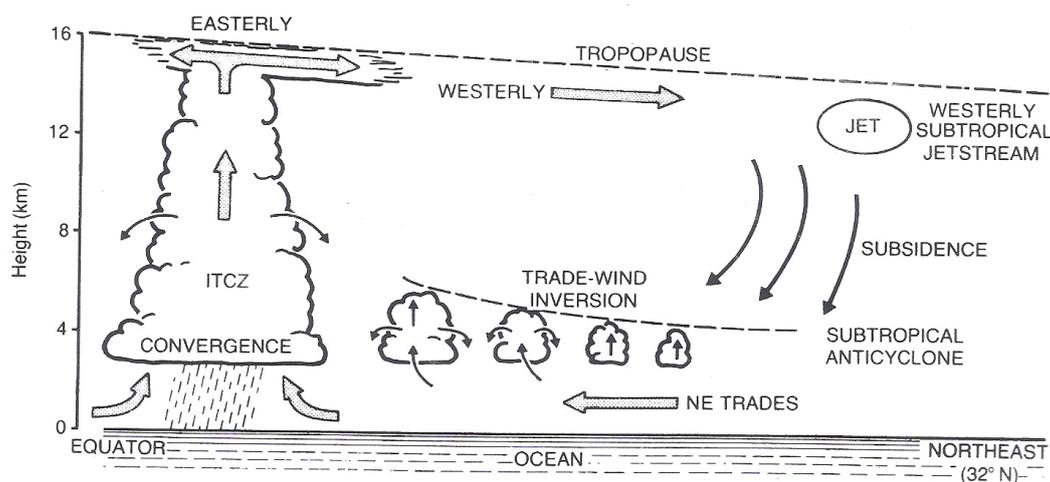


## CAPÍTULO 13 - A CIRCULAÇÃO DE HADLEY DOS TRÓPICOS

A circulação de Hadley dos trópicos, nomeada pelo inglês George Hadley (que formulou uma teoria para explicar os ventos alísios, em um artigo clássico de 1735), pode ser considerada atuante entre as áreas centrais dos anticiclones subtropicais de ambos os hemisférios, que por sua vez tem sua posição média em aproximadamente  $32^{\circ}\text{N}$  e  $32^{\circ}\text{S}$ , como mostrado na Fig. 15.2. Abrange, portanto, mais da metade da superfície terrestre e é de vital importância em termos da circulação geral da atmosfera e das trocas de energia na atmosfera como um todo. Embora a circulação dos trópicos esteja sendo tratada em um capítulo à parte devido, puramente, a uma conveniência descritiva, deve ser enfatizado que a atmosfera não tem limites, é indivisível e existem muitas interações entre as circulações tropicais e das médias latitudes, particularmente nas zonas entre as grandes células dos anticiclones subtropicais. Há também variações longitudinais na extensão e na atuação da circulação de Hadley, como descrito aqui, particularmente sobre as regiões influenciadas pela monções asiáticas.

A circulação de Hadley consiste em quatro elementos básicos, como mostrado na Fig. 13.1:

- (1) Os *anticiclones subtropicais*, fornecendo o ramo subsidente da circulação.
- (2) O *cinturão dos ventos alísios* (de nordeste no Hemisfério Norte e de sudeste no Hemisfério Sul), soprando em torno do flanco equatorial dos anticiclones subtropicais - são especialmente dominantes sobre os oceanos tropicais.
- (3) A *Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)* na convergência dos dois sistemas de ventos alísios no cavado equatorial de baixa pressão.
- (4) Ventos de leste superiores fracos no topo da troposfera, acima da ZCIT, que decrescem na direção dos polos, tornando-se ventos de oeste que aumentam em velocidade na direção do núcleo da corrente de jato subtropical de oeste - o fluxo de retorno da circulação de Hadley.



110

Fig. 13.1 Um corte transversal esquemático ao longo do eixo dos ventos alísios, indicando os principais componentes da circulação de Hadley sobre os oceanos do hemisfério Norte.

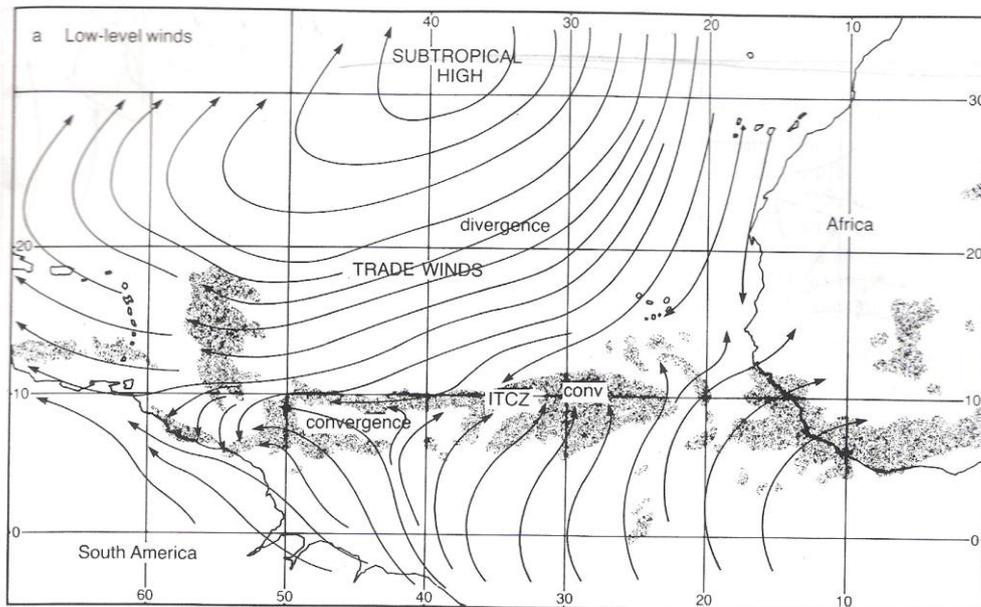


Fig. 13.2 (a) A distribuição de ventos de baixos níveis nas proximidades da zona de convergência intertropical às 15 horas no horário de Greenwich, 14 de Julho de 1969; a principal nebulosidade da ZCIT está sombreada.

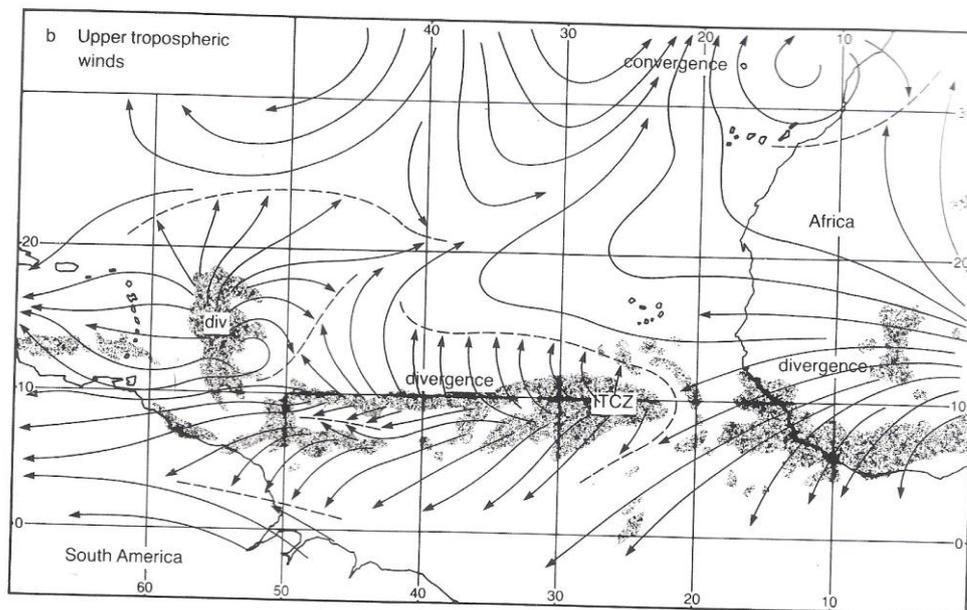


Figura 13.2 (b) A distribuição de ventos da alta troposfera (derivado de observação de movimentos de nuvens, radiossonda e aeronaves) as 15 horas no horário de Greenwich, 14 de julho de 1969.

Sobrepostos a esta situação climatológica média estão os distúrbios de escala sinótica (como as ondas de leste e os ciclones tropicais), desenvolvendo-se a partir da própria ZCIT e também dos ventos alísios.

As circulações em baixos níveis e na alta troposfera, nas proximidades da ZCIT sobre o Atlântico Tropical em 14 de Julho de 1969 são mostradas na Fig. 13.2 (a e b). Os ventos nesses níveis foram derivados da análise do movimento das nuvens (cúmulus de ventos alísios em baixos níveis e cirrus espalhadas a partir dos topos das cumulonimbus em altos níveis) como visto a cada 30 minutos por um satélite geossíncrono pairando sobre o Equador em uma longitude fixa. A ZCIT, o anticiclone dