

Radiação solar e balanço de energia nos oceanos

Fluxo de calor e água doce nos oceanos

Olga T. Sato, Ph.D.

`olga.sato@usp.br`

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

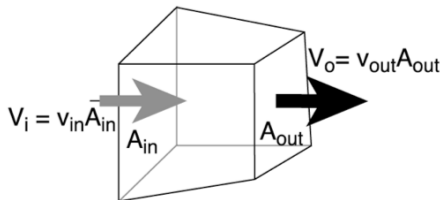


- 1 Leis da Conservação
 - Conservação de volume
- 2 Balanço de calor nos oceanos
 - Componentes do Balanço de Calor
- 3 Balanço de sal nos oceanos

Roteiro

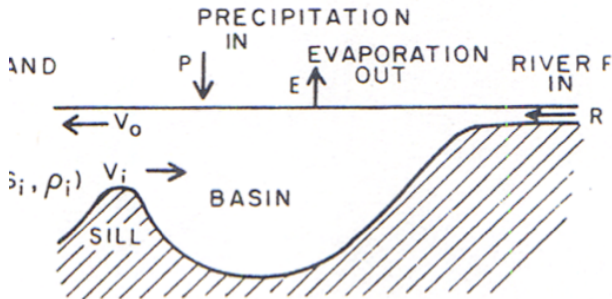
- 1 Leis da Conservação
 - Conservação de volume
- 2 Balanço de calor nos oceanos
 - Componentes do Balanço de Calor
- 3 Balanço de sal nos oceanos

Princípio da Conservação de Massa



Conservação de massa = se a água flui para dentro de um recipiente fechado e cheio numa determinada taxa, então ela deve deixar o recipiente numa mesma taxa, senão o nível do recipiente deve aumentar.

Conservação de volume numa bacia



$$V_i + R + AP = V_o + AE$$

- V_i : transporte de volume para dentro da bacia (m^3/s)
- V_o : transporte de volume para fora da bacia (m^3/s)
- R : transporte de volume entrando pelo rio (m^3/s)
- P e E : taxa de precipitação e evaporação (m/s)
- A : área da superfície (m^2)

Entendendo a conservação de volume

$$V_i + R + AP = V_o + AE$$

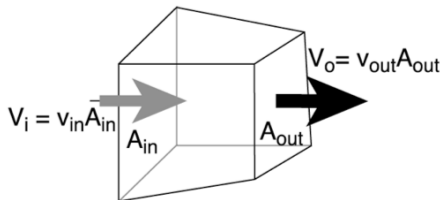
ou

$$V_o - V_i = (R + AP) - AE \equiv D$$

onde D significa transporte de volume de água doce.

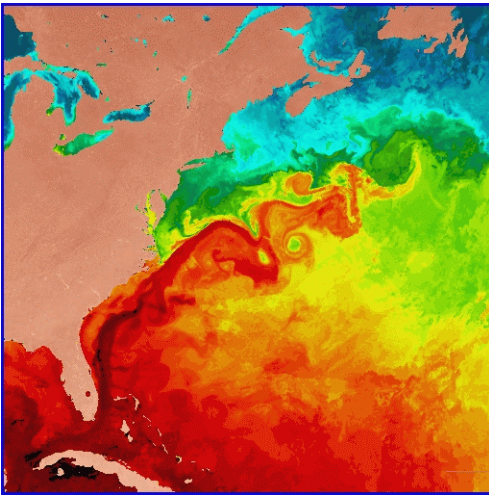
- Ou seja, o fluxo de volume de água salgada deve balancear o fluxo de água doce (quando calculado em períodos longo o suficiente): no estado estacionário.
- Para o oceano, como consideramos que as variações na densidade são muito pequenas, a verdadeira conservação é a de massa.

