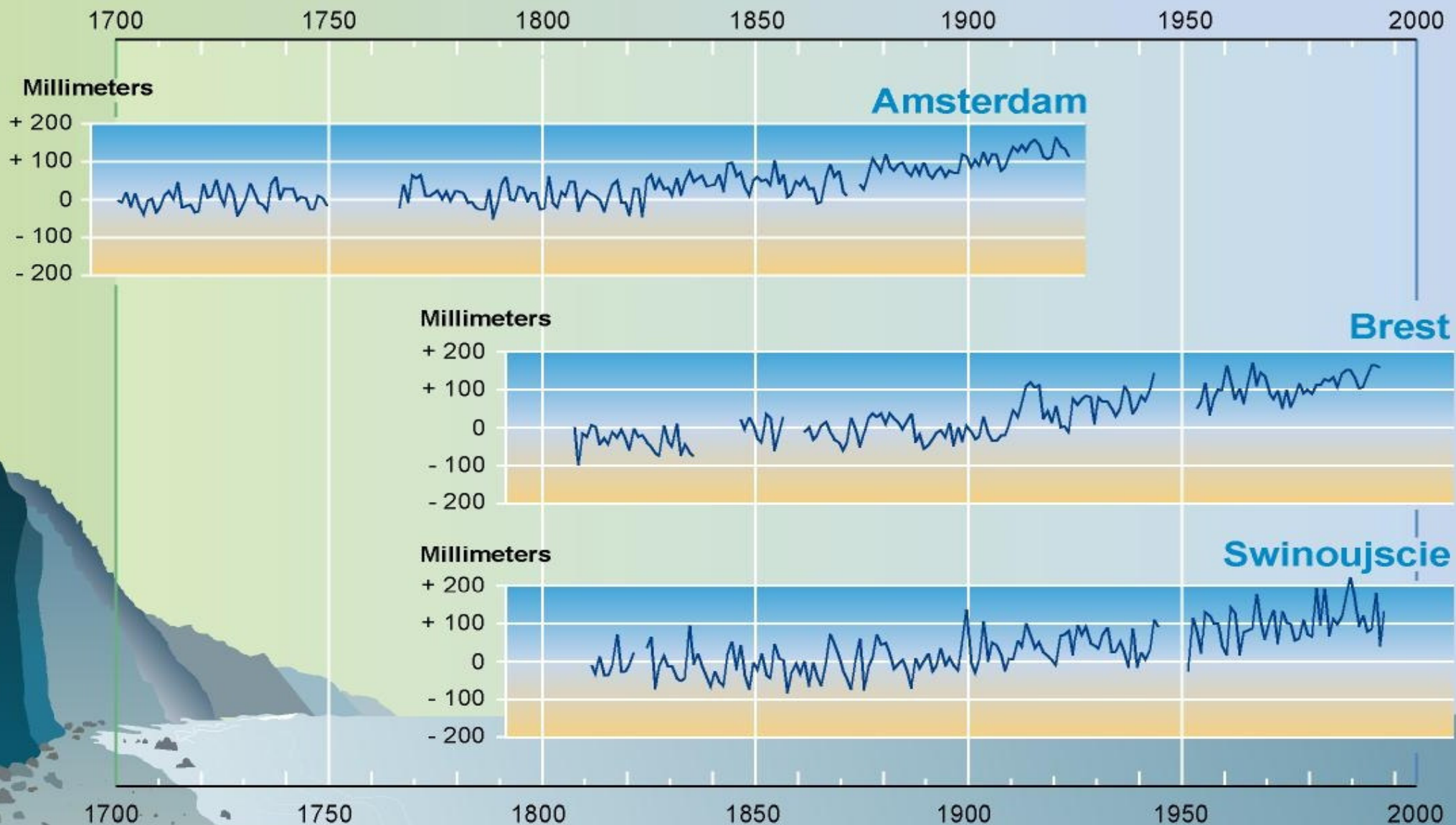
(c) Cobertura de neve no hemisfério Norte

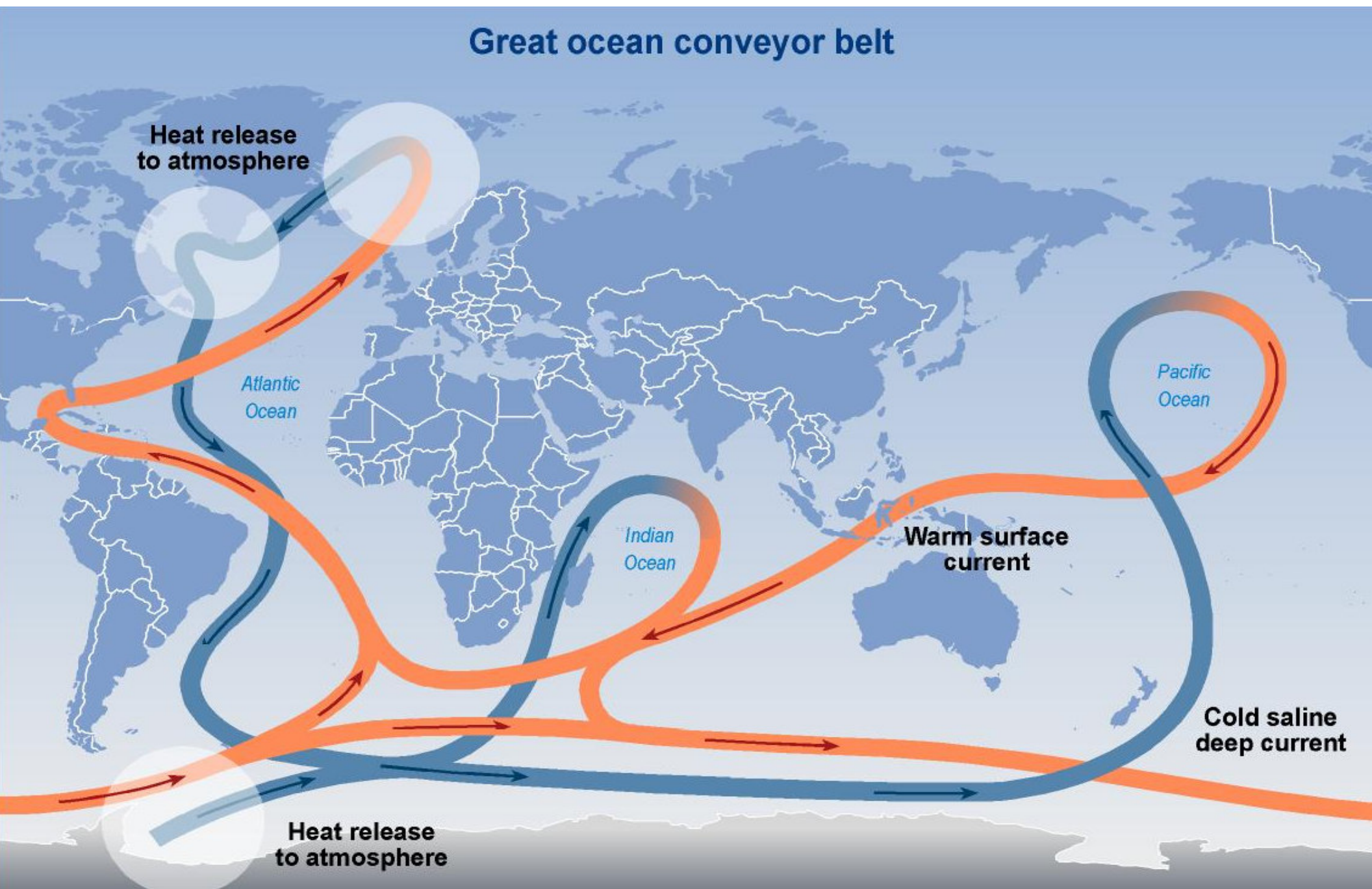


What causes the sea level to change?

