

ROGER G. BARRY
RICHARD J. CHORLEY

ATMOSFERA, TEMPO E CLIMA

NONA EDIÇÃO

Tradução:

Ronaldo Cataldo Costa

Consultoria, supervisão e revisão técnica desta edição:

Francisco Eliseu Aquino

Geógrafo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Mestre em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Professor de Climatologia e Oceanografia Física do Departamento de Geografia,

Instituto de Geociências/UFRGS



2013

Movimentos em escala planetária na atmosfera e no oceano

7

OBJETIVOS DE APRENDIZAGEM

Depois de ler este capítulo, você:

- aprenderá como e por que os padrões de pressão e velocidade dos ventos mudam com a altitude;
- estará familiarizado com as relações entre os padrões de pressão superficiais e mesotroposféricos;
- conhecerá as características dos principais cinturões de ventos globais;
- estará familiarizado com os conceitos básicos da circulação geral da atmosfera;
- entenderá a estrutura básica dos oceanos, sua circulação e papel no clima; e
- conhecerá a natureza e o papel da circulação termohalina.

Neste capítulo, analisamos os movimentos atmosféricos de escala global e seu papel na redistribuição de energia, momento e umidade. Conforme observamos no Capítulo 3 (p. 72), existem relações entre a atmosfera e os oceanos, com estes prestando a principal contribuição para o transporte de energia em direção aos polos (ainda que menor do que o componente atmosférico). Assim, também discutimos a circulação oceânica e o acoplamento do sistema oceano-atmosfera.

A atmosfera atua como uma máquina térmica gigante, onde a diferença de temperatura entre os polos e o equador, causada pelo aquecimento solar diferencial, impulsiona a circulação atmosférica e oceânica planetária. A conversão de energia térmica em energia cinética para produzir movimento deve envolver ar ascendente e descendente, mas os movimentos verticais costumam ser menos óbvios do que os horizontais, que podem cobrir grandes áreas e persistir por períodos de alguns dias a vários

meses. Iniciaremos analisando as relações entre os padrões de vento e pressão na troposfera e na superfície.

A VARIÇÃO DA PRESSÃO E VELOCIDADE DO VENTO COM A ALTITUDE

As características da pressão e do vento mudam com a altitude. Acima do nível dos efeitos friccionais superficiais (por volta de 500-1000 m), o vento aumenta de velocidade e, exceto perto do equador, onde a força de Coriolis é muito pequena, torna-se mais ou menos geostrófico, ou seja, representando um equilíbrio entre o gradiente de pressão e a força de Coriolis. Em latitudes médias e mais altas, os gradientes de temperatura meridionais que estruturam gradientes de pressão **promovem um aumento na velocidade do vento com a altitude**, em certas áreas concentradas como faixas estreitas de ar com alta velocidade, denominadas **correntes de**

jato. Existem variações sazonais na velocidade do vento em altitude, sendo os ventos muito fortes no Hemisfério Norte durante os meses de inverno, quando os gradientes de temperatura meridionais atingem o máximo. Essa variação sazonal é menos acentuada no hemisfério sul. Além disso, a persistência maior desses gradientes tende a fazer os ventos superiores do Hemisfério Sul serem mais constantes em sua direção. O Quadro 7.1 apresenta um histórico das observações do ar em níveis elevados.

1 Variação vertical de sistemas de pressão

A pressão do ar na superfície, ou a qualquer nível da atmosfera, depende do peso da coluna de ar sobrejacente. No Capítulo 2B, observamos que a pressão do ar é proporcional à sua densidade, e que a densidade varia inversamente com a temperatura do ar. Desse modo, elevar a temperatura de uma coluna de ar entre a superfície e, digamos, 3 km reduzirá a densidade do ar na coluna e, portanto, diminuirá a pressão do ar na superfície aumentando a pressão naquela altitude. De maneira correspondente, se compararmos as alturas de superfícies de pressão de 1000 e 700mb, o aquecimento da coluna de ar reduzirá a altura da superfície de 1000 mb, e aumentará a altitude da superfície de 700 mb (isto é, a espessura da camada 1000-700 mb aumenta).

Os modelos da Figura 7.1 ilustram as relações entre as condições de pressão superficiais e troposféricas. Uma célula de baixa pressão com núcleo frio ao nível do mar se intensifica com a elevação (Figura 7.1A), ao passo que uma célula com núcleo quente tende a enfraquecer e pode ser substituída por alta pressão. Uma coluna de ar quente de densidade relativamente baixa faz as superfícies de pressão se abaularem para cima e, da mesma forma, uma coluna de ar frio mais denso leva à contração das superfícies de pressão para baixo. Assim, uma célula superficial de alta pressão com núcleo frio (um *anticiclone frio*), como o anticiclone de inverno siberiano, enfraquece com o aumento da elevação e é substituída por baixa pressão mais acima (Figura 7.1B). Os anticiclones frios são rasos e

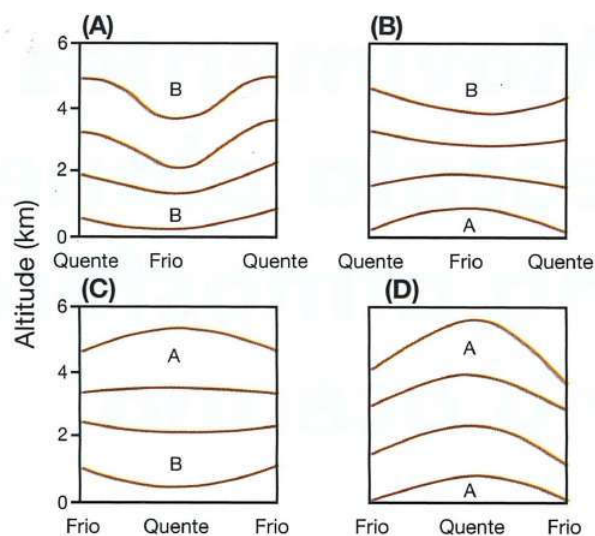


Figura 7.1 Modelos da distribuição vertical da pressão em colunas de ar frio e quente: (A) a baixa pressão superficial intensifica mais acima em uma coluna de ar frio; (B) a pressão superficial elevada enfraquece em níveis mais elevados e pode se tornar baixa pressão em uma coluna de ar frio; (C) a baixa pressão superficial enfraquece mais acima e pode se tornar alta pressão em uma coluna de ar quente; (D) uma alta pressão na superfície intensifica-se em altitude em uma coluna de ar quente.

raramente estendem sua influência acima de aproximadamente 2500 m. Já uma alta em superfície com núcleo quente (um *anticiclone quente*) se intensifica com a altitude (Figura 7.1D). Isso é característico das grandes células subtropicais, que mantêm seu calor por meio da subsidência dinâmica. A baixa quente (Figura 7.1C) e a alta fria (Figura 7.1B) são condizentes com os esquemas de movimento vertical ilustrados na Figura 6.7, ao passo que os outros dois tipos são produzidos por processos dinâmicos. A alta pressão superficial em um anticiclone quente está ligada, de forma hidrostática, ao ar frio e relativamente denso da estratosfera inferior. Do mesmo modo, a depressão fria (Figura 7.1A) está associada a uma estratosfera inferior quente.

As células de baixa pressão nas latitudes médias têm ar frio na porção posterior e, assim, o eixo de baixa pressão se inclina com a altitude em direção ao ar mais frio para noroeste (Hemisfério Norte). As células de alta pressão se inclinam em direção ao ar mais quente (Figura 7.2). Assim, as células de alta pressão subtropi-

7.1 Histórico de medições do ar em níveis superiores

Durante o século XIX, alguns voos de balões tripulados tentaram medir a temperatura do ar em níveis superiores, mas o equipamento era inadequado para esse propósito. As medições com pipas eram comuns na década de 1890. Durante e após a Primeira Guerra Mundial (1914-1918), medições das temperaturas e dos ventos eram feitas com balões, pipas e aviões nos primeiros quilômetros da atmosfera. Os precursores da radiossonda moderna, compreendendo um pacote de sensores de pressão, temperatura e umidade suspensos embaixo de um balão de hidrogênio e transmitindo sinais de rádio das medições durante a sua subida, foram desenvolvidos na França, na Alemanha e na União Soviética e usados em 1929-1930. As sondagens começaram a ser feitas aproximadamente a 3-4 km na Europa e América do Norte, na década de 1930, e a radiossonda foi muito utilizada durante e após a Segunda Guerra Mundial. Ela foi aperfeiçoada no final da década de 1940, quando o acompanhamento do balão com o radar possibilitou calcular a velocidade e direção do vento nos níveis superiores; o sistema foi denominado sonda eólica por radar, (radar wind sonde ou *rawinsonde*). Atualmente, existem em torno de 1000 estações de sondagem em altitude do ar ao redor do mundo, fazendo sondagens uma ou duas vezes por dia às 00 e 12 horas UTC e, às vezes, com uma frequência ainda maior. Além desses sistemas, programas de pesquisa meteorológica e voos de reconhecimento operacional atravessando ciclones tropicais ou extratropicais costumam usar sondas que são lançadas do avião e fazem um perfil da atmosfera abaixo dele.

Os satélites começaram a proporcionar uma nova fonte de dados sobre o ar em níveis superiores no começo da década de 1970, com o uso de sondagens verticais da atmosfera. Essas sondas são especialmente valiosas por proporcionarem dados de áreas onde a cobertura por radar é esparsa, como a Antártica, o Oceano Ártico e grandes áreas oceânicas globais. Elas operam nos comprimentos de onda infravermelho e micro-onda e fornecem informações sobre a temperatura e o teor de umidade de diferentes camadas da atmosfera, com base no princípio de que a energia emitida por uma determinada camada atmosférica é proporcional à sua temperatura (ver Figura 3.1) e também é função de seu teor de umidade. Os dados são obtidos por meio de uma técnica complexa de "inversão", pela qual as relações de transferência radiativa (p. 41) são invertidas de modo a calcular a temperatura (umidade) das radiâncias medidas. Os sensores de infravermelho operam apenas em condições livres de nuvens, ao passo que as sondas de micro-ondas fazem registros na presença de nuvens. Nenhum dos dois sistemas consegue medir temperaturas em níveis baixos na presença de uma inversão térmica baixa, pois o método pressupõe que as temperaturas sejam função exclusiva da altitude.

O sensoriamento remoto no solo é mais um meio de perfilar a atmosfera. Informações detalhadas sobre a velocidade do vento são obtidas com sistemas de radar potentes apontados para cima (varredura e detecção), para comprimentos de onda entre 10 cm (UHF) e 10 m (VHF). Esses perfiladores detectam movimento no ar limpo por meio de medições das variações na refratividade atmosférica, que dependem da temperatura e umidade atmosféricas. Os radares podem medir ventos até níveis estratosféricos, dependendo do seu alcance, com uma resolução vertical de metros. Esses sistemas estão em uso no Pacífico equatorial e na América do Norte. Informações sobre a estrutura geral da camada limite e turbulência em níveis baixos podem ser obtidas com os sistemas lidar (*light detection and ranging*) e sodar (*sound detection and ranging*), mas eles têm uma faixa vertical de cobertura de apenas alguns quilômetros.

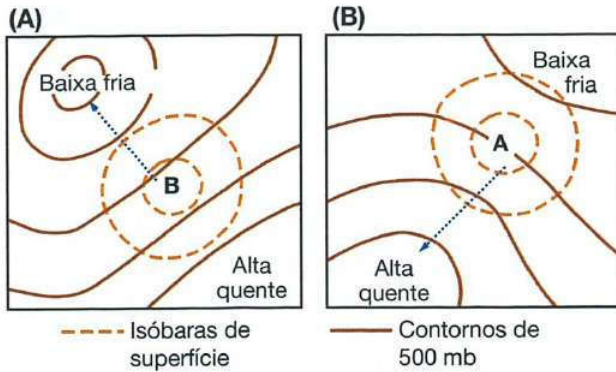


Figura 7.2 A inclinação característica dos eixos de células de baixa e alta pressão com a altitude no hemisfério norte.

cais do Hemisfério Norte desviam 10-15° em latitude em direção ao sul a 3 km para o oeste. Mesmo assim, essa inclinação dos eixos de alta pressão não é constante ao longo do tempo.

2 Padrões médios do ar em níveis superiores

Os padrões de pressão e vento na troposfera média são menos complicados em sua aparência do que na superfície, como resultado dos efeitos reduzidos das massas continentais. Em vez de usar mapas de pressão em uma determinada altitude, é mais conveniente representar a altitude de uma superfície de pressão selecionada; chamamos isso de *carta de contorno*, por analogia com um mapa de relevo topográfico (ver Nota 1). As Figuras 7.3 e 7.4 mostram que, na troposfera média do Hemisfério Sul, existe um vasto vórtice ciclônico circumpolar acima da latitude 30°S no verão e no inverno. O vórtice é mais ou menos simétrico ao redor do polo, embora o centro de baixa se aproxime do setor do Mar de Ross. Cartas correspondentes para o Hemisfério Norte também mostram um grande vórtice ciclônico, mas que é bem mais assimétrico, especialmente no inverno, quando os centros são encontrados sobre o Canadá e Sibéria orientais. O padrão de verão mostra um vórtice muito mais fraco, centrado sobre o polo. Os principais cavados e cristas, bem ilustrados para o inverno no Hemisfério Norte, formam as chamadas *ondas longas* (ou *ondas de Rossby*) no escoamento superior. É importante considerar

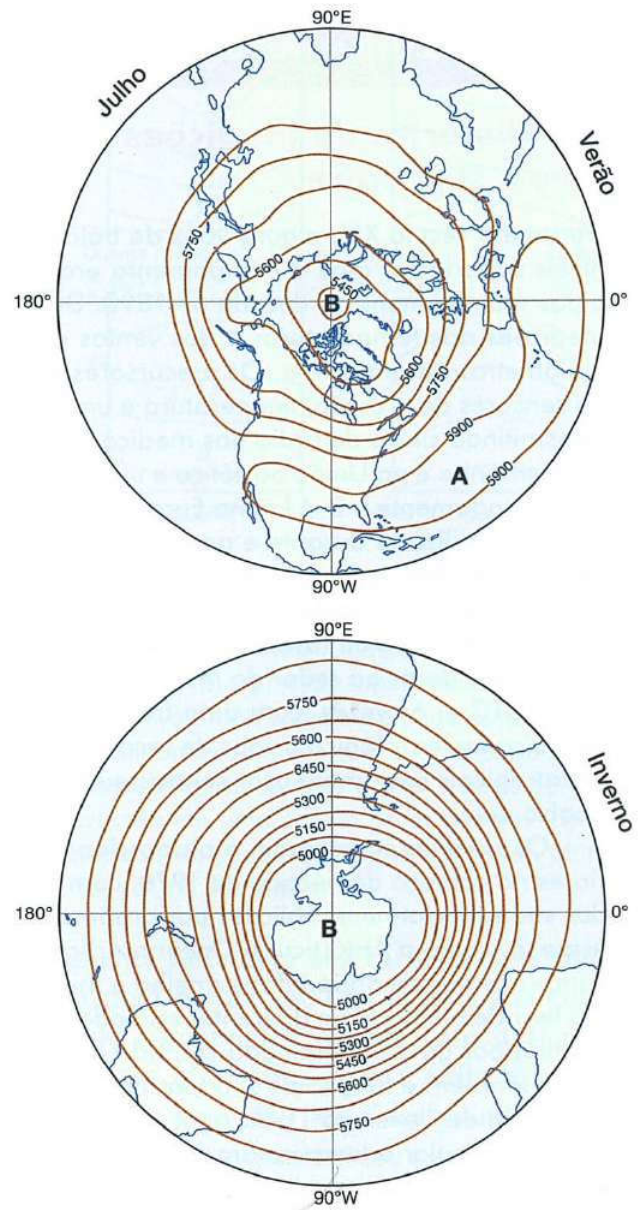


Figura 7.3 Contornos médios (gpm) da superfície de pressão de 500 mb em julho para os hemisférios norte (verão) e sul (inverno), respectivamente, 1970-1999. Gpm = metros geopotenciais.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis Data de NOAA-CIRES climate Diagnostics Center.

por que os ventos de oeste hemisféricos apresentam essas ondas de grande escala. A chave para esse problema está na rotação da Terra e na variação latitudinal do parâmetro de Coriolis (Capítulo 6A.2). Para o movimento de grande escala, a vorticidade absoluta ao redor de um eixo vertical (a soma da vorticidade relativa e planetária, ou $f + \zeta$) tende a ser conservada aproximadamente, ou seja,

$$d(f + \zeta)/dt = 0$$

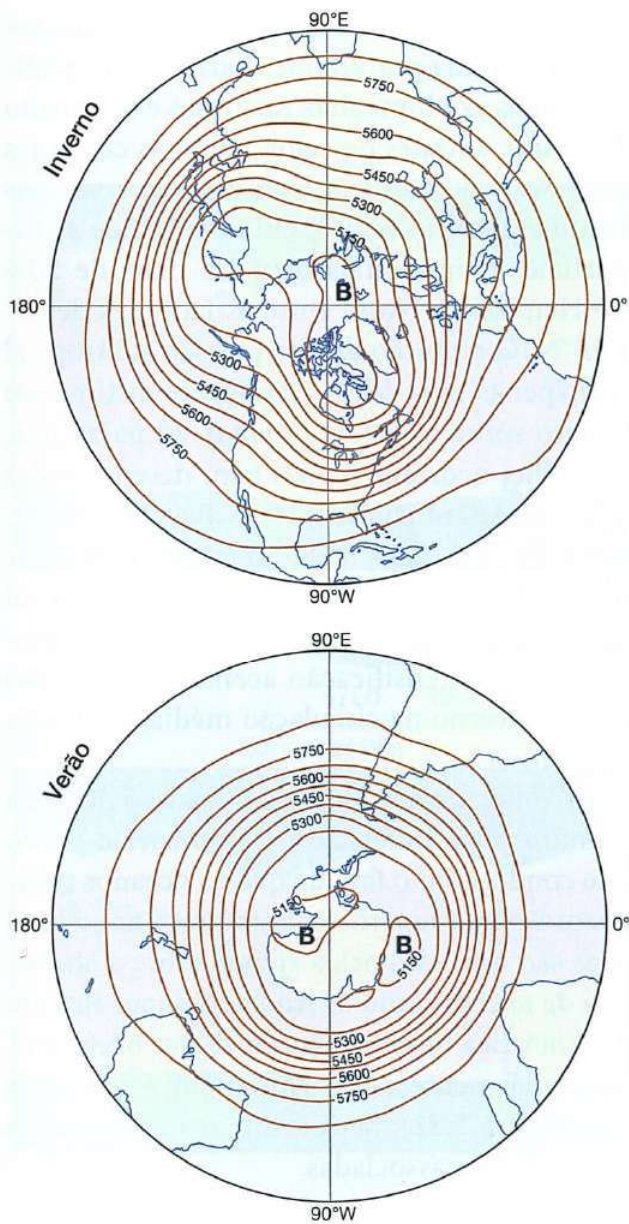


Figura 7.4 Contornos médios (gpm) da superfície de pressão de 500 mb em janeiro para os hemisférios norte (inverno) e sul (verão), respectivamente, 1970-1999.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis de NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center.

O símbolo d/dt denota a taxa de mudança seguindo o movimento (um diferencial total). Consequentemente, se uma parcela de ar se move em direção ao polo, de modo que f aumente, a vorticidade ciclônica relativa tende a diminuir. A curvatura então se torna anticiclônica, e a corrente retorna para latitudes mais baixas. Se o ar se move em direção ao equador a partir de sua latitude original, f tende a diminuir (Figura 7.5), exigindo que ζ aumente, e a curvatura ciclônica resultante desvia novamen-

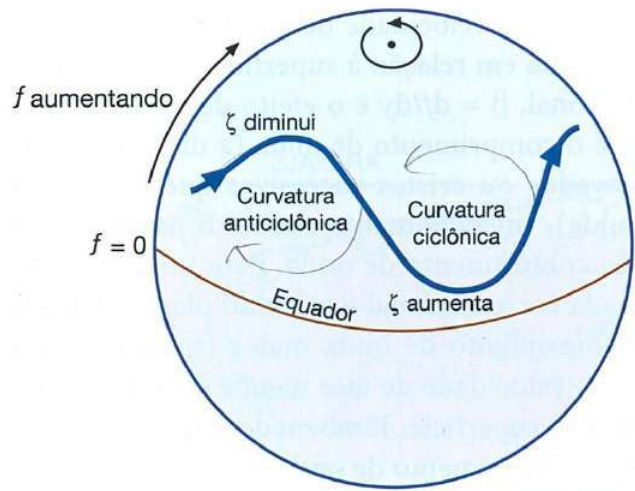


Figura 7.5 Ilustração esquemática do mecanismo de desenvolvimento de ondas longas nos ventos de oeste troposféricos.

te a corrente em direção ao polo. Desse modo, o fluxo de grande escala tende a oscilar em um padrão de onda.

Enquanto a conservação da vorticidade absoluta ajuda a explicar por que as ondas de Rossby existem, outra consideração importante é o movimento, ou a propagação, da própria forma da onda. As ondas de Rossby, como suas primas de menor comprimento de onda associadas a ciclones e anticiclones transitórios (ver Capítulo 9), podem, com simplificações adequadas, ser vistas como perturbações envolvidas em uma corrente zonal. O efeito da corrente zonal é propagar a onda no sentido leste em relação à superfície. Em outras palavras, a corrente zonal carrega a onda junto com ela. Todavia, existe um efeito contrário. O aumento latitudinal no parâmetro de Coriolis (conhecido como plano beta), associado ao conceito de conservação da vorticidade absoluta, age de maneira a propagar a onda no sentido oeste em relação à superfície. A importância relativa desses dois efeitos determina se, em relação à superfície, a onda permanece estacionária (os dois efeitos se anulam), migra para leste (o fluxo zonal predomina) ou migra para oeste (o efeito do plano beta vence). A relação formal, baseada na premissa de que a vorticidade absoluta é conservada seguindo o movimento, é:

$$c = U - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$$

onde c é a velocidade de fase (ou propagação) da onda em relação à superfície, U é a corrente zonal, $\beta = df/dy$ é o efeito do plano beta, e L é o comprimento de onda (a distância entre cavados ou cristas sucessivas que definem a onda). Imediatamente claro é o papel crucial do comprimento de onda. Para uma determinada corrente zonal e valor do plano beta, um comprimento de onda maior (menor) leva a uma velocidade de fase menor (maior) em relação à superfície. Também deve ficar claro que, se o comprimento de onda for suficientemente longo para a corrente zonal em questão, a onda de Rossby pode permanecer estacionária ($c = 0$) ou mesmo se mover no sentido oeste em relação à superfície ($c < 0$). Do mesmo modo, para duas ondas de igual comprimento e valor do plano beta, aquela associada ao maior vento zonal de fundo se propagará mais rapidamente. A observação geral é que ondas de Rossby longas tendem a ser semiestacionárias ou a mover-se lentamente para leste, embora sejam observadas ondas no sentido oeste em relação à superfície. Ondas mais curtas (muitas vezes chamadas simplesmente de ondas curtas) tendem a se mover para leste. É instrutivo calcular o comprimento da onda estacionária, onde $c = 0$ e $L = 2\pi \sqrt{(U/\beta)}$. Na latitude de 45° , esse comprimento da onda estacionária é de 3120 km para uma velocidade zonal de 4 m s^{-1} , aumentando para 5400 km com 12 m s^{-1} . Os comprimentos de onda na latitude 60° para correntes zonais de 4 e 12 m s^{-1} são, respectivamente, de 3170 e 6430 km. O padrão de ondas em uma carta de contorno de superfícies isobáricas da troposfera média pode ser um tanto complexo, com as ondas mais curtas tendendo a estar inseridas dentro das ondas longas. Um conceito importante é que as ondas mais curtas (associadas a ciclones e anticiclones transitórios) tendem a migrar juntas e ser direcionadas pelas ondas longas semiestacionárias. Portanto, conhecer o padrão das ondas longas fornece informações sobre o caminho das ondas curtas.

Voltando às Figuras 7.3 e 7.4, acredita-se que os dois principais cavados no Hemisfério Norte, a aproximadamente 70°W e 150°E , com maior expressão no inverno, sejam induzidos

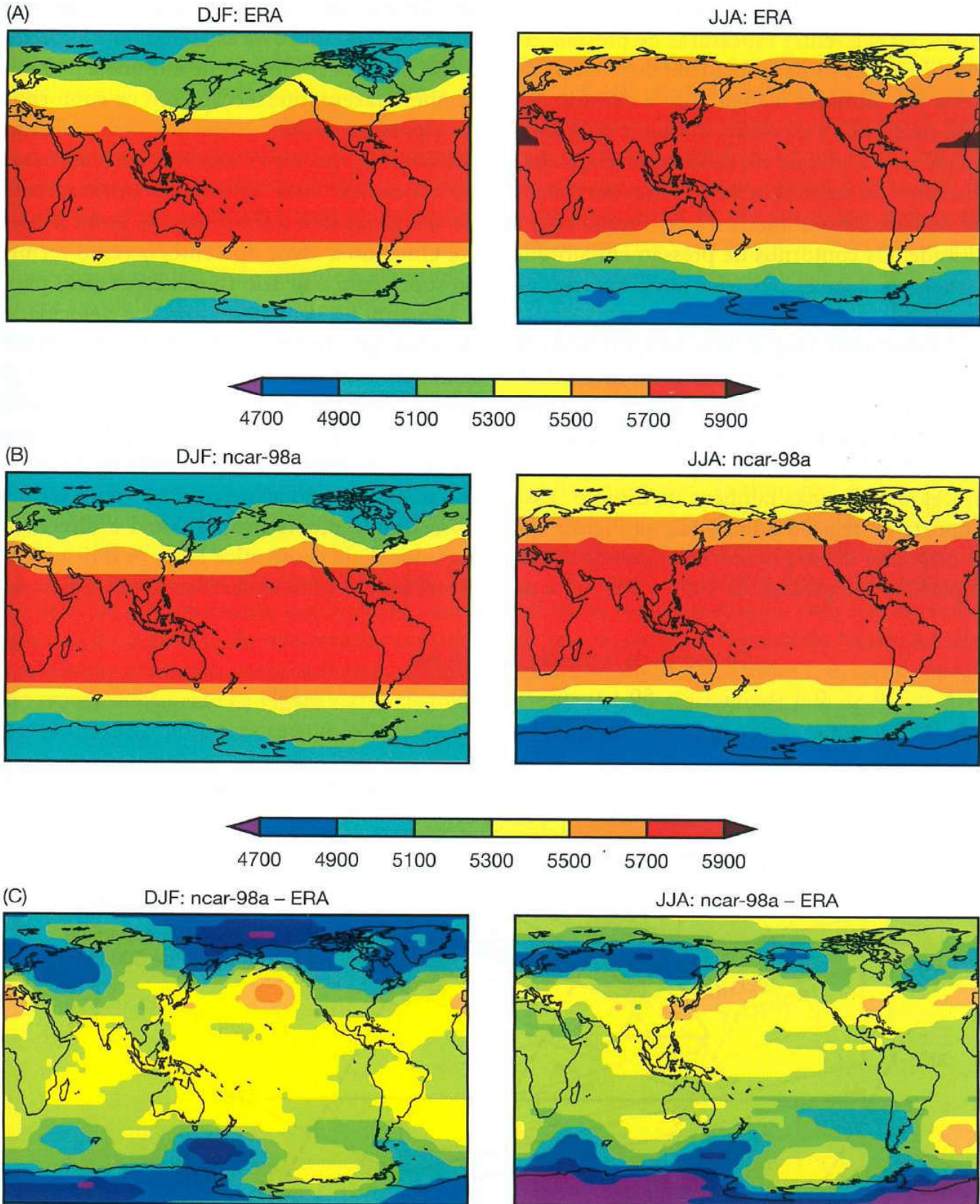
pela influência combinada da circulação superior causada por grandes barreiras orográficas, como as Montanhas Rochosas e o Planalto Tibetano, e fontes de calor, como as correntes oceânicas quentes (no inverno) ou as massas continentais (no verão). Observa-se que as superfícies continentais ocupam mais de 50% do Hemisfério Norte entre as latitudes de 40° e 70°N . O cinturão de alta pressão subtropical tem apenas uma célula claramente distinta em janeiro sobre o Caribe oriental, ao passo que, em julho, ocorrem células bem desenvolvidas sobre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte. Além disso, o mapa de julho mostra a proeminência da alta subtropical sobre o Saara e o sul da América do Norte. O Hemisfério Norte apresenta uma intensificação acentuada do verão para o inverno na circulação média, explicada a seguir.

Conforme mencionado, o padrão de fluxo é muito mais simétrico no Hemisfério Sul, o que condiz com o fato de que os oceanos compõem 81% da superfície. Entretanto, as assimetrias são causadas pelos efeitos sobre a atmosfera de feições como os Andes, o domo elevado da Antártica oriental e as correntes oceânicas, particularmente as de Humboldt e Benguela (ver Figura 7.31), bem como as ressurgências costeiras frias associadas.

3 Condições dos ventos de altitude

Imagine dois conjuntos de pratos, sendo um tipo mais espesso do que o outro. Os pratos espessos e os pratos finos se encontram em pilhas separadas. À medida que adicionamos mais pratos a cada pilha, a altura da pilha de pratos espessos se torna cada vez maior do que a altura da pilha de pratos finos. De maneira semelhante, como a espessura entre os níveis de pressão é maior em latitudes menores do que em latitudes maiores (lembre, da seção A.1 e da Figura 7.1, que a espessura é proporcional à temperatura média da camada), a diferença em altitude de uma determinada superfície de pressão entre latitudes altas e baixas aumenta para cima. Isso significa que o vento geostrófico também

Altura geopotencial a 500 mb



Prancha 7.1 Alturas geopotenciais de 500mb para o inverno (DJF) e verão (JJA) no Hemisfério Norte: (A) reanálise de observações do ECMWF; (B) simulações do NCAR CCM3; e (C) diferença entre o CCM3 e as observações.

Fonte: AMIP website.

aumenta com a altitude; ou seja, existe um cisalhamento vertical no vento. Os ventos zonais são mais fortes onde e quando o gradiente de temperatura meridional está no máximo. Esse efeito das diferentes espessuras de pressão explica o aumento na velocidade dos ventos de oeste nas latitudes médias com a altitude. No caso simples de a espessura diminuir uniformemente com a latitude em todos os níveis, o cisalhamento do vento ocorreria apenas em termos de velocidade, sem mudança de direção com a altitude. Os contornos de pressão em altitude seriam por sua vez paralelos aos contornos de espessura.

Entretanto, essa é uma simplificação. É comum observar que as nuvens em níveis diferentes se movem em direções diferentes. Isso é uma evidência de que pode haver cisalhamento vertical do vento, não apenas em termos de velocidade, mas também de direção. Essa importante relação é ilustrada na Figura 7.6. O diagrama mostra contornos hipotéticos das superfícies de pressão de 1000 e 500 mb e da

espessura de 1000 a 500 mb. Ao contrário do caso simples apresentado no parágrafo anterior, o vento geostrófico nos dois níveis sopra em direções diferentes, para a direção superior direita a 1000 mb, e da esquerda para a direita a 500 hPa. Os contornos de altitude a 500 mb também fazem intersecção com os contornos da espessura de 1000 a 500 mb. O vetor vento teórico (V_T) que sopra paralelamente às linhas de espessura, com velocidade proporcional ao seu gradiente, é denominado *vento térmico*. Olhando a favor do vento, o vento térmico sopra com o ar frio (baixa espessura) para a esquerda no hemisfério norte. A velocidade do vento geostrófico a 500 mb (G_{500}) é o vetor soma do vento geostrófico a 1000 mb (G_{1000}) com o vento térmico (V_T), conforme mostra a Figura 7.6. Para o caso mais simples em que as direções dos ventos geostróficos de 1000 mb e 500 mb são as mesmas, o vento térmico é simplesmente proporcional à diferença na velocidade geostrófica entre os dois níveis. Antecipando a discussão mais aprofundada no

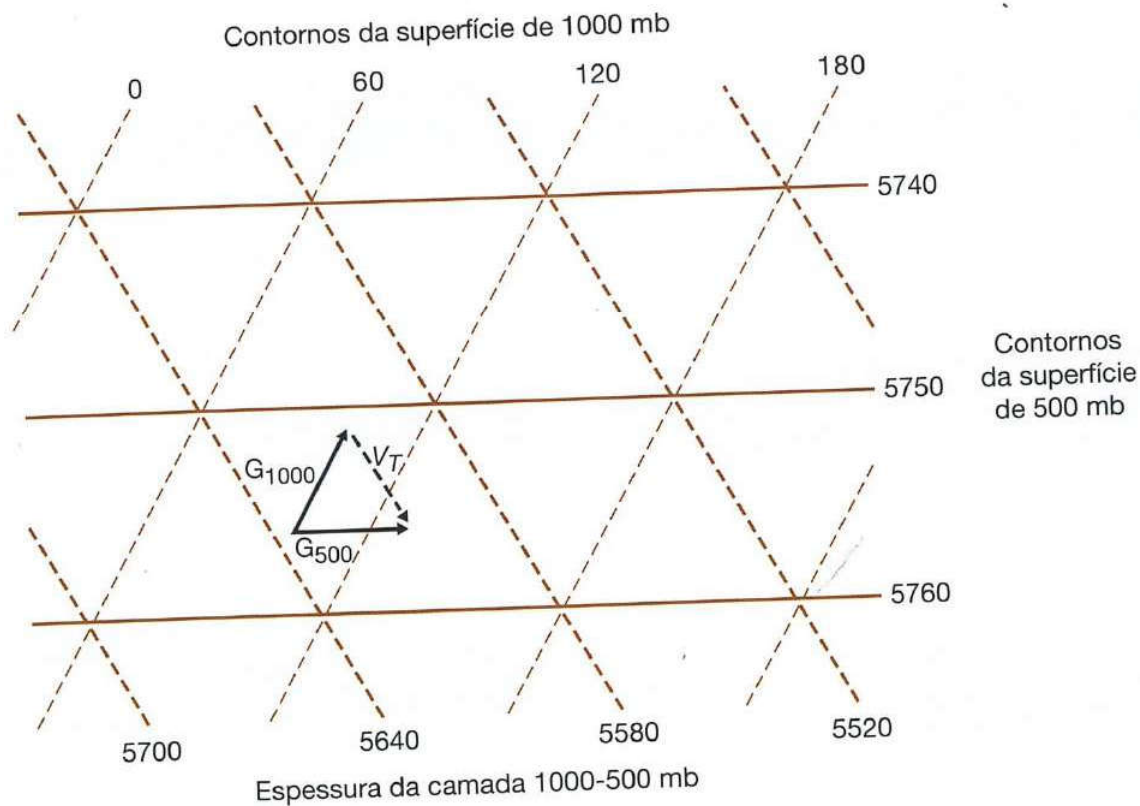


Figura 7.6 Mapa esquemático de contornos sobrepostos de altura isobárica e espessura da camada de 1000-500mb (em metros). G_{1000} é a velocidade geostrófica a 1000mb, G_{500} a 500mb, V_T é o "vento térmico" resultante que sopra paralelamente às linhas de espessura.

Capítulo 9, situações com cisalhamento direcional podem ser associadas ao crescimento de distúrbios no fluxo básico de oeste nas latitudes médias, observados na superfície como ciclones e anticiclones móveis, e como ondas curtas atmosféricas em níveis mais elevados. Lembre que essas ondas curtas tendem a se mover através das ondas longas de Rossby.

O fluxo básico de oeste, com suas perturbações inseridas, caracteriza ambos os hemisférios nas regiões voltadas para os polos das células de alta pressão subtropicais (centradas a aproximadamente 15° de latitude em altitude). Entre as células de alta pressão subtropicais e o equador, os ventos são de leste. A circulação dominante de oeste alcança velocidades máximas de $45\text{--}65\text{ m s}^{-1}$ ($162\text{--}234\text{ km/h}^{-1}$), que chegam a aumentar até 135 m s^{-1} (486 km/h^{-1}) no inverno. Essas velocidades máximas se concentram em faixas estreitas, geralmente entre 9000 e 15000 m, chamadas de correntes de jato (ver Nota 2 e Quadro 7.2).

Uma corrente jato é essencialmente um fluxo de ar de alta velocidade, que coincide com a latitude do gradiente de temperatura máximo em direção aos polos, ou zona frontal, mostrado esquematicamente na Figura 7.7. O efeito da espessura, descrito anteriormente, é um compo-

nente importante das correntes de jato, mas a razão básica para a concentração do gradiente de temperatura meridional em uma zona estreita (ou zonas) é dinâmica. Em essência, o gradiente de temperatura é acentuado quando o padrão de ventos superiores é confluyente (ver Capítulo 6B.1). É útil introduzir o conceito de momento angular e sua conservação. O momento de uma parcela de ar é o produto de sua massa por sua velocidade; o momento angular é o produto da velocidade linear de um corpo que gira ao redor de um eixo e sua distância perpendicular do eixo. O momento angular tende a ser conservado, ou seja, se a distância radial de rotação de uma parcela de ar diminui (aumenta), a velocidade de rotação aumenta (diminui). Considere agora um cinturão de ventos de oeste na latitude 40°N . Se os ventos deslocam-se para o norte, a distância radial diminui e, assim, aumenta a velocidade do vento. Na atmosfera, a conservação do momento angular é o principal contribuinte à manutenção das correntes de jato de oeste.

A Figura 7.8 mostra uma seção transversal norte-sul generalizada, com três correntes de jato de oeste no Hemisfério Norte. Aquelas mais ao norte, denominadas *Corrente de Jato de Frente Polar* e *Corrente de Jato de Frente Ártica* (Capítulo 9E), estão associadas ao forte gra-

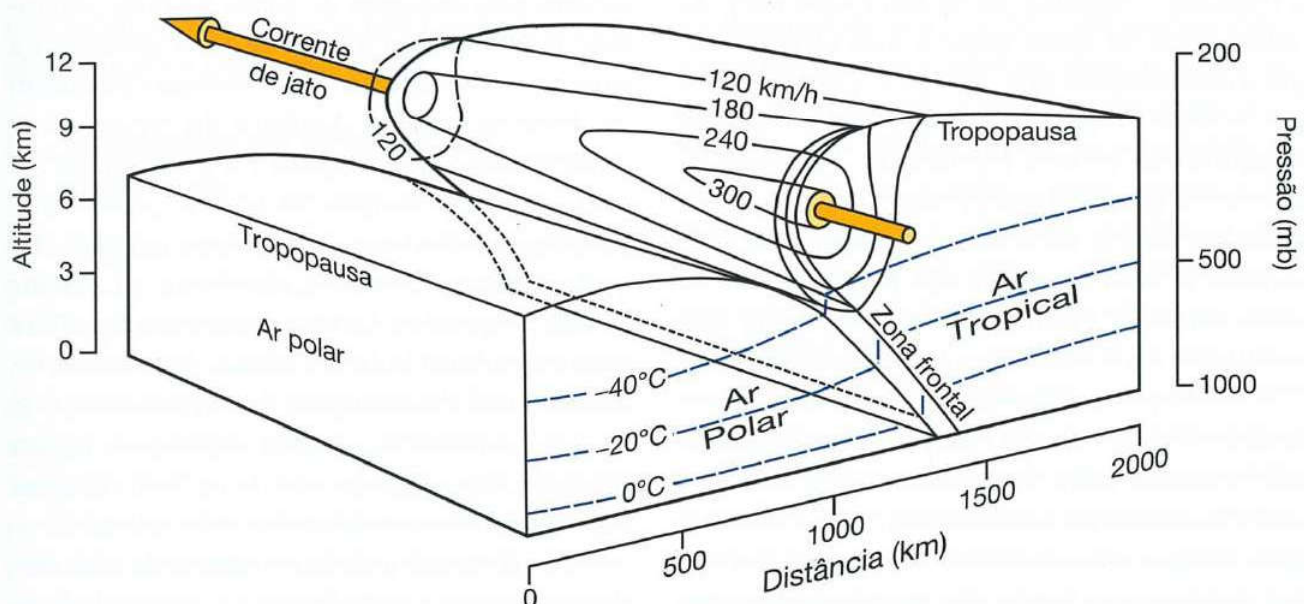


Figura 7.7 Estrutura da zona frontal de média latitude e corrente de jato associada, mostrando a distribuição generalizada, em altitude, da temperatura, pressão e velocidade do vento.

Fonte: Riley and Spalton (1981). Cortesia de Cambridge University Press.

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

7.2 A descoberta das correntes de jato

No final do século XIX, observadores do movimento das nuvens altas identificaram a existência ocasional de ventos fortes em níveis superiores, mas não suspeitavam de sua regularidade e persistência. O reconhecimento de que existem bandas coerentes de ventos muito fortes na troposfera superior foi uma descoberta operacional feita por pilotos de bombardeiros Aliados que sobrevoavam a Europa e o Pacífico Norte durante a Segunda Guerra Mundial. Voando na direção oeste, eles encontravam ventos de proa que às vezes se aproximavam da velocidade dos aviões. O termo *corrente de jato*, usado anteriormente para certos sistemas de correntes oceânicas, foi introduzido em 1944, sendo logo adotado de forma ampla. A palavra alemã correspondente *Strahlstrome* já havia, de fato, sido usada na década de 30.

As bandas de fortes ventos em níveis superiores são associadas a intensos gradientes horizontais de temperatura. Gradientes de temperatura no sentido equador-polo, localmente intensificados, são associados às correntes de oeste, e gradientes no sentido polo-equador, às correntes de leste. As principais correntes de jato de oeste são a corrente de jato subtropical de oeste, a aproximadamente 150-200 mb, e a associada à principal frente polar, a aproximadamente 250-300 mb. A primeira se localiza entre as latitudes de 30-35°, e a segunda, entre 40-50° em ambos os hemisférios. Os núcleos mais fortes de correntes de jato tendem a ocorrer sobre a Ásia Oriental e o leste da América do Norte no inverno. Pode haver outros jatos associados a uma zona frontal ártica. No verão, existe um jato ártico persistente, ainda que geralmente fraco, mais visível sobre a Eurásia, que deve sua existência ao aquecimento superficial diferencial entre o Oceano Ártico frio e o continente, livre de neve adjacente. Nos trópicos, fortes correntes de jato de leste ocorrem no verão sobre a Índia, o Oceano Índico e a África Ocidental, associadas aos sistemas de monções.

diente de temperatura onde o ar tropical e o ar polar e ártico, respectivamente, interagem, mas a *Corrente de Jato Subtropical* está relacionada com um gradiente de temperatura confinado à troposfera superior, 12-15 km (~200 mb). As velocidades do vento sobre a Ásia Oriental regularmente excedem os 100 m s^{-1} (360 km/h⁻¹). A Corrente de Jato da Frente Polar é bastante irregular em termos latitudinais e longitudinais e em geral é descontínua, ao passo que a Corrente de Jato Subtropical é muito mais persistente e varia muito menos em latitude. Por essas razões, a localização da corrente de jato média em cada hemisfério e estação (Prancha 7.2) reflete primariamente a posição da Corrente de Jato Subtropical. O mapa do verão austral (DJF) mostra uma forte feição zonal ao redor de 50°S, enquanto a corrente do verão boreal é mais fraca e mais descontínua sobre a Europa e a América do Norte. Os mapas de inverno (Prancha 7.2 [A] e [D]) mostram uma estrutura dupla pronunciada no Hemisfério Sul, de 60°E para leste até 120°W, um análogo mais limitado sobre o Oceano Atlântico Norte oriental e cen-

tral (0-40°W). Essa estrutura dupla representa as correntes subtropical e polar.

O padrão sinótico de ocorrência de correntes de jato é ainda mais complicado em alguns setores pela presença de zonas frontais adicionais (ver Capítulo 9E), cada uma associada a uma corrente de jato. Essa situação é comum no inverno sobre a América do Norte. Uma comparação entre a Figura 7.4 e a Prancha 7.2 indica que os principais núcleos de correntes de jato são associados aos principais cavados das ondas longas de Rossby. No verão, a *Corrente de Jato Tropical de Leste* se forma na troposfera superior sobre a Índia e a África, devido à reversão regional do gradiente de temperatura S-N (p. 355). As relações entre os sistemas de ventos troposféricos superiores e o tempo e o clima na superfície serão considerados mais adiante.

No Hemisfério Sul, a corrente de jato média no inverno é semelhante em intensidade ao seu correlato de inverno no Hemisfério Norte, e enfraquece menos no verão, pois o gradiente de temperatura meridional entre 30 e 50°S é reforçado pelo aquecimento sobre os continen-

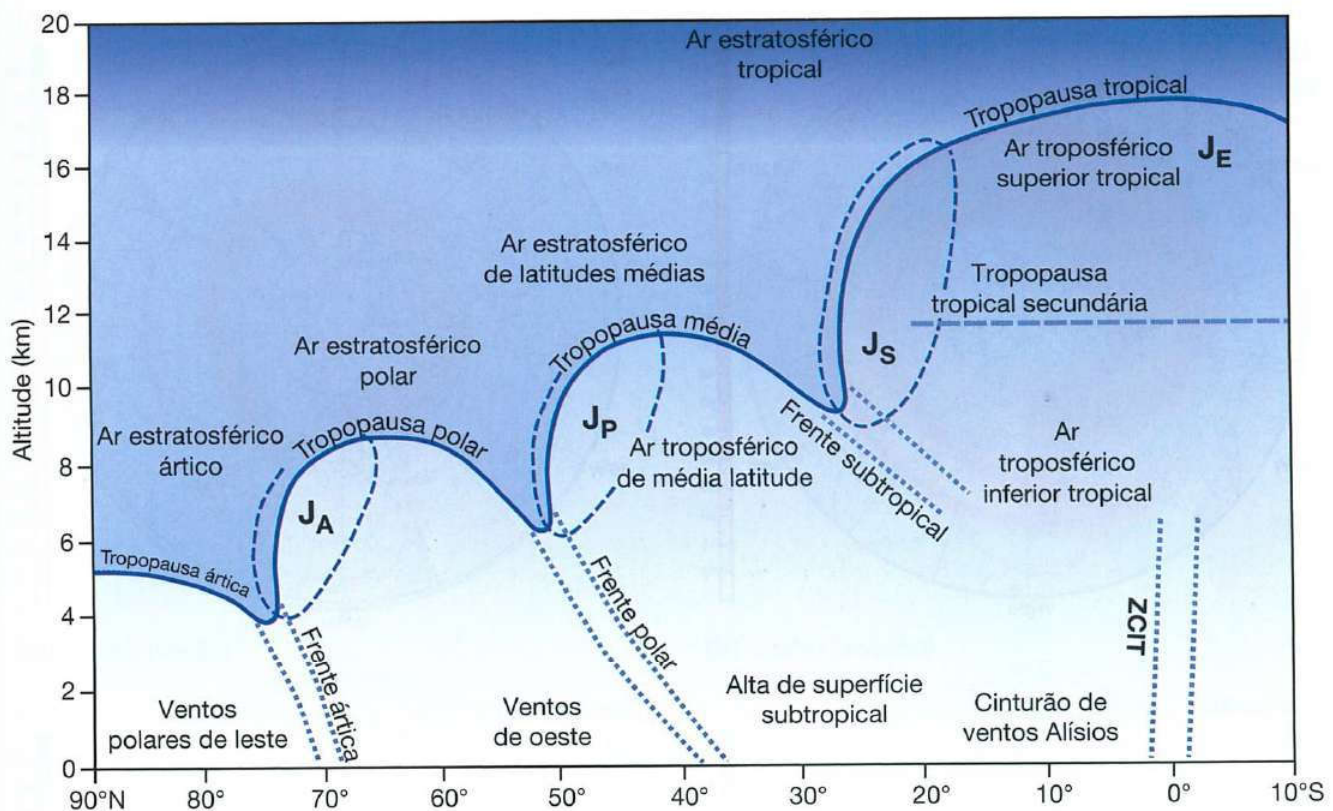


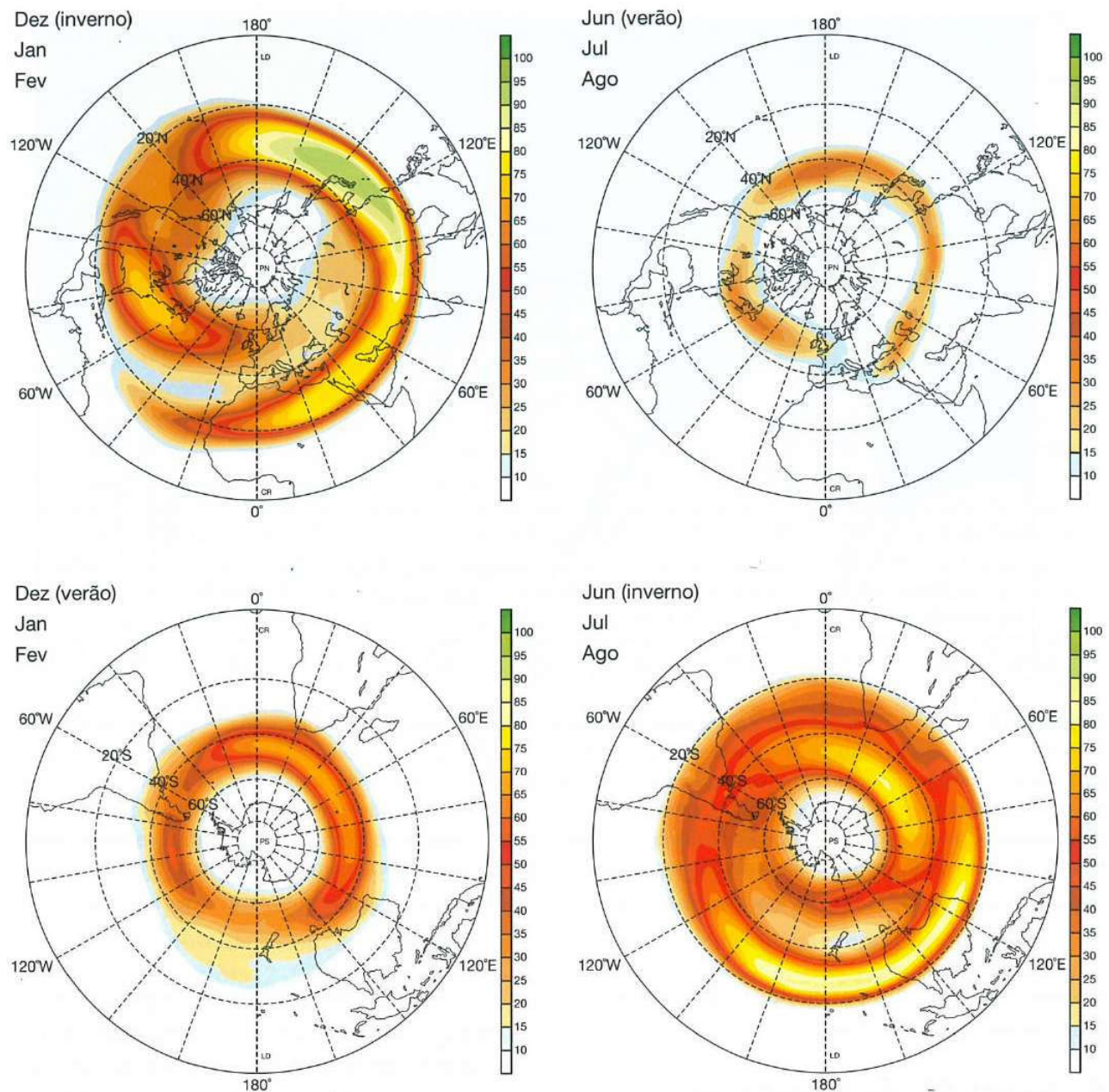
Figura 7.8 A estrutura meridiana da tropopausa e as principais zonas frontais primárias. A isotérmica de 40 m s^{-1} (144 Km/h^{-1}) tracejada envolve as correntes de jato ártica (J_A), polar (J_P) e subtropical (J_S). A corrente de jato tropical de leste (J_E) também é mostrada. Ocasionalmente, as frentes e as correntes de jatos árticas e polares ou polares e subtropicais podem se fundir e formar sistemas únicos, onde 50% do gradiente de pressão mesotroposférico do polo-equador se concentra em uma única zona frontal de aproximadamente 200 km de largura. A corrente de jato tropical de leste pode ser acompanhada por uma corrente de leste mais baixa, a aproximadamente 5 km de altitude. Fonte: Shapiro et al. (1987). *Monthly Weather Review* 115, p. 450, com permissão de American Meteorological Society.

tes meridionais, com particular importância do platô antártico (Prancha 7.2).

4 Condições de pressão na superfície

Os aspectos mais consistentes dos mapas de pressão ao nível médio do mar são as células de alta pressão subtropicais oceânicas (Figuras 7.9 e 7.10). Esses anticiclones se localizam a cerca de 30° de latitude, sugestivamente situados abaixo da posição média da Corrente de Jato Subtropical. Eles se movem alguns graus em direção ao equador no inverno e em direção ao polo no verão, em resposta à expansão e contração sazonais dos dois vórtices circumpolares. Os anticiclones localizados nos setores orientais do Atlântico Norte e Pacífico Norte subtropicais são rasos, ao contrário dos observados nos setores ocidentais. No Hemisfério Norte, as cristas

subtropicais de alta pressão enfraquecem sobre os continentes aquecidos no verão, mas são termicamente intensificadas sobre eles no inverno. As principais células de alta pressão subtropicais se localizam: (1) sobre a região oceânica das Bermudas-Açores (a 500 mb, o centro dessas células fica sobre o Caribe); (2) sobre o sul e o sudoeste dos Estados Unidos (a célula da Great Basin ou de Sonora) – essa célula continental é sazonal, sendo substituída por um baixa térmica superficial no verão; (3) sobre o Pacífico leste e norte – uma célula grande e muito intensa (às vezes dividindo-se em duas, especialmente durante o verão); e (4) sobre o Saara – essa, como outras áreas-fonte continentais, tem variação sazonal em intensidade e extensão, sendo mais proeminente no inverno. No Hemisfério Sul, os anticiclones subtropicais são oceânicos, exceto sobre o sul da Austrália no inverno.



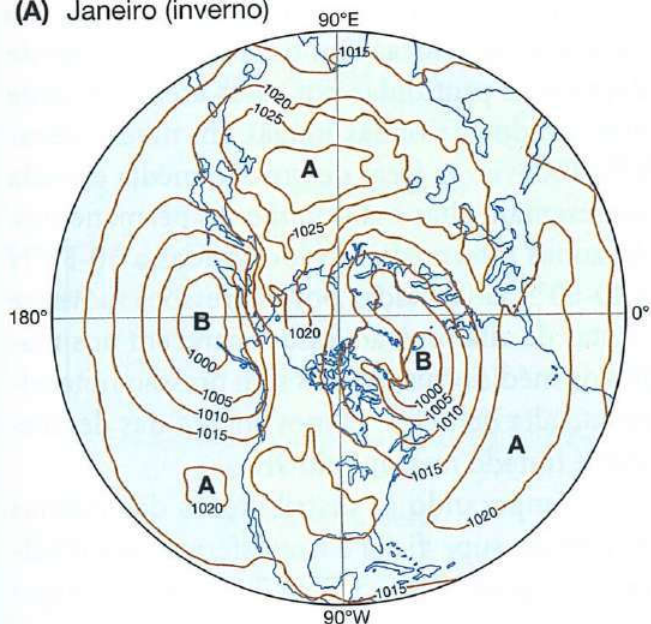
Prancha 7.2 Probabilidade da velocidade de uma corrente de jato (integrada verticalmente entre 100 e 400mb) excedendo a 30 m s^{-1} (108 km/h) com base na reanálise de dados do ECMWF 1982-1992. Unidades em porcentagem. (A) inverno no Hemisfério Norte, (DJF); (B) verão no Hemisfério Norte, (JJA); (C) verão no Hemisfério Sul, (DJF); (D) inverno no Hemisfério Sul, (JJA).

Cortesia de Patrick Koch and Sarah Kew, Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH, Zurique.

A latitude do cinturão de alta pressão subtropical depende da diferença na temperatura meridional entre o equador e o polo e do gradiente da temperatura (i.e., estabilidade vertical). Quanto maior a diferença na temperatura meridional, mais próximo do equador se localiza o cinturão de alta pressão subtropical (Figura 7.11).

Nas baixas latitudes, existe um cavado equatorial de baixa pressão, amplamente associado à zona de máxima insolação e tendendo a migrar com ela, em especial rumo às regiões continentais interiores aquecidas no hemisfério de verão. Mais para os polos em relação aos anticiclones subtropicais, encontra-se uma zona geral de baixa pressão subpolar. No Hemisfério

(A) Janeiro (inverno)



(B) Julho (verão)

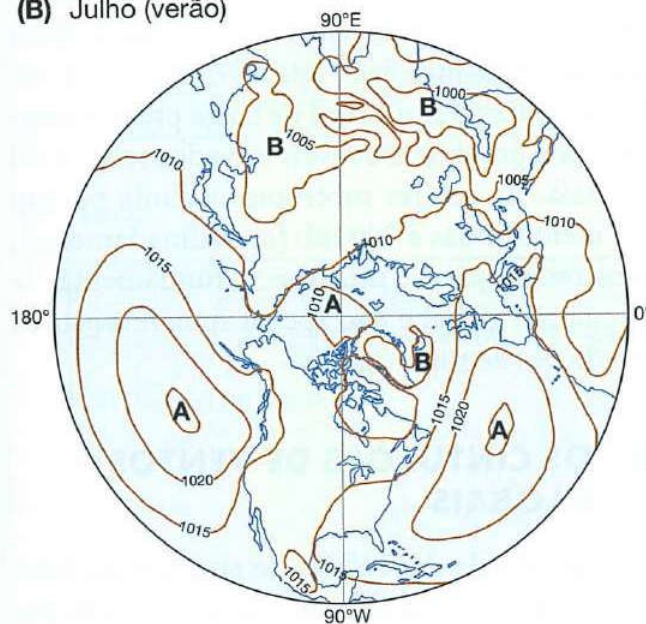
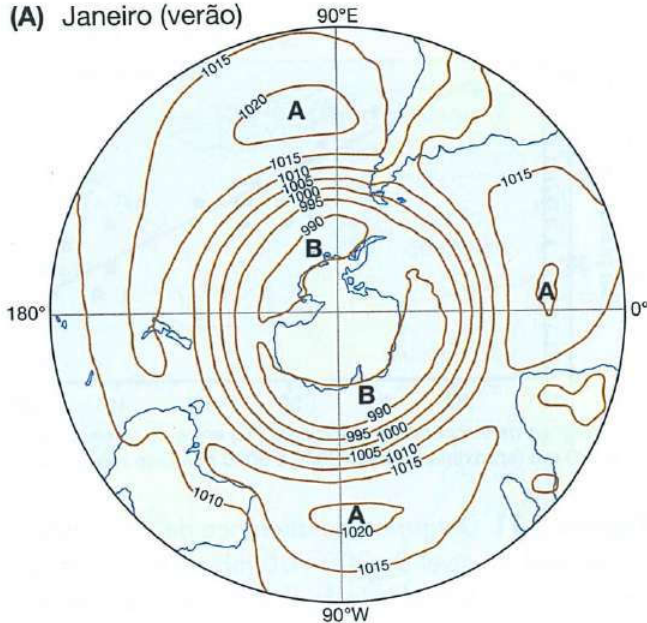


Figura 7.9 Distribuição da pressão média ao nível do mar (mb) em janeiro e julho para o hemisfério norte, 1970-1999.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis Data do NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center.

Sul, esse cavado subantártico é praticamente circumpolar (ver Figura 7.10), ao passo que, no hemisfério norte, os principais centros estão perto da Islândia e nas ilhas Aleutas no inverno, e sobre as áreas continentais no verão. No inverno, a região ártica é afetada por células de alta e baixa pressão, com anticlones semipermanentes de ar frio sobre a Sibéria e, em menor extensão, o noroeste do Canadá. Embora ainda seja

(A) Janeiro (verão)



(B) Julho (inverno)

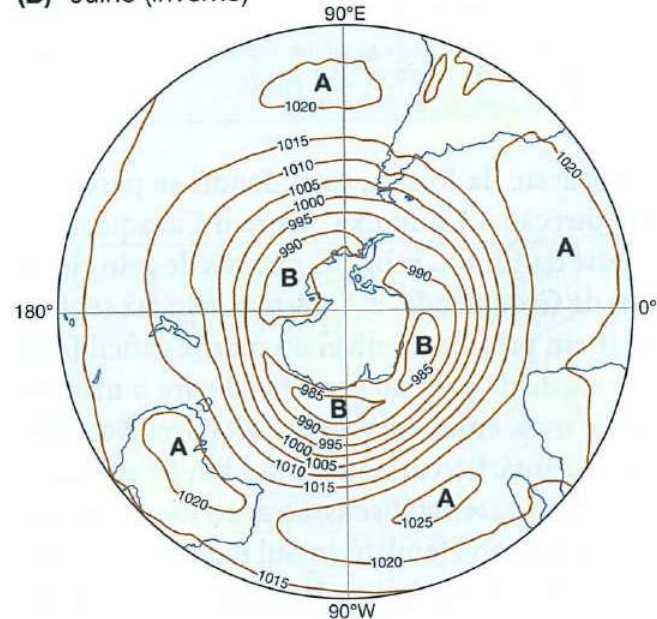


Figura 7.10 Distribuição da pressão média ao nível do mar (mb) em janeiro e julho para o hemisfério sul, 1970-1999. Isóbaras não são plotadas sobre a Antártica.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis Data do NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center.

dito que a região do ártico é dominada por condições anticiclônicas, esse fato claramente não procede. A alta siberiana pouco espessa resulta, em parte, da exclusão de massas de ar tropicais do interior devido ao planalto tibetano e ao Himalaia e, em parte, da presença de bolsões de ar frio em baixos níveis associados à ampla cobertura de neve. Há formação de centros sobre

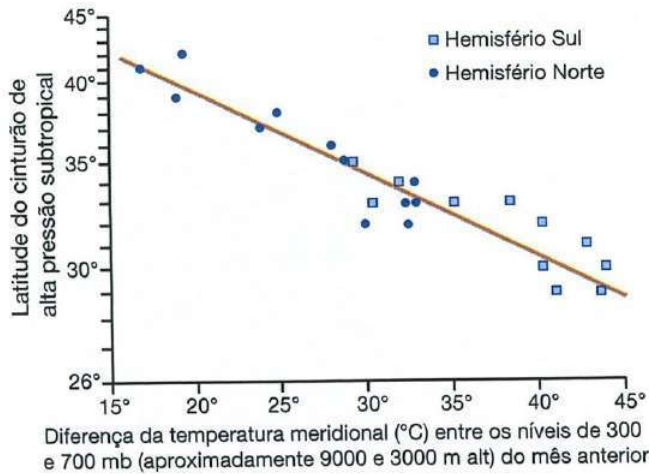


Figura 7.11 Diagrama da diferença de temperatura meridional ao nível de 300-700 mb no mês anterior, em relação à latitude do centro do cinturão de alta pressão subtropical, supondo um gradiente troposférico vertical constante.

Fonte: Flohn, in Proceedings of the World Climate Conference, WMO N0.537 (1979, p. 257, Fig.2).

o nordeste da Rússia, estendendo-se para leste em direção a Chukotka, sobre o Cazaquistão e o leste da China. Sobre os mantos de gelo elevados da Groenlândia e Antártica, não faz sentido falar em pressão ao nível do mar (é difícil fazer um ajuste da pressão superficial para o nível do mar), mas, em média, existe alta pressão sobre o platô antártico oriental, a 3-4 km de altitude.

Com base na discussão anterior, a circulação média no Hemisfério Sul é muito mais zonal a 700 mb (aproximadamente 3000 m de altitude) e no nível do mar do que no Hemisfério Norte, devido à área mais limitada e ao efeito das massas continentais. Também existe pouca diferença entre a intensidade da circulação no verão e no inverno (ver Figuras 7.3 e 7.10). É importante, neste ponto, diferenciar os padrões médios de pressão e as altas e baixas mostradas em cartas sinóticas diárias ou subdiárias. No Hemisfério Sul, a zonalidade da circulação média oculta um grau elevado de variabilidade cotidiana. A *carta sinótica* é uma “fotografia” diária ou subdiária dos principais sistemas de pressão sobre uma área muito grande, ignorando as circulações locais. As baixas subpolares sobre a Islândia e as Aleutas (ver Figura 7.9)

mostradas em mapas de pressão mensais são refletidas em cartas sinóticas na passagem de depressões profundas por essas áreas a jusante dos cavados de ondas longas em níveis elevados. Todavia, as áreas de pressão média elevada representam altas mais ou menos permanentes. As zonas intermediárias localizadas a 50-55°N e 40-60°S são afetadas por depressões móveis e cristas de alta pressão; essas aparecem nos mapas de médias como zonas sem pressão notavelmente alta ou baixa. O movimento das depressões é tratado no Capítulo 9F.

Comparando as distribuições das médias de pressão superficial e troposférica para janeiro (ver Figuras 7.4, 7.5, 7.9 e 7.10), fica claro que somente as células de alta pressão subtropicais se estendem a níveis elevados. As razões para isso são evidentes nas Figuras 7.1B e D. No verão, o cinturão equatorial de baixa pressão também está presente em níveis elevados sobre o sul da Ásia. As células subtropicais ainda podem ser identificadas a 300 mb (aproximadamente), mostrando que são um aspecto fundamental da circulação global e não apenas uma resposta às condições de superfície.

B OS CINTURÕES DE VENTOS GLOBAIS

A importância das células de alta pressão subtropicais fica evidente na discussão anterior. Dinâmicas, em vez de imediatamente térmicas em sua origem, e situadas entre 20° e 30° de latitude, elas parecem ser a chave para os principais cinturões de ventos do mundo, mostrados nos mapas da Figura 7.12. No Hemisfério Norte, os gradientes de pressão ao redor dessas células são mais fortes entre outubro e abril (inverno). Em termos da pressão real, porém, as células oceânicas têm sua pressão mais elevada no verão, e o cinturão é contrabalançado em níveis inferiores por baixas pressões térmicas sobre os continentes. Sua intensidade e persistência claramente as identificam como o fator dominante que controla a posição e as atividades dos ventos Alísios e de oeste.

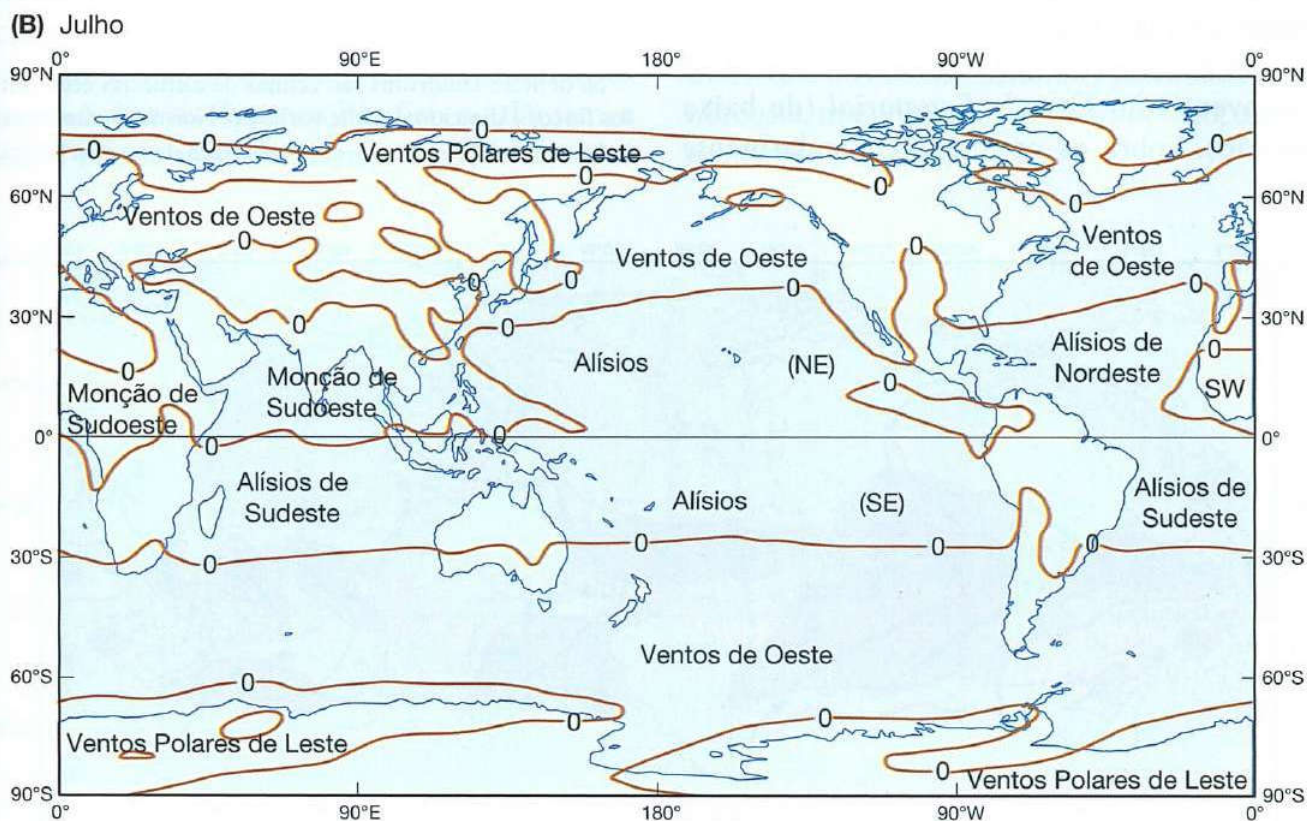
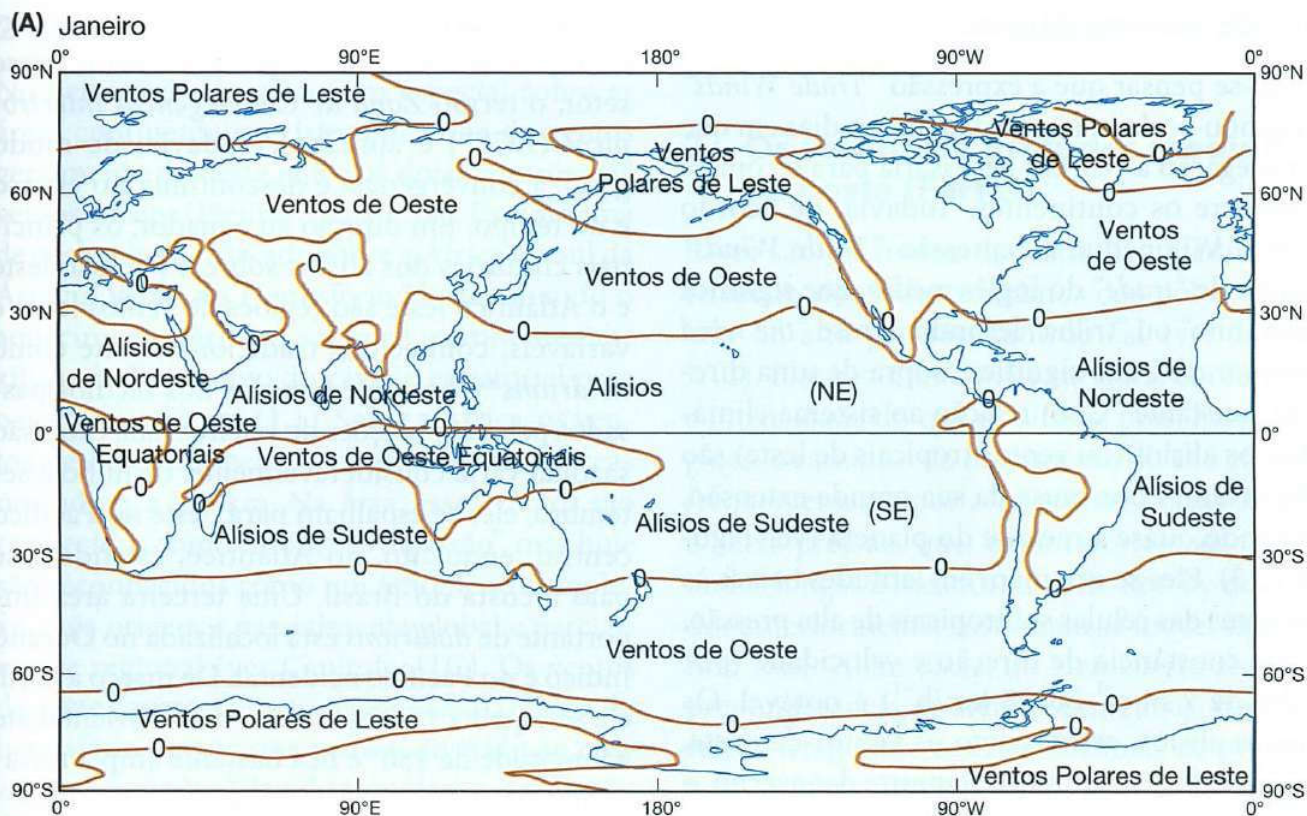


Figura 7.12 Zonas de vento globais generalizadas para 1000 mb (100 m alt.) em janeiro (A) e julho (B). O limite entre os ventos zonais de oeste e leste é a linha zero. Em grande parte do Pacífico central, os ventos Alísios são quase zonais. Baseado em médias para 1970-1999.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis Data de NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center.

N. de R.T.: Sobre o Oceano Índico (mapa A), os ventos Alísios de Nordeste correspondem aos ventos de monção hibernal. Já a monção de Sudoeste (mapa B) corresponde aos ventos de oeste equatoriais.

1 Os ventos Alísios

Pode-se pensar que a expressão “*Trade Winds*” originou-se da sua importância nos dias em que a navegação à vela era necessária para o comércio entre os continentes. Todavia, de acordo com a Wikipedia, a expressão “*Trade Winds*” deriva de “*trade*” do inglês médio, que significa “caminho” ou “trilha”, levando à frase “*the wind blows trade*”, que significa “sopra de uma direção constante”. Com relação ao sistema climático, os alísios (ou ventos tropicais de leste) são importantes por causa da sua grande extensão, afetando quase a metade do planeta (ver Figura 7.13). Eles se originam em latitudes baixas às margens das células subtropicais de alta pressão, e sua constância de direção e velocidade (por volta de 7 m s^{-1} ou 25 km/h^{-1}) é notável. Os ventos alísios, assim como os ventos de oeste, são mais fortes durante o semestre de inverno, o que sugere que sejam controlados pelo mesmo mecanismo fundamental.

Os dois sistemas de ventos Alísios tendem a convergir no *Cavado Equatorial* (de baixa pressão). Sobre os oceanos, particularmente

o Pacífico central, a convergência dessas correntes de ar costuma ser pronunciada e, nesse setor, o termo *Zona de Convergência Intertropical* (ZCIT) é aplicável. Todavia, de modo geral, a convergência é descontínua no espaço e no tempo. Em direção ao equador, os principais cinturões dos alísios sobre o Pacífico leste e o Atlântico leste são regiões de ventos leves e variáveis, conhecidos tradicionalmente como *doldrums** e bastante temidos nos séculos passados pelas tripulações de veleiros. Sua extensão sazonal varia consideravelmente: de julho a setembro, eles se espalham para oeste no Pacífico central, enquanto, no Atlântico, estendem-se para a costa do Brasil. Uma terceira área importante de *doldrums* está localizada no Oceano Índico e no Pacífico ocidental. De março a abril, ela se espalha 16.000 km da África Oriental até a longitude de 180° e fica bastante ampla novamente de outubro a dezembro.

* N. de R.T.: Doldrums são células de calmarias com ventos fracos e direcionalmente variáveis. Normalmente nessas áreas ocorre a presença de uma cobertura de nuvens baixas.

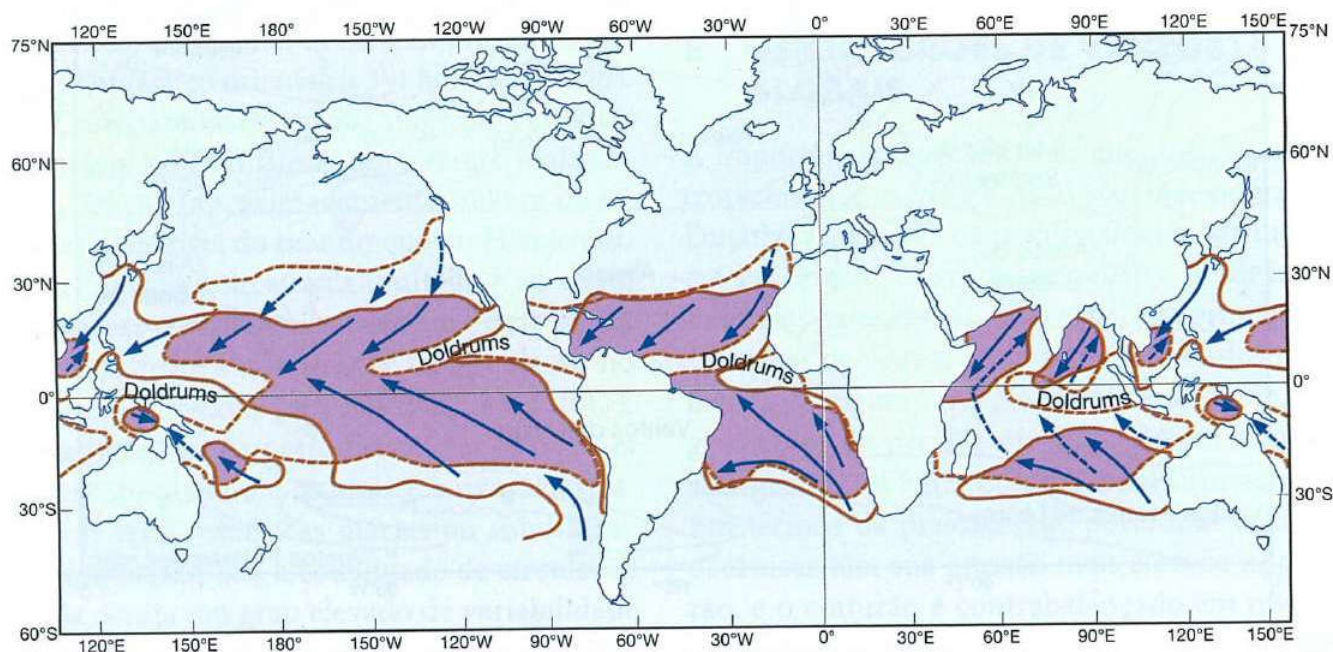


Figura 7.13 Mapa dos cinturões de ventos Alísios e *doldrums*. Os limites dos alísios – abrangendo a área dentro da qual 50% de todos os ventos são do quadrante predominante – são mostrados pelas linhas contínuas (janeiro) e tracejadas (julho). A área marcada é afetada pelos alísios em ambos os meses. Linhas de fluxo esquemáticas são indicadas pelas setas – tracejadas (julho) e contínuas (janeiro, ou nos dois meses).

Fonte: Crowe (1949, 1950).

2 Os ventos equatoriais de oeste

No hemisfério de verão, em especial sobre as áreas continentais, existe uma zona de ventos geralmente de oeste entre os dois cinturões de ventos Alísios (Figuras 7.12 e 7.14). Esse sistema de oeste é bem marcado sobre a África e o sul da Ásia no verão do Hemisfério Norte, quando o aquecimento térmico sobre os continentes auxilia o deslocamento do cavado equatorial para o norte (ver Figura 11.1). Sobre a África, os ventos de oeste atingem 2-3 km e, sobre o Oceano Índico, a 5-6 km. Na Ásia, esses ventos são conhecidos como “monções de verão”, mas hoje são reconhecidos como um fenômeno complexo, cuja origem é parcialmente global e parcialmente regional (ver Capítulo 11C). Os ventos de oeste equatoriais não são apenas os alísios do hemisfério oposto que sofrem diversão ao cruzarem o equador (devido à mudança de direção da deflexão de Coriolis). Existe, *em média*, um componente de oeste no oceano Índico a 2-3°S em junho e julho e a 2-3°N em dezembro e janeiro. Sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, a ZCIT não se afasta suficientemente do equador

para permitir o desenvolvimento desse cinturão de ventos de oeste.

3 Os ventos de latitudes médias de oeste (Ferrel)

Esses são os ventos das latitudes médias que emanam dos lados próximos dos polos da célula de alta pressão subtropical (ver Figura 7.12). Eles são muito mais variáveis em direção e intensidade do que os alísios, pois, nessas regiões, o caminho do movimento do ar é afetado frequentemente por células transitórias de alta e baixa pressão, que, embora orientadas pelas ondas longas e meandantes de Rossby discutidos anteriormente, costumam se mover no sentido leste. Além disso, no Hemisfério Norte, a preponderância de áreas continentais, com seu relevo irregular e padrões sazonais de pressão, tende a obscurecer o fluxo de ar do oeste. As ilhas de Scilly, na costa sudoeste da Inglaterra, que sofrem a ação dos ventos de sudoeste, registram 46% dos ventos oriundos entre sudoeste e noroeste, mas 29% vêm do setor oposto, entre o nordeste e o sudeste.