Continuidade no Oceano Aberto



- Modelo hipotético de caixa no oceano
- Fora da região de costa: $R = 0$;
- Se topo da caixa não for a superfície: $AP = AE = 0$;
- Balanço: $V_o - V_i = 0$;
- O transporte que entra é igual ao que sai: conhecida como a equação da continuidade.
- No oceano real, AP e AE são muito menores que V_o e V_i , portanto mesmo incluindo a superfície, o modelo ainda é válido.

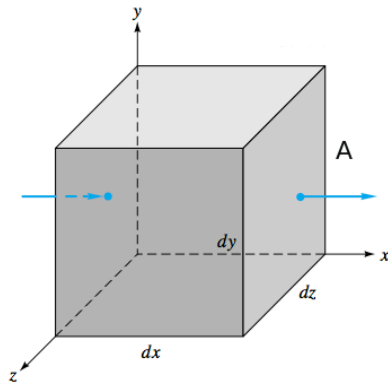
Processos de transporte no oceano real



- 1 Balanço de calor na superfície, incluindo radiação, faz com que os oceanos sejam quentes nas regiões equatoriais e mais frias em direção aos polos;
- 2 As correntes oceânicas fluem em direção aos polos, advectam as águas mais quentes nessa direção;
- 3 Vórtices são mecanismos adicionais para a difusão do calor.

Advecção

- Como o movimento do fluido carrega as propriedades (sal, calor) no oceano.
- Também chamado de convecção para movimentos verticais;
- Relacionada com a velocidade e direção do fluxo.



Transporte nos oceanos

O transporte deve ser determinado na direção perpendicular a uma superfície. Genericamente, o transporte é a integral da velocidade calculado na direção perpendicular a cada elemento de área.

- Transporte de volume: integral de velocidade (v) $\times$ na área (A)

$$V = \sum v_i A_i = \int v \, dA \quad [m^3 \, s^{-1}].$$
- Transporte de massa: integral de densidade (ρ) $\times v$

$$M = \sum \rho v_i A_i = \int \rho v \, dA \quad [kg \, s^{-1}].$$
- Transporte de sal: integral de $\rho S v$

$$S = \sum \rho S v_i A_i = \int \rho S v \, dA \quad [kg \, s^{-1}].$$
- Transporte de água doce: integral de $\rho(1 - S)v$

$$S = \sum \rho(1 - S) v_i A_i = \int \rho(1 - S) v \, dA \quad [kg \, s^{-1}].$$
- Transporte calor: integral de $\rho c_p T v$

$$H = \sum \rho c_p T v_i A_i = \int \rho c_p T v \, dA \quad [J \, s^{-1} = W],$$

onde c_p é a calor específico da água e T a temperatura.

Fluxo e transporte

Fluxo é o transporte por unidade de área.

- Fluxo de volume: V/A [$m\ s^{-1}$]
- Fluxo de massa: M/A [$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$]
- Fluxo de calor: H/A [$W\ m^2$]

Fluxo é importante quando existe uma diferença entre o que entra e sai do volume fechado. As mudanças no fluxo então deve ter ocorrido dentro do volume.

- 1 Fluxo divergente: sai mais do que entra;
- 2 Fluxo convergente: sai menos do que entra.

Difusão

- Difusão: Move as propriedades através de movimentos randômicos, de uma forma semelhante à advecção porém em escalas muito pequenas;
- Lei de difusão de Fick: O fluxo difusivo é proporcional ao gradiente da concentração.
- A difusão move alguma substância de uma região de alta para baixa concentração.
- Sem gradiente $\rightsquigarrow$ sem difusão.
- No oceano, os vórtices são responsáveis pela difusão.

Radiação

- Radiação: ondas eletromagnéticas transportam a energia na forma de calor: solar (ondas curtas) e infravermelho (ondas longas).
- Calor e luz penetram nas camadas superiores dos oceanos, zona eufótica, que tem impacto na biologia da região.

