

Aula 2: Calor e temperatura nos oceanos

Fundamentos de Oceanografia Física

Prof. Dr. Marcelo Dottori

Departamento de Oceanografia Física, Química e
Geológica

Instituto Oceanográfico

4 de dezembro de 2018

Aula 2: Calor e temperatura nos oceanos

Assuntos

- Radiação eletromagnética do Sol;
- Balanço térmico na Terra;
- Distribuição horizontal de temperatura na superfície;
- Distribuição vertical de temperatura;
- Aquecimento global;

Referências bibliográficas

- Notas de aula;
- Livro em preparação.

A Terra recebe continuamente energia que se propaga pelo espaço na forma de radiação eletromagnética, que é absorvida parcialmente pela atmosfera, litosfera e hidrosfera. Há, também, uma parte recebida na forma gravitacional (marés) e geotérmica.

A contribuição de cada uma destas partes é, aproximadamente:

- Radiação Solar: 99,985%
- Geotérmica: 0,013%
- gravitacional: 0,002%

Assim, em nossa análise, consideraremos como única fonte a radiação solar.

1 Radiação solar

Inicialmente, vamos entender 2 conceitos. São eles:

- Fluxo radiante: É a taxa de transferência de energia pelas ondas eletromagnéticas, isto é, a quantidade de energia transportada por unidade de tempo;
- Irradiância: É a quantidade de energia da radiação eletromagnética que atravessa uma superfície unitária por unidade de tempo (fluxo radiante/área).

Usando a Lei de Planck, temos que a irradiância de um corpo negro emitida para cada comprimento de onda depende de sua temperatura. Assim, uma vez determinada a temperatura de corpo de negro, podemos estimar como é o seu espectro de irradiação (Figura 1).

Ainda, usando a Lei de Wien, temos que o comprimento de onda de máxima emitância dado por:

$$\lambda_{max} = \frac{K}{T} \quad (1)$$

A temperatura média da superfície do Sol é aproximadamente $5778K$ enquanto que a da Terra, $288K$. Assumindo um comportamento de corpo negro

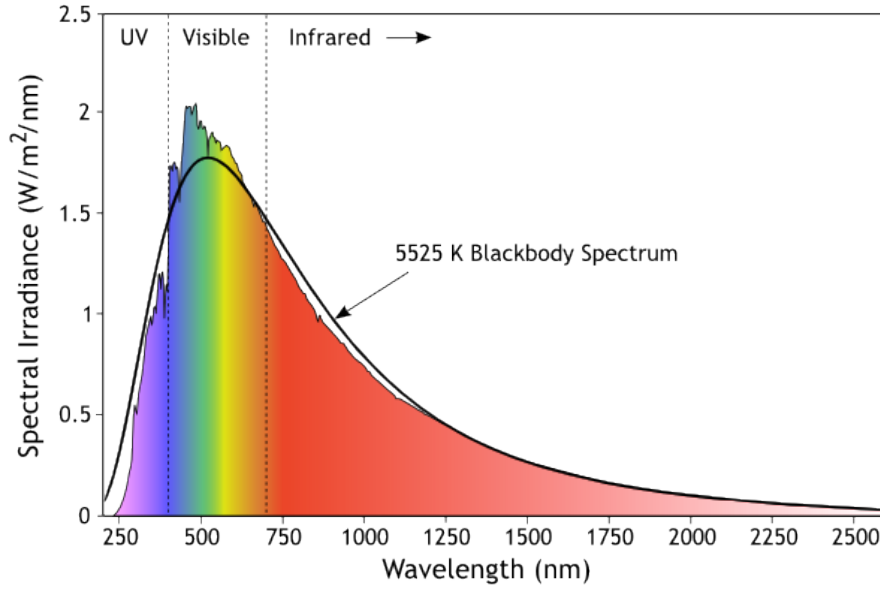


Figura 1: Espectro de radiação solar.

para os dois, temos que o Sol emite radiação centrada na faixa do visível (comparativamente, ondas curtas – $\lambda_{max} \approx 5 \times 10^{-7}m$) e a Terra, na faixa de infravermelho (comparativamente, ondas longas – $\lambda_{max} \approx 1 \times 10^{-5}m$) (Figura 1). Não é por acaso que nosso olho está adaptado para a radiação na faixa emitida pelo Sol.