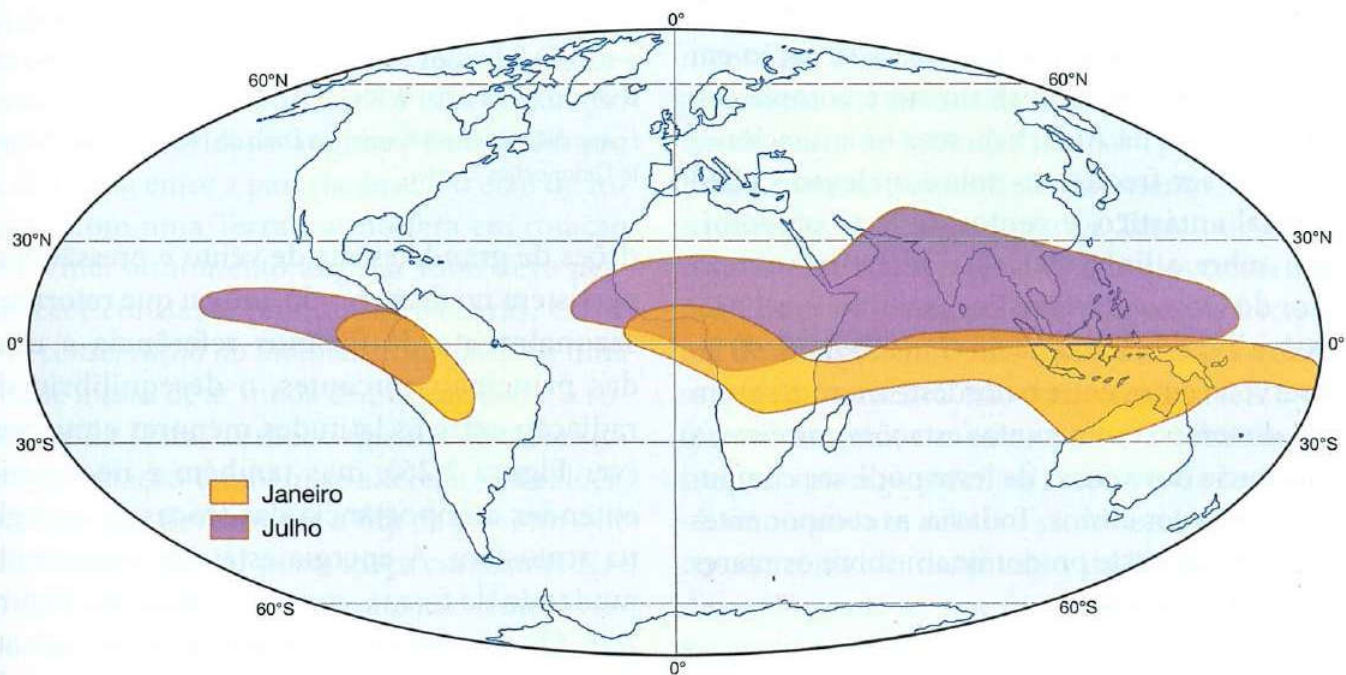


Figura 7.14 Distribuição dos ventos de oeste equatoriais em qualquer camada abaixo de 3 km para janeiro e julho.

Fonte: Indian Meteorological Department.

Os ventos de oeste do Hemisfério Sul são mais fortes e mais constantes em direção do que os do Hemisfério Norte, pois os amplos espaços oceânicos descartam o desenvolvimento de sistemas de pressão estacionários (Figura 7.15). A Ilha Kerguelen (49°S, 70°E) tem uma frequência anual de 81% de ventos oriundos entre o sudoeste e o noroeste, e a proporção comparável de 75% para a Ilha Macquaire (54°S, 159°E) mostra que essa predominância é disseminada sobre os oceanos meridionais. Todavia, a zonalidade aparente do vórtice circumpolar sul (ver Figura 7.10) oculta uma considerável variabilidade sinótica na velocidade do vento.

4 Os ventos polares de leste

Este termo é aplicado a ventos que ocorrem entre a alta pressão polar e a baixa pressão subtropical. A alta polar, como mencionado, não é uma feição quase permanente da circulação ártica. Os ventos de leste ocorrem principalmente nos lados próximos ao polo em depressões sobre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte (Figura 7.12). Calculando-se as direções médias dos ventos para todos os cinturões de alta latitude, encontram-se poucos sinais de um sistema coerente de ventos polares de leste. A situação em altas latitudes do hemisfério sul é complicada pela presença da Antártica, mas os anticiclones parecem ser frequentes sobre o elevado platô oriental antártico, e ventos de leste predominam sobre a linha de costa antártica sobre o setor do Oceano Índico. Por exemplo, em 1902-1903, a expedição do navio *Gauss*, a 66°S, 90°E, observou ventos entre o nordeste e o sudeste em 70% do tempo e, em muitas estações costeiras, a constância dos ventos de leste pode ser comparada com a dos alísios. Todavia, as componentes de ventos de oeste predominam sobre os mares a oeste da Antártica.

C A CIRCULAÇÃO GERAL

A seguir, consideramos os mecanismos que mantêm a *circulação geral* da atmosfera -pa-

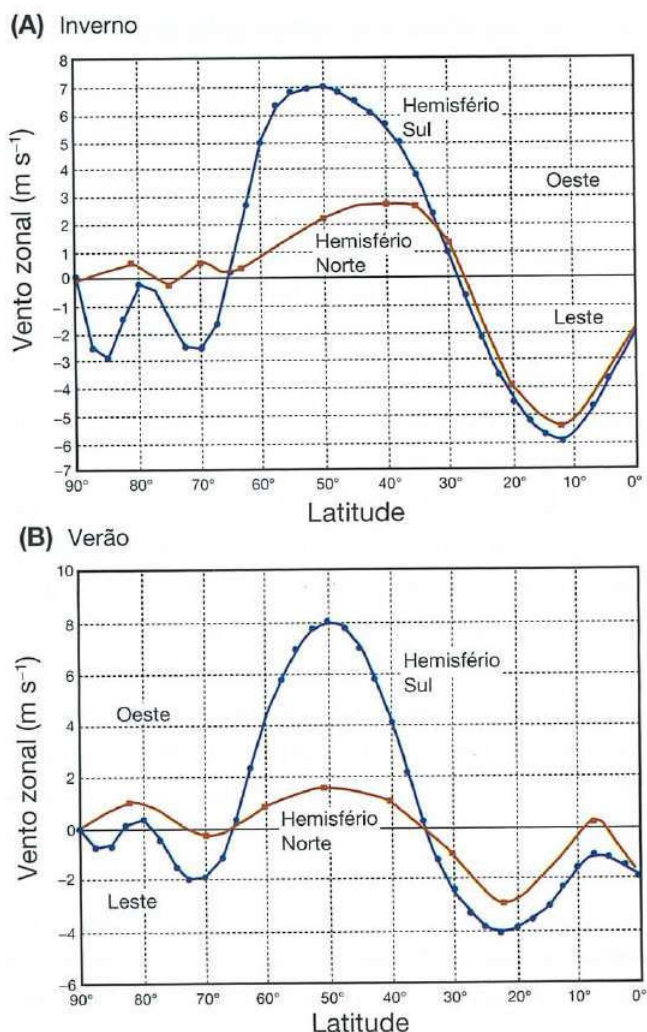


Figura 7.15 Perfis da componente média do vento de oeste (m s^{-1}) ao nível do mar nos hemisférios norte e sul durante suas respectivas estações de inverno (A) e verão (B), 1970-1999.

Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis Data de NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center.

drões de grande escala de vento e pressão que persistem no decorrer do ano ou que retornam sazonalmente. Já fizemos referência a uma das principais forçantes, o desequilíbrio da radiação entre as latitudes menores e maiores (ver Figura 2.26), mas também é necessário entender a importância das trocas de energia na atmosfera. A energia está constantemente mudando de forma, como mostrado na Figura 7.16. O aquecimento desigual da Terra e sua atmosfera pela radiação solar gera gradientes de energia potencial, parte da qual é convertida em energia cinética pela ascensão do ar quente e pela descida do ar frio. Em última análise,

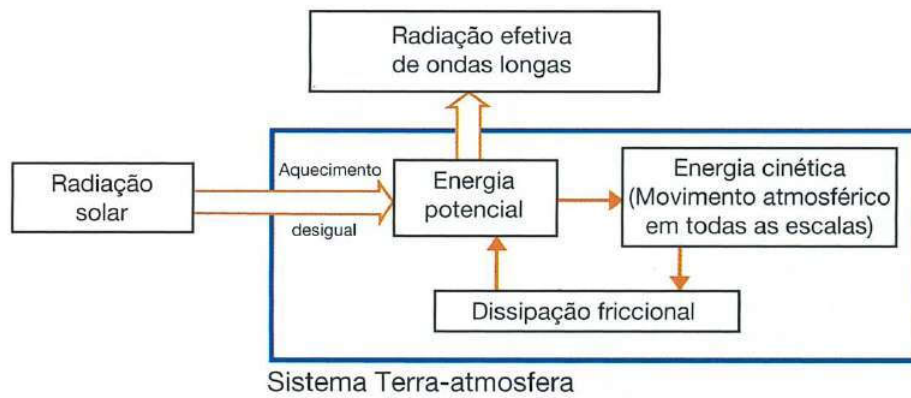


Figura 7.16 Esquema da troca de energia do sistema Terra-atmosfera.

a energia cinética do movimento atmosférico em todas as escalas é dissipada pela fricção e por vórtices turbulentos de pequena escala (isto é, viscosidade interna). Para manter a circulação geral, a taxa de geração de energia cinética deve obviamente equilibrar a sua taxa de dissipação. Essas taxas são estimadas em 2 W m^{-2} , o que representa apenas 1% da radiação solar global média absorvida na superfície e na atmosfera. Em outras palavras, a atmosfera é uma máquina térmica altamente ineficiente (ver Capítulo 2E).

Um segundo fator controlador é o momento angular da Terra e sua atmosfera, que é a tendência da atmosfera de se mover junto com a Terra ao redor do eixo de rotação. O momento angular é proporcional à taxa de rotação (ou seja, a velocidade angular) e ao quadrado da distância entre a parcela de ar e o eixo de rotação. Com uma Terra e atmosfera em rotação uniforme, o momento angular total deve permanecer constante (em outras palavras, existe uma *conservação do momento angular*). Se uma grande massa de ar muda de posição sobre a superfície da Terra, de modo que sua distância do eixo de rotação também se altere, a sua velocidade angular deve mudar a fim de permitir que o momento angular permaneça constante. Naturalmente, o momento angular absoluto é elevado no equador, o ponto mais distante do eixo de rotação (ver Nota 3), e diminui com a latitude, até chegar a zero nos polos (ou seja, o eixo de rotação), de modo que o ar que se move em direção aos polos tende a adquirir velocidades

cada vez maiores na direção leste. Por exemplo, o ar que se deslocasse de 42° para 46° de latitude e conservasse seu momento angular aumentaria sua velocidade relativa à superfície da Terra em 29 m s^{-1} (104 km/h^{-1}). Esse é o mesmo princípio que faz um patinador do gelo girar mais rápido à medida que aproxima os braços do corpo. Na prática, o aumento da velocidade da massa de ar é compensado ou mascarado pelas outras forças que afetam o movimento do ar (particularmente o atrito), mas não há dúvida de que muitas das características importantes da circulação atmosférica geral resultam dessa transferência de momento angular para os polos.

A necessidade de um transporte de momento em direção aos polos é facilmente compreendida em termos da manutenção dos ventos de oeste de latitudes médias (Figura 7.15). Esses ventos transmitem momento relativo na direção oeste (leste) para a Terra por atrito constantemente, e estima-se que eles cessariam por completo devido a essa dissipação friccional de energia em pouco mais de uma semana se o seu momento não fosse reabastecido de forma contínua em outra parte. Em baixas latitudes, os amplos ventos tropicais de leste ganham momento relativo para oeste por atrito, como resultado da rotação da Terra em uma direção oposta ao seu fluxo (ver Nota 4). Esse excesso é transferido em direção aos polos, com o transporte máximo ocorrendo, de maneira significativa, nas adjacências da corrente de jato subtropical média a aproximadamente 250 mb a 30°N e 30°S .

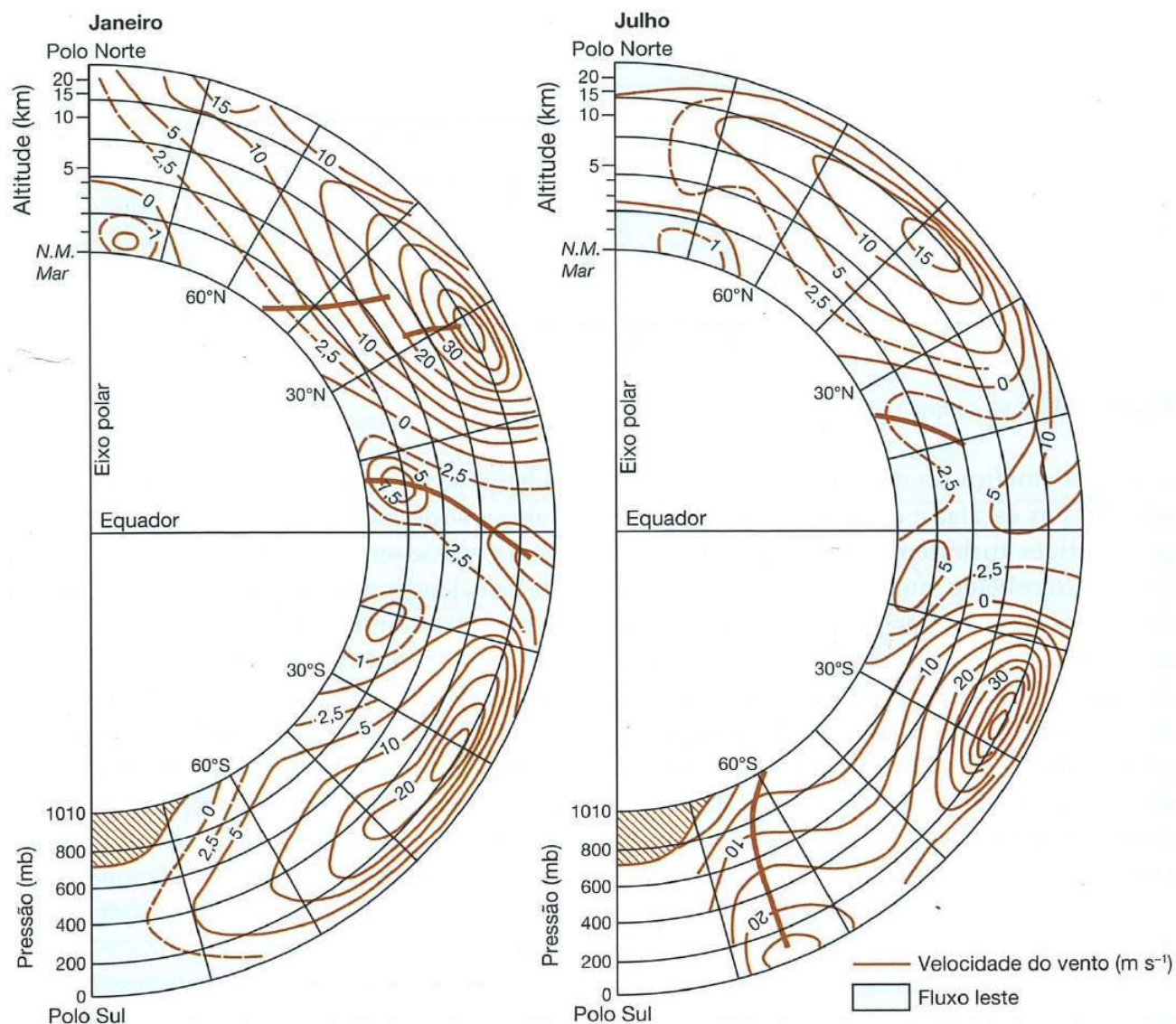


Figura 7.17 Velocidades médias dos ventos zonais (m s^{-1}) calculadas para cada latitude e para elevações de até mais que 20 km, nos meses de janeiro e julho. Observe o fraco fluxo leste em todos os níveis em latitudes baixas, dominado pelas células de Hadley, e o forte fluxo de oeste em latitudes médias, localizado nas correntes de jato subtropicais. Observe o destaque dado para a presença do manto de gelo Antártico interrompendo os ventos zonais.

Fonte: Adaptado de Mintz; Henderson-Sellers and Robinson (1986).

1 Circulações nos planos vertical e horizontal

Existem duas maneiras possíveis de a atmosfera transportar calor e momento. Uma é pela circulação no plano vertical, conforme indica a Figura 7.17, que mostra três células meridionais em cada hemisfério. **As células de Hadley** em baixas latitudes eram consideradas análogas às circulações convectivas que se formam quando uma panela de água é aquecida sobre uma chama e são denominadas células *termicamente diretas*. Acreditava-se que o ar quente subisse e gerasse

um fluxo baixo perto do equador e a rotação da Terra desviasse essas correntes, que formariam os ventos Alísios de nordeste e sudeste. Essa explicação foi proposta por G. Hadley em 1735, embora, em 1856, W. Ferrel tenha mostrado que a conservação do momento angular seria um fator mais provável como causa dos ventos de leste, pois a força de Coriolis é pequena em latitudes baixas. Correntes contrárias superiores e em direção aos polos completariam a célula de baixa latitude, segundo o esquema apresentado, com o ar descendo a aproximadamente 30° de latitude à medida que é resfriado pela radiação.

Todavia, esse esquema não está de todo correto. A atmosfera não tem uma fonte de calor simples no equador, os ventos Alísios não são contínuos ao redor do planeta (ver Figura 7.13) e o fluxo superior para os polos ocorre principalmente nos setores ocidentais das células de alta pressão (ver Figuras 7.4 e 7.10).

A Figura 7.18 mostra outra célula termicamente direta (polar) em altas latitudes, com ar denso e frio fluindo de uma alta de pressão polar. A realidade disso é questionável, mas, de qualquer modo, tem pouca importância para a circulação geral, devido à pequena massa envolvida. É importante observar que não é possível haver uma única célula direta em cada hemisfério, pois os ventos de leste perto da superfície reduziram a rotação da Terra. Em média, a atmosfera deve girar com a Terra, exigindo um equilíbrio entre os ventos de leste e oeste ao redor do planeta.

A célula de Ferrel de latitude média mostrada na Figura 7.18 é termicamente indireta e

precisaria ser movida pelas outras duas. Considerações ligadas ao momento indicam a necessidade de ventos de leste superiores nesse esquema, mas observações feitas com aviões e balões durante as décadas de 1930 e 1940 demonstraram a existência de ventos fortes de oeste na troposfera superior (ver A.3, neste capítulo). Rossby modificou o modelo de três células para incorporar esse fato, propondo que o momento de oeste seria transferido para latitudes médias a partir das ramificações superiores das células em latitudes altas e baixas. Cavados e cristas no escoamento superior poderiam, por exemplo, fazer essa mistura horizontal.

Essas visões passaram por alterações radicais a partir de 1948. Meios alternativos de transportar calor e momento – por circulações horizontais – haviam sido sugeridos na década de 1920 por A. Defant e H. Jeffreys, mas não puderam ser testados até que houvesse dados adequados sobre o ar em níveis superiores. Cálculos para o Hemisfério Norte, realizados por

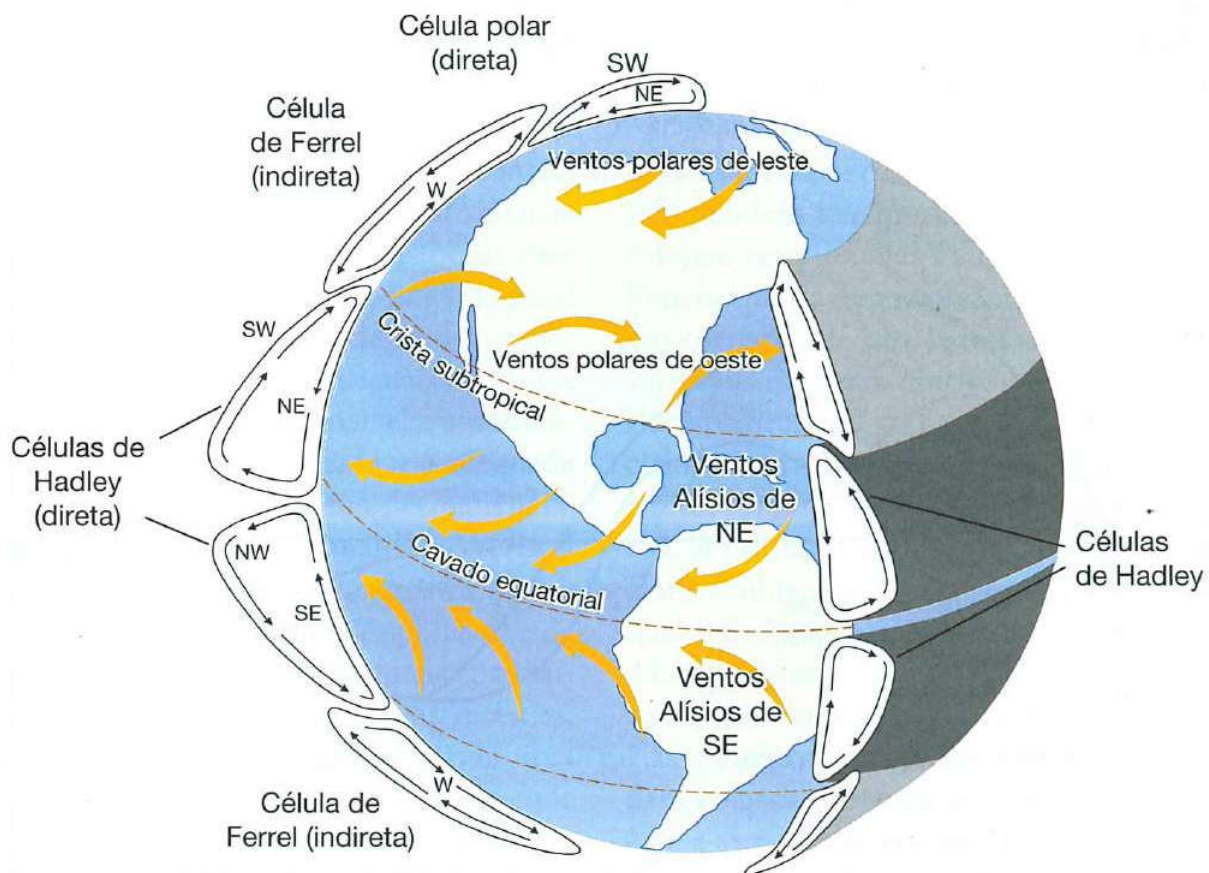


Figura 7.18 Modelo esquemático de três células para a circulação meridional e principais cinturões de ventos em cada hemisfério.

Fonte: Modificado de NASA.

V. P. Starr e R. M. White do Massachusetts Institute of Technology, mostram que, em latitudes médias, as células horizontais transportam a maior parte do calor e momento necessários em direção aos polos. Isso atua (1) por meio do mecanismo de altas semi-estacionárias e (2) pelas altas e baixas móveis perto da superfície, que atuam em conjunto com seus padrões de onda mais acima. O primeiro é conhecido como ondas estacionárias, e o segundo, como vórtices transitórios. A importância desses vórtices horizontais para o transporte de energia é mostrada na Figura 7.19 (ver também Figura 3.27B). O conceito moderno de circulação geral, portanto, considera a energia dos ventos zonais como derivada de ondas horizontais, e não de circulações meridionais. Em latitudes mais baixas, porém, o transporte por vórtices é insuficiente para explicar o transporte total de energia necessário para o equilíbrio energético. Por essa razão, a célula de Hadley média é um aspecto fundamental das representações atuais da circulação geral, como mostra a Figura 7.20. A circulação de baixa latitude é considerada complexa. Particularmente, o transporte vertical de calor na célula de Hadley é efetuado por nuvens cumulonimbus gigantes em sistemas associa-

dos ao Cavado Equatorial (baixa pressão), que se localiza em média a 5°S em janeiro e a 10°N em julho (ver Figura 11.1). A célula de Hadley do hemisfério de verão é, de longe, a mais importante, pois gera o fluxo transequatorial baixo para o hemisfério de verão. O modelo tradicional da circulação global com células gêmeas, simétrico ao redor do equador, é encontrado somente na primavera/outono.

Longitudinalmente, as células de Hadley estão ligadas aos regimes de monções do hemisfério de verão. O ar ascendente sobre o Sul

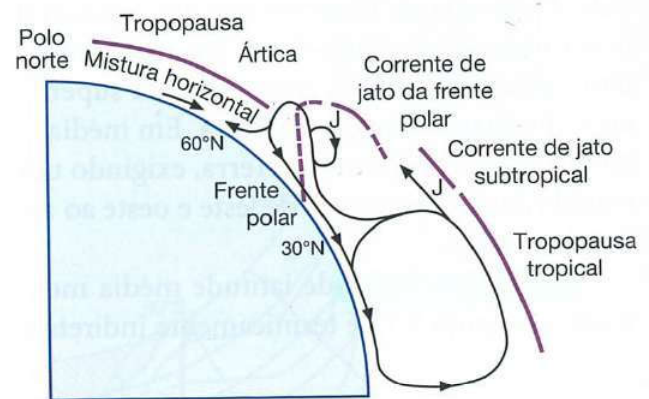


Figura 7.20 Modelo da circulação meridional geral para o Hemisfério Norte no inverno.

Fonte: Palmén, 1951; Barry (1967).

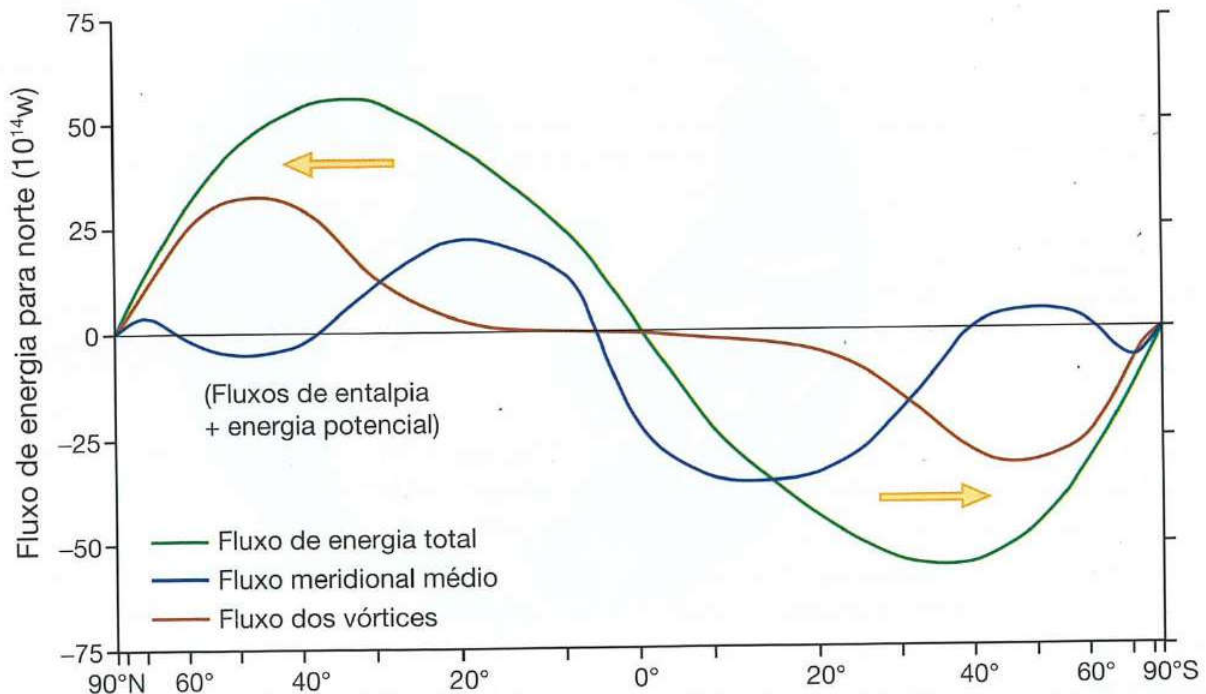


Figura 7.19 Transporte de energia em direção aos polos, mostrando a importância de vórtices horizontais em latitudes médias.