Roteiro

- 1 Leis da Conservação
 - Conservação de volume
- 2 **Balanço de calor nos oceanos**
 - Componentes do Balanço de Calor
- 3 Balanço de sal nos oceanos



Balanço total de calor

$$Q_T = \nabla_H F_o + \frac{\partial HS}{\partial t} = Q_i + Q_b + Q_l + Q_s$$

- Q_T : fluxo de calor através da interface;
- $\nabla_H F_o$: divergente horizontal do fluxo de calor;
- $\partial HS_o / \partial t$: derivada temporal do calor armazenado;
- Q_i : fluxo de radiação solar de ondas curtas;
- Q_b : fluxo de radiação de ondas longas;
- Q_l : fluxo de calor latente;
- Q_s : fluxo de calor sensível.

Outras fontes como calor do interior da terra, transferência de energia cinética de ondas, calor químico, nuclear, etc. são muito pequenas e portanto desprezíveis.

Balço de calor pela interface oceano–atmosfera

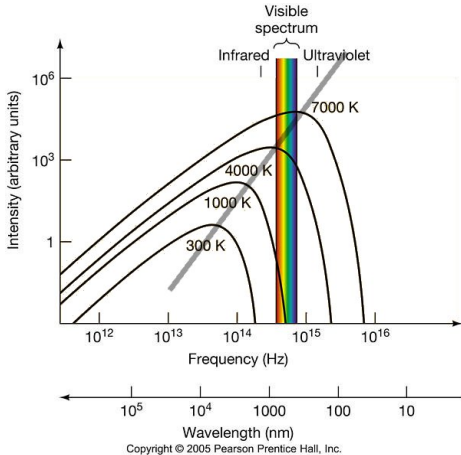
- Se a temperatura dos oceanos não se altera por um longo período de tempo, podemos considerar que o calor armazenado não varia no tempo e portanto, é considerado zero;
- As correntes advectivas são processos internos do sistema, portanto quando somadas para todas as regiões, a sua soma deve ser zero.
- Portanto, a equação do calor pela superfície se reduz à:

$$Q_i + Q_b + Q_l + Q_s = 0$$

Stefan-Boltzmann

- Lei de Stefan-Boltzmann: A radiação total emitida por um **corpo negro ideal** é dada por $M_{\lambda} = \sigma T^4$ onde $\sigma = 5,6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^2\text{K}^{-4}$ é constante e T é a temperatura.
- Esta energia é na forma de radiação eletromagnética sobre uma faixa do espectro de comprimentos de ondas;
- A concentração de energia não é a mesma para todos os comprimentos de onda. A energia apresenta um máximo para λ_m dada pela Lei de Wien.

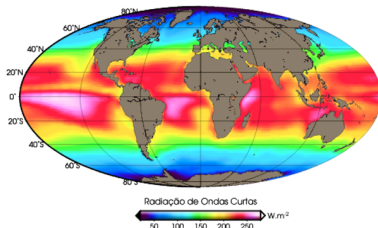
Emissão da Terra e do Sol



- $\lambda_{max} = \frac{k}{T}$
- O sol está a aproximadamente 5800K.
- O pico da emissão solar é no espectro visível.
- A Terra está em média a 300K.
- O pico de emissão da Terra é no infra-vermelho.
- O Sol emite mais energia que a Terra para todo λ .

Fluxo de radiação de ondas curtas (Q_i)

Média mensal (ISCCP)



Fórmula tradicional baseada na cobertura de nuvens:

$$Q_i = (1 - \alpha) Q_c (1 - 0.62C + 0.0019\theta_N)$$

Como medir:

- 1 Pirômetros: impraticável para grandes áreas;
- 2 Satélites: mais viáveis.

- Q_c : radiação solar incidente para céu limpo
- C : média mensal fracional da cobertura de nuvens
- α : albedo
- θ_N : elevação do sol ao meio dia

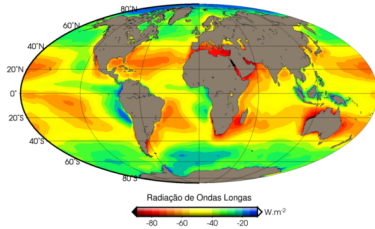
Fluxo de radiação de ondas curtas (Q_i)

O que afeta a radiação que chega na superfície?

