

9 – SISTEMAS DE VENTOS LOCAIS

Dois exemplos adicionais de circulações de mesoescala induzidas por diferenças locais de temperatura são a brisa marítima, a continental e o sistema de vento montanha-vale.

A Brisa Marítima e a Continental

Superfícies de água e terra tem respostas térmicas diferentes à mesma quantidade de insolação, e a maior parte das superfícies no continente tem uma variação diurna de temperatura muito maior (temperaturas máximas mais altas e mínimas mais baixas) do que os corpos de água, que tendem a exibir temperaturas mais uniformes ao longo do dia (Fig.9.1). As quatro principais razões para isto são:

- 1) Enquanto a insolação é utilizada para aquecer a superfície da terra, a mesma energia é absorvida por um maior volume de água. A radiação incidente de ondas curtas penetra até uma profundidade de cerca de 10 m na maior parte dos corpos de água, mas até centenas de metros em águas tropicais límpidas.
- 2) O volume de água que se aquece pela radiação é aumentado pela movimentação natural dos corpos de água e a convecção em seu interior.
- 3) A maior parte da energia é usada como calor latente (através da evaporação da água) ao invés de aquecer diretamente a água (por calor sensível). A evaporação tem o efeito de resfriar a superfície da água, o que estimula a mistura em superfície.
- 4) A capacidade térmica ou calorífica da água é excepcionalmente grande (veja o capítulo 5). Ela requer quatro vezes mais calor para aquecer uma determinada quantidade de volume no mesmo intervalo de temperatura do que a mesma quantidade de solo.

Por estas razões, gradientes de temperatura se estabelecem entre o continente e o mar, e isto tem um ciclo diurno (a terra é mais quente do que o mar durante o dia e o mar é mais quente que a terra à noite). Em situações sinóticas específicas, as diferenças de temperatura induzem gradientes locais de densidade e pressão, que fornecem as forças governantes para que as brisas se estabeleçam na faixa costeira com um ritmo diurno. A *brisa do mar* sopra do mar para o continente durante o dia, com um escoamento compensatório inverso em altitude; já a *brisa continental*, mais fraca, sopra do continente para o mar à noite (e também com um escoamento de retorno mais fraco em altitude). Circulações similares podem se desenvolver nas redondezas de grandes corpos de água nos continentes, como na região dos Grandes Lagos nos EUA e Canadá, produzindo *brisas de lago*.

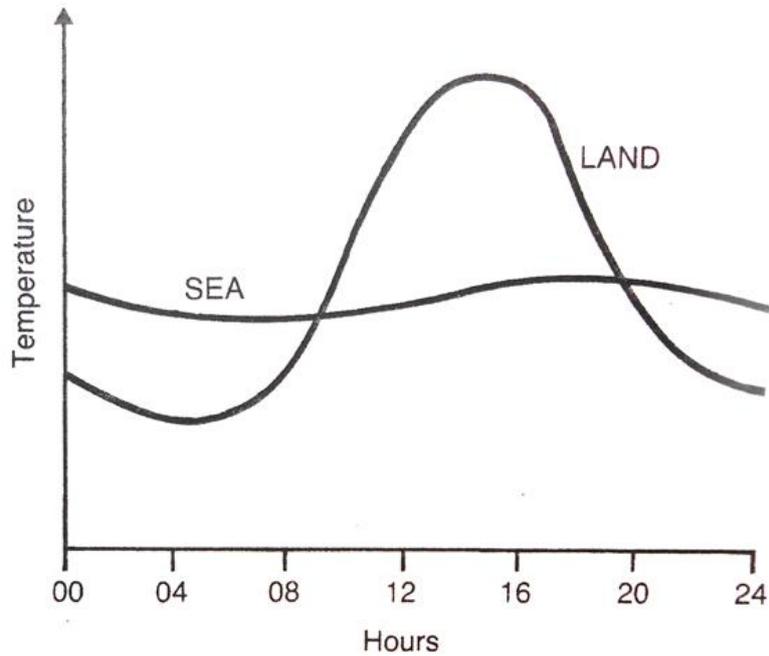


Fig. 9.1 A variação diurna de temperatura em superfícies na terra e na água em condições de céu claro. Note a variação de temperatura muito maior na superfície de terra.

