



O papel do oceano nas mudanças climáticas globais

Edmo J. D. Campos

RESUMO

A água é uma substância essencial para a existência e a sustentação da vida no planeta Terra. O oceano, com quase todo o volume da água do planeta, cobre quase três quartos da superfície da Terra. Isso faz dele um componente fundamental no ciclo hidrológico – o processo pelo qual a água é continuamente transferida do oceano para as nuvens, para os continentes e de volta para o oceano. A água é a substância com o maior calor específico entre as comumente encontradas no ambiente terrestre – a única substância natural com calor específico superior ao da água é a amônia líquida. O grande volume e a alta capacidade térmica da água fazem do oceano o regulador do sistema climático, reduzindo as diferenças de temperatura e criando um ambiente propício para a vida em quase toda a superfície da Terra. A água faz também com que, no oceano, as respostas a alterações nos forçantes do clima sejam bem mais lentas do que na atmosfera. Dessa forma, o oceano age como um atenuador da velocidade com que o clima em geral é afetado por essas mudanças.

Palavras-chave: oceanos; circulação termohalina global; célula de revolvimento meridional do Atlântico; interação oceano-atmosfera; mudanças climáticas.

ABSTRACT

Water is an essential substance for the existence and maintenance of life on planet Earth. The oceans, which contain almost all of the planet's water, cover roughly three-quarters of the Earth's surface. This makes the oceans a fundamental component of the hydrological cycle – the process through which water is continuously transferred from the oceans to the clouds, then to the continents and then back to the oceans. Water is the substance with the highest specific heat index among the others commonly found in the terrestrial environment – the only natural substance with a higher specific heat is liquid ammonia. The large volume and the high heat capacity of water turn the ocean into a regulator of the climatic system by reducing temperature differences and creating a favorable environment for life on almost the entire surface of Earth. Water also makes responses to alterations in the climate forcings be much slower in the ocean than they are in the atmosphere. This way, the ocean acts as a buffer to the speed by which the climate as a whole is affected by those changes.

Keywords: oceans; global thermohaline circulation; Atlantic meridional overturning cell; ocean-atmosphere interactions; climate change.

O OCEANO E O SISTEMA CLIMÁTICO

De forma simplificada, o clima pode ser definido como o estado de equilíbrio de um sistema de trocas de propriedades termodinâmicas entre diferentes compartimentos. Esse equilíbrio não é estacionário nem estável. Mesmo na ausência de perturbações externas, variações na forma como as diferentes partes trocam informações entre si podem resultar em alterações consideráveis no estado de equilíbrio climático. Por exemplo, aumentos mínimos do valor médio global da temperatura causado por maior concentração de CO₂ na atmosfera e alterações nos gradientes térmicos espaciais podem resultar em mudanças drásticas nos regimes de ventos, de chuvas e de outras trocas de propriedades entre o oceano e a atmosfera. No oceano, o efeito combinado dessas mudanças pode modificar significativamente o sistema de correntes e as propriedades físicas e químicas, impactando significativamente o ecossistema marinho. Em retorno, alterações nas propriedades das massas de água e na circulação oceânica podem causar mudanças duradouras, ou até mesmo permanentes, no sistema climático.

O OCEANO E O CICLO HIDROLÓGICO

O oceano é o principal reservatório de água da Terra, estendendo-se por cerca de 70% da superfície, em uma camada com profundidade

média de aproximadamente 4 mil metros. Com 97% de todo o volume de água do planeta, o oceano desempenha papel-chave no ciclo hidrológico, processo pelo qual a água é continuamente transferida entre os diferentes compartimentos do sistema. Aproximadamente 86% da evaporação global ocorre no oceano, fornecendo a maior parte do vapor de água presente na atmosfera. A precipitação sobre o oceano é de 78% da global, implicando que parte das águas evaporadas do mar precipita sobre os continentes e, eventualmente, retorna ao oceano. Nesse ciclo, o oceano troca com os continentes cerca de 40 mil quilômetros cúbicos de água por ano, um fluxo mais de seis vezes superior à descarga do Rio Amazonas.

A evaporação no oceano ocorre predominantemente em regiões subtropicais, com temperaturas da superfície do mar (TSM) mais altas e com pouca cobertura de nuvens. Essa mudança de estado retira grande quantidade de calor do oceano, esfriando sua superfície. Na atmosfera, o vapor de água é transportado pelos ventos, e a precipitação ocorre predominantemente na Zona de Convergência Intertropical (ITCZ, na sigla em inglês), longe das áreas de maior evaporação. O calor liberado na

EDMO J. D. CAMPOS é professor do Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