Asiático (e também sobre a América do Sul e a Indonésia) é associado ao fluxo leste-oeste (zonal) e esses sistemas são conhecidos como *circulações de Walker* (p. 375-380). O transporte de retorno das células de Hadley meridionais em direção aos polos acontece em cavados que se estendem para latitudes baixas a partir dos ventos de oeste em latitudes médias. Isso tende a ocorrer nos lados a oeste das células subtropicais de alta pressão na troposfera superior. A mistura horizontal predomina em latitudes médias e altas, embora também se acredite que exista uma célula indireta fraca e de forma bastante reduzida nas latitudes médias (Figura 7.20). A relação das correntes de jato com as regiões meridionais com gradiente súbito de temperatura já foi observada (ver Figura 7.7). Ainda não temos uma explicação completa para as duas máximas de vento e seu papel na circulação geral, mas elas sem dúvida são uma parte essencial da história.

À luz dessas teorias, reanalisamos a origem dos anticiclones subtropicais, que desempenham um papel crucial nos climas mundiais. Sua existência tem sido atribuída, de diversas maneiras: (1) ao empilhamento de ar que se move em direção aos polos à medida que é desviado para leste pela rotação da Terra e à conservação do momento angular; (2) à subsidência de correntes acima em direção aos polos pelo resfriamento radiativo; (3) à necessidade geral de alta pressão perto da latitude de 30° , separando zonas aproximadamente iguais de ventos de leste e oeste (também é possível a combinações desses mecanismos). Uma teoria adequada deve explicar não apenas a sua permanência, mas sua natureza celular e a inclinação vertical dos eixos. A discussão anterior mostra que as ideias de uma célula de Hadley simplificada e da conservação do momento estão apenas parcialmente corretas. Além disso, estudos recentes, de maneira surpreendente, não mostram uma relação, em termos sazonais, entre a intensidade da célula de Hadley e a das altas subtropicais. A subsidência ocorre perto de 25°N no inverno, ao passo que o norte da África e o Mediterrâneo são geralmente mais secos no verão, quando o movimento vertical é fraco.

Duas novas ideias foram propostas recentemente (Figura 7.21). Uma sugere que as altas subtropicais em níveis baixos observadas no verão no Pacífico Norte e Atlântico Norte são respostas remotas a ondas planetárias estacionárias geradas por fontes de calor sobre a Ásia. Ao contrário dessa visão da propagação de ondas a favor da corrente para leste, outro modelo propõe efeitos regionais do aquecimento sobre as regiões afetadas pelas monções de verão na Índia, na África Ocidental e no sudoeste da América do Norte, que atuam contra a corrente nas margens oeste e norte dessas fontes de calor. O aquecimento das monções indianas leva a uma célula vertical com subsidência sobre o Mediterrâneo oriental, o deserto do Saara oriental e o deserto de Kyzylkum-Karakum. Todavia, enquanto o ar ascendente tem origem nos ventos tropicais de leste, acredita-se que as ondas de Rossby nos ventos de oeste nas latitudes médias sejam a fonte do ar descendente, e isso pode ter uma ligação com o primeiro mecanismo. Nenhum desses argumentos aborda os anticiclones subtropicais de inverno. Certamente, essas características esperam uma explicação definitiva e abrangente.

É provável que as células anticiclônicas em níveis elevados, evidentes em cartas sinóticas (que tendem a se fundir em cartas de médias), estejam relacionadas com os vórtices anticiclônicos que se desenvolvem no lado equatorial das correntes de jato. Estudos teóricos e observacionais mostram que, como resultado da variação latitudinal do parâmetro de Coriolis, os ciclones nos ventos de oeste tendem a se mover em direção aos polos, e as células anticiclônicas, em direção ao equador. Assim, os anticiclones subtropicais são regenerados constantemente. Existe uma relação estatística entre a latitude das altas subtropicais e o gradiente da temperatura média meridional (ver Figura 7.11); um gradiente mais forte causa uma mudança na alta pressão no sentido do equador, e vice-versa. Essa mudança é evidente em termos sazonais. O padrão celular na superfície reflete de forma clara a influência de fontes de calor. As células são estacionárias e alongadas no sentido norte-sul sobre os oceanos do

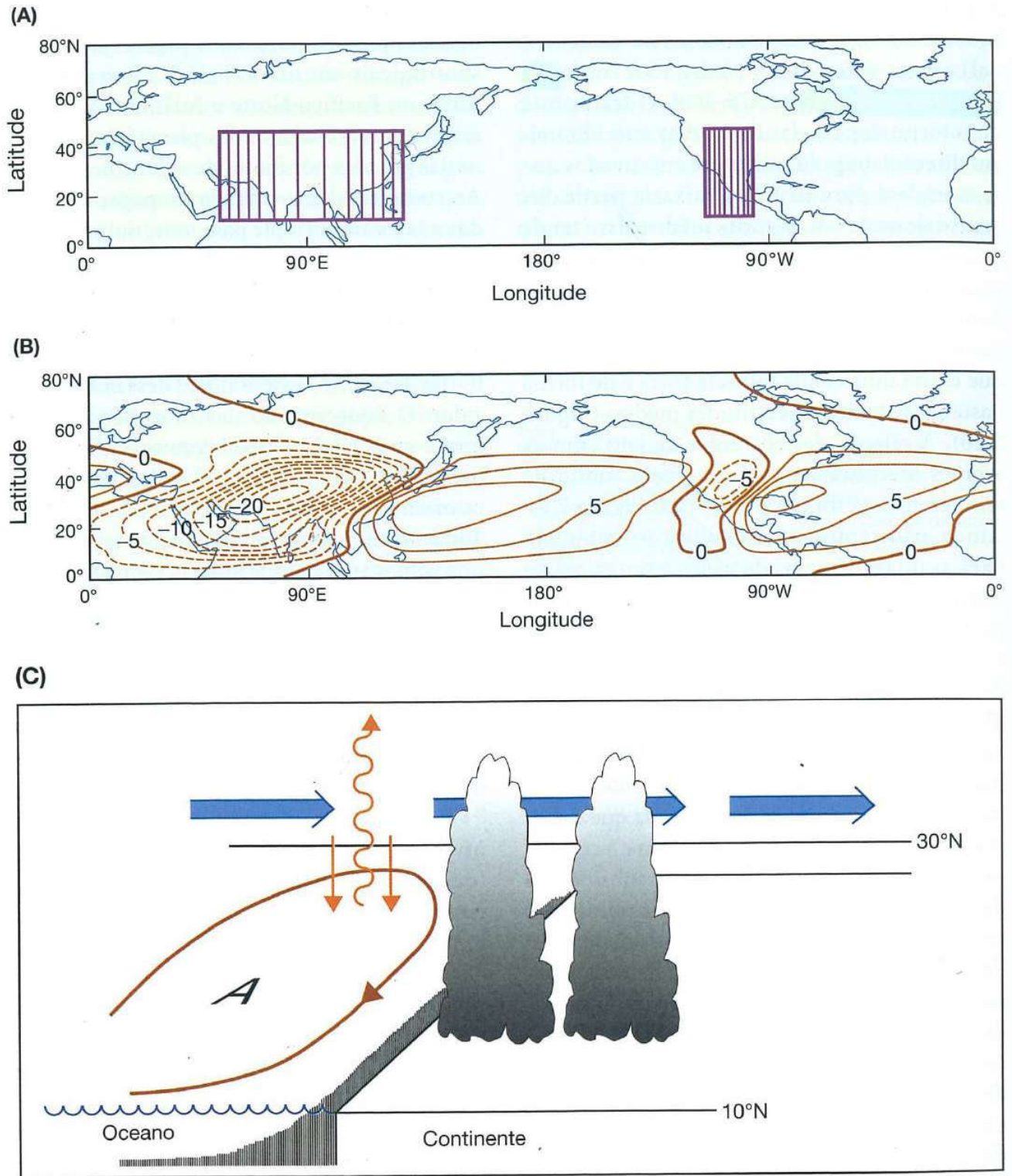


Figura 7.21 Ilustrações esquemáticas de processos sugeridos que formam/mantêm os anticiclones subtropicais setentrionais no verão: (A) quadros em que as fontes de calor do verão são impostas no modelo atmosférico; (B) padrão resultante de ondas planetárias estacionárias, (linhas contínuas/tracejadas denotam anomalias positivas/negativas da altura (Chen et al., 2001); (C) esquema dos elementos da circulação propostos por Hoskins (1996); aquecimento das monções sobre os continentes com subsidência para oeste e em direção aos polos onde existe interação com os ventos de oeste. A subsidência gera maior resfriamento radiativo, que atua como um *feedback* positivo, e movimento no sentido do equador; este último impulsiona a camada de Ekman oceânica e a ressurgência.

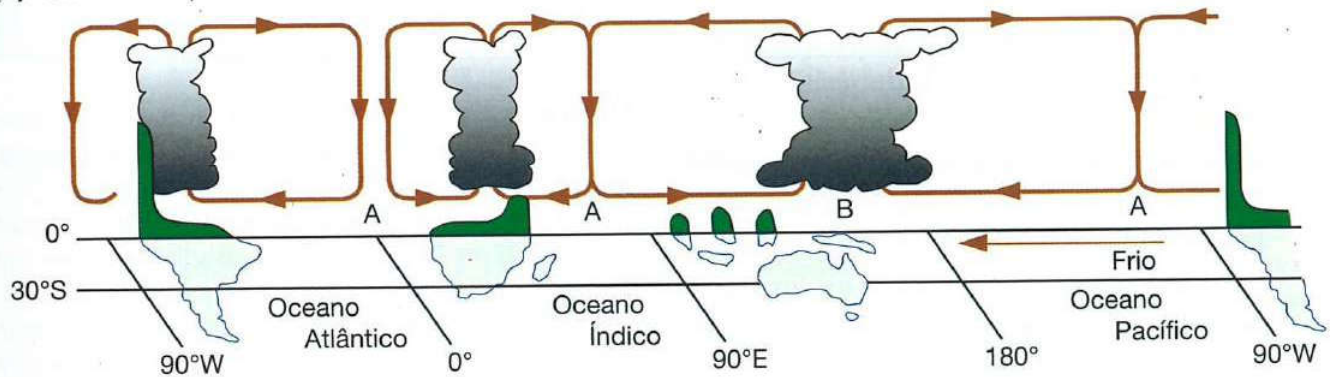
Fontes Chen et al. (2001) *J. Atmos. Sci.* 58, p. 1832, fig. 8(a); e Hoskins (1996) *Bull. Amer. Met. Soc.* 11, p. 1291, fig.5. American Meteorological Society.

Hemisfério Norte no verão, quando o aquecimento continental cria baixa pressão e o gradiente da temperatura meridional é fraco. No inverno, por outro lado, o fluxo zonal é mais forte em resposta a um gradiente mais intenso na temperatura meridional, e o resfriamento continental gera alongamento das células no sentido leste-oeste. Indubitavelmente, fatores ligados à superfície e aos níveis superiores reforçam um ao outro em alguns setores e tendem a se anular em outros.

Assim como as circulações de Hadley representam importantes componentes meridionais (norte-sul) da circulação atmosférica, as circulações de Walker representam as componentes zonais (leste-oeste) de grande escala do fluxo de ar tropical. Essas circulações zonais são movidas por grandes gradientes de pressão

no sentido leste-oeste causados por diferenças no movimento vertical. Por um lado, o ar ascende sobre os continentes aquecidos e as partes mais quentes dos oceanos; por outro, o ar desce sobre partes mais frias dos oceanos, sobre áreas continentais onde sistemas profundos de alta pressão se estabeleceram, e em associação com células de alta pressão subtropicais. Sir Gilbert Walker identificou essas circulações em 1922-1923, com sua descoberta de uma correlação inversa entre a pressão sobre o Oceano Pacífico oriental e a Indonésia. A intensidade e a fase dessa chamada **Oscilação Sul** costumam ser medidas pela diferença de pressão entre o Taiti (18°S, 150°W) e Darwin, na Austrália (12°S, 130°E). O Índice da Oscilação Sul (Southern Oscillation Index – SOI) tem duas fases extremas (Figura 7.22):

(A) SOI de fase positiva



(B) SOI de fase negativa

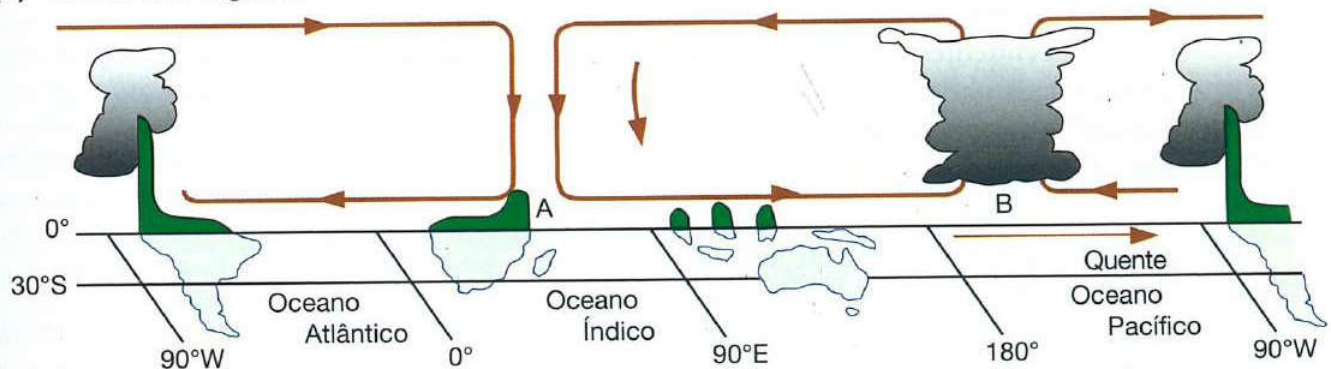


Figura 7.22 Seções transversais da circulação de Walker ao longo do equador (com base em cálculos de Y. M. Tourre) durante as fases positivas (A) e negativas (B) da Oscilação Sul (OS). As fases positivas (negativas) correspondem a padrões não ENSO (ENSO) (ver texto). Na fase positiva, há ar ascendente e chuvas fortes sobre a bacia amazônica, África central e Indonésia-Pacífico Ocidental. No padrão da fase negativa (ENSO 1982-1983), o ramo Pacífico ascendente é desviado para leste da linha Internacional de Mudança de Data e, em outras partes, a convecção é suprimida pela subsidência. O sombreado indica a topografia em escala vertical exagerada.

Fonte: K.Wyrtki (1985). World Meteorological Organization.

- *positiva*, quando existe uma forte alta pressão no Pacífico sudeste e uma baixa centrada sobre a Indonésia, com ar ascendente e precipitação convectiva;
- *negativa* (ou baixa), quando a área de baixa pressão e convecção é deslocada para leste em direção à linha Internacional de Mudança de Data.

Um SOI positivo (negativo) implica fortes ventos Alísios de leste (ventos de oeste equatoriais baixos) sobre o Pacífico centro-ocidental. Essas circulações de Walker estão sujeitas a flutuações em que uma oscilação (conhecida como Oscilação Sul-El Niño, ou ENSO) entre fases positivas (isto é, eventos não ENSO) e fases negativas (isto é, eventos de ENSO) é particularmente notável (ver Capítulo 11G.1):

- 1 **Fase positiva** (Figura 7.22A). Apresenta quatro grandes células zonais, envolvendo ramificações ascendentes de baixa pressão e precipitação acentuada sobre a Amazônia, a África central e a Indonésia/Índia; e ramificações de alta pressão descendentes sobre o Pacífico Oriental, o Atlântico Sul e o Oceano Índico oriental. Durante essa fase, ventos de baixos níveis de leste se intensificam sobre o Pacífico, e as correntes de jato subtropicais de oeste em ambos os hemisférios enfraquecem, assim como a célula de Hadley do Pacífico.
- 2 **Fase negativa** (Figura 7.22B). Essa fase tem cinco grandes células zonais, envolvendo ramificações ascendentes de baixa pressão e precipitação acentuada sobre o Atlântico sul, o Oceano Índico Ocidental, o Pacífico Ocidental e Oriental, e ramificações subsidentes de alta pressão e menor precipitação sobre a Amazônia, a África central, a Indonésia/Índia e o Pacífico central. Durante essa fase, ventos de oeste de baixos níveis e de leste de altos níveis predominam sobre o Pacífico, e as correntes de jato subtropicais de oeste se intensificam em ambos os hemisférios, assim como a célula de Hadley no Pacífico.

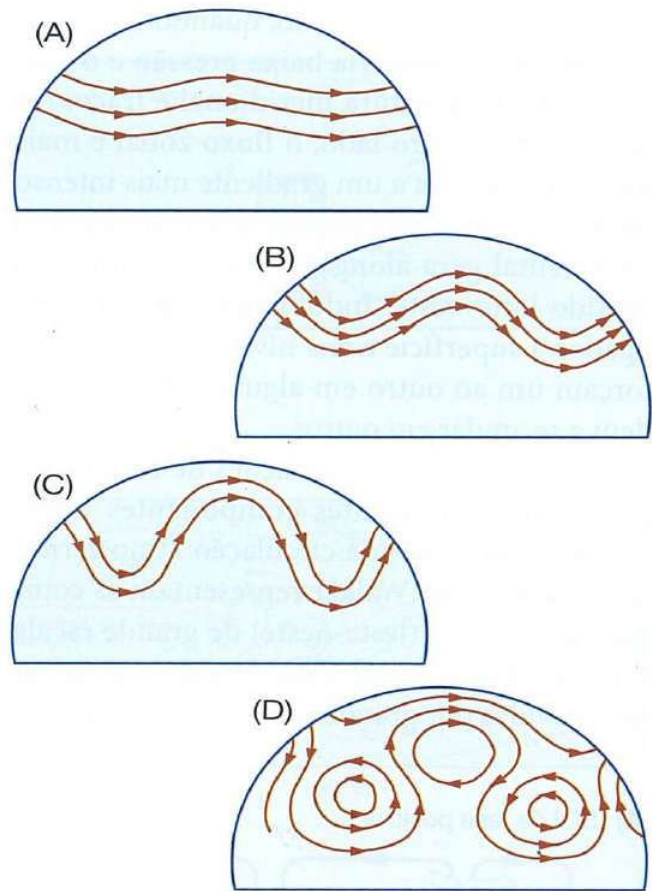


Figura 7.23 O ciclo do índice. Ilustração esquemática do desenvolvimento de padrões celulares nos ventos de oeste superiores, ocupando três a oito semanas e especialmente ativos em fevereiro e março no Hemisfério Norte. Estudos estatísticos indicam que não há periodicidade regular nessa sequência. (A) índice zonal elevado. A corrente de jato e os ventos de oeste se encontram a norte da sua posição média. Os ventos de oeste são fortes, os sistemas de pressão têm orientação predominante leste-oeste, e existe pouca troca de massa de ar norte-sul. (B) e (C) a corrente se expande e aumenta de velocidade, ondulando com oscilações cada vez maiores. (D) índice zonal baixo, associado a um rompimento e à fragmentação celular total dos ventos zonais de oeste, à formação de depressões frias profundas e fechadas estacionárias em latitudes médio-baixas e a anticiclones quentes e profundos originando bloqueios atmosféricos em latitudes maiores. Essa fragmentação começa geralmente no leste e se estende para oeste a uma taxa de aproximadamente 60° de longitude por semana.

Fonte: Namias; in Haltiner and Martin (1957).

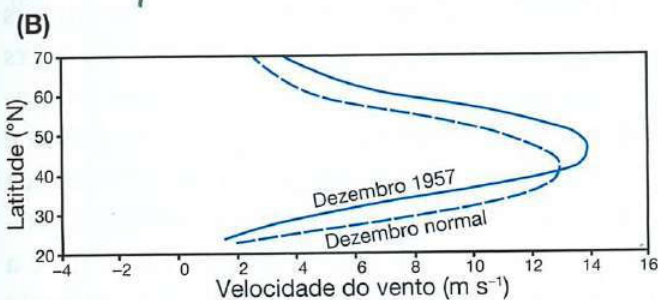
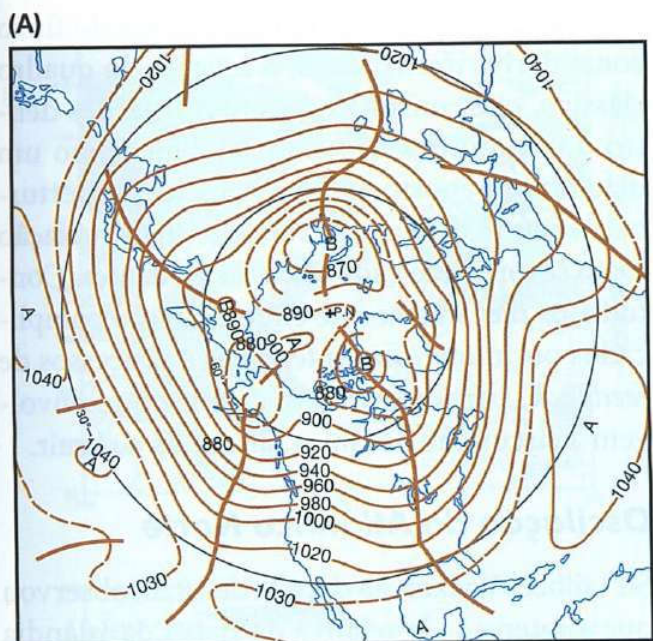


Figura 7.24 Contornos médios de 700 mb para dezembro de 1957, mostrando um fluxo de oeste rápido e de pequena amplitude, típico de um índice zonal elevado: (A) perfis médios da velocidade (m s^{-1}) do vento zonal a 700 mb no Hemisfério Ocidental para dezembro de 1957, em comparação com as velocidades de um dezembro normal. Os ventos de oeste estavam mais fortes do que o normal e deslocados para o norte (B).

Fonte: Dunn (1957).

2 Variações na circulação do Hemisfério Norte

A pressão e os padrões de contornos durante certos períodos do ano podem ser radicalmente diferentes dos indicados pelos mapas médios (ver Figuras 7.3 e 7.4). Diversos tipos de variabilidade têm importância. Na maior escala, estão as mudanças na intensidade da circulação hemisférica zonal de oeste ao longo de um período de semanas. Variações importantes em escalas mais regionais incluem as oscilações na pressão sobre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte.

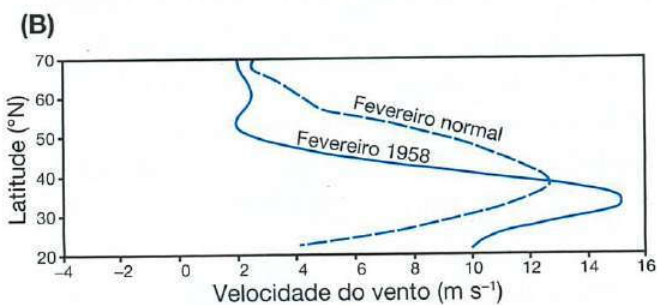
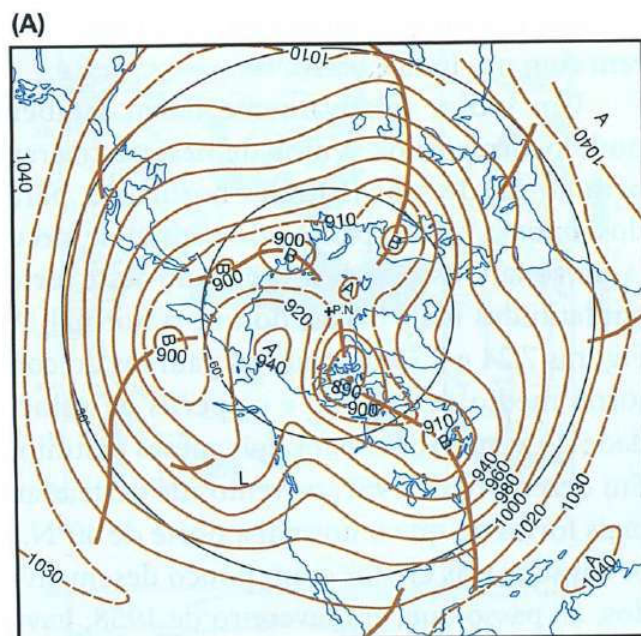


Figura 7.25 Contornos médios de 700 mb para fevereiro de 1958: (A) perfis médios da velocidade (m s^{-1}) do vento zonal a 700 mb no Hemisfério Ocidental para fevereiro de 1958, em comparação com as velocidades de um fevereiro normal. Os ventos de oeste estavam mais fortes do que o normal em latitudes baixas, com um pico a aproximadamente 33°N (B).

Fonte: Klein (1958).

Variações no índice zonal

Variações de três a oito semanas de duração são observadas na intensidade dos ventos de oeste zonais na média do hemisfério. Elas são mais notáveis nos meses de inverno, quando a circulação geral é mais forte. A natureza das alterações é ilustrada na Figura 7.23. Os ventos de oeste de latitudes médias formam ondas, e os cavados e as cristas se tornam acentuados, dividindo-se em um padrão celular, com um intenso fluxo meridional em certas longitudes. A intensidade dos ventos de oeste entre 35° e 55°N é denominada *índice zonal*; os fortes ventos zonais de oeste são representativos de um índice

elevado, e padrões celulares pronunciados ocorrem com um índice baixo.

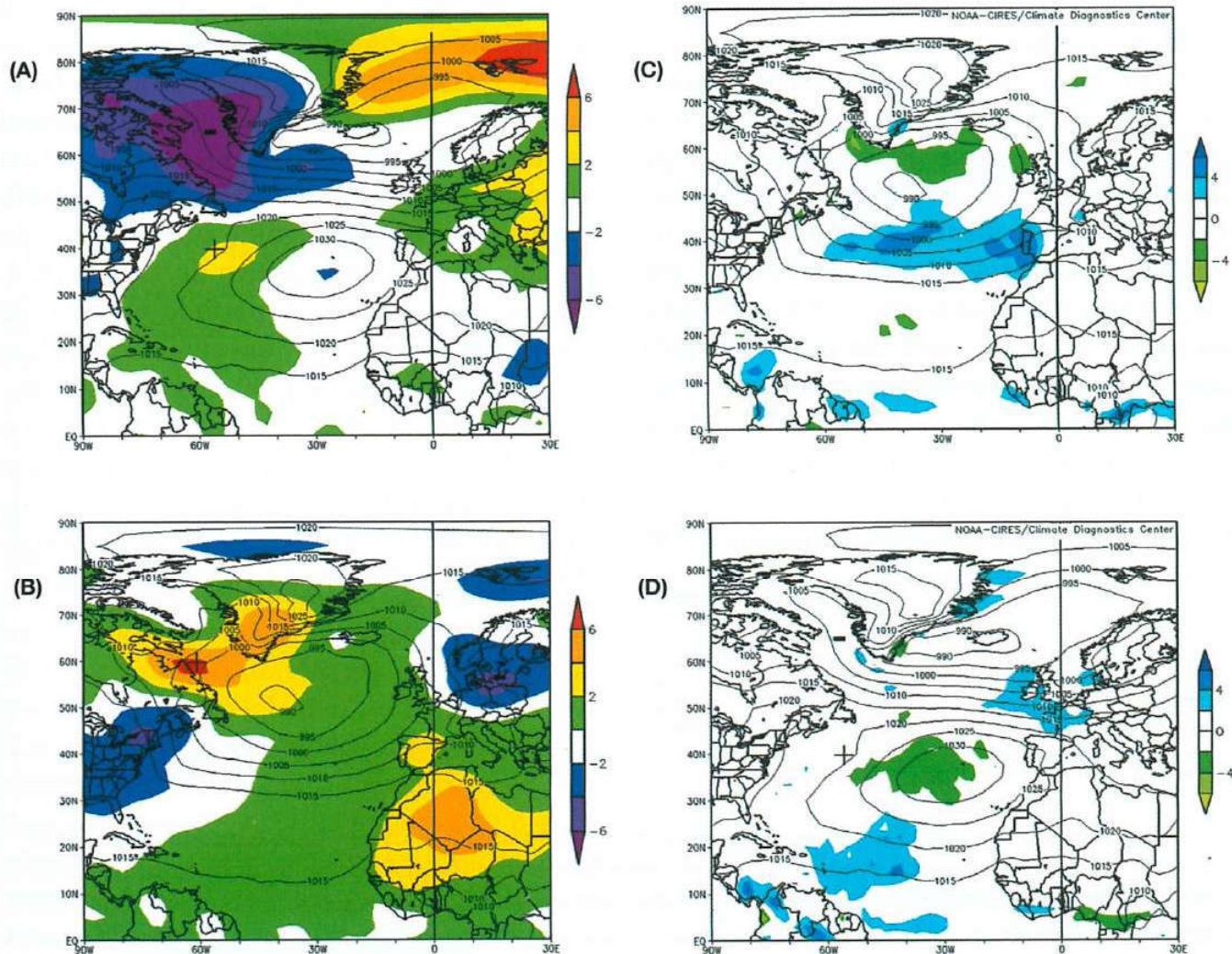
Um índice relativamente baixo também pode ocorrer se os ventos de oeste estiverem bem ao sul de suas latitudes normais e, paradoxalmente, essa expansão do padrão de circulação zonal é associada a ventos de oeste fortes em latitudes mais baixas do que o normal. As Figuras 7.24 e 7.25 ilustram os padrões do contorno médio de 700 mb e os perfis da velocidade do vento zonal para dois meses distintos. Em dezembro de 1957, os ventos de oeste eram mais fortes do que o normal a norte de 40°N, e os cavados e as cristas eram pouco desenvolvidos, ao passo que, em fevereiro de 1958, havia um baixo índice zonal e um vórtice circumpolar expandido, gerando ventos fortes de oeste em latitudes baixas. O padrão a 700 mb mostra altas subtropicais muito fracas, cavados meridionais profundos e um bloqueio anticiclônico junto ao Alasca (ver Figura 7.25A). A causa dessas variações ainda é incerta, embora aparentemente o fluxo zonal rápido seja instável e tenda a se decompor. Essa tendência certamente é maior no Hemisfério Norte, devido ao arranjo dos continentes e oceanos.