Na madrugada, em condições calmas e sem nuvens, não há gradiente de pressão entre a terra e o mar, e na seção vertical (Fig. 9.2a) as superfícies isobáricas (de pressão) são horizontais. Conforme o dia segue, o ar sobre a superfície continental se aquece e se expande em relação ao ar sobre o mar, mais frio. Uma vez que a diminuição da densidade do ar com a altura (ou gradiente vertical de pressão) é maior no ar frio do que no ar quente (que será visto no Capítulo 12), as superfícies inicialmente horizontais se tornam curvas, como visto na Fig. 9.2b. À altura de 1 km, aproximadamente, a pressão é mais alta sobre a terra e o ar começa a fluir em direção ao mar nesta altitude. A divergência em altitude sobre a terra causa a queda de pressão em superfície, conforme o ar em superfície ascende para tomar o lugar do ar em altitude. Acima do mar, o ar converge em altitude, incrementando a pressão em superfície; o ar descende sobre o mar e o desenvolvimento de gradientes de pressão em superfície de aproximadamente 1mb por 50 km é suficiente para gerar o escoamento de ar do mar em direção à terra, ou seja, a brisa do mar.

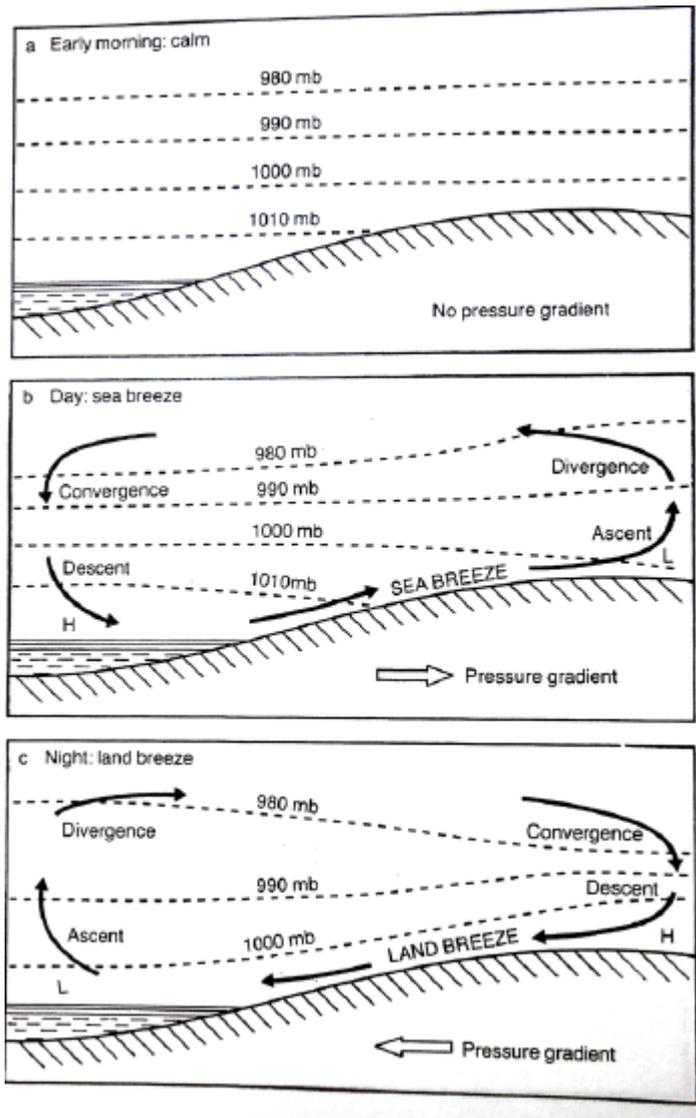


Figura 9.2 - Distribuição da pressão e padrões ascendentes e descendentes resultantes, associados com o desenvolvimento de brisas terrestres e marítimas.