- Q_c : taxa de energia do sol que chega acima da atmosfera: constante solar (1365 a 1372 W.m^{-2}).
- Radiação espalhada ou absorvida e re-irradiada pela atmosfera, nuvens, etc. Esta contribuição se torna mais importante em altas latitudes;
- Albedo ou reflectância: característica da superfície. Razão entre a radiação refletida e a incidente (%). Depende da elevação do sol e do estado do mar;
- Nuvens: espalham, refletem e absorvem a radiação;
- Absorção na atmosfera (sem nuvens): depende da elevação do sol e da composição da atmosfera (moléculas de gás, poeira, vapor d'água, etc).

Fluxo de radiação de ondas longas (Q_b)

Média mensal (ISCCP)



Irradiada pela superfície do mar **menos** recebida pela atmosfera



$$Q_b = \epsilon \sigma T_w^4 (0.39 - 0.05 e^{\frac{1}{2}}) (1 - kc^2) + 4 \epsilon \sigma T_w^3 (T_w - T_a)$$

- ϵ : emitância da sup. do mar: 0.98
- σ : constante de Stefan–Boltzmann:
 $5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$;
- T_w e T_a : temp. da água e do ar;
- e : pressão de vapor;
- k : coeficiente de cobertura de nuvens;
- c : fração de cobertura de nuvens.

Fluxo de radiação de ondas longas (Q_b)



Fluxo de radiação de ondas ondas (Q_b)

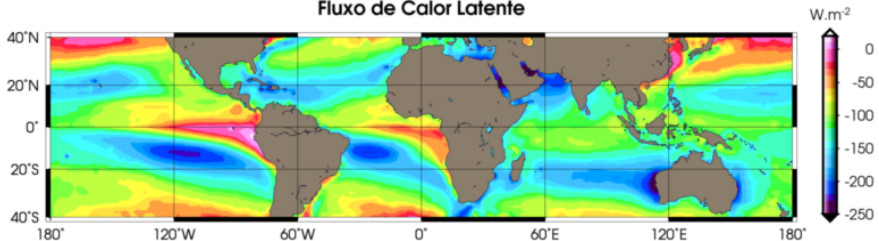
O que afeta esta radiação?

- ϵ : emitância. Provém da Lei de Stefan e da definição de corpo negro. Na realidade, temos corpo cinza.
- e : pressão de vapor. Reduz perda de Q_b pois o vapor d'água irradia radiação de ondas longas de volta para o mar;
 - Não linearidade nesta relação: umidade logo acima da superfície aumenta com a TSM exponencialmente $\rightsquigarrow$ maior aumento da radiação da atmosfera para o mar do que o do mar para atmosfera;
 - Consequência: aumento de TSM pode acarretar diminuição de Q_b $\rightsquigarrow$ super efeito estufa (especulativo).
- Nuvens: reduz Q_b ;
- Diferença de temperaturas: resposta da atmosfera à radiação do mar devido à umidade. Importante em regiões de correntes de borda oeste;

Fluxo de calor latente

Média mensal (TRMM)

Fluxo de Calor Latente



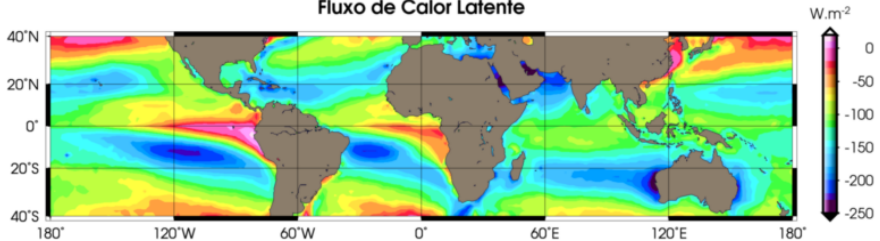
$$Q_l = \rho C_e L u (q_s - q_a)$$

- ρ : densidade do ar;
- u : vento em m.s^{-1} ;

- C_e : coeficiente de transferência de calor latente;
- L : calor latente de evaporação;
- q_s : 98% da umidade específica de saturação;
- q_a : umidade específica medida.

Fluxo de calor latente

Fluxo de Calor Latente



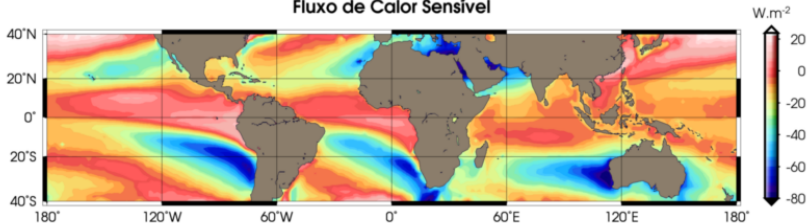
Representa a maior fonte de perda de energia pelos oceanos.
Fluxo de calor latente é dominado pela evaporação

- Correntes quentes de contorno oeste onde há fortes ventos alísios: Corrente do Golfo e Kuroshio;
- Ártico: regiões com menor cobertura de gelo.

Fluxo de calor sensível

Média mensal (TRMM)

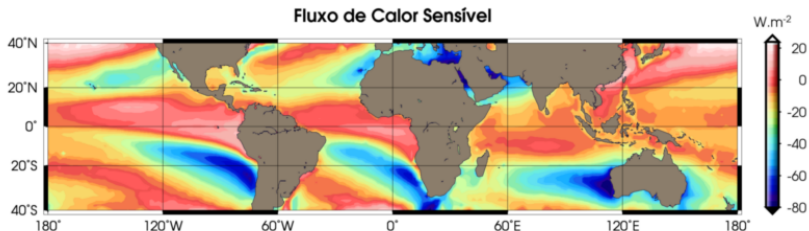
Fluxo de Calor Sensível



$$Q_l = \rho C_p C_h u (T_w - (T_a + \gamma z))$$

- γ : adiabatic lapse rate.
- C_h : coeficiente de transferência de calor sensível;
- C_p : calor específico à pressão constante;
- T_w : temperatura da superfície do mar;
- T_a : temperatura do ar;

Fluxo de calor sensível



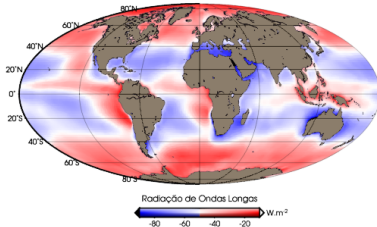
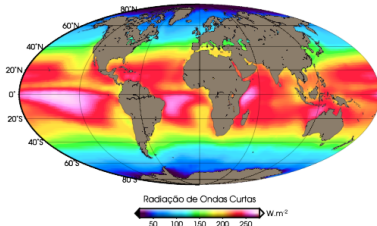
Fluxo negativo: do oceano para a atmosfera - $T_w > T_a$

- Região das correntes de borda oeste dos oceanos por serem correntes quentes;
- Regiões em médias latitudes: devido à ação de fortes ventos combinados à diferença de temperaturas na interface;

Fluxo positivo: da atmosfera para o oceano - $T_w < T_a$

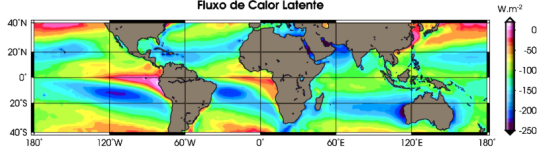
- Regiões equatoriais porque em média a temperatura do ar é superior ao do oceano.