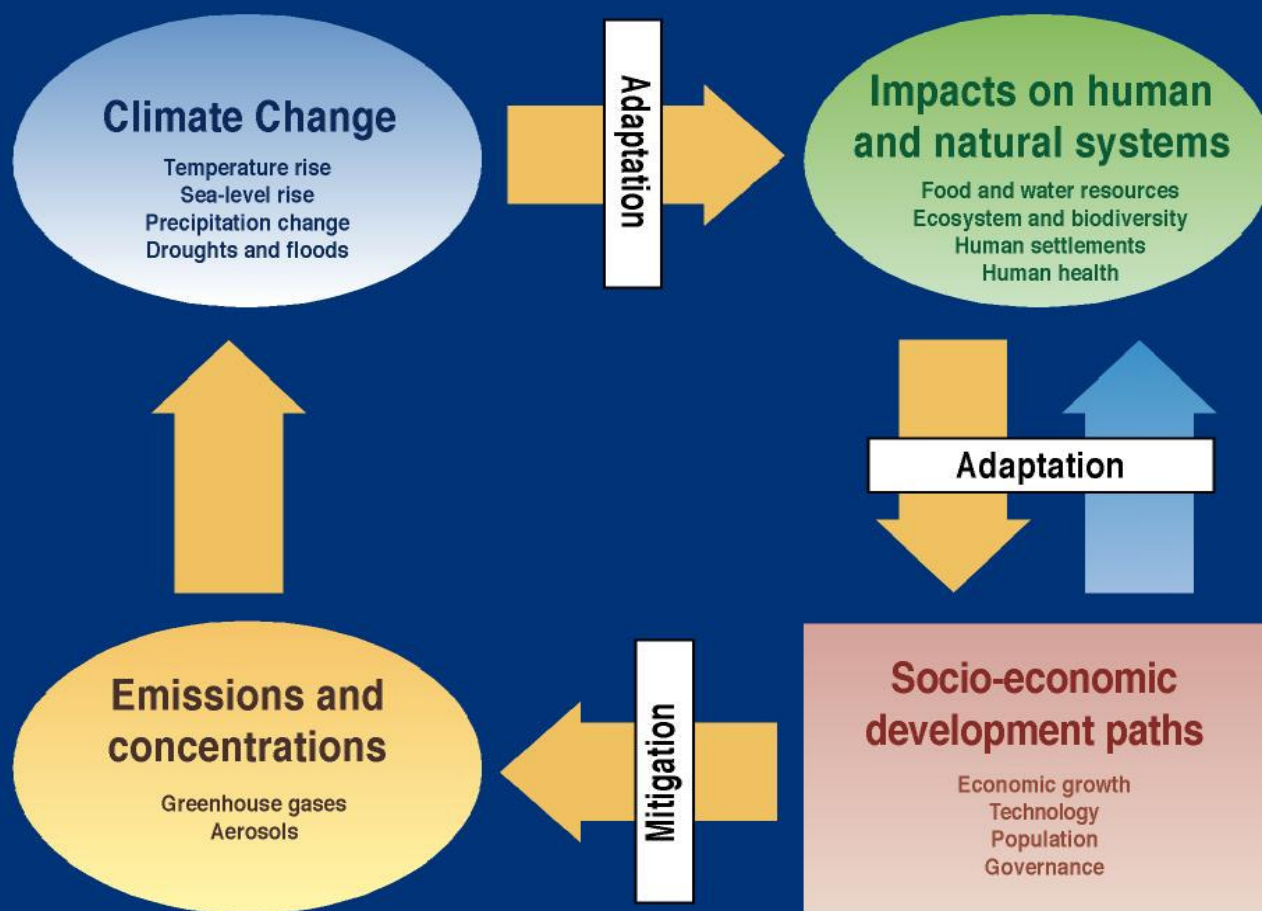


Relative sea level over the last 300 years

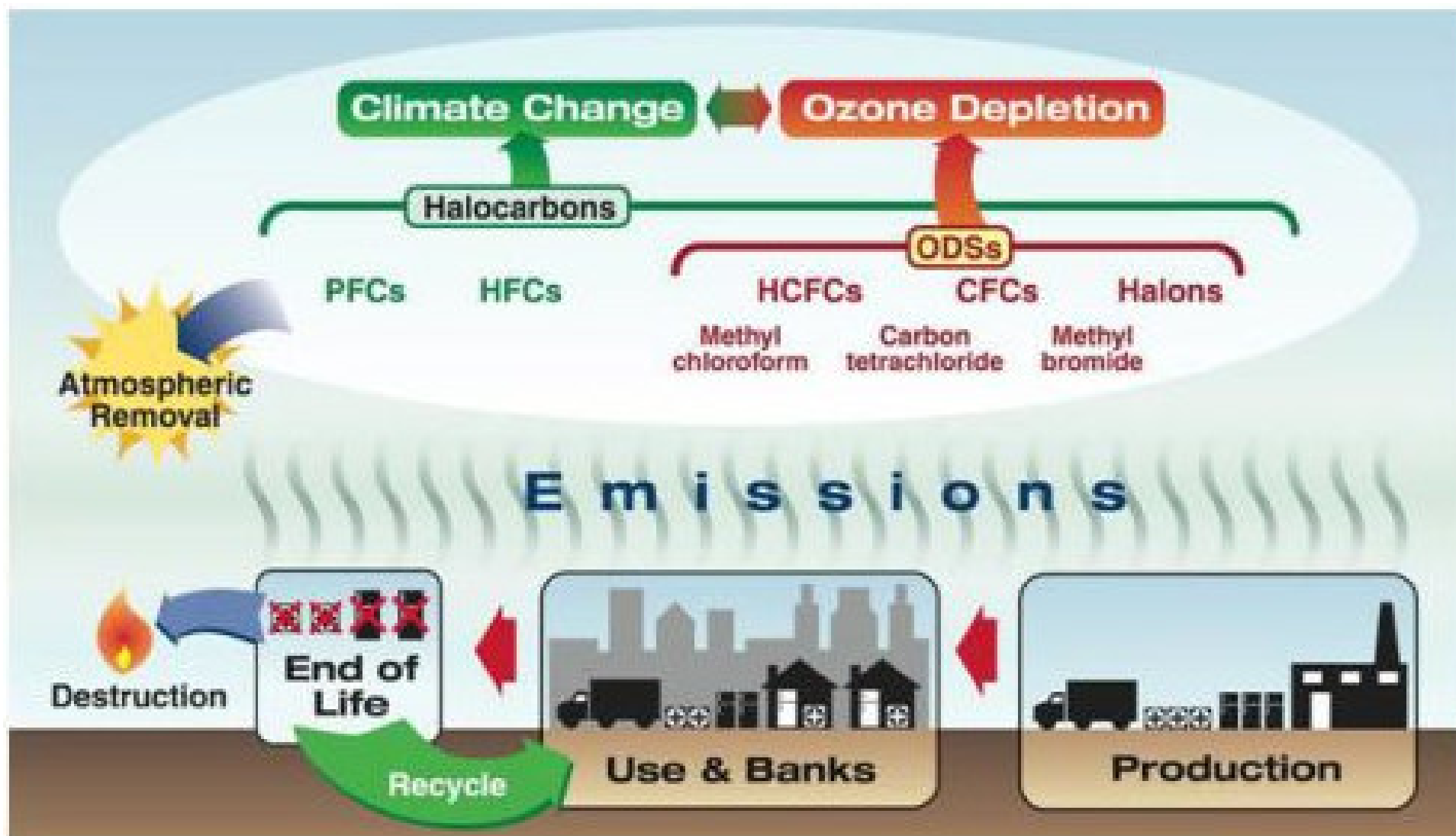