À noite, temperaturas mais baixas sobre a terra causam a subsidência do ar e divergência em superfície (impulsionado pela movimentação natural do ar frio que desce as encostas litorâneas), enquanto que sobre o mar há convergência e fraca ascensão (como ilustrado na Fig.9.2c). Assim, o escoamento do ar é invertido à noite, pois o vento sopra do continente para o mar em superfície, com um escoamento em direção ao continente em altitude. Esta circulação tende a ser mais fraca do que a brisa do mar (em parte devido à menor diferença de temperatura entre a terra e o mar à noite comparada com a diferença observada durante o dia, como mostrado na Fig. 9.1).

A estrutura da circulação da brisa do mar é mostrada esquematicamente na Fig. 9.3a (note o exagero na escala vertical do diagrama). O limite posterior da brisa do mar é marcado por uma frente de brisa do mar, uma linha de convergência que separa o ar mais quente do continente do ar mais frio do mar; ela se move gradualmente em direção ao interior do

continente conforme o dia avança. A estrutura da frente da brisa marítima é muito estreita, normalmente com 100-200 metros de largura e uma inclinação em torno de 1 para 10.

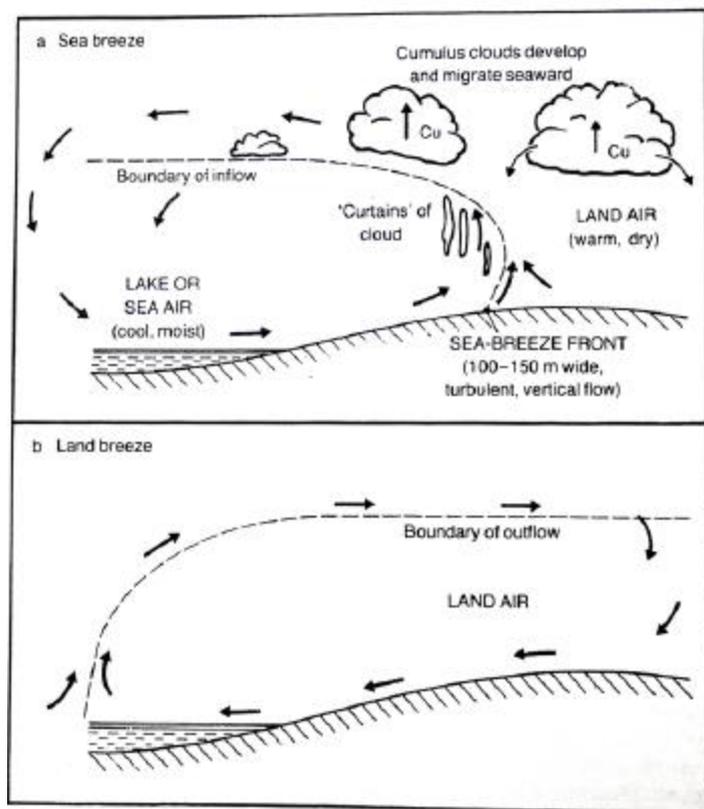


Fig. 9.3 Circulações de brisa marítima (ou lacustre): (a) durante o dia e (b) durante a noite. Note que a escala vertical está exagerada comparada à escala horizontal.

Durante a passagem da frente da brisa marítima sobre uma estação meteorológica, as seguintes mudanças são normalmente observadas: 1) a direção do vento muda (ela pode ser de leste, sudeste ou nordeste à frente da frente ao longo da costa brasileira); 2) aumento da velocidade do vento; 3) queda de temperatura; 4) aumento da umidade relativa, conforme o ar do continente é substituído por ar marítimo; e 5) pode ocorrer mudança na visibilidade (o ar do mar é frequentemente mais úmido e pode gerar condição de nevoeiros ou névoa).