Medições recentes feitas por sensores radiométricos instalados em satélites indicam um valor aproximado de $1.361W.m^{-2}$ (constante solar) para a irradiância solar. Considerando que esta irradiância é obtida para uma superfície perpendicular a um segmento de reta ligando o centro do Sol ao centro da Terra, podemos estimar o fluxo total multiplicando este valor por πR^2 , onde R é o raio da Terra. Entretanto, lembrando que a superfície da Terra é esférica, esta irradiância total deve ser dividida por $4/3\pi R^3$, para estimarmos o valor médio da irradiância por metro quadrado. Assim, temos como valor médio de irradiância, aproximadamente, $343W.m^{-2}$ (Há algumas variações entre diferentes estudos,

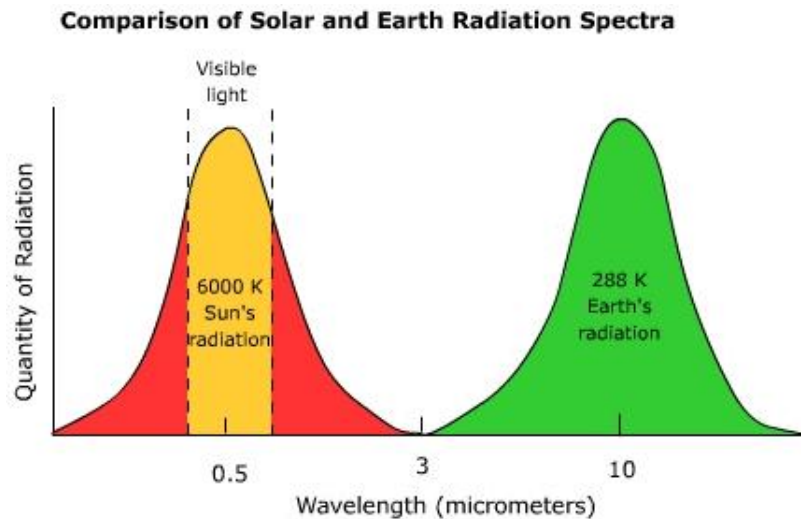


Figura 2: Fluxos radiativos do Sol e da Terra.

mas todos indicam um valor muito próximo ao apresentado).

2 Balanço térmico na Terra

Vamos considerar que, no caso da Terra, toda a radiação recebida é devolvida ao espaço, assumindo que a temperatura média do planeta (ou a quantidade de calor) mantém-se constante para longos períodos.

Inicialmente, a única forma de energia capaz de propagar no vácuo são ondas eletromagnéticas. Assim, como visto anteriormente, a Terra absorve energia em ondas curtas e emite a mesma quantidade em ondas longas de volta ao espaço. Do total de radiação recebida pela Terra, 30% são devolvidos diretamente ao espaço por reflexão e espalhamento, 16% pela atmosfera, 3% por nuvens e 51% pelos continentes e oceanos. Destes 51% absorvidos na superfície, 7% são perdidos por contato, 23% por evaporação e 23% por radiação de ondas curtas (Figura 4).

É importante salientar que, neste processo, a atmosfera funciona como uma

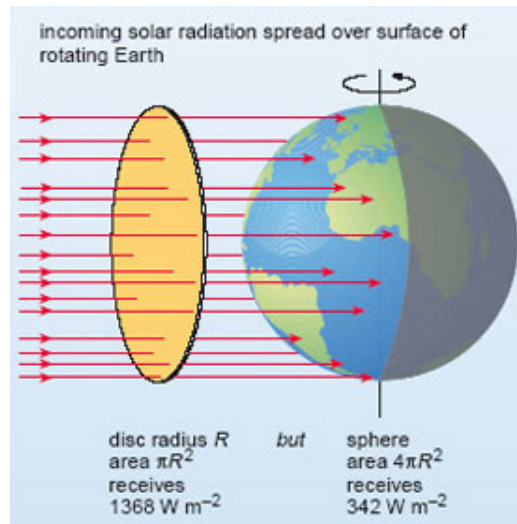


Figura 3: Radiação solar recebida pela Terra.