Estudos detalhados começam a mostrar que as flutuações irregulares do índice, junto com as características secundárias da circulação, como as células de alta e baixa pressão na superfície ou as ondas longas em níveis superiores, desempenham um papel importante na redistribuição de momento e energia. Experimentos de laboratório com “pratos” rotatórios de água para simular a atmosfera, e estudos com modelos numéricos computadorizados do comportamento da atmosfera, demonstram que uma circulação de Hadley não pode ser um mecanismo adequado para transportar calor em direção aos polos. Como consequência, o gradiente meridional de temperatura aumenta e o fluxo se torna instável no modo de Hadley, decompondo-se em vários vórtices ciclônicos e anticiclônicos. Esse fenômeno é chamado de *instabilidade baroclínica*. Em termos de energia, a energia potencial no fluxo zonal é convertida em energia potencial e cinética nos vórtices.

Sabe-se também que a energia cinética do fluxo zonal deriva *dos* vórtices, o inverso do quadro clássico, que considerava as perturbações dentro dos cinturões de ventos globais como um detalhe sobreposto. A importância das perturbações atmosféricas e as variações da circulação estão se tornando cada vez mais evidentes. Contudo, os mecanismos de circulação são complicados por numerosas interações e processos de *feedback*, particularmente aqueles que envolvem a circulação oceânica, discutida a seguir.

Oscilação do Atlântico Norte

Sir Gilbert Walker, na década de 1920, observou que a intensidade relativa da Baixa da Islândia e da Alta dos Açores oscila em escalas anuais a decenais; 50 anos depois, van Loon e Rogers discutiram a “gangorra” oeste-leste em temperaturas de inverno entre a Europa Ocidental e o oeste da Groenlândia, associada à mudança norte-sul no gradiente de pressão sobre o Atlântico Norte. O fenômeno em operação aqui é a Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation – NAO). Embora Walker tenha originalmente definido um índice da NAO a partir de um conjunto de séries temporais altamente correlacionadas de temperatura do ar, pressão ao nível do mar e precipitação em estações bem separadas sobre o leste da América do Norte, Walker e Bliss sugeriram posteriormente que um índice simples poderia se basear na diferença de pressão entre a Islândia e os Açores. O índice NAO baseado nessa ideia descreve a intensificação e o enfraquecimento mútuos da baixa da Islândia (65°N) e da alta dos Açores (40°N). Quando ambas estão fortes (fracas), considera-se que a NAO está em seu modo, ou fase, positivo (negativo). Embora a NAO possa ser identificada em todas as estações, a maioria das pesquisas concentra-se na estação de inverno, quando tende a apresentar-se mais forte. A relação entre os modos positivo e negativo da NAO observada por Walker e a temperatura associada e outros padrões de anomalias são mostrados na Prancha 7.3 para dois meses de janeiro distintos. Quando as duas células de pressão estão bem desenvolvidas, como em janeiro de



Prancha 7.3 Ilustração das fases positiva – janeiro de 1984 (A) – e negativa – janeiro de 1970 (B) da Oscilação do Atlântico Norte e suas anomalias associadas de temperatura e precipitação. Isóbaras no nível médio do mar em intervalos de 5mb; anomalias de temperatura em intervalos de 2°C; e da taxa de precipitação diária em 2 mm/dia.

Fonte: Climate Diagnostics Center, NOAA, CIRES, Boulder, CO.

1984, os ventos zonais de oeste são fortes. A Europa Ocidental tem um inverno brando, enquanto a intensa Baixa da Islândia causa um forte fluxo de norte na Baía de Baffin, temperaturas baixas no oeste da Groenlândia e muito gelo marinho no Mar de Labrador. Na fase negativa, as células são fracas, como em janeiro de 1970, formando-se anomalias opostas. Em casos extremos, a pressão pode ser maior perto da Islândia do que para o sul, causando ventos de leste ao longo da Europa Ocidental e no leste do Atlântico Norte.

Até o final da década de 1990 e começo dos anos 2000, seguindo o trabalho de D. Thompson, houve um considerável debate sobre se a

NAO deveria ser considerada parte de uma oscilação mais geral de pressão (massa) entre a região polar norte e as latitudes médias, conhecida como Oscilação Ártica (Arctic Oscillation – AO) ou Modo Anular do Norte (Northern Annular Mode – NAM). Parte do argumento para considerar o NAM fundamental é sua semelhança com uma oscilação de massa correspondente entre as latitudes altas e médias do Hemisfério Sul, conhecida como Oscilação Antártica (Antarctic Oscillation – AAO) ou Modo Anular do Sul (Southern Annular Mode – SAM). Em comparação com o NAM, a oscilação de massa associada ao SAM é muito mais simétrica zonalmente, ou anular; ou seja,

a oscilação de massa é vista de modo mais claro em todas as longitudes. Acredita-se que, se não fosse pelas distorções causadas pelas influências da orografia e pelos contrastes terra-mar, o NAM também teria um padrão razoavelmente simétrico, em vez de ser dominado pela variabilidade no setor atlântico, com um centro de ação muito mais fraco no Pacífico Norte. Em outras palavras, assim como o SAM, o NAM é um padrão “inerentemente” simétrico, e a perda dessa simetria se deve às distorções mencionadas. Apesar disso, as séries temporais do NAM e da NAO apresentam elevada correlação e, para muitos usos, podem ser vistas como definições diferentes da mesma coisa. Os padrões do NAM e do SAM se estendem até a troposfera.

Com base em registros de pressão ao nível do mar, foram compiladas séries temporais do índice NAO para até aproximadamente 1870. Embora a NAO não tenha uma escala temporal de variabilidade preferida, podem ser definidas diversas épocas. De 1890 a 1900, ela esteve em um modo negativo, seguido por um período predominantemente positivo de 1900 a 1950. Depois disso, houve um período negativo de 1960 a 1980, seguido por um aumento geral até a metade da década de 1990. Esse aumento recente causou invernos que, comparados com o normal, eram mais quentes sobre grande parte da Eurásia setentrional, e condições mais úmidas (mais secas) sobre a Europa Setentrional-Escandinávia (Europa Meridional-Mediterrâ-

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

7.3 Observações oceanográficas

As medições meteorológicas e oceanográficas são feitas nos oceanos por aproximadamente 7.000 navios da frota de observação voluntária (Voluntary Observing Fleet) e por boias ancoradas ou flutuantes. “Navios selecionados” observam a temperatura do ar e da superfície do mar, a pressão e sua tendência, o vento, o tempo meteorológico presente e passado, a umidade, nuvens e ondas. Navios suplementares (ou auxiliares) fazem as mesmas observações, omitindo a temperatura da superfície do mar, a tendência da pressão, as ondas (e nuvens). O Meteorological Office do Reino Unido opera sete boias ancoradas em águas profundas na borda da plataforma continental a oeste das Ilhas Britânicas e duas no Mar do Norte. Existem boias semelhantes nos Oceanos Pacífico e Atlântico nas costas do Canadá e dos Estados Unidos, com cerca de 65 outras boias operadas nos Estados Unidos. Elas medem a pressão, temperatura do ar, umidade, velocidade do vento, temperatura da superfície do mar, e a altura e o período das ondas. As boias de deriva hoje são usadas em escala mundial, e medem a pressão barométrica e sua tendência, bem como a temperatura da superfície do mar, enquanto algumas também medem a temperatura do ar e a velocidade do vento. Os dados são transmitidos para os satélites Argos, que fixam a posição das boias e os transmitem para Oslo, Toulouse e Søndre Strømfjord na Groenlândia Ocidental, bem como para estações de solo Argos nos Estados Unidos e na França. As correntes oceânicas são determinadas a partir da deriva de navios, onde a diferença entre a posição estimada (*dead-reckoned*) de um navio – determinada a partir da sua posição anterior com base em uma referência de navegação – e sua posição real é atribuída unicamente ao efeito das correntes superficiais. Elas também são medidas por correntômetros na superfície e no fundo, instalados por navios de pesquisa oceanográfica e que podem operar por até dois anos antes de serem recuperados. As propriedades da temperatura e salinidade dos oceanos são determinadas a partir de sensores de condutividade, temperatura e profundidade (CTD) desenvolvidos na década de 1970. Esses aparelhos medem as resistências dos sensores às variações na condutividade, temperatura e pressão. A condutividade depende da temperatura e da salinidade, assim, a partir dessas medições, é criado um perfil de salinidade e temperatura, que é transmitido para o navio de pesquisa. Uma rede global de boias perfiladoras de deriva (Argo) que medem a temperatura e salinidade dos 2000 m superiores do oceano começou a operar no ano 2000 e tem 3000 boias espalhadas pelos oceanos do planeta. Os dados são recuperados periodicamente, quando a boia vem à tona, e são transmitidos para as estações receptoras por conexão via satélite.

neo), em associação com uma mudança para o norte nas rotas de tempestades. Desde o final da década de 1990, a NAO retornou a uma fase mais neutra, em geral.

PDO, NPO e PNA

Embora o ENSO já tenha sido discutido, devemos observar que ele pode ser relacionado em uma variedade de maneiras com os padrões “do tipo ENSO”, para os quais existem sinais multidecenais proeminentes. Os sinais climáticos são bem demonstrados no Pacífico noroeste, incluindo o Alasca. Particularmente importante é a **Oscilação Decenal do Pacífico** (Pacific Decadal Oscillation – PDO), que tem um índice baseado nas temperaturas da superfície do mar no Pacífico Norte. Sua série temporal assemelha-se ao padrão dominante de variabilidade na pressão ao nível do mar no Pacífico. A relação básica é que temperaturas mais frias (mais quentes) que a média na superfície do mar tendem a ocorrer durante períodos de pressão abaixo (acima) da média sobre o Pacífico Norte central. A PDO está relacionada, por sua vez, com a **Oscilação do Pacífico Norte** (North Pacific Oscillation – NPO), que pode ser descrita com um índice simples baseado na média ajustada para a área da pressão ao nível do mar sobre o Pacífico Norte extratropical. A série temporal da PDO representa uma boa medida da intensidade da Baixa das Aleutas. Desde 1976, a PDO tem apresentado uma tendência geral de redução, ou seja, uma Baixa das Aleutas mais intensa, acompanhada por ventos de oeste mais fortes que o normal sobre o Pacífico Norte Central e um fluxo maior de sul a sudeste ao longo da costa oeste da América do Norte. Em um contexto maior, a variabilidade no ENSO, na PDO e na NPO está relacionada com a variabilidade no chamado **padrão de teleconexão Pacífico Norte Americano** (Pacific North American – PNA). O PNA descreve variações no padrão de ondas longas atmosféricas que se estende do Pacífico equatorial até o noroeste da América do Norte e à parte sudeste da América do Norte. O modo positivo do PNA se caracteriza por uma Baixa das Aleutas intensa, uma forte crista

em altos níveis ao longo da costa oeste do Canadá, e um forte cavado concomitante sobre o sudoeste dos Estados Unidos.

D ESTRUTURA E CIRCULAÇÃO DOS OCEANOS

Os oceanos ocupam 71% da superfície da Terra, com mais de 60% da área oceânica global situados no Hemisfério Sul. Três quartos da área oceânica ficam entre 3000 e 6000 m de profundidade, ao passo que apenas 11% da área dos continentes excedem 2000 m de altitude.

1 Acima da termoclina

Vertical

Os principais processos interativos entre oceano e atmosfera (Figura 7.26) envolvem trocas de calor, evaporação, alterações de densidade e cisalhamento do vento. O efeito desses processos é gerar uma estratificação vertical no oceano, que tem grande importância climática:

- 1 Na superfície oceânica, os ventos produzem uma *camada superficial termicamente misturada*, com dezenas de metros de profundidade, em média, entre os polos e a latitude de 60°, 400 m na latitude 40° e 100-200 m no equador.
- 2 Abaixo dessa camada de mistura relativamente quente, encontra-se a *termoclina*, uma camada onde a temperatura diminui e a densidade aumenta (a *picnoclina*) subitamente com a profundidade. A termoclina, cuja estratificação estável tende a inibir a mistura vertical, atua como uma **barreira** entre a água superficial mais quente e a água profunda mais fria. No oceano aberto entre as latitudes de 60°N e 60°S, a termoclina estende-se de profundidades de cerca de 200 m a um máximo de 1000 m (no equador, de 200 a 800 m; na latitude de 40°, de 400 a 1100 m). Dos polos à latitude de 60°, a água fria da camada profunda se aproxima da superfície. A localização do gradiente mais súbito de temperatura é denominada *termoclina permanente*, que tem

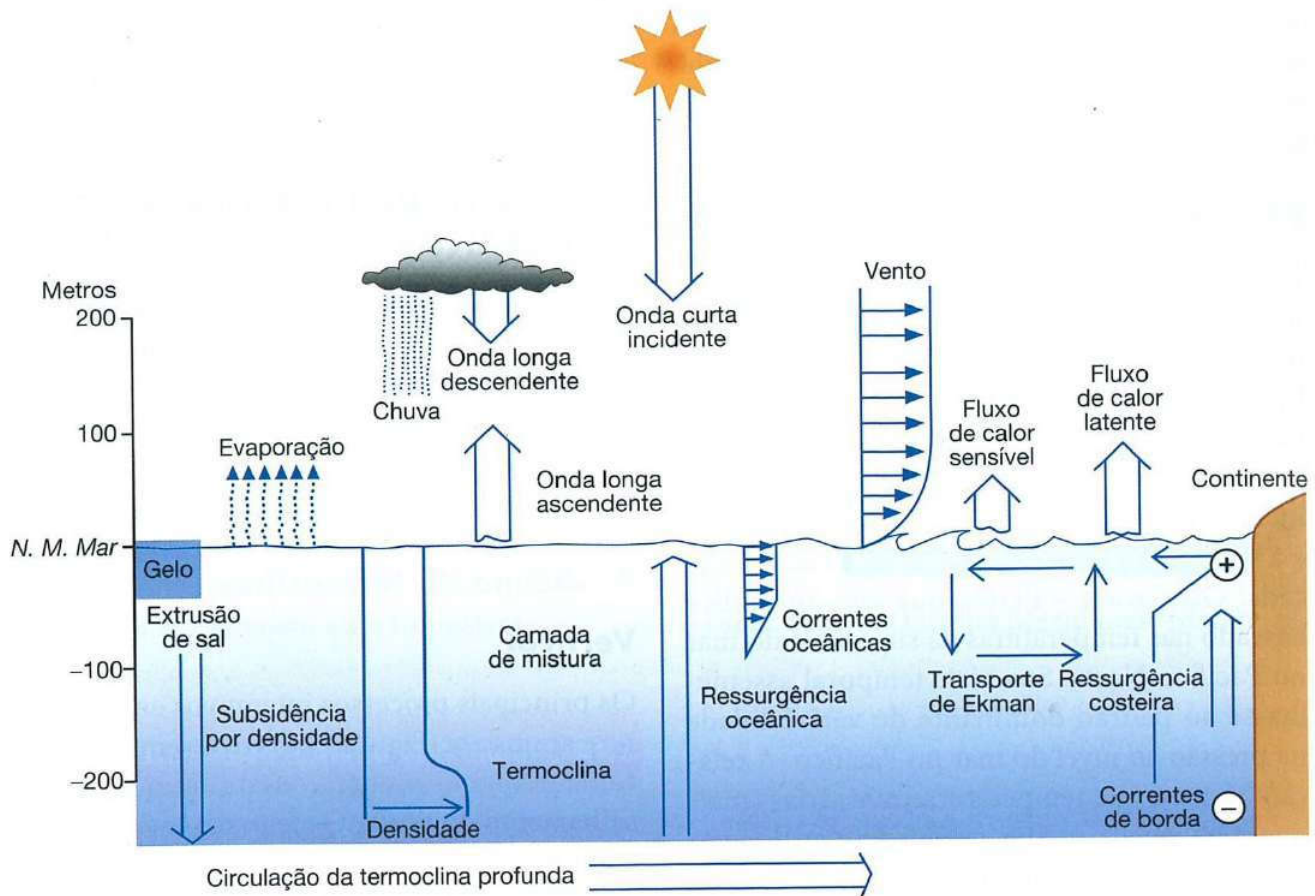


Figura 7.26 Representação dos principais processos de interação oceano-atmosfera.

Fonte: Modificado de NASA.

um efeito dinâmico inibidos no oceano, semelhante ao de uma grande inversão na atmosfera. Todavia, observam-se trocas de calor entre os oceanos e a atmosfera pela mistura turbulenta acima da termoclina permanente, assim como por ressurgência e subsidência. Abaixo da camada de mistura superficial (por exemplo, ártico), também existe um gradiente de salinidade, ou *haloclina*.

Durante a primavera e o verão nas latitudes médias, o aquecimento superficial acentuado leva ao desenvolvimento de uma *termoclina sazonal*, a profundidades de 50 a 100 m. O resfriamento superficial e a mistura causada pelo vento tendem a destruir essa camada no outono e inverno.

Abaixo da termoclina, há uma *camada profunda* de água fria e densa. Nessa camada, os movimentos da água são causados principal-

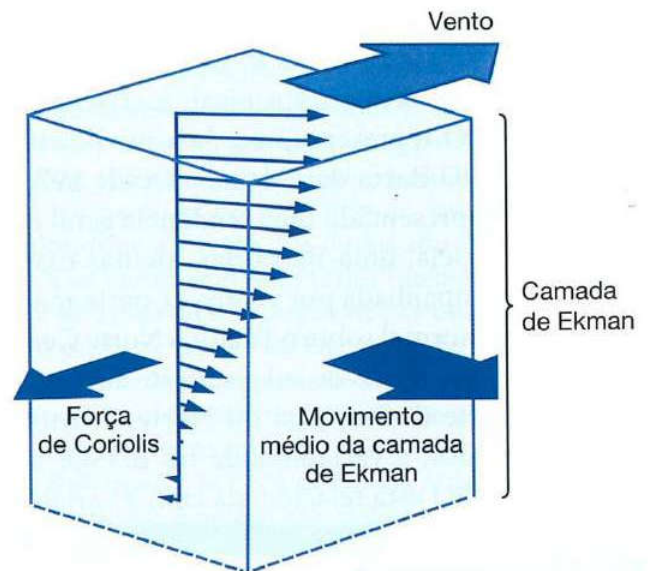


Figura 7.27 A espiral de Ekman no Hemisfério Norte.

Fonte: Open University 1989 de Ocean Circulation, Bearman (1989). Copyright © Butterworth-Heinemann, Oxford.

mente por variações de densidade, devidas normalmente a diferenças em salinidade (isto é, um mecanismo *termohalino*).

Também em termos de sua circulação, pode-se considerar que o oceano consiste de inúmeras camadas: a mais superior sujeita ao cisalhamento do vento, a próxima ao arraste friccional pela camada superior, e assim por diante; todas as camadas sofrem a ação da força de Coriolis. A água superficial tende a ser desviada para a direita (no Hemisfério Norte) em um ângulo de 45° em média em relação à direção do vento superficial e a cerca de 3% da sua velocidade. Essa deflexão aumenta com a profundidade, à medida que a velocidade da corrente causada pela fricção diminui exponencialmente (Figura 7.27). No equador, onde não existe a força de Coriolis, a água superficial se move na mesma direção que o vento superficial. Essa espiral teórica de Ekman foi desenvolvida com base em pressupostos idealizados da pro-

fundidade oceânica, constância de ventos, viscosidade uniforme da água e pressão hídrica constante em uma determinada profundidade. Isso raramente ocorre na realidade e, na maioria das condições oceânicas, a espessura da camada de Ekman, influenciada pelo vento, é de 100 a 200 m. Ao norte (sul) de 30°N, os ventos de oeste (leste) criam um transporte de água para sul (norte) na camada de Ekman, gerando convergência e subsidência de água a 30°N, conhecido como bombeamento de Ekman.

Horizontal

Geral

Podemos fazer comparações entre a estrutura e a dinâmica dos oceanos e da atmosfera quanto ao seu comportamento acima da termoclina permanente e abaixo da tropopausa – seus dois limites estabilizantes mais significativos. Dentro dessas duas zonas, as circulações flui-

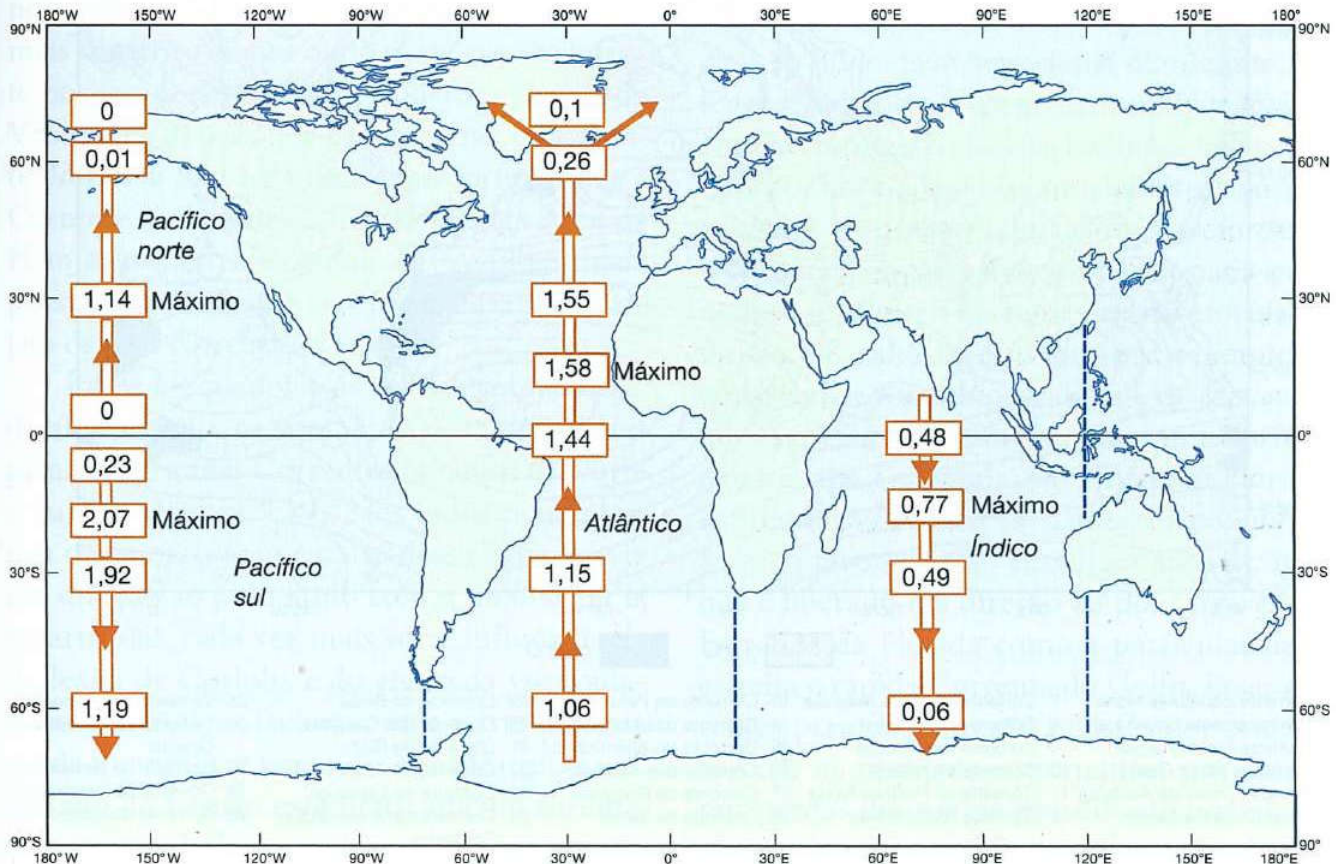


Figura 7.28 Médias anuais do transporte de calor meridional (10^{15} W) nos Oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, respectivamente (delineadas pelas linhas tracejadas). São indicadas os sentidos e as latitudes de transporte máximo. Fonte: Hastenrath (1980). *Journal of Physical Oceanography* com permissão da American Meteorological Society.

das são mantidas por gradientes meridionais de energia térmica, direcionados de maneira predominante para os polos (Figura 7.28) e sob ação da força de Coriolis. Antes da década de 1970, a oceanografia era estudada segundo um modelo espaço-temporal baseado em médias amplas, semelhante ao aplicado na climatologia clássica. Atualmente, porém, suas semelhanças com a meteorologia moderna são visíveis (Quadro 7.3). As principais diferenças de comportamento entre os oceanos e a atmosfera derivam da maior densidade e viscosidade das águas oceânicas e das restrições friccionais muito maiores impostas sobre seu movimento global.

Muitas características de grande escala da dinâmica oceânica se parecem com as da at-

mosfera, como a circulação geral, os grandes giros oceânicos (semelhantes às células subtropicais de alta pressão atmosférica), as correntes fortes e semelhantes às *correntes de jato*, como parte da Corrente do Golfo (ver Figura 7.29), as grandes áreas de subsidência e ressurgência, a camada estabilizante da termoclina permanente, os efeitos da camada limite, as discontinuidades frontais criadas por contrastes de temperatura e densidade e as regiões de massas de água (“águas modais”).

As características de mesoescala que têm análogos atmosféricos são os vórtices oceânicos ciclônicos e anticiclônicos, os meandros de correntes, os vórtices livres, os filamentos de correntes e as circulações produzidas por irregularidades na Corrente Equatorial Norte.

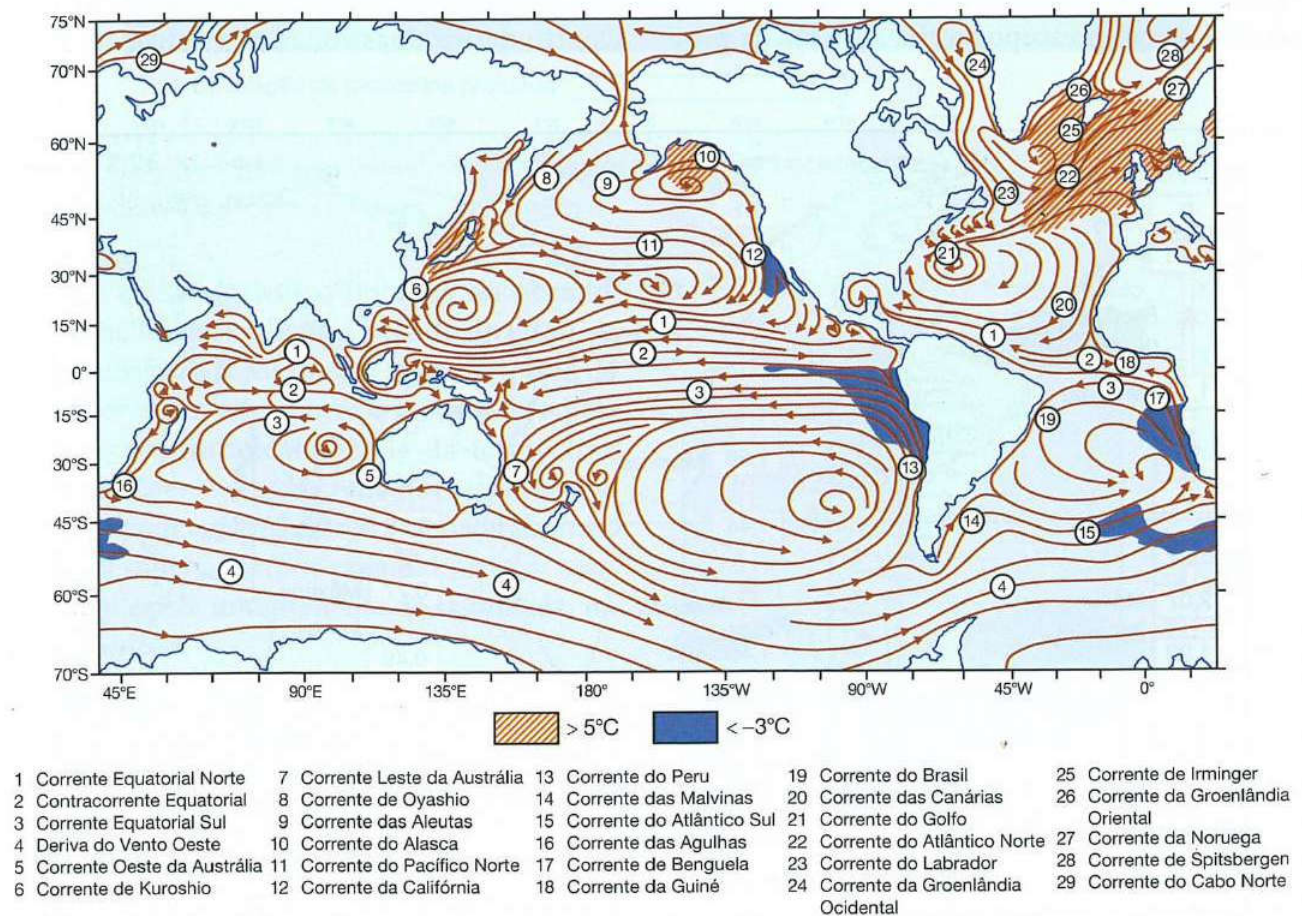


Figura 7.29 Circulação geral das correntes oceânicas em janeiro. Isso vale basicamente para o ano, com exceção de que, no verão no hemisfério norte, uma parte da circulação do Oceânico Índico setentrional é invertida pelo fluxo de ar das monções. As áreas sombreadas mostram anomalias anuais médias das temperaturas da superfície oceânica (°C) maiores que +5°C e menores que -3°C.

Fontes: US Naval Oceanographic Office and Niiler (1992). Cortesia do US Naval Oceanographic Office.

Macroescala

A característica mais óbvia da circulação oceânica superficial é o controle exercido sobre ela pela circulação de ventos planetários superficiais, especialmente pelas células oceânicas subtropicais de alta pressão e os ventos de oeste.

A circulação oceânica também apresenta inversões de fluxo sazonais nas regiões de monções do Oceano Índico setentrional, perto da costa da África Oriental e do norte da Austrália (ver Figura 7.29). À medida que a água avança no sentido meridional, a conservação do momento angular acarreta mudanças na vorticidade relativa (ver p. 150 e 179), com as correntes direcionadas aos polos adquirindo vorticidade anticiclônica, e as correntes no sentido equatorial, vorticidade ciclônica.

As células atmosféricas subtropicais de alta pressão, mais ou menos simétricas, produzem giros oceânicos com centros deslocados para os lados ocidentais dos oceanos no hemisfério norte. Os giros no Hemisfério Sul têm posição mais simétrica do que os do norte, possivelmente por sua conexão com a poderosa Deriva do Vento Oeste. Isso, por exemplo, faz a Corrente do Brasil não ser muito mais forte do que a Corrente de Benguela. A corrente mais forte do Hemisfério Sul, a Corrente das Agulhas, nada possui de semelhante ao caráter de corrente de jato de seus correlatos do norte.

Entre o equador e as células subtropicais de alta pressão, os ventos Alísios persistentes geram as grandes Correntes Equatoriais Norte e Sul (ver Figura 7.29). Nos lados ocidentais dos oceanos, a maior parte dessa água desvia em direção ao polo junto com o fluxo de ar e, a partir daí, cada vez mais sofre influência da deflexão de Coriolis e do efeito da vorticidade anticiclônica. Todavia, uma parte da água tende a empilhar perto do equador, pois, ali, o efeito de Ekman está praticamente ausente, com pouca deflexão para o polo e sem inversão da corrente profunda. Adiciona-se a isso um pouco da água que é deslocada para norte na zona equatorial pelas circulações subtropicais de alta pressão do Hemisfério Sul, que são especialmente ativas. Essa água acumu-

lada retorna para leste seguindo o gradiente hidrostático como contracorrentes equatoriais superficiais compensatórias, sem serem impedidas pelos fracos ventos superficiais. Perto do equador, no Oceano Pacífico, a ressurgência eleva a termoclina a uma profundidade de apenas 50-100 m e, dentro dessa camada, existem Subcorrentes Equatoriais rasas e rápidas, que fluem no sentido leste (ao longo dos gradientes hidrostáticos) a uma velocidade de 1 a 1,5 m s⁻¹.

À medida que as circulações desviam em direção aos polos perto das margens ocidentais das células oceânicas subtropicais de alta pressão, há uma tendência de a água se empilhar contra os continentes, causando, por exemplo, um nível notavelmente maior no mar no Golfo do México do que ao longo da costa Atlântica dos Estados Unidos. A água acumulada não consegue escapar por afundamento por causa da sua temperatura relativamente elevada e da estabilidade vertical resultante. Logo, ela continua em direção aos polos, movida pelo fluxo de ar superficial dominante, potencializado pela força geostrófica que atua em ângulos retos em relação à inclinação da superfície oceânica. Com esse movimento, a corrente ganha vorticidade anticiclônica, reforçando a tendência semelhante proporcionada pelos ventos, levando a correntes relativamente estreitas e de alta velocidade (por exemplo, as correntes de Kuroshio, do Brasil, de Moçambique-Agulhas e, em um grau menor, a Corrente Australiana Oriental). No Atlântico Norte, a configuração do mar do Caribe e do Golfo do México favorece esse empilhamento de água, que é liberado em direção ao polo através dos Estreitos da Flórida como a particularmente estreita e rápida Corrente do Golfo. Essas correntes para os polos são opostas por seu atrito com as margens continentais próximas e por perdas de energia por difusão turbulenta, como as que acompanham a formação e liberação de meandros na Corrente do Golfo. Essas correntes de borda (p. ex., a Corrente do Golfo e a Corrente de Kuroshio) têm cerca de 100 km de largura e alcançam velocidades superficiais de mais de 2 m s⁻¹. Isso difere das correntes de

borda orientais mais lentas, amplas e difusas, como a Corrente das Canárias e a Corrente da Califórnia (com aproximadamente 1000 km de largura, e velocidades superficiais de menos de $0,25 \text{ m s}^{-1}$). A Corrente do Golfo, que flui para o norte, gera um fluxo de calor de $1,2 \times 10^{15} \text{ W}$, 75% do qual se perdem para a atmosfera, e 25% ao aquecer a área dos mares da Groenlândia-Noruega. Nos lados das células subtropicais de alta pressão mais próximos aos polos, predominam correntes de oeste e, onde não são impedidos por massas de terra no Hemisfério Sul, formam a ampla e rápida Deriva do Vento Oeste. Essa corrente forte, causada por ventos livres, ocorre dentro da zona de 50 a 65°S e é associada a uma superfície oceânica inclinada para o sul, gerando uma força geostrofica que intensifica o fluxo. Dentro da Deriva do Vento Oeste, a ação da força de Coriolis produz uma zona de convergência a aproximadamente 50°S , marcada por correntes de jato submarinas de oeste que alcançam velocidades de $0,5$ a 1 m s^{-1} . Ao sul da Deriva do Vento Oeste, forma-se a Divergência Antártica, que é causada pela água em ascensão entre ela e a Deriva do Vento Leste, mais perto da Antártica. No Hemisfério Norte, grande parte da corrente de leste no Atlântico desvia para o norte, levando a temperaturas anômalas muito elevadas no mar, sendo compensada por um fluxo sul de água fria ártica nas profundezas. Todavia, mais da metade da massa de água que compreende a Corrente do Atlântico Norte, e quase toda a Corrente do Pacífico Norte, desvia para o sul perto das extremidades orientais das células subtropicais de alta pressão, formando as Correntes das Canárias e da Califórnia. Seus equivalentes no Hemisfério Sul são as Correntes de Benguela, de Humboldt (ou do Peru) e a Corrente Australiana Ocidental (Figura 7.29).

As frentes oceânicas são associadas às margens próximas aos polos das correntes de borda ocidentais. Os gradientes de temperatura podem ser de 10°C ao longo de 50 km horizontalmente na superfície, e gradientes fracos são distinguidos a milhares de metros de profundidade. Também se formam frentes entre a água

das plataformas e as águas profundas, onde ocorre convergência e subsidência.

Outra característica de grande escala da circulação oceânica, análoga à atmosfera, é a **onda de Rossby**. Essas grandes oscilações têm comprimentos de onda horizontais de centenas a milhares de quilômetros, e períodos de dezenas de dias. Elas se desenvolvem no oceano aberto em latitudes médias na forma de correntes para leste. Nas correntes equatoriais de oeste, ocorrem as **ondas de Kelvin**, mais rápidas e com comprimentos de onda muito longos (análogas àquelas observadas na estratosfera inferior).

Mesoescala

Vórtices e giros de mesoescala são gerados na porção superior do oceano por diversos mecanismos, às vezes por convergência ou divergência atmosférica, ou pela liberação de vórtices por correntes como a Corrente do Golfo, onde se torna instável, ao redor de 65°W (Figura 7.30). Os vórtices oceânicos ocorrem na escala de 50 - 400 km de diâmetro e são análogos aos sistemas atmosféricos de alta e baixa pressão. Os sistemas oceânicos de mesoescala são muito menores do que as depressões atmosféricas (que têm, em média, 1000 km de diâmetro), andam em velocidade muito mais lenta (alguns quilômetros por dia, em comparação com 1000 km por dia para uma depressão) e persistem de um a vários meses (comparados com o ciclo de vida de uma depressão, por volta de uma semana). Suas velocidades rotacionais máximas ocorrem a uma profundidade de cerca de 150 m , mas a circulação do vórtice é observada através da termoclina (aproximadamente 1000 m de profundidade). Alguns vórtices deslocam-se paralelamente à direção do fluxo principal, mas muitos se movem de forma irregular rumo ao equador ou aos polos. No Atlântico Norte, isso gera uma situação "sinótica", na qual até 50% da área podem ser ocupadas por vórtices de mesoescala (ver Prancha 7.4). Os giros ciclônicos de núcleo frio (100 - 300 km de diâmetro) são duas vezes mais numerosos do que os vórtices anticiclônicos de núcleo quente

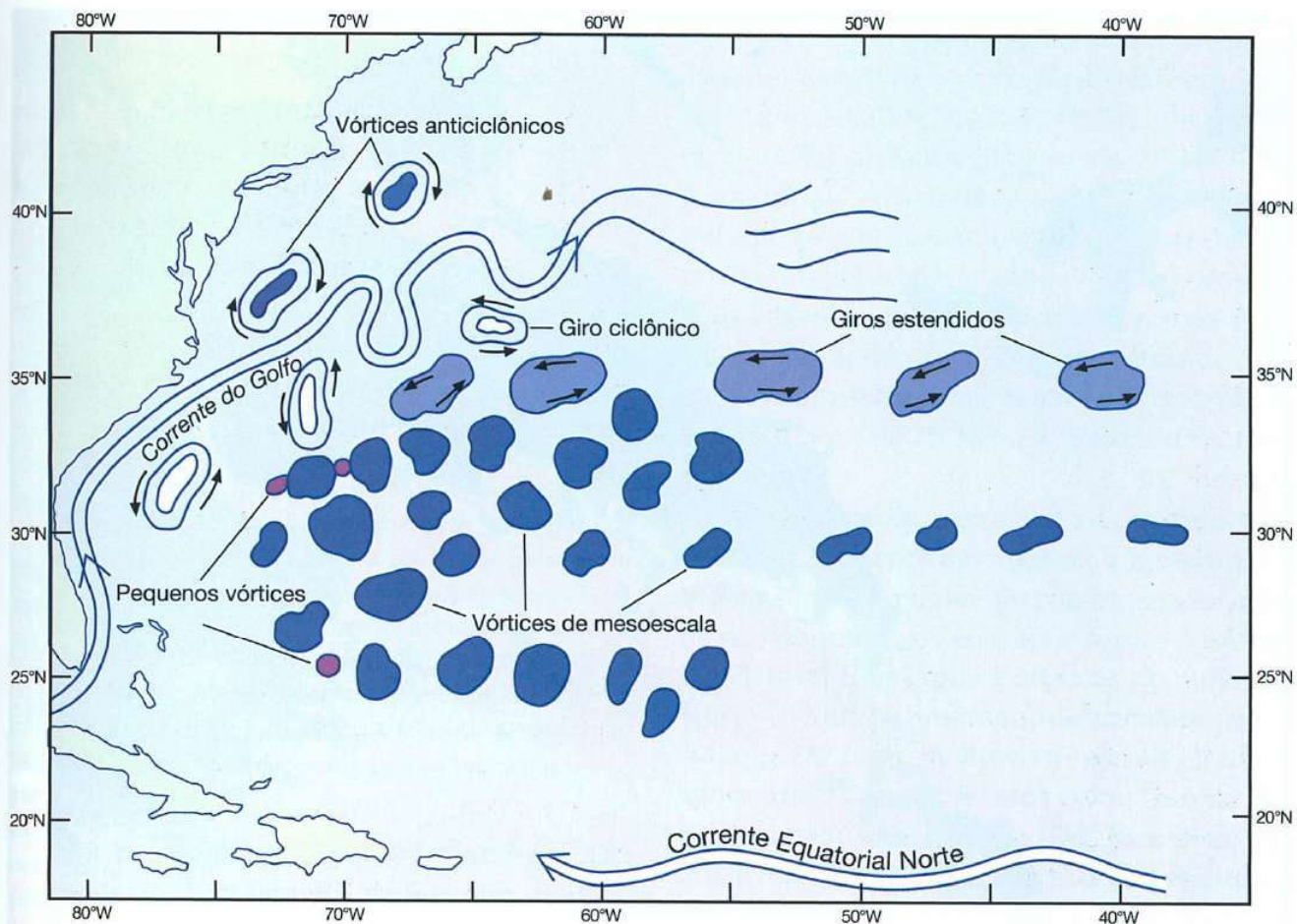


Figura 7.30 Mapa esquemático do Atlântico Norte ocidental, mostrando os principais tipos de circulação oceânica superficial.

Fonte: Tolmazin (1985).

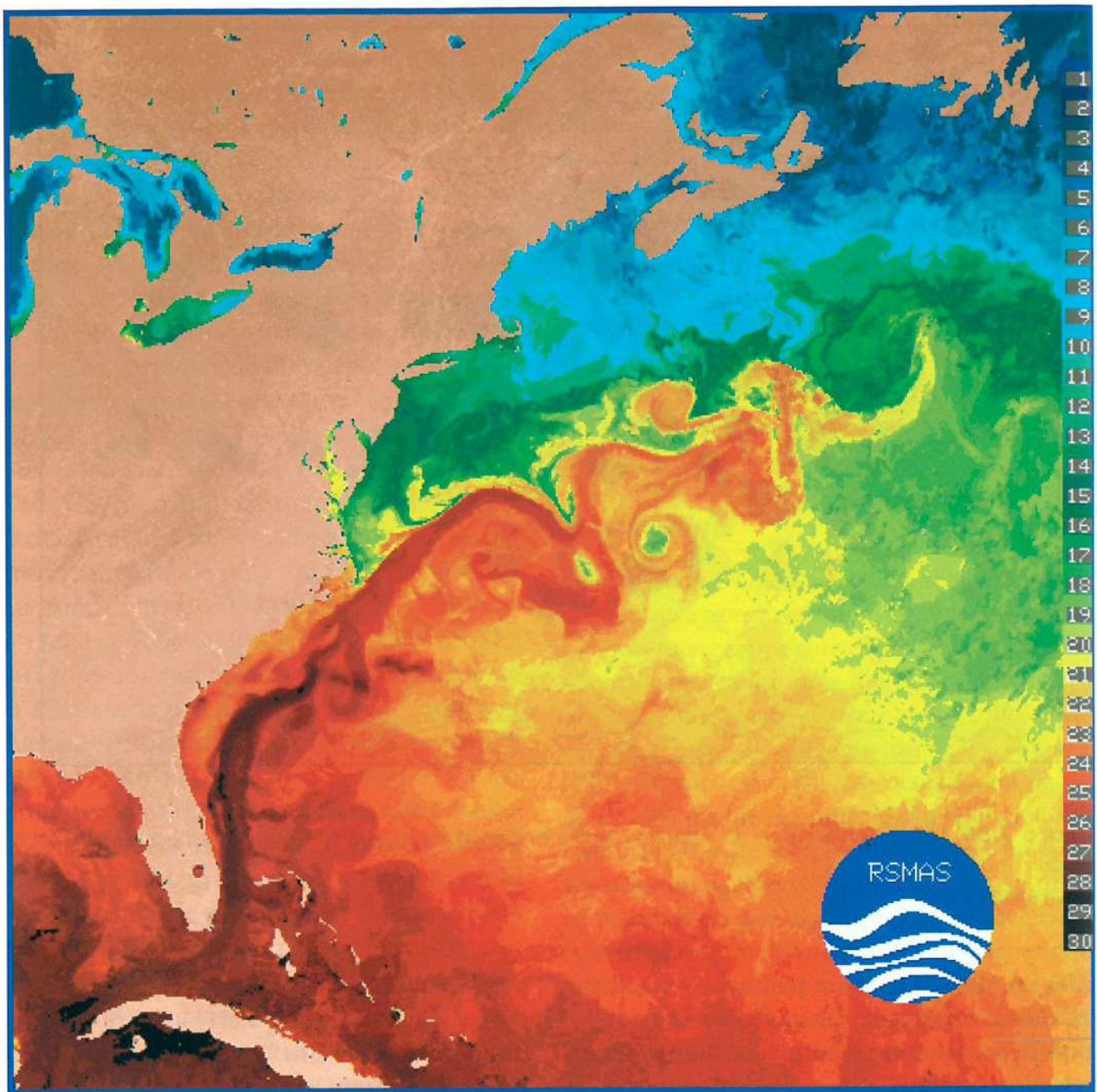
(100 km de diâmetro), e têm uma velocidade rotacional máxima de $1,5 \text{ m s}^{-1}$. Por volta de 10 giros de núcleo frio são formados todos os anos pela Corrente do Golfo e podem ocupar 10% do Mar de Sargasso.

2 Interações de águas no oceano profundo

Ressurgência

Ao contrário das correntes nos lados ocidentais dos oceanos, as correntes de contorno leste no sentido do equador adquirem vorticidade ciclônica, que se opõe à tendência anticiclônica do vento, levando a fluxos relativamente amplos de baixa velocidade. Além disso, a deflexão causada pelo efeito de Ekman faz a água superficial se afastar das costas para oeste, levando à sua substituição pela ressurgência de águas frias de

profundidades de 100-300 m (Figura 7.31). As taxas médias de ressurgência são baixas (1-2 m/dia), quase as mesmas que as velocidades das correntes superficiais *offshore*, com as quais se equilibram. A taxa de ressurgência, portanto, varia com o cisalhamento do vento superficial. Como ele é proporcional ao quadrado da velocidade do vento, pequenas mudanças na velocidade do vento podem levar a grandes variações nas taxas de ressurgência. Embora a faixa de ressurgência tenha amplitude limitada (por volta de 200 km para a Corrente de Benguela), o efeito de Ekman espalha essa água fria para oeste. Nas margens próximas aos polos dessas costas de águas frias, o desvio meridional dos cinturões de vento causa uma forte sazonalidade na ressurgência; a ressurgência da Corrente da Califórnia, por exemplo, é particularmente definida durante o período de março a julho.



Prancha 7.4 Imagem de satélite em falsa cor do setor oeste do Atlântico Norte, indicando temperaturas da água superficial de fria a quente (azul, verde, amarelo, vermelho). Os aspectos de interesse são a Corrente do Golfo, um meandro da Corrente do Golfo, um giro ciclônico de núcleo frio e um vórtice anticiclônico de núcleo quente.

Fonte: Dados do NOAA/NESDIS/NCDC/SDSD. Cortesia de Otis B. Brown, Robert Evans and M. Carle, University of Miami; Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Florida.

Uma região importante de ressurgência de águas profundas ocorre ao longo da costa oeste da América do Sul (Figura 11.52), onde existe uma plataforma estreita de 20 km e ventos de leste do continente para o mar. O transporte é em direção ao mar nos 20 m superiores, mas para a praia à profundidade de 30-80 m. Esse padrão é forçado pelo fluxo de ar para o mar, normalmente associado à grande célula con-

vectiva de Walker (ver Capítulos 7C.1 e 11G) que conecta o Sudeste Asiático-Indonésia com o Pacífico Sul Oriental. A cada dois anos, aproximadamente, essa diferença de pressão se inverte, gerando um evento de El Niño, com o enfraquecimento dos ventos Alísios e um pulso de água superficial quente que se espalha para leste sobre o Pacífico Sul, elevando as temperaturas superficiais locais do mar em vários graus.

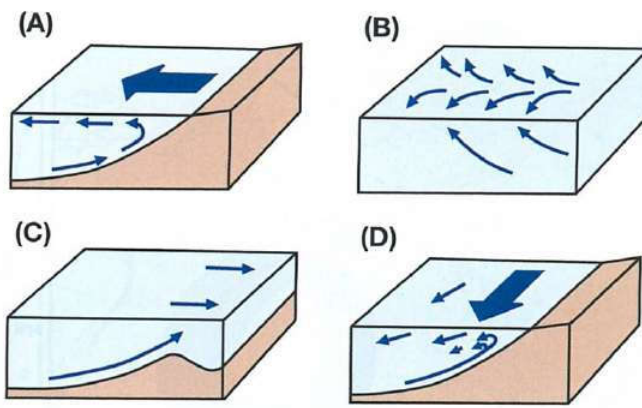


Figura 7.31 Ilustração esquemática dos mecanismos que causam a ressurgência oceânica. As setas grandes indicam a direção dominante do vento, e as pequenas, as correntes; (A) efeitos de um vento persistente no sentido terra-mar; (B) correntes superficiais divergentes; (C) ascensão de correntes profundas causada por elevações no assoalho oceânico; (D) movimento de Ekman com bloqueio costeiro (Hemisfério Norte).

Fonte: Modificado de Stowe, Ocean Science, © 1983 John Wiley & Sons, Inc. Reprodução sob permissão.

As ressurgências costeiras também são causadas por mecanismos menos importantes, como divergências em correntes superficiais ou o efeito da configuração do assoalho oceânico (ver Figura 7.31).

Circulação do oceano profundo

Acima da termoclina permanente, a circulação oceânica é impulsionada pelo vento, embora, no oceano profundo ela seja movida por gradientes de densidade devido a diferenças de salinidade e temperatura – uma circulação *termohalina*. Essas diferenças são causadas por processos superficiais, que alimentam as bacias oceânicas profundas com água fria e salina, em compensação pela água profunda levada à superfície por ressurgência. Embora a ressurgência em geral ocorra em áreas costeiras limitadas, a subsidência predomina em duas amplas regiões oceânicas – o Atlântico Norte setentrional e ao redor de certos setores do oceano Austral (p. ex., o Mar de Weddell).

No Atlântico Norte, particularmente no inverno, o aquecimento e a evaporação produzem água quente e salina, que flui no sentido norte perto da superfície na Corrente do Golfo-Atlân-

tico Norte e em profundidades intermediárias ao redor de 800 m. Nos mares da Noruega, Groenlândia e Islândia, sua densidade aumenta pela evaporação causada pelos ventos fortes, pela formação de gelo no mar, que expele salmoura durante esse processo, e por resfriamento. Exposta à evaporação e às gélidas massas de ar nas altas latitudes, a água superficial resfria de 10 a 2°C, liberando quantidades imensas de calor para a atmosfera, complementando a insolação solar em cerca de 25-30% e aquecendo a Europa Ocidental.

A água densa resultante nas latitudes elevadas, equivalente em volume a aproximadamente 20 vezes a descarga combinada de todos os rios do mundo, desce até o fundo do Atlântico Norte. Essa Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) alimenta uma corrente para o sul, que faz parte de uma circulação global de águas profundas, conhecida como “esteira global” (*conveyor belt*) Figura 7.32. Esse fluxo amplo, lento e difuso, que ocorre a profundidades maiores que 1500 m, é potencializado na região do Atlântico Sul/Antártica/Mar de Weddell e pela subsidência de água mais fria, salina e densa. A esteira global então flui para leste sob influência da força de Coriolis, voltando para norte no Oceânico Índico e, especialmente, no Pacífico. O tempo que a esteira global leva para ir do Atlântico Norte até o Pacífico Norte foi estimado em 500-1000 anos. Nos Oceanos Pacífico e Índico, uma redução na salinidade, devido à mistura de águas, faz a esteira subir e formar um fluxo menos profundo de retorno para o Atlântico. Assim, toda a circulação global ocupa aproximadamente 1500 anos. Um aspecto importante desse fluxo é que o Oceano Pacífico Ocidental contém uma fonte profunda de água quente no verão, 29°C (Figura 7.33). Esse diferencial de calor em relação ao Pacífico Oriental auxilia a fase positiva da circulação de Walker (ver Figura 7.22).

A significância térmica da esteira global implica que qualquer alteração nela promove mudanças climáticas em escalas temporais de várias centenas ou milhares de anos. Todavia, argumenta-se que qualquer impedimento à

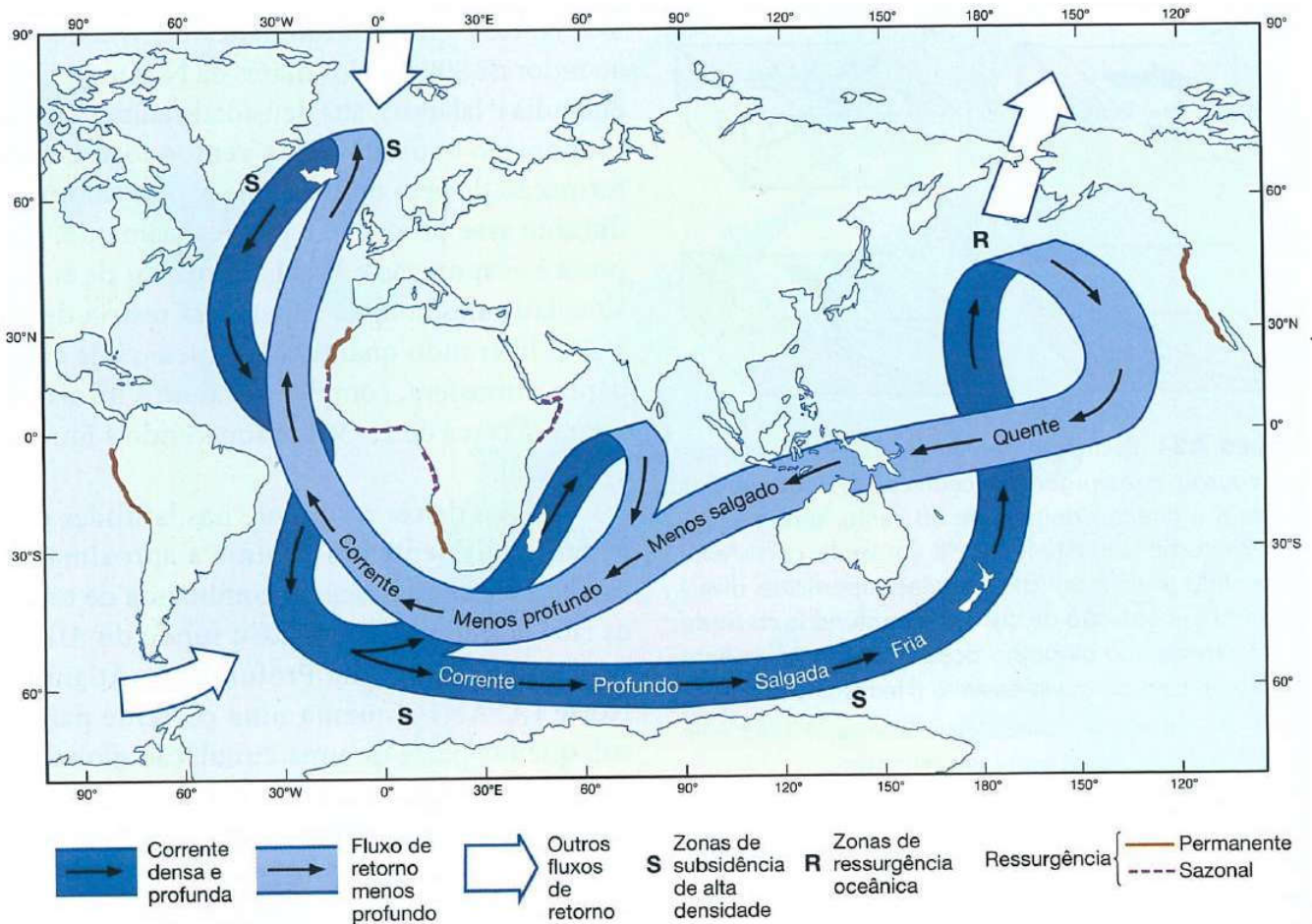


Figura 7.32 O sistema da circulação termohalina do oceano profundo que levou ao conceito de esteira global proposto por Broecker.

Fonte: Kerr (1988). Reproduzido com permissão de Science 239, Fig. 259. Copyright © 1988 American Association for the Advancement of Science.

ascensão da água profunda da esteira global poderia reduzir as temperaturas superficiais do oceano em 6°C em 30 anos nas latitudes ao norte de 60°N . As mudanças na circulação da esteira global podem ser iniciadas pela redução na salinidade da água superficial do Atlântico Norte, por exemplo, pelo aumento na precipitação, no derretimento de gelo ou no influxo de água doce. O papel da renovação superficial tem amparo em registros paleoclimáticos. Existem evidências de que, durante os períodos mais quentes do último grande ciclo glacial, a circulação termohalina foi perturbada por pulsos enormes de água doce do Atlântico Norte e da camada de gelo Laurentiana, na América do Norte, invocando períodos de rápido resfriamento. Todavia, a relação de causa e efeito

ainda está sendo debatida. Algumas evidências observacionais diretas para o papel da água doce vêm da “Grande Anomalia de Salinidade” (GSA). Durante o final da década de 1960 até o começo da de 1970, os 100 m superiores das águas dos mares da Groenlândia, da Islândia e de Labrador sofreram reduções na salinidade, aparentemente por causa de um aumento no transporte de gelo marinho (o gelo marinho tem salinidade muito baixa) do Ártico para o mar da Groenlândia. A GSA causou a cessação temporária da convecção oceânica, conforme registrado na estação oceanográfica Bravo (56°N , 51°W). Outras linhas de evidências indicam que esse fato estava associado a uma redução na intensidade do sistema da Corrente do Golfo.

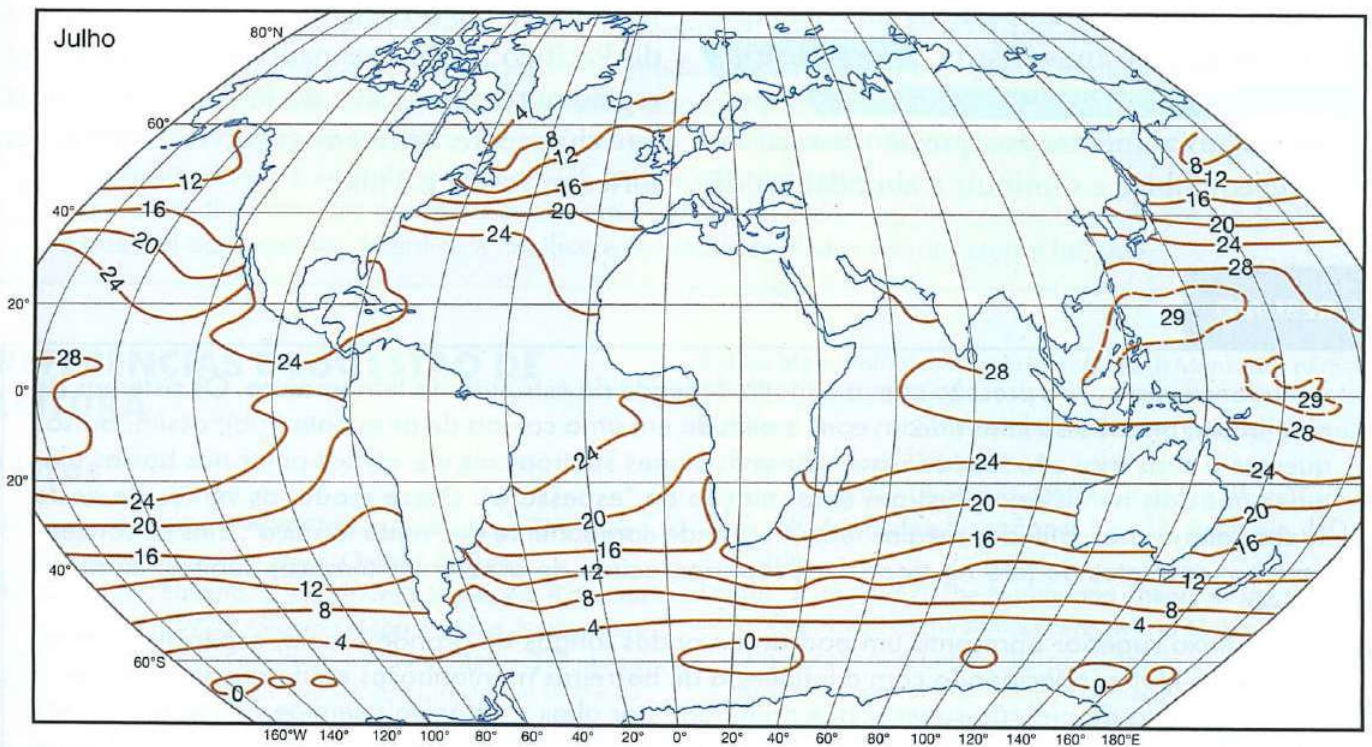
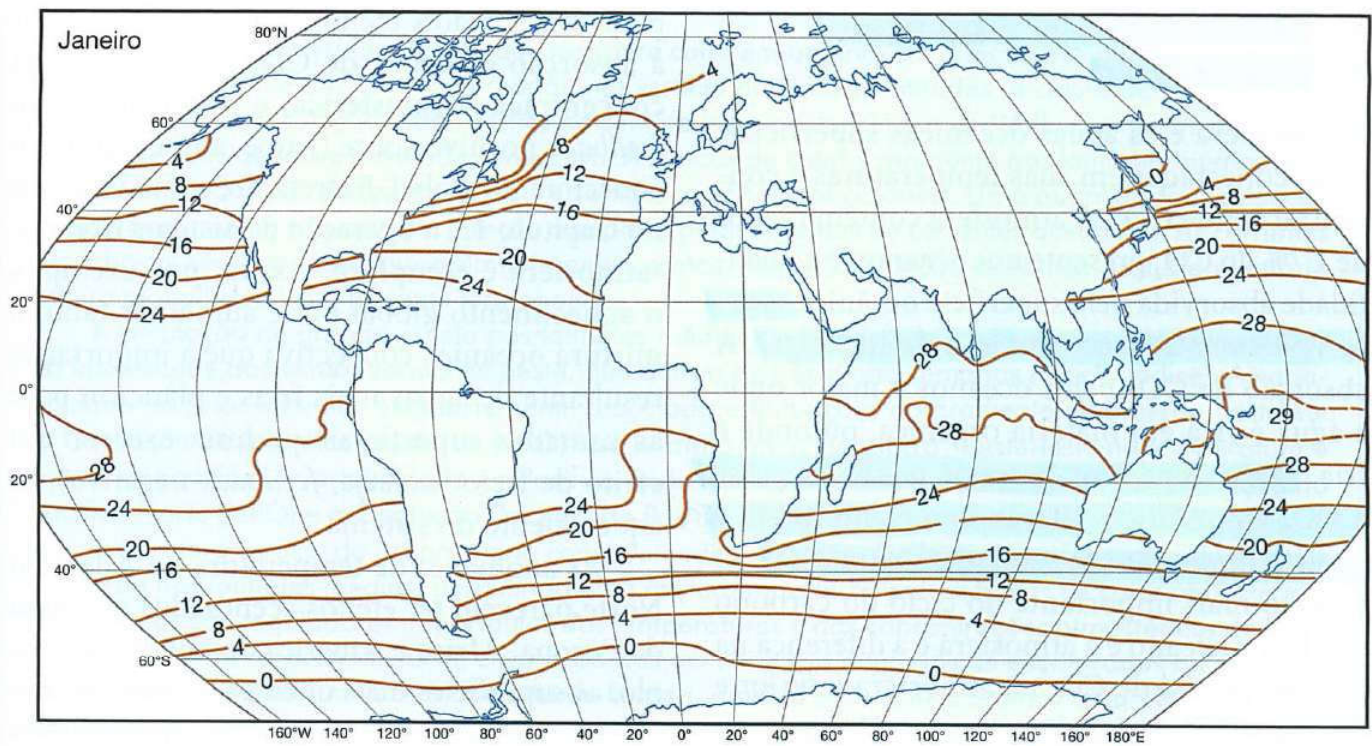


Figura 7.33 Temperaturas médias da superfície oceânica (°C) para janeiro e julho. Uma comparação destes mapas com os das temperaturas médias do ar ao nível do mar (Figura 2.11) mostra semelhanças durante o verão, mas diferenças significativas no inverno.

Fonte: Reproduzido de Bottomley et al. (1990) Global Ocean Surface Temperature Atlas. Com permissão do Meteorological Office. Crown copyright ©.

3 Os oceanos e a regulação atmosférica

A atmosfera e as águas oceânicas superficiais estão conectadas em suas temperaturas e concentrações de CO_2 . A atmosfera contém menos de 1,7% do CO_2 presente nos oceanos, e a quantidade absorvida pela superfície oceânica regula rapidamente a concentração da atmosfera. A absorção de CO_2 pelos oceanos é maior onde a água é rica em matéria orgânica, ou onde é fria. Desse modo, os oceanos podem regular o CO_2 atmosférico, alterando o efeito estufa e contribuindo para as mudanças climáticas. O aspecto mais importante do ciclo do carbono que liga o oceano e a atmosfera é a diferença na pressão parcial de CO_2 na atmosfera inferior e na camada superior dos oceanos. O resultado dessa diferença é que o CO_2 atmosférico é dissolvido nos oceanos. Parte desse CO_2 é convertida em carbono particulado, principalmente pela atividade do plâncton, e finalmente afunda para formar depósitos ricos em carbono no oceano profundo, como parte de um ciclo que dura centenas de anos. Assim, dois dos principais efeitos do aquecimento oceânico superficial seriam aumentar sua pressão parcial de CO_2 de equilíbrio e diminuir a abundância de

plâncton. Os dois efeitos tenderiam a reduzir a absorção oceânica de CO_2 , elevando a sua concentração atmosférica, e produzindo um *feedback* positivo sobre (isto é, aumentando) o aquecimento global. Entretanto, como veremos no Capítulo 13, a operação do sistema oceano-atmosfera é complexa. Assim, por exemplo, o aquecimento global pode aumentar tanto a mistura oceânica convectiva que a importação resultante de águas mais frias e plâncton para as camadas superficiais poderia exercer um efeito de freio (ou seja, *feedback* negativo) no aquecimento do sistema.

As anomalias de temperatura no Atlântico Norte parecem ter efeitos acentuados no clima da Europa, África e América do Sul. Por exemplo, as superfícies mais quentes do mar na costa noroeste da África potencializam as chuvas de monções do verão oeste-africano; e as condições secas no Sahel foram relacionadas com um Atlântico Norte mais frio. Existem relações semelhantes entre as temperaturas na superfície do mar tropical e as secas no nordeste brasileiro. A Oscilação do Atlântico Norte, a Oscilação do Pacífico Norte e os padrões observados na região norte-americana do Pacífico, discutidos anteriormente, também envolvem interações fortes entre o ar e o mar.

RESUMO

A mudança vertical na pressão com a altitude depende da estrutura da temperatura. Os sistemas de alta (baixa) pressão se intensificam com a altitude em uma coluna de ar quente (frio); assim, baixas quentes e altas frias são feições rasas. Os anticiclones subtropicais e o vórtice polar nas baixas altitudes nos dois hemisférios ilustram essa relação de "espessura". Desse modo, os ventos de oeste intermediários nas latitudes médias têm um grande componente de "vento térmico". Eles se concentram em correntes de jato na troposfera superior, acima de gradientes térmicos súbitos, como as frentes.

O fluxo superior apresenta um padrão de ondas longas de grande escala, especialmente no Hemisfério Norte, relacionado com a influência de barreiras montanhosas e diferenças entre mar e terra. O campo de pressão superficial é dominado por altas subtropicais semipermanentes, baixas subpolares e, no inverno, altas continentais frias e rasas na Sibéria e no noroeste do Canadá. A zona equatorial é predominantemente de baixa pressão. Os cinturões de ventos globais associados são os ventos Alísios de leste e os ventos de oeste de latitudes médias. Existem ventos polares de leste mais variáveis e, sobre áreas de terra, no verão, uma faixa de ventos equatoriais de oeste, representando os sistemas de monções. Essa circulação zonal (oeste-leste) média é interrompida de forma intermitente por altas de "bloqueios atmosféricos"; uma sequência idealizada é conhecida como o ciclo índice.

A circulação atmosférica geral, que transfere calor e momento em direção aos polos, encontra-se predominantemente em um plano meridional vertical nas baixas latitudes (a célula de Hadley), mas também existem circulações importantes no sentido leste-oeste (células de Walker) entre as principais regiões de subsidência e atividade convectiva. As trocas de calor e momento nas latitudes médias e altas são realizadas por ondas horizontais e vórtices (ciclones/anticiclones). Uma quantidade substancial de energia também é levada em direção aos polos pelos sistemas de correntes oceânicas. As correntes superficiais são movidas principalmente pelos ventos, mas a circulação oceânica profunda lenta (a esteira global) se deve à forçante termohalina.

A circulação de grande escala nas latitudes médias no Hemisfério Norte está sujeita a variações na intensidade dos ventos zonais de oeste, que duram de três a oito semanas (o ciclo índice). A variabilidade no setor atlântico está fortemente associada a flutuações no gradiente de pressão norte-sul (a Oscilação do Atlântico Norte, ou NAO) que levam a uma "gangorra" oeste-leste na temperatura e outras anomalias. A variabilidade no Pacífico pode estar associada a padrões como a Oscilação do Pacífico Norte (NPO) e a Oscilação Decenal do Pacífico (PDO).

A estrutura vertical do oceano varia com a latitude e a região. De forma geral, a termoclina é mais profunda nas latitudes médias, permitindo uma mistura mais turbulenta e trocas de calor atmosférico. Os oceanos são reguladores importantes das temperaturas e das concentrações atmosféricas de CO₂. A dinâmica e as características da circulação dos oceanos são análogas às encontradas na atmosfera, em escalas meso e macro. A camada de Ekman, movida pelo vento, estende-se a 100-200 m. O transporte de Ekman e as ressurgências costeiras mantêm as superfícies do mar frias na costa oeste da América do Sul e particularmente na costa sudoeste da África.

TEMAS PARA DISCUSSÃO

- Quais características dos cinturões globais de vento na superfície e na troposfera superior estão de acordo (ou diferem) com as implicadas pelo modelo de circulação meridional em três células?
- Quais são as consequências das correntes de jato de oeste para as viagens aéreas transoceânicas?
- Analise a variação da estrutura vertical do vento zonal, criando seções transversais para diferentes longitudes e meses, usando o site do CDC (<http://cdc.noaa.gov>).
- Considere os efeitos das correntes oceânicas sobre o clima das regiões costeiras nos lados ocidental e oriental dos oceanos Atlântico e Pacífico e como esses efeitos variam com a latitude.

REFERÊNCIAS E SUGESTÃO DE LEITURA

Livros

- Bearman, G. (ed.) (1989) *Ocean Circulation*, The Open University, Pergamon Press, Oxford, 238pp.
- Bottomley, M., Folland, C. K., Hsiung, J., Newell, R. E. and Parker, D.E. (1990) *Global Ocean Surface Temperature Atlas*, Meteorological Office, London, 20pp + 313 plates.
- Corby, G. A. (ed.) (1970) *The Global Circulation of the Atmosphere*, Roy. Met. Soc., London, 257pp.
- Flohn, H. and Fantechi, R. (eds) (1984) *The Climate of Europe: Past, Present and Future*, D. Reidel, Dordrecht, 356pp.
- Hallitner, G. J. and Martin, F. L. (1957) *Dynamical and Physical Meteorology*, McGraw-Hill, New York, 470pp. [Classic text]
- Houghton, J. (ed.) (1984) *The Global Climate*, Cambridge University Press, Cambridge, 233pp.
- Indian Meteorological Department (1960) *Monsoons of the World*, Delhi, 270pp.
- Kuenen, Ph. H. (1955) *Realms of Water*, Cleaver-Hulme Press, London, 327pp.
- Levitus, S. (1982) *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA Professional Paper No. 13, Rockville, MD, 173pp.
- Lorenz, E. N. (1967) *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, World Meteorological Organization, Geneva, 161pp. [Classic account of the mechanisms and maintenance of the global circulation, transports of momentum, energy and moisture]
- NASA (n.d.) *From Pattern to Process: The Strategy of the Earth Observing System* (Vol. II), EOS Science Steering Committee Report, NASA, Houston.
- Riley, D. and Spalton, L. (1981) *World Weather and Climate* (2nd edn), Cambridge University Press, London, 128pp. [Elementary text]
- Stowe, K. (1983) *Ocean Science* (2nd edn), John Wiley & Sons, New York, 673pp.

- Strahler, A. N. and Strahler, A. H. (1992) *Modern Physical Geography* (4th edn), John Wiley & Sons, New York, 638pp.
- Tolmazin, D. (1985) *Elements of Dynamic Oceanography*, Kluwer, Dordrecht, 182pp. [Description of ocean circulation, classical instrumental observations, satellite altimetry and acoustic tomography]
- Troen, I. and Petersen, E. L. (1989) *European Wind Atlas*, Commission of the Economic Community, Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, 656pp.
- van Loon, H. (ed.) (1984) *Climates of the Oceans*, in Landsberg, H. E. (ed.) *World Survey of Climatology* 15, Elsevier, Amsterdam, 716pp.
- Wells, N. (1997) *The Atmosphere and Ocean. A Physical Introduction* (2nd edn), J. Wiley & Sons, Chichester, UK, 394pp. [Undergraduate text describing the physical properties and observed characteristics, the influence of the earth's rotation on atmospheric and ocean circulation, energy transfers and climate variability]
- ## Artigos científicos
- Barry, R. G. (1967) Models in meteorology and climatology, in Chorley, R. J. and Haggett, P. (eds) *Models in Geography*, Methuen, London, 97–144.
- Borchert, J. R. (1953) Regional differences in world atmospheric circulation. *Ann. Assn. Amer. Geog.* 43, 14–26.
- Boville, B. A. and Randel, W. J. (1986) Observations and simulation of the variability of the stratosphere and troposphere in January. *J. Atmos. Sci.* 43, 3015–34.
- Bowditch, N. (1966) American practical navigator, US Navy Hydrographic Office, Pub. No. 9, US Naval Oceanographic Office, Washington, DC.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1990) What drives glacial cycles? *Sci. American* 262(1), 43–50.
- Broecker, W. S., Peteet, D. M. and Rind, D. (1985) Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature* 315, 21–6.
- Chen, P., Hoerling, M. P. and Dole, R. M. (2001) The origin of the subtropical anticyclones. *J. Atmos. Sci.* 58(13), 1827–35.
- Crowe, P. R. (1949) The trade wind circulation of the world. *Trans. Inst. Brit. Geog.* 15, 38–56.
- Crowe, P. R. (1950) The seasonal variation in the strength of the trades. *Trans. Inst. Brit. Geog.* 16, 23–47.
- Defant, F. and Taba, H. (1957) The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause. *Tellus* 9, 259–74.
- Dunn, C. R. (1957) The weather and circulation of December 1957: high index and abnormal warmth. *Monthly Weather Review* 85, 490–516.
- Hare, F. K. (1965) Energy exchanges and the general circulation. *J. Geography* 50, 229–41.
- Hastenrath, S. (1980) Heat budget of the tropical ocean and atmosphere. *J. Phys. Oceanography* 10, 159–70.
- Hoskins, B. J. (1996) On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. *Bull. Amer. Met. Soc.* 77(6), 1287–91.
- Ioannidou, L. and Yau, M.K. (2008) A climatology of the Northern Hemisphere winter anticyclones. *J. Geophys. Res.* 113: D08119, 17pp.
- Kerr, R. A. (1988) Linking earth, ocean and air at the AGU. *Science* 239, 259–60.
- Klein, W. H. (1958) The weather and circulation of February 1958: a month with an expanded circumpolar vortex of record intensity. *Monthly Weather Review* 86, 60–70.
- Lamb, H. H. (1960) Representation of the general atmospheric circulation. *Met. Mag.* 89, 319–30.
- LeMarshall, J. F., Kelly, G. A. M. and Karoly, D. J. (1985) An atmospheric climatology of the Southern Hemisphere based on 10 years of daily numerical analyses (1972–1982): I. Overview. *Austral. Met. Mag.* 33, 65–86.
- Meehl, G. A. (1987a) The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Monthly Weather Review* 115, 51–74.
- Meehl, G. A. (1987b) The tropics and their role in the global climate system. *Geographical Journal* 153, 21–36.
- Namias, J. (1972) Large-scale and long-term fluctuations in some atmospheric and ocean variables, in Dyrssen, D. and Jagner, D. (eds) *The Changing Chemistry of the Oceans*, Nobel Symposium 20, Wiley, New York, 27–48.
- Niiler, P. P. (1992) The ocean circulation, in Trenberth, K. E. (ed.) *Climate System Modelling*, Cambridge University Press, Cambridge, 117–48.
- O'Connor, J. F. (1961) Mean circulation patterns based on 12 years of recent northern hemispheric data. *Monthly Weather Review* 89, 211–28.
- Palmén, E. (1951) The role of atmospheric disturbances in the general circulation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 77, 337–54.
- Persson, A. (2002) The Coriolis force and the subtropical jet stream. *Weather* 57(7), 53–9.
- Riehl, H. (1962a) General atmospheric circulation of the tropics. *Science* 135, 13–22.
- Riehl, H. (1962b) *Jet streams of the atmosphere*, Tech. Paper No. 32, Colorado State University, 117pp.
- Riehl, H. (1969) On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere. *Weather* 24, 288–308.
- Riehl, H. et al. (1954) *The jet stream*. *Met. Monogr.* 2(7), American Meteorological Society, Boston, MA, 100pp.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (1996) Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 122, 1,385–404.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (2001) Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Clim.* 14, 3192–211.
- Rossby, C-G. (1941) The scientific basis of modern meteorology. US Dept of Agriculture Yearbook *Climate and Man*, 599–655.
- Rossby, C-G. (1949) On the nature of the general circulation of the lower atmosphere, in Kulper, G. P. (ed.) *The Atmosphere of the Earth and Planets*, University of Chicago Press, Chicago, IL, 16–48.
- Saltzman, B. (1983) Climatic systems analysis. *Adv. Geophys.* 25, 173–233.
- Sawyer, J. S. (1957) Jet stream features of the earth's atmosphere. *Weather* 12, 333–4.

- Shapiro, M. A. and Keyser, D. A. (1990) Fronts, jet streams, and the tropopause, in Newton, C. W. and Holopainen, E. D. (eds) *Extratropical Cyclones*, American Meteorological Society, Boston, MA, 167–91.
- Shapiro, M. A. et al. (1987) The Arctic tropopause fold. *Monthly Weather Review* 115, 444–54.
- Starr, V. P. (1956) The general circulation of the atmosphere. *Sci. American* 195, 40–5.
- Streten, N. A. (1980) Some synoptic indices of the Southern Hemisphere mean sea level circulation 1972–77. *Monthly Weather Review* 108, 18–36.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M. (1998) The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* 25(9) 1297–1300.
- Tucker, G. B. (1962) The general circulation of the atmosphere. *Weather* 17, 320–40.
- van Loon, H. (1964) Mid-season average zonal winds at sea level and at 500mb south of 25°S and a brief comparison with the Northern Hemisphere. *J. Appl. Met.* 3, 554–63.
- van Loon, H. and Rogers, J. C. (1978) The see-saw in winter temperatures between Greenland and northern Europe Pt.1. General description: *Mon. Wea. Rev.*, 106, 296–310.
- Walker, J. M. (1972) Monsoons and the global circulation. *Met. Mag.* 101, 349–55.
- Wallington, C. E. (1969) Depressions as moving vortices. *Weather* 24, 42–51.
- Wyrski, K. (1985) Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.* 90(C10), 7129–32.
- Yang, S. and Webster, P.J. (1990) The effect of summer tropical heating on the location and intensity of the extratropical westerly jet streams. *J. Geophys. Res.* 95(D11), 19, 705–721.