O ar quente do continente ascende à frente do avanço do ar frio marítimo em forma de rampa, com correntes ascendentes turbulentas de aproximadamente 1-2 m/seg. Estas correntes ascendentes são uma fonte preferida de ascensões de vôos de planadores. Se o ar do continente está úmido o suficiente, o ar ascendente normalmente é marcado por uma linha de nuvens *cumulus*. A região estreita de ascensão dentro do ar do mar, mais frio, é normalmente marcada por uma linha de nuvens verticais finas, que sobem até a inversão que separa o ar quente e seco do continente acima, do ar frio e úmido do mar abaixo.

O sistema de brisa marítima se move gradualmente em direção ao continente numa velocidade de 2-5 m/s, e pode ser rastreado pelo continente em observações de superfície. Por

volta das 21 horas, em condições favoráveis, a circulação pode se estender por centenas de quilômetros de comprimento, paralelamente à costa, e pode se estender a até 40-50 km para dentro do continente. O local onde ocorre a convergência de duas brisas marítimas de diferentes faixas litorâneas pode apresentar convecção muito acentuada, e podem ocorrer pancadas nessas áreas, mesmo que as redondezas permaneçam secas. A frente em si pode não ser regular, especialmente em terrenos com ondulações. Podem existir recessos de 1 km ou mais, áreas falhas e seções difusas em sua estrutura. Em algumas partes, a frente pode se mover gradualmente; em outros locais, ela pode se mover numa série de pulsos à medida que se desloca por falhas no terreno.

Dadas determinadas condições sinóticas, as brisas marítimas podem ocorrer na maior parte das costas ao sul de 50° N ou ao norte de 50° S (em direção ao Equador), e na média ocorrem em 2-3 entre 10 dias (20 a 30% dos dias) no verão na Europa Ocidental. No entanto, as brisas marítimas são mais comuns e desenvolvidas nos trópicos e subtropicais, onde o aquecimento local da terra é especialmente eficiente. Em Jacarta elas ocorrem em 7-8 entre 10 dias (70 a 80% dos dias, em São Paulo, em cerca de 50 a 60% dos dias). Nos trópicos, esta circulação pode se estender a até 200 km para dentro do continente ou mais, e pode ocasionar pancadas de chuva pela convecção ao longo da frente da brisa marítima. Em penínsulas (como a Flórida), as brisas marítimas podem convergir de ambos os lados e produzir convecção profunda, pancadas e até mesmo tempestades, onde os dois sistemas se encontram.

O sistema de ventos de vale-montanha

O escoamento de ar em terrenos montanhosos é normalmente complexo. As montanhas atuam como obstáculos para o escoamento regional de ar de grande escala, fornecendo abrigo em algumas áreas, enquanto em outras o vento sopra mais forte e turbulento, ao redor de escarpas e picos. Em baixos níveis, quando o vento está em determinadas direções, ele pode ser canalizado (ou afinado) em vales a grandes velocidades, enquanto que em altos níveis as montanhas podem gerar ondas orográficas (e nuvens lenticulares de ondas orográficas) no ar acima e atrás delas.

No entanto, quando os ventos regionais de grande escala estão fracos, na ausência de nuvens e a escala do relevo for grande, os aquecimentos diferenciais das montanhas e vales podem gerar sua própria circulação de montanha-vale com um ritmo diurno.

À noite, as superfícies do vale irradiam energia de onda longa para o espaço, e resfriam, resfriando o ar em contato com elas. Este ar frio e estável se desloca para o fundo do vale devido à sua densidade, produzindo um escoamento *catabático* que desce a encosta, conhecido como *brisa de montanha*. A acumulação de ar frio e denso nos fundos de vale, descampados e depressões pode, às vezes, levar ao desenvolvimento de geadas nesses locais, ou nevoeiro de vale, se o ar for suficientemente úmido. Durante o dia, encostas de montanhas expostas ao sol são aquecidas; o ar em contato com a encosta se expande e sobe pelo vale e pelas encostas das montanhas devido à sua leveza como um escoamento *anabático* ou *brisa de vale*. Isto pode levar ao desenvolvimento de nuvens convectivas sobre as montanhas à tarde, com condições de céu claro sobre o vale (veja fig.9.4). Os ventos associados com este escoamento anabático são mais intensos às 14 horas, o horário de maior influência do aquecimento solar. Este escoamento

é um circulação termicamente direta e reversível, semelhante à brisa marítima/continental. Os escoamentos de retorno em altitude são geralmente menos marcados, exceto pela sua influência na formação de nuvens.

Dadas as situações sinóticas favoráveis (condições de céu claro, circulação anticiclônica, etc.), a intensidade da circulação em um vale em particular depende do seguinte: 1) Sua orientação (encostas voltadas para o sul no Hemisfério Norte, ou para o norte no Hemisfério Sul, são aquecidas mais eficientemente do que encostas com outras orientações); 2) a magnitude do relevo (ou seja, a diferença de altura do fundo de vale e os topos das cristas adjacentes); 3) o tipo e quantidade de cobertura vegetal (a rocha nua é aquecida mais rapidamente do que vegetação verde, enquanto que a última também retarda os escoamentos de superfície devido ao efeito do atrito, em particular em encostas florestadas); 4) as condições da superfície (estas circulações se desenvolvem melhor quando o solo está seco em oposição ao solo úmido, e uma cobertura de neve irá acentuar os escoamentos noturnos montanha abaixo); e 5) a geometria do vale (se reta ou meandrante, se as encostas dos vales são muito ou pouco inclinadas, e se existem obstáculos ou restrições aos escoamentos na superfície do vale). Estas circulações se desenvolvem melhor em vales profundos, sem vegetação, retos e com um eixo norte-sul; em outras configurações os escoamentos são mais irregulares ou menos completos.

Nas condições calmas que prevalecem logo após o amanhecer, as superfícies isobáricas em uma seção vertical de vale-montanha são horizontais. Conforme o dia segue e o sol aquece a encosta das montanhas, o ar próximo à superfície das encostas se torna mais quente do que o ar na mesma altitude sobre o vale, produzindo localmente um gradiente vertical de pressão maior sobre o ar mais frio sobre o vale, do que sobre o ar mais quente sobre a encosta (de maneira semelhante aos gradientes de pressão responsáveis pela circulação de brisa marítima/continental descritos anteriormente). Um gradiente de pressão sobre a superfície se desenvolve do fundo do vale até o topo das encostas, gerando um vento que sobe a encosta (anabático) durante o dia, com ar ascendente sobre ela (frequentemente produzindo nuvens), compensado por ar subsidente sobre o vale (que não apresenta nuvens). À noite o mecanismo e a circulação resultante se invertem com ar frio e estável descendo das encostas para os vales, compensado por fraca ascensão sobre o fundo do vale (veja a Fig.9.4).

Escoamentos noturnos catabáticos tendem a ocorrer sobre as encostas onde o ângulo de inclinação seja de 2° ou maior, e onde haja poucos obstáculos de grande escala ao deslocamento do ar. Por exemplo, os escoamentos resultantes em uma única noite de resfriamento na Grã-Bretanha normalmente tem profundidade de alguns poucos metros a até 150 metros, sendo que os escoamentos rasos ocorrem se não há vento que provoque qualquer mistura vertical do ar. A taxa do escoamento é tipicamente da ordem de somente 3 km/hr, mas as taxas do escoamento variam de acordo com a geometria do terreno e as situações sinóticas predominantes. Os escoamentos começam depois do pôr do sol e atingem suas velocidades máximas por volta das 6 horas da manhã.