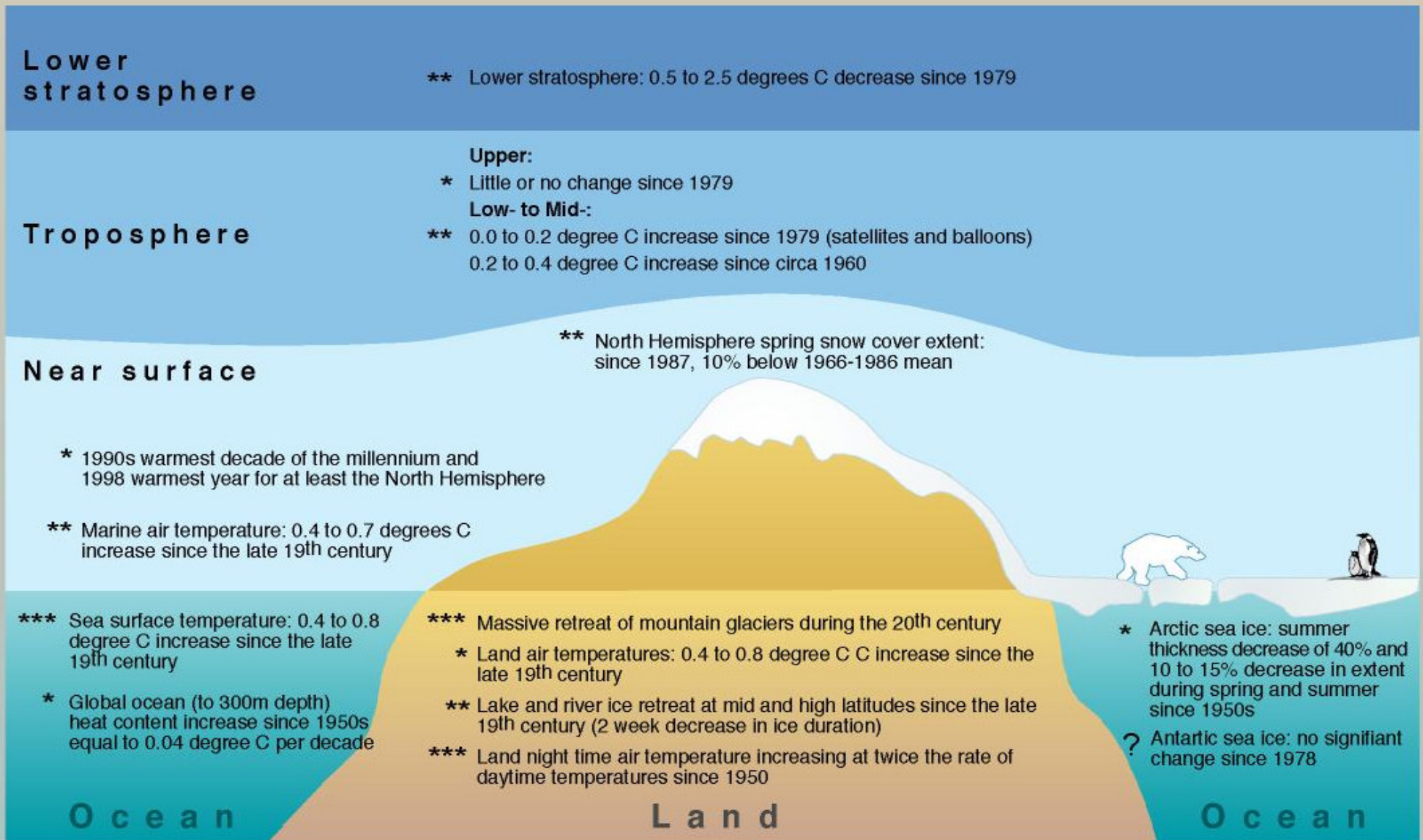
Climate Change - an integrated framework



SYR FIGURE 1-1



Scheme of the temperature indicators



Likelihood

***	Virtually certain	probability more than 99%
**	Very likely	probability of 90 to 99%
*	Likely	probability of 66 to 90%
?	Medium likelihood	probability of 33 to 66%