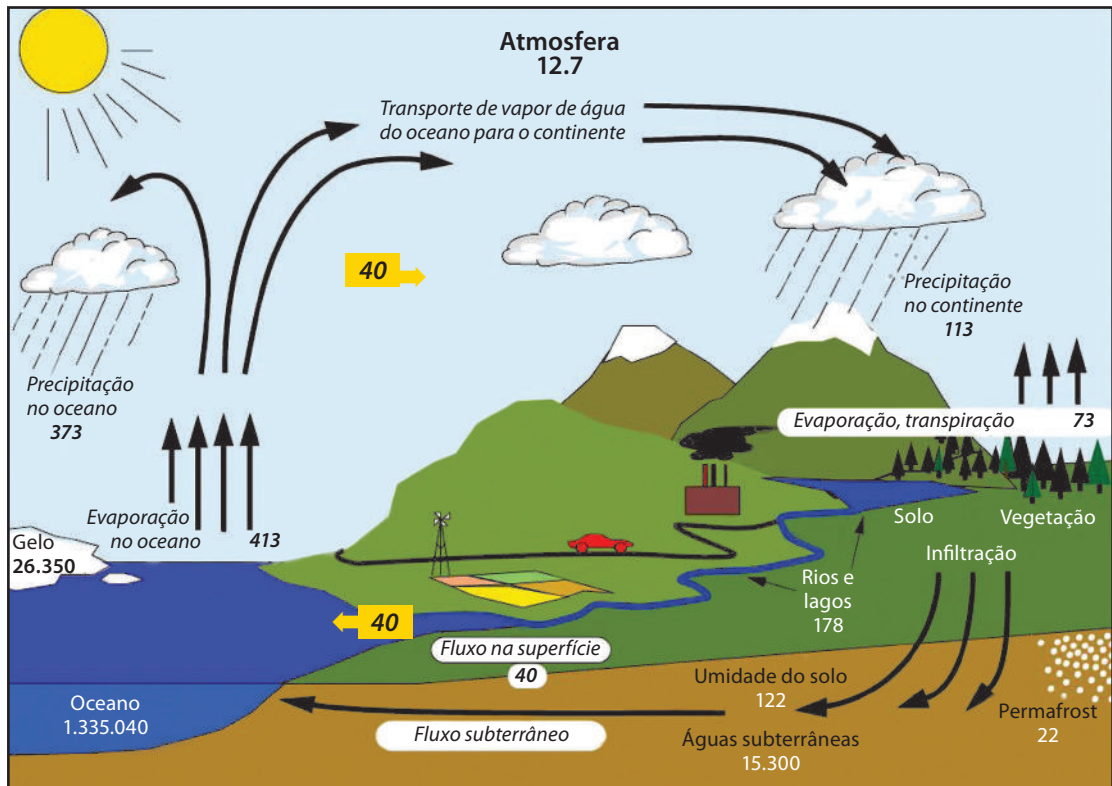
condensação do vapor de água fornece grande parte da energia que movimenta a circulação atmosférica nas regiões tropicais. Além dessa troca de energia entre o oceano e a atmosfera, a diferença entre evaporação e precipitação (E-P) determina a salinidade (concentração de sal) na superfície do oceano. Através do efeito da salinidade na densidade, a diferença E-P contribui para a determinação da estabilidade da coluna de água e também afeta a elevação da superfície do mar. Dessa forma, em conjunto com variações da TSM, variações de E-P implicam variações nos gradientes de pressão e, conseqüentemente, no movimento das águas do mar. Num cenário de mudança climática, pequenas alterações na média temporal e/ou espacial da TSM e de E-P podem resultar em mudanças significativas no ciclo hidrológico, com reflexos até mesmo catastróficos nos regimes de precipitação sobre os continentes.

O BALANÇO DE ENERGIA E O EFEITO ESTUFA

Segundo umas das leis da termodinâmica (lei de Stefan-Boltzmann), ao ser aquecido, um corpo irradia energia até atingir temperatura de equilíbrio. Nesse estado de equilíbrio, a energia recebida é igual à irradiada. A Terra está em equilíbrio termodinâmico, retransmitindo de volta ao espaço energia equivalente à recebida do Sol. Na ausência da atmosfera, a Terra seria mais ou menos como a Lua, onde a temperatura de equilíbrio varia de 116°C durante o dia a -173°C à noite, com valor médio da ordem de -27,5°C. Como se sabe, porém, a temperatura média na Terra é de 14°C. Esse maior valor resulta da existência da atmosfera, que age como um cobertor, aprisionando radiação de ondas longas (infravermelho) e aquecendo o planeta.

FIGURA 1

O CICLO HIDROLÓGICO



Parte da água evaporada do oceano precipita nos continentes e eventualmente retorna ao mar. As unidades são milhares de quilômetros cúbicos para armazenamentos e milhares de quilômetros cúbicos por ano para fluxos.

Esse “efeito cobertor”, ou efeito estufa, resulta do fato de a presença de vapor de água, CO₂, metano e outros gases na atmosfera torná-la mais “opaca” para a radiação de ondas longas emitida pelo planeta do que para a radiação de ondas curtas recebida do Sol.