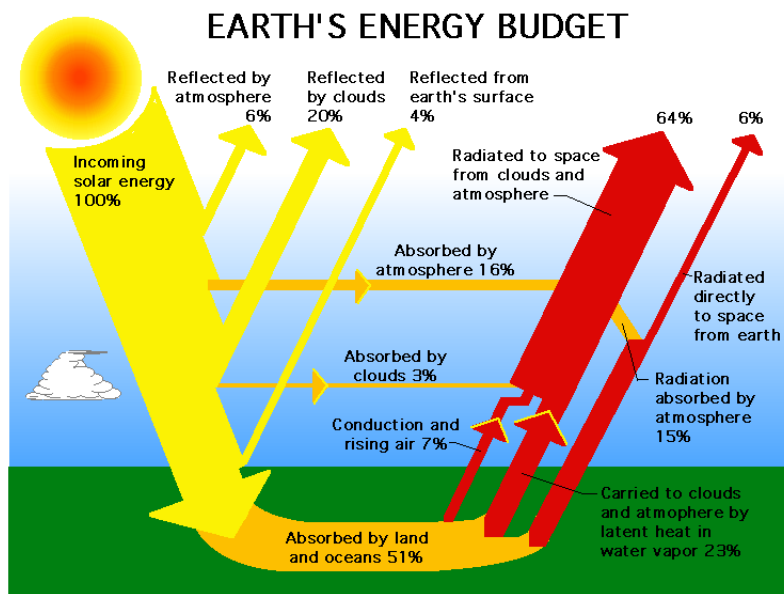


Figura 4: Balanço de calor da Terra.

estufa. Basicamente, a atmosfera é transparente para a radiação visível (absorve cerca de 20%), ondas curtas, mas tem uma capacidade muito maior de absorção das ondas longas (absorve cerca de 84%), infravermelho. Este processo é denominado de efeito estufa. Gases como gás carbônico e o vapor d'água são os principais responsáveis por este efeito.

Olhando especificamente para os oceanos, podemos destacar que a elevada capacidade de armazenar calor (densidade e calor específico elevados) o torna um grande reservatório, absorvendo calor quando há excesso e liberando calor quando há deficiência sem grandes alterações de sua temperatura.

Para o oceano global e considerando longos períodos, podemos especificar uma equação de balanço de calor dada por:

$$Q_S + Q_B + Q_V + Q_H = 0 \quad (2)$$

onde Q_S representa a radiação solar ($\approx 168W.m^{-1}$), Q_B a radiação por ondas longas ($\approx -65W.m^{-1}$), Q_V o calor latente ($\approx -79W.m^{-1}$) e Q_H o calor sensível ($\approx -24W.m^{-1}$).

Quando tratamos de regiões limitadas, esta dinâmica pode não estar em equilíbrio, e mais 2 termos precisam ser acrescentados, um referente ao calor resultante (Q_T) e outro referente a advecção (Q_A). Assim, teremos:

$$Q_T = Q_S + Q_B + Q_V + Q_H + Q_A \quad (3)$$

Há uma variação meridional da intensidade de cada um dos termos da Equação 2. Para Q_S , quanto mais próximo ao equador, maior a radiação recebida (Figuras 2 e 2) devido a área exposta a radiação e ao ângulo de incidência dos raios solares.

O termo Q_B depende da temperatura da superfície do oceano, na umidade relativa do ar na baixa atmosfera e na cobertura de nuvens. Os maiores valores são observados próximo a 30° de latitude, devido a pequena cobertura de nuvens.

Os maiores valores de Q_V são observados em regiões de alta evaporação em baixas latitudes e sob o efeito dos ventos alísios.

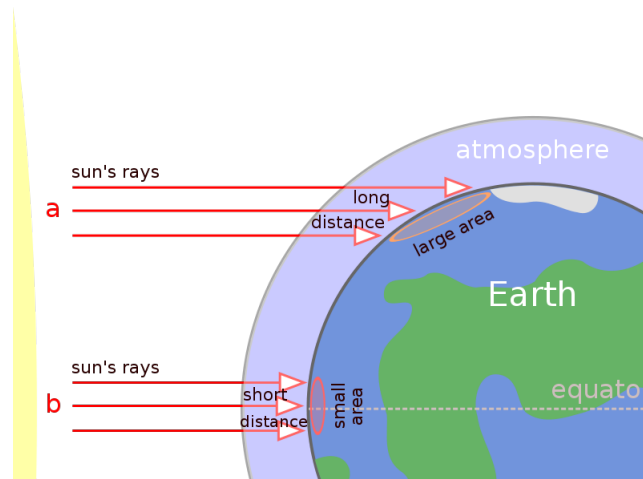


Figura 5: Radiação solar chegando na Terra.

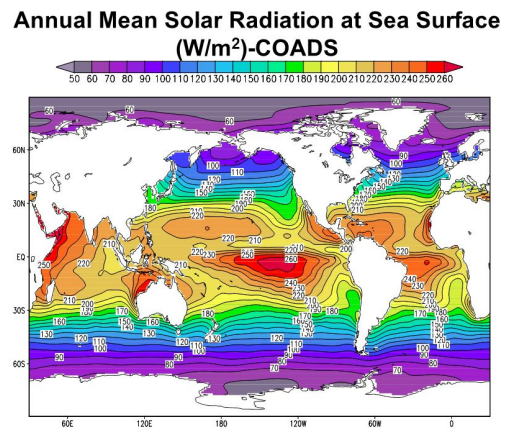


Figura 6: Distribuição média de Q_S .

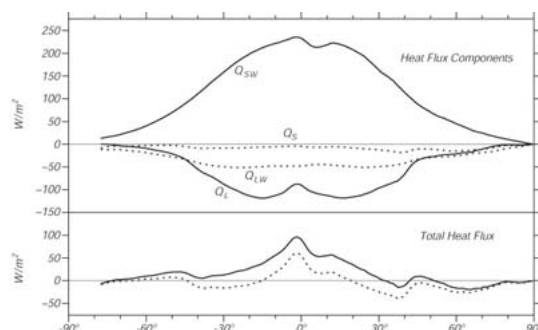


Figura 7: Distribuição média dos termos do balanço de calor com a latitude.

Para Q_H , os maiores valores são encontrados onde as diferenças de temperatura entre a superfície do oceano e a baixa atmosfera são maiores e onde há maior convecção.

Este quadro de variação meridional dos termos de calor nos leva a conclusão de que até cerca de 40° de latitude há um saldo positivo de calor e, entre 40° e os pólos, um balanço negativo (Figura 2). Assim, as correntes oceânicas desempenham um papel fundamental para redistribuir este calor.

3 Distribuição de temperatura nos oceanos

Como resultado final deste balanço de calor, as temperaturas na superfície aumentam do equador em direção aos pólos, como mostra a Figura 9. Em média, menos de 1% da radiação que chega à superfície do oceano atinge o nível de 100 m de profundidade. Assim, temos que o oceano é aquecido de cima para baixo (o oposto da atmosfera), com uma grande tendência a manter a maior parte do calor próximo à superfície, pois movimentos de convecção não são possíveis neste processo.

Assim, temos uma camada superficial, em regiões de baixa latitude, com temperaturas bem mais altas que as camadas de fundo e, entre as duas, uma zona de transição bastante abrupta para temperatura. Nesta camada superficial, as

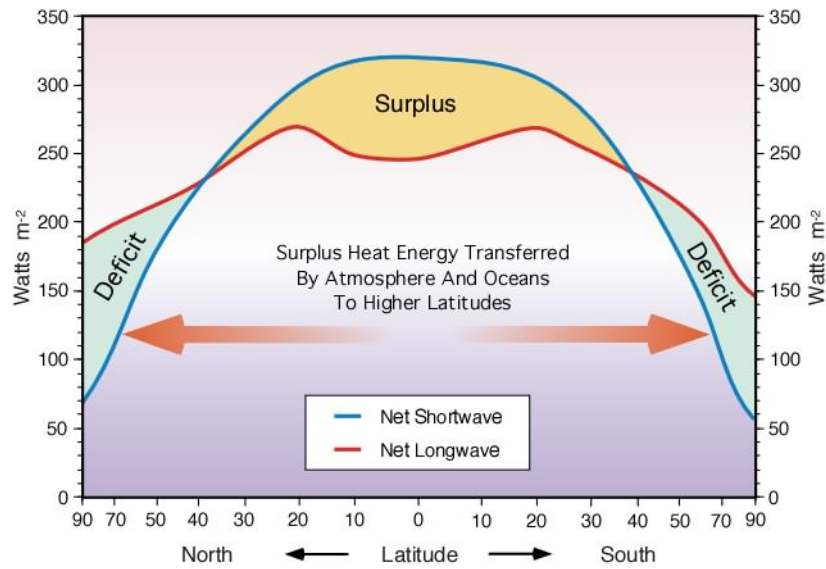


Figura 8: Variação meridional dos termos de absorção e perda de calor.

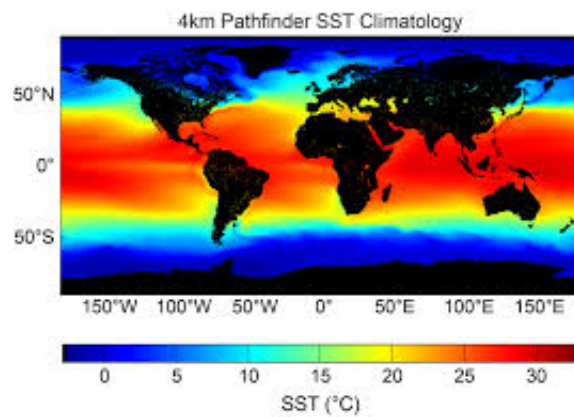


Figura 9: Temperatura média na superfície do oceano.

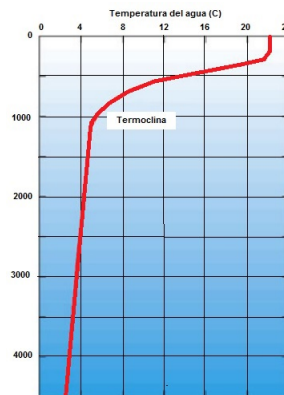


Figura 10: Variação vertical de temperatura para baixas latitudes.

correntes e ondas intensificam o processo de mistura, transformando os primeiros metros do oceano em uma camada homogênea. Esta camada é denominada camada de mistura.

A região de elevado gradiente de temperatura é denominada termoclina, que fica entre a camada de mistura e a camada de fundo. Nesta última, as variações de temperatura com a profundidade são bem suaves (Figura: 10).

Em regiões de média latitude, a termoclina tem um caráter sazonal, sendo observada nos meses mais quentes, quando o balanço de calor é positivo. Em regiões polares, não há variação vertical de temperatura, não sendo, portanto, observada a termoclina em qualquer época do ano.

4 Aquecimento global

Com o aumento dos gases geradores do efeito estufa nos últimos 150 anos, também tem sido observado um aumento das temperaturas na Terra. Embora períodos de aquecimento e resfriamento façam parte da dinâmica do planeta, o aquecimento atual tem origem na atividade humana, principalmente devido a queima de combustíveis fósseis (Figura 11).

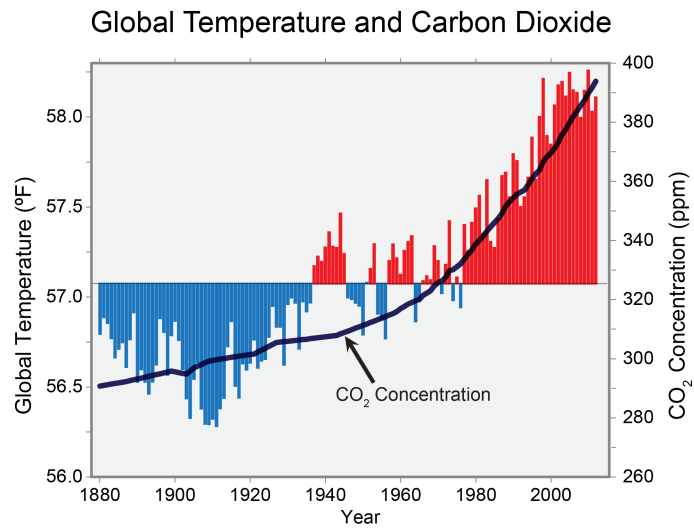


Figura 11: Variação da temperatura e concentração de CO_2 desde 1880. (Fonte: *United States Environment Protection Agency – EPA*)