Componentes do balanço de calor através da superfície

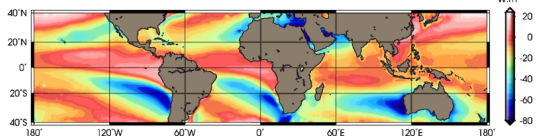


Fluxo de calor latente e sensível

(TRMM) ↓
Fluxo de Calor Latente



Fluxo de Calor Sensível



← Fluxo de radiação de ondas curtas e longas (ISCCP)

Componentes do balanço de calor

Q_j : Ondas curtas

- Varia com a latitude
- Valores altos: regiões com menor cobertura de nuvens.

Q_l : calor latente

- Maior perda de calor em todas as latitudes.
- Maior em regiões subtropicais com menor cobertura de nuvens e
- Regiões onde ventos secos continentais sopram sobre o lado oeste do oceanos (correntes quentes).

Q_b : ondas longas

- Termo de perda de calor. Variação com latitude segue a cobertura de nuvens.
- Maior perda nos subtrópicos onde a cobertura de nuvens é menos que regiões equatorial e subpolar;

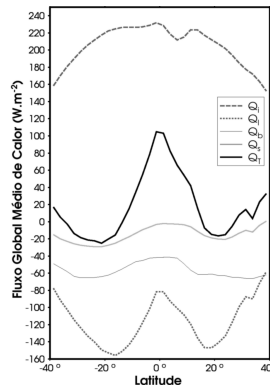
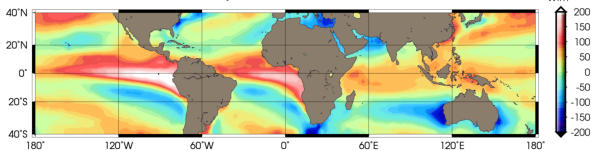
Q_s : calor sensível

- Menor componente sobre todos os oceanos.
- Alto nas correntes de oeste devido ao contraste de temperaturas.

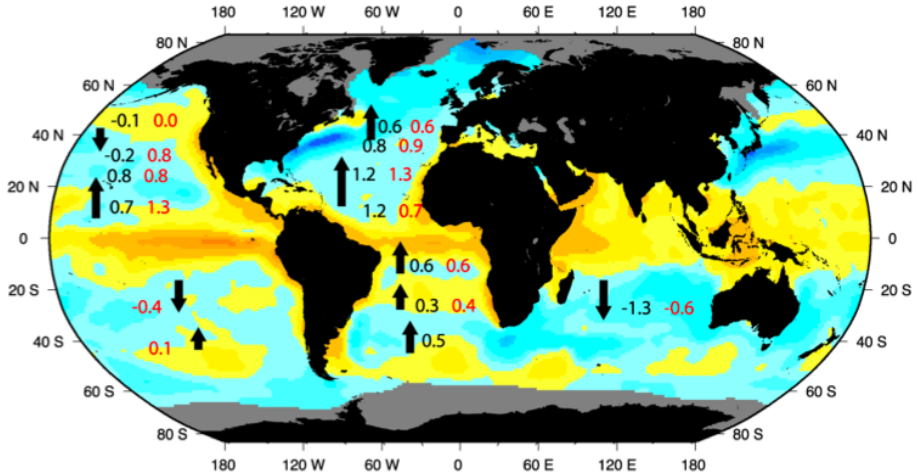
Somando as componentes...