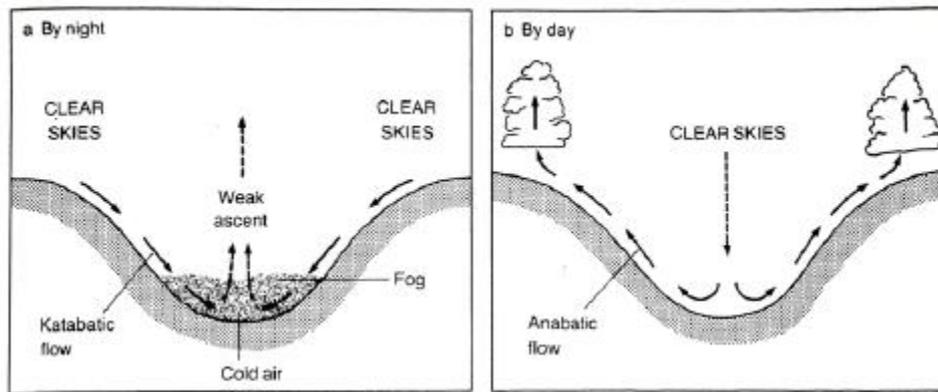


Figura 9.4 Um diagrama esquemático da circulação de brisa de vale-montanha. O ar frio subside como um escoamento catabático das encostas para o fundo de vale (onde, em condições de ar saturado, pode levar ao desenvolvimento de nevoeiro), com fraca ascensão sobre o fundo de vale e com mais ar frio sendo puxado para o fundo do vale (para fora do plano na seção vertical); b) durante o dia, o ar quente ascende sobre as encostas, produzindo nuvens sobre as cristas das montanhas, com movimento de subsidência compensando sobre o vale sem nuvens – o escoamento anabático continua com movimento para cima do vale (para dentro do plano na seção vertical).

Deve-se ter em mente que embora o “escoamento de ar frio” faça uma analogia ao escoamento de água montanha abaixo, os processos envolvidos são muito diferentes. A água tem uma densidade 800 vezes maior que o ar, e com uma diferença considerável de temperatura de 10° C, a densidade do ar frio é somente 4% maior do que a do ar quente. Assim, o ar frio se move muito lentamente – às vezes ele pode ser visto pelo movimento do fogo em fogueiras ou pela fumaça das chaminés em noites frias e calmas. O escoamento catabático pode ser gradual ou pode ocorrer em intervalos intermitentes, quando o ar frio é bloqueado por obstáculos até atingir um limite e lançar-se para a frente.

Estes escoamentos são responsáveis por produzir nevoeiros de vale ou radiativos em noites sem nuvens nos meses de outono e inverno, quando o ar está suficientemente úmido (especialmente onde a umidade local é incrementada pela presença de um rio, lago ou outra superfície aquosa no vale) e o ar é resfriado até a sua temperatura do ponto de orvalho.

Geadas também podem se formar pelo acúmulo de ar frio que provém de terrenos mais altos e se dirige para descampados, vales ou “bolsões de geada”. O vale do rio Chess entre Rickmansworth e Chorleywood, em Chilterns, na Inglaterra, é um dos melhores exemplos de um bolsão de geada neste país, e ocorre devido uma combinação desfavorável de topografia (uma área grande de captação de ar frio descendente) e solos muito secos e porosos sobre o calcário. Em um estudo desta localidade nos anos 1930 a 1942, somente dois meses de uma série de 156 estiveram livres de geada no solo do vale, mesmo incluindo os meses de verão. Uma consequência adicional é que os fundos de vale das colinas Britânicas normalmente tem amplitudes térmicas diárias maiores do que os picos; eles recebem o ar mais frio à noite, enquanto que de dia os vales cercados apresentam as temperaturas mais altas.

Normalmente, os escoamentos catabáticos são fracos na Inglaterra, mas ventos intensos e muito frios são característicos das calotas polares na Antártida e Groenlândia, onde o

resfriamento intenso do ar em contato com as superfícies congeladas incrementa o vento normal que desce o vale, produzindo ventos fortes e violentos, com uma circulação de até 300 m de profundidade. Na Terra Adélia (nas terras Antártidas francesas), o vento pode atingir velocidades de até 45m/seg. (excedendo a velocidade de ventos de furacões), uma das mais fortes circulações termicamente induzidas na Terra.