O efeito estufa é, portanto, um elemento de vital importância no sistema climático terrestre. Porém, é preciso entender que pequenas variações nas concentrações dos gases que produzem esse efeito na atmosfera podem resultar em variações significativas na temperatura média global. Representantes de diferentes segmentos da sociedade, incluindo até mesmo alguns poucos cientistas, não aceitam a hipótese de que o aumento acelerado da emissão de CO₂ pela espécie humana esteja contribuindo de forma decisiva para o aumento da temperatura média do planeta. Em parte, essa controvérsia é motivada pelo limitado conhecimento tanto das contribuições individuais dos diferentes componentes do sistema climático, quanto de suas interações altamente não lineares. O oceano, apesar da evidente importância, é um dos elementos menos entendidos nesse complexo sistema.

O PAPEL DO OCEANO NO BALANÇO GLOBAL DE CALOR

Recorde-se que 14°C é apenas o valor médio global da temperatura da Terra. Em diferentes regiões, a temperatura média local pode atingir valores muito mais altos, ultrapassando 50°C em regiões equatoriais, ou muito mais baixos, inferiores a 80°C negativos nas proximidades do Polo Sul. A diferença na temperatura média entre diferentes latitudes resulta da esfericidade do planeta. Nas baixas latitudes a Terra recebe mais energia do que devolve ao espaço. Nas altas latitudes ocorre exatamente o oposto. Esses desequilíbrios regionais resultam em diferentes temperaturas de equilíbrio, com maiores valores onde há ganho (trópicos e subtropicais) e menores valores onde há perda (regiões subpolares e polares).

Considerando-se apenas a diferença entre as radiações incidentes e emitidas, as temperaturas médias nas baixas latitudes deveriam ser muito superiores e, nas altas latitudes, muito

inferiores ao observado. Isso não ocorre devido à existência do oceano. A maior parte da luz solar é absorvida pelo oceano nas regiões tropicais – quando o Sol está alto no céu, o oceano absorve cerca de 98% da radiação solar. A atmosfera absorve muito pouco, pois é praticamente transparente para a radiação solar. Também, devido ao maior albedo (índice de refletividade), os continentes absorvem bem menos radiação que o oceano.

Com a alta capacidade térmica da água, o oceano pode armazenar grandes quantidades de calor, por longos períodos. Dessa maneira, o excesso de calor absorvido pelo oceano nos trópicos é transportado em direção aos polos por uma ação combinada do oceano e da atmosfera. No oceano, esse transporte de calor ocorre dos trópicos até latitudes médias (~45°), pela circulação média nos giros subtropicais (Figura 1). Nas regiões subpolares, a atmosfera absorve o calor do oceano e o redistribui por meio de perturbações sinóticas.

O OCEANO E O CO₂ ATMOSFÉRICO

A emissão de dióxido de carbono resultante da queima de combustíveis fósseis vem aumentando significativamente há várias décadas (IPCC AR5, capítulos 3 e 6, 2013; Sabine et al., 2004). O oceano é um dos principais sumidouros desse gás e contribui decisivamente na remoção da maior parte do carbono lançado pelo homem na atmosfera (Sabine et al., 2004; Le Quéré et al., 2013). Contudo, resultados de observações mostram que a capacidade de absorção de gás carbônico pelo oceano vem se reduzindo em consequência do aquecimento global (Kieran et al., 2011). Um dos efeitos do aumento da temperatura no oceano é sua acidificação, reduzindo sua capacidade de absorver e reter o carbono. Essa redução da eficiência do oceano em absorver o carbono da atmosfera pode desencadear um processo de retroalimentação positiva, aumentando ainda mais a concentração de CO₂ na atmosfera. Estudos recentes sugerem que o pH oceânico esteja se reduzindo, com consequente redução de sua capacidade de absorção de gás carbônico (Orr et al., 2005; Le Quéré et al., 2013; IPCC AR5, cap. 3, 2013).

O AQUECIMENTO GLOBAL

E O NÍVEL DO MAR

Além da acidificação, um outro efeito do aquecimento global é o aumento do volume do oceano pelo aumento da temperatura da água e pelo maior aporte de águas resultantes do degelo das calotas polares e das geleiras continentais. Maior volume implica maior elevação do nível médio do mar. Resultados de uma grande quantidade de pesquisas indicam que o nível do mar está cada vez mais alto, em média 24 centímetros de 1850 a 2010 (Kopp et al., 2009; Miller & Douglas, 2004; Domingues et al., 2008; Gleckler et al., 2012; IPCC AR5, cap. 3; 2013).

O PAPEL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO CLIMA

A grande quantidade de água que cobre quase três quartos da superfície terrestre está em constante movimento, em diferentes escalas espaciais e temporais. Associado à grande inércia térmica da água, o movimento é um dos principais mecanismos pelos quais o oceano contribui para o clima e sua variabilidade. Propriedades adquiridas em uma determinada região são transportadas horizontal e verticalmente pela circulação oceânica em grande escala, reduzindo as diferenças regionais e contribuindo para atenuar ainda mais os efeitos de alterações na atmosfera. Em escala planetária (centenas de quilômetros ou mais) e em períodos muito mais longos que um dia, os principais forçantes do movimento do mar são o arrasto do vento na superfície, a gravidade, as variações na elevação da superfície e os gradientes de densidade resultantes das diferentes distribuições de temperatura e salinidade.