$$Q_T = Q_i + Q_b + Q_l + Q_s$$

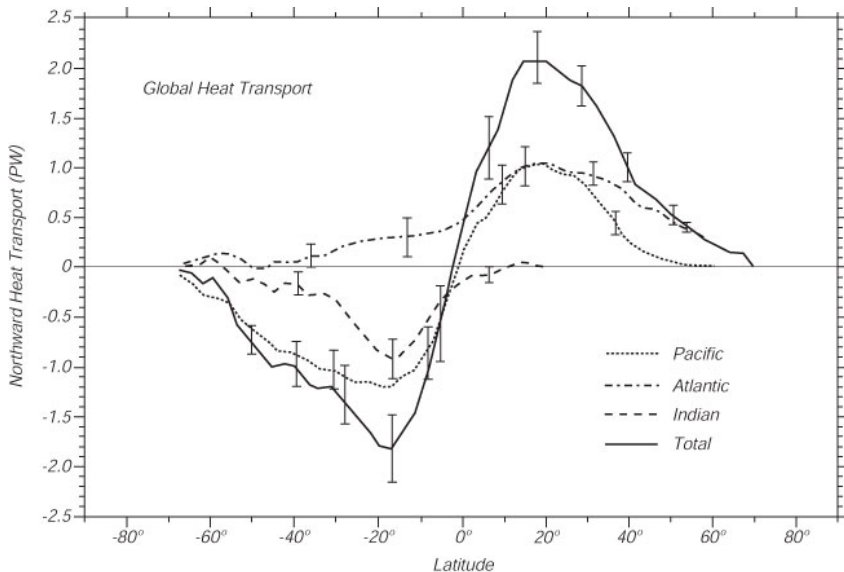
Balanço de Calor na Superfície



Transporte meridional de calor



Transporte meridional de calor



Roteiro

- 1 Leis da Conservação
 - Conservação de volume
- 2 Balanço de calor nos oceanos
 - Componentes do Balanço de Calor
- 3 Balanço de sal nos oceanos

Princípio de conservação de sal

$$V_i \rho S_i = V_o \rho_o S_o$$

- V_i e V_o : transportes de volume de água que entra e sai;
- S_i e S_o : salinidades
- ρ_i e ρ_o : densidades

Esta é a equação do transporte de sal e dita que não há criação ou consumo de sal dentro do volume considerado.

Como geralmente as diferenças de densidade são muito pequenas (< 3%) podemos eliminar ρ :

$$V_i S_i = V_o S_o$$

Balanço de sal nos oceanos

Combinando as equações:

$$V_i + R + AP = V_o + AE$$

$$V_i S_i = V_o S_o$$

obtemos:

$$V_i = D \frac{S_o}{S_i - S_o}$$

e

$$V_o = D \frac{S_i}{S_i - S_o}$$

onde $D = R + AP - AE$, ou seja a contribuição referente à água doce, em unidades de $m^3 s^{-1}$.

Esta equação é conhecida como a relação de Knudsen (Knudsen, 1900).

Balanço de água doce

Se escrevermos em termos de D , temos:

$$D = V_i \left(\frac{S_i}{S_o} - 1 \right)$$

ou

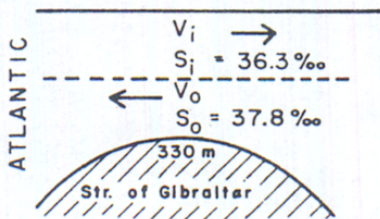
$$D = V_o \left(1 - \frac{S_o}{S_i} \right)$$

que é conhecida como a equação do transporte de água doce.

- Se $D > 0$: mais descarga e precipitação do que evaporação (balanço de água positivo);
- Se $D < 0$: mais evaporação (balanço de água negativo);

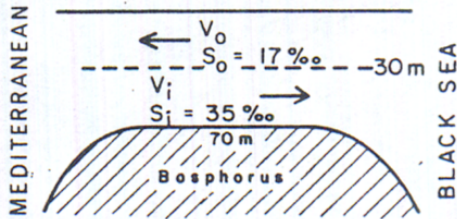
Exemplos de conservaço: Mediterrâneo

(a) for MEDITERRANEAN



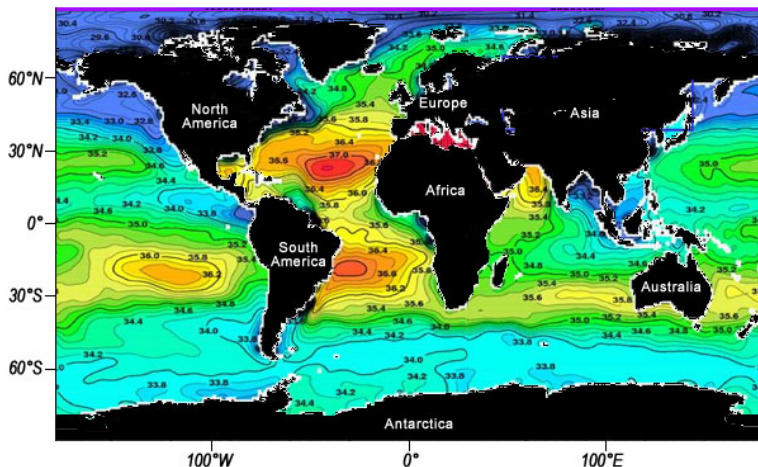
Bacia dominada pela evaporaço

(b) for BLACK SEA

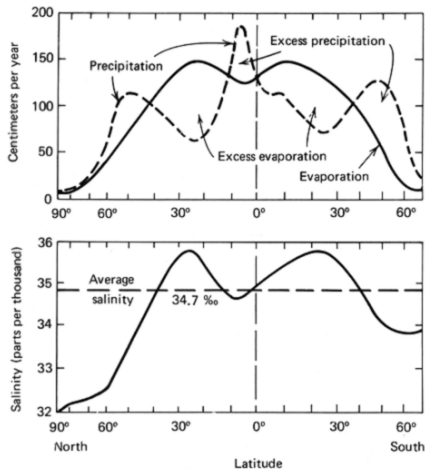


Bacia dominada pela descarga e precipitaço.

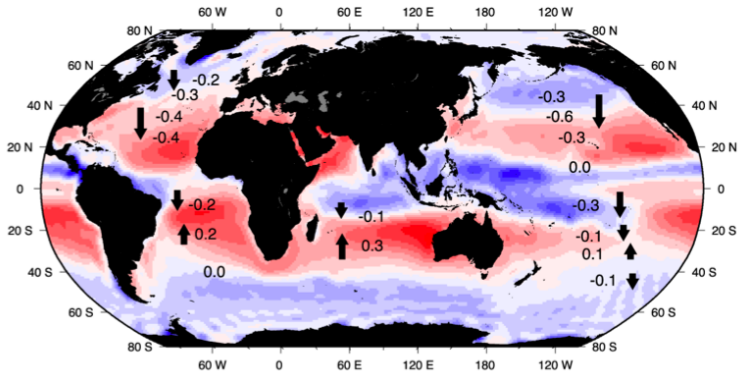
Salinidade média na superfície



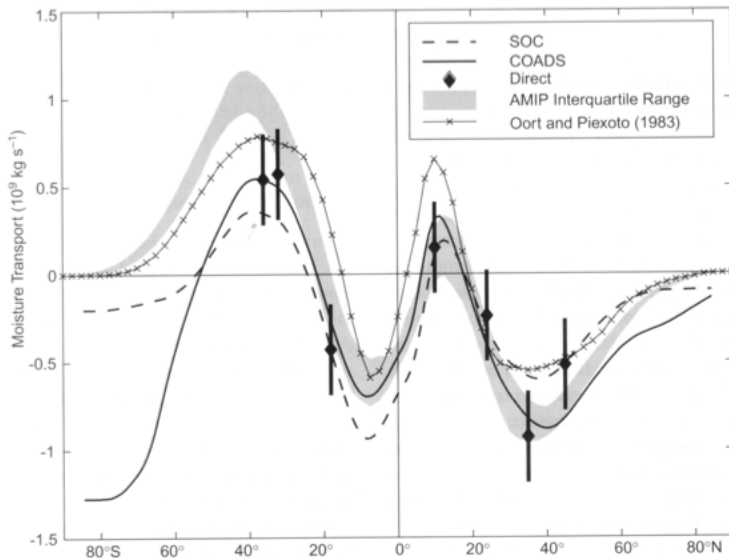
Balço entre precipitaço e evaporaço



Transporte meridional de água doce



Transporte meridional de água doce



Futuro: medidas através de satélites

AQUARIUS/SAC-D