As correntes oceânicas forçadas pelo vento

O vento é o agente predominante nos primeiros mil metros de profundidade, produzindo correntes com velocidades da ordem de até 1 m/s. Esse movimento é usualmente denominado de circula-

ção forçada pelo vento. O termo “circulação” resulta do fato de esse movimento ocorrer em circuitos fechados. Nas regiões subtropicais das bacias, a circulação se apresenta na forma de “giros”, ou grandes células de circulação anticiclônicas (sentido horário no hemisfério norte e anti-horário no hemisfério sul), conforme ilustrado pela Figura 2. Esses giros subtropicais forçados pelo vento agem como uma máquina térmica. No lado oeste das bacias, transportam águas mais quentes dos trópicos em direção a latitudes médias. No lado leste, retornam águas mais frias dos subtropicais para baixas latitudes. O efeito residual é o transporte do excedente de calor das regiões tropicais em direção às regiões subpolares.

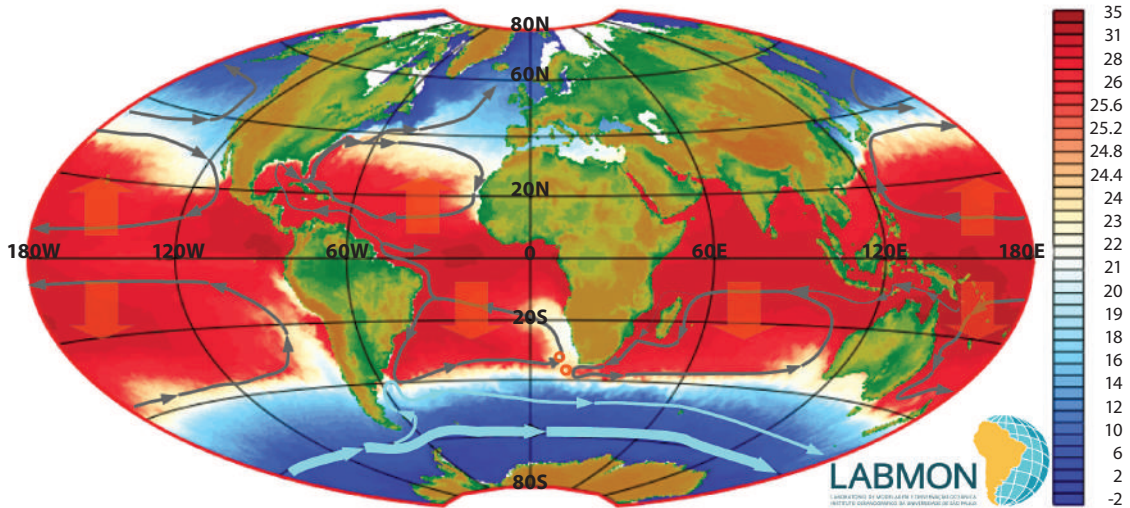
Movimentos gerados por gradientes de temperatura e salinidade

O aquecimento diferencial da superfície do mar, com temperaturas mais altas nos trópicos e mais baixas nas proximidades dos polos (Figura 2), implica gradientes norte-sul de densidade, com águas mais leves em baixas latitudes e mais pesadas nas altas. Nas proximidades dos polos, as águas mais pesadas afundam e espalham-se pelas regiões abissais do oceano. Isso requer um fluxo de águas de latitudes mais baixas em direção aos polos para repor as que afundam. Nas proximidades do Equador, águas das regiões mais profundas fluem (aflorem) em direção à superfície, fechando o circuito. Em um planeta completamente coberto por uma camada de água com profundidade constante, com eixo de rotação perpendicular à eclíptica (plano de translação ao redor do Sol), a circulação média vertical forçada por esses gradientes de densidade seria caracterizada por células meridionais fechadas, sem nenhuma troca entre os dois hemisférios. Ou seja, águas movendo-se do Equador em direção aos polos nas regiões superiores e dos polos para o Equador nas camadas profundas.

Devido às suas peculiaridades, no planeta Terra o movimento resultante das diferenças latitudinais de temperatura (e salinidade), denominado circulação termohalina, é bem mais complicado. Em escala global, a circulação termohalina média

FIGURA 2

REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA CIRCULAÇÃO FORÇADA PELO VENTO NA CAMADA SUPERIOR DO OCEANO, SOBREPOSTA À DISTRIBUIÇÃO MÉDIA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR



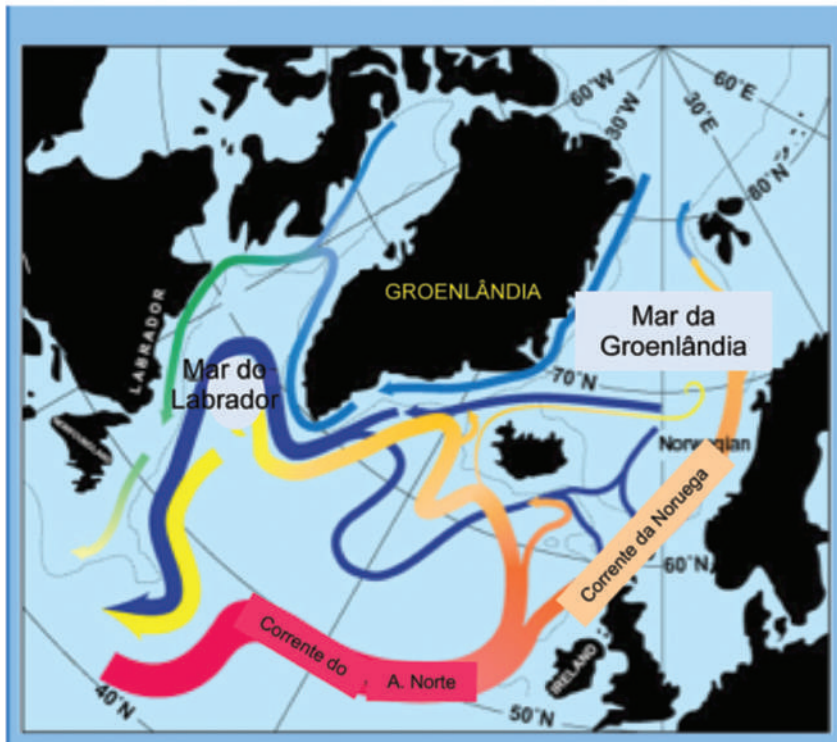
Nos subtropicais, os giros anticiclônicos transportam calor desde as regiões tropicais em direção a latitudes médias, conforme indicado pelas setas largas. No Atlântico, o ramo mais ao norte da Corrente Circumpolar Antártica (linhas de cor azul-clara) conduz águas oriundas do Pacífico até a confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, em cerca de 40°S. Ao sul da África, anéis desprendidos da retroflexão da Corrente das Agulhas transportam águas do Índico para o Atlântico. Na zona equatorial do Atlântico Sul ocorre um transporte líquido do hemisfério sul para o norte. Nos estreitos da Indonésia, cerca de 1 sverdrup, ou 1 milhão de metros cúbicos por segundo, flui do Pacífico para o Índico, fenômeno conhecido na literatura como vazamento da Indonésia ou Indonesian Through Flow. Parte dessa água chega até o Atlântico através do “Vazamento das Agulhas”. A distribuição da TSM servindo de papel de fundo é resultado de experimento com modelo numérico de circulação geral executado no Laboratório de Modelagem e Observação Oceânica (Labmon) do IO-USP.

pode ser representada por um circuito tridimensional que se assemelha a uma esteira transportadora (Broecker, 1991), conduzindo e redistribuindo calor por todas as bacias oceânicas. O mecanismo gerador dessa correia transportadora termohalina, referido na literatura como a “bomba de calor do Atlântico Norte”, pode ser descrito da seguinte forma. No Atlântico Norte, parte das águas mais quentes e mais salinas transportadas pelo giro subtropical (Corrente do Atlântico Norte) chega até regiões subpolares (Figura 3). Nessas latitudes, o calor é transferido para a atmosfera fazendo com que essas águas vindas do sul, com maior concentração de sal, se tornem bem mais densas que as águas locais. Em consequência, afundam e fluem para o sul, distribuindo-se pelas regiões profundas de todas as bacias oceânicas. Lenta e gradativamente, porém, essas águas retornam à superfície e fluem de volta para o Atlântico Norte. O circuito pode demorar até cerca de mil anos para ser completado (Rahmstorf, 2003; Wunsch, 2002; Broecker, 2010).

Além do aumento da temperatura do oceano, outra consequência indiscutível do aquecimento do planeta, particularmente em regiões polares, é o aumento do fluxo de água doce para o oceano, resultante do derretimento de grandes quantidades de gelo. A alteração na densidade resultante dessas mudanças pode afetar significativamente a circulação termohalina (Rahmstorf, 2003; Broecker, 2010; Haarsma et al., 2011). Pesquisas paleoclimáticas sugerem forte correlação entre variações climáticas no passado e alterações na circulação termohalina (Peeters et al., 2004). No atual cenário, alguns estudos argumentam que a intensidade da circulação não irá mudar de forma apreciável no século XXI (Gent, 2011; Latif et al., 2000). Resultados de outros estudos, porém, projetam enfraquecimento significativo da circulação termohalina nos próximos cem anos, apesar de ser pouco provável que alguma mudança abrupta do clima possa acontecer ainda neste século

FIGURA 3

A “BOMBA DE CALOR DO ATLÂNTICO NORTE”,
MECANISMO PROPULSOR DA CIRCULAÇÃO TERMOHALINA GLOBAL



O calor transportado pela Corrente do Atlântico Norte é liberado para a atmosfera e afunda, dando origem à massa de água profunda do Atlântico Norte. Nas profundezas, essa água flui para o sul, ultrapassa o equador e atinge as regiões profundas das outras bacias oceânicas, de onde flui gradativamente para a superfície e retorna para o Atlântico Norte, fechando a correia transportadora global.

(Rhamstorf, 1995, 2003; Stocker & Schmittner, 1997; Dixon et al., 1999; Wood et al., 1999).

A CÉLULA DE MOVIMENTAÇÃO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO

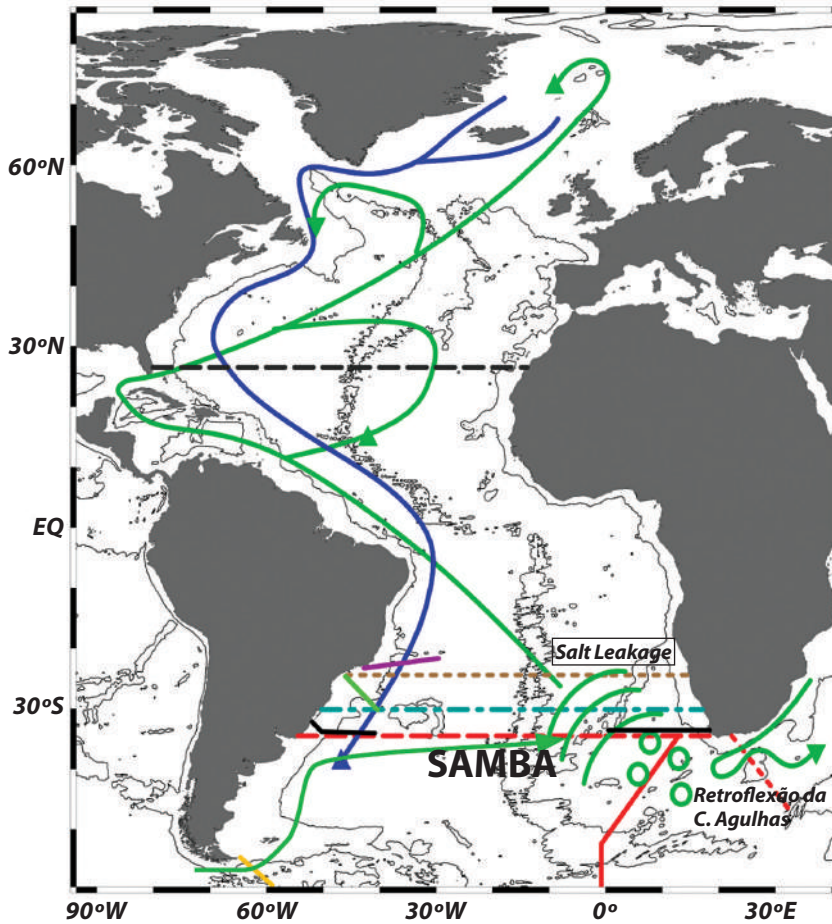
No Atlântico, a componente da circulação termohalina é uma célula vertical na direção norte-sul (meridional) denominada de Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA), mas mais conhecida pela sigla do nome em inglês: Atlantic Meridional Overturning Cell (Amoc). Essa célula é ilustrada esquematicamente pela Figura 4, a qual inclui também informação sobre o programa internacional Samoc (South Atlantic Meridional Overturning Circulation), estruturado para monitorar a CRMA no Atlântico Sul. De maneira geral, a CRMA é mantida pelo seguinte mecanismo: águas superficiais das outras bacias oceânicas adentram

o Atlântico Sul e eventualmente são transportadas para o Atlântico Norte. Ao passar pela região equatorial do Atlântico, essas águas se aquecem e se tornam mais salinas devido à evaporação. Ao atingir altas latitudes no hemisfério norte, particularmente no Mar da Noruega, as águas mais quentes vindas do sul liberam calor para a atmosfera e, em virtude da maior concentração de sal em comparação com as águas locais, tornam-se mais pesadas e afundam. A massa de água resultante desse afundamento, denominada Água Profunda do Atlântico Norte (Apan), flui de volta para o Atlântico Sul, de onde é exportada para as outras bacias (Broecker, 2010).

O ATLÂNTICO SUL

O ramo superior da circulação termohalina global é formado no Atlântico Sul por águas mais frias e menos salinas, provenientes do Oceano Pa-

CÉLULA DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO (AMOC)



Na região superior do oceano (primeiros mil metros), mistura de águas oriundas de outras bacias e do Atlântico Sul flui para o Atlântico Norte (verde). Próximo à Groenlândia, após ceder calor para a atmosfera, essas águas afundam e retornam para o hemisfério sul (azul). A Amoc, o Vazamento das Agulhas e outros processos estão sendo estudados pelo programa internacional Samoc (South Atlantic Meridional Overturning Circulation), na rede Samba (Samoc Basin-wide Array). O Brasil contribui com o Samoc através de projeto do Programa Fapesp de Pesquisas em Mudanças Climáticas Globais, coordenado pelo IO-USP.

cífico via Passagem de Drake, e águas mais quentes e mais salinas do Oceano Índico (Figuras 2 e 4). Ao sul da África, águas oriundas do Índico adentram o Atlântico por meio do processo conhecido como Vazamento das Agulhas: enormes quantidades de águas mais quentes e salinas do Índico aprisionadas em anéis, formados e destacados da Corrente das Agulhas (Figura 4). O laço formado pela retroflexão da Corrente das Agulhas tem em média 340 km de diâmetro e é encontrado entre 16°E e 20°E (Lutjeharms & Van Ballegooyen, 1988). Cerca de seis vezes por ano, o laço formado pela retroflexão se fecha, formando anéis com cerca de 320 km de diâmetro, os quais se destacam e

derivam para noroeste, com velocidades da ordem de 12 cm/s (Gordon, 1985). Esses anéis aprisionam enormes quantidades de águas com temperatura cerca de 5°C mais alta e salinidade cerca de 0,3 psu maior do que as do Atlântico Sul.

Do lado oeste da bacia, ao sul da América do Sul, águas mais frias e menos salinas transportadas pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) adentram o Atlântico Sul pela Passagem de Drake. Parte dessas águas flui para o norte, ao largo da plataforma continental argentina, formando a Corrente das Malvinas (Figura 2). Em aproximadamente 38°S essa corrente se encontra com a Corrente do Brasil (CB) e se volta para sudeste, reintegrando-se à CCA

(Campos & Olson, 1991). Na região de confluência com a CB, uma parte dessas águas vindas do Pacífico se mistura com águas locais e eventualmente contribui com a formação da massa d'água das regiões superiores do Atlântico Sul (Figuras 2 e 4).

Nas camadas superiores da região subtropical do Atlântico Sul, essas duas massas de água provenientes do Índico e do Pacífico contribuem para a formação da massa de água que circula pelo giro subtropical. No limite norte do giro, a Corrente Sul-Equatorial flui para noroeste até as proximidades da costa brasileira, onde se bifurca, entre as latitudes 5°S e 10°S (Figura 2). O ramo sul dessa bifurcação dá origem à Corrente do Brasil. O ramo norte forma o sistema de Corrente e Subcorrente Norte do Brasil, o qual transporta águas em direção ao equador, alimentando um complexo sistema de circulação que resulta em transporte líquido de águas para o hemisfério norte. O volume de águas exportado através do equador para o Atlântico Norte é igual ao volume de águas do Pacífico e Índico que é injetado no giro subtropical do Atlântico Sul. As características dessa massa de água transferida, ou seja, a temperatura e concentrações de sal e outros elementos químicos, dependem da contribuição relativa das águas oriundas das outras bacias. Alterações no volume total ou na proporção dessa mistura de águas pode ter reflexos significativos no processo de formação de águas profundas no norte do Atlântico, afetando a intensidade da corrente termohalina. Estudos baseados em modelos numéricos reportam que o Vazamento das Agulhas vem aumentando nos últimos decênios, em resposta a alterações no sistema de ventos no Atlântico Sul (Bjostoch et al., 2009; Giddy et al., 2015). Outros trabalhos com base em dados altimétricos chamam a atenção para possíveis alterações na circulação do Atlântico Sul (Goni et al., 2008; Sato & Polito, 2008).

O OCEANO E O CLIMA NO BRASIL

O clima no Brasil, assim como praticamente em toda a América do Sul, é fortemente determinado pelas interações oceano-atmosfera no Oceano Pacífico, a maior extensão de água sobre

o planeta (cerca de 1/3 da superfície da Terra). Fenômenos cíclicos como o El Niño e as oscilações decenais do Pacífico exercem forte influência na variabilidade do clima regional, assim como no resto do planeta. É de esperar, portanto, que mudanças no comportamento desses fenômenos em decorrência do aquecimento do planeta tenham impactos importantes sobre o território brasileiro.

Apesar de sua menor extensão, o Atlântico também contribui de forma importante para as condições climáticas no Brasil. Variabilidades na posição da ITCZ, decorrentes de variabilidades das distribuições de temperatura no Atlântico, estão intimamente relacionadas com o clima no Nordeste. O Oceano Atlântico é também determinante no sistema de monções da América do Sul, e contribui significativamente para o regime hidrológico em vasta área da América do Sul. Análises de registros climáticos e hidrológicos mostraram que a grande seca da Amazônia em 2005, uma das piores já registradas na região, não foi causada pelo El Niño, mas sim por aumento anômalo da temperatura no Oceano Atlântico, que pode estar relacionado ao aquecimento global (Marengo, 2008).

Na região adjacente ao território nacional, as correntes do Brasil e Norte do Brasil, originadas da bifurcação da Corrente Sul-Equatorial, transportam parte das águas oriundas das outras bacias oceânicas. O aumento na contribuição de águas oriundas do Índico pode resultar em impactos significativos nos processos físicos e bioquímicos na região oeste do Atlântico Sul. O aumento da temperatura pode resultar em aumento da quantidade de calor armazenado na região oceânica adjacente ao território brasileiro, conforme sugerem resultados de pesquisas (Sato & Polito, 2008). Anomalias da temperatura da superfície do mar e da quantidade de calor armazenado na camada de mistura podem resultar em impactos diretos na região costeira e em alterações consideráveis na circulação atmosférica e no ciclo hidrológico na região continental adjacente (Grimm, 2003; Grimm & Giorgi, 2007; Grimm & Zilli, 2009).

BIBLIOGRAFIA

- BIASTOCH, A. et al. "Increase in Agulhas Leakage Due to Poleward Shift of Southern Hemisphere Westerlies", in *Nature*, 462, 2009, pp. 495-8.
- BROECKER, W. "Unpleasant Surprises in the Greenhouse?", in *Nature*, 328, 1987, pp. 123-6.
- _____. "The Great Ocean Conveyor", in *Oceanography*, vol. 4, nº 2, 1991.
- _____. *The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change*. Princeton, Princeton Univ. Press., 2010.
- DIXON, K. W. et al. "The Influence of Transient Surface Fluxes on North Atlantic Overturning in a Coupled GCM Climate Change Experiment", in *Geophys. Res. Letters*, 26, 1999, pp. 2.749-52.
- CAMPOS, Edmo J. D.; OLSON, D. B. "Stationary Rossby Waves in Western Boundary Current Extensions", in *J. Phys. Oceanogr.*, 21(8), 1991, pp. 1.202-24.
- GONI, G.; BRINGAS, F.; DINEZIO, P. "Observed Variability of the South Atlantic Subtropical Gyre", in *Geophys. Res. Letters*, submitted, 2008.
- GORDON, A. L. "Indian-Atlantic Transfer of Thermocline Water at the Agulhas Retroflexion", in *Science*, 227, 1985, pp. 1.030-3.
- GRIMM, A. M. "The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences", in *Journal of Climate*, 16(2), 2003, pp. 263-80.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. "Connection Between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil", in *Journal of Climate*, 20(24), 2007, 5.929-45.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. "Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America", in *Journal of Climate*, 22, Issue 9, 2009, pp. 2.257-75.
- HAARSMA, Reindert J. et al. "Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability", in *Journal of Climate*, v. 21, pp. 1.403-16, 2008.
- HAARSMA, Reindert J. et al. "Impacts of Interruption of the Agulhas Leakage on the Tropical Atlantic in Coupled Ocean Atmosphere Simulations", in *Climate Dynamics*, v. 36, pp. 989-1.003, 2011.
- IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report, Climate Change 2013 – the Physical Science Basis*.
- KOPP, R. E. et al. "Probabilistic Assessment of Sea Level During the Last Inter-glacial Stage", in *Nature*, 462, 2009, pp. 863-7.
- LATIF, M. et al. "Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Green-house Warming Simulation", in *J. Climate*, 13, 2000, pp. 1.809-13.
- LE QUÉRÉ, C. et al. "The Global Carbon Budget 1959-2011", in *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 2013, pp. 165-85, doi: 10.5194/essd-5-165.
- LUTJEHARMS, J. R. E.; BALLEGOOYEN, R. C. van. "The Retroflexion of the Agulhas Current", in *Journal of Physical Oceanography*, 18, 11, 1988, pp. 1.570-83.
- MARENGO, J. A. et al. "Hydro-climatic and Ecological Behaviour of the Drought of Amazonia in 2005", in *Phil. Trans. R. Soc. B*, 2008.
- MILLER L.; DOUGLAS, B. C. "Mass and Volume Contributions to 20th Century Global Sea Level Rise", in *Nature*, 428, 2004, pp. 406-9.
- ORR, J. C. et al. "Anthropogenic Ocean Acidification Over the Twenty-First Century and its Impact on Calcifying Organisms", in *Nature*, 437, 2005, pp. 581-6.

- PEETERS, F. J. C. et al. "Vigorous Exchange Between the Indian and Atlantic Oceans at the End of the Past Five Glacial Periods", in *Nature*, 430, 2004, pp. 661–5.
- RAHMSTORF, S. "The Concept of the Thermohaline Circulation", in *Nature*, 421 (6924), 2003, p. 699.
- _____. "Bifurcations of the Atlantic Thermohaline Circulation in Response to Changes in the Hydrological Cycle", in *Nature*, 378, 1995, pp. 145-9.
- SABINE, Christopher S. et al. "The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂", in *Science*, 305(5682), 2004, pp. 365-71.
- SATO, O.; POLITO, P. "Influence of Salinity on the Interannual Heat Storage Trends in the Atlantic Estimated from Altimeters and the Pilote Research Moored Array in the Tropical Atlantic Data", in *Journal of Geophysical Research.*, 113, C02008, 2008.
- STOCKER, T. F.; SCHMITTNER, A. "Influence of CO₂ Emission Rates on the Stability of the Thermohaline Circulation", in *Nature*, 388, 1997, pp. 862-5.
- WOOD, R. A. et al. "Changing Spatical Structure of the Thermohaline Circulation in Response to Atmospheric CO₂ Forcing in a Climate Model", in *Nature*, 399, 1999, pp. 572-5.
- WUNSCH, C. "What Is the Thermohaline Circulation?", in *Science*, 298 (5596), 2002, pp. 1.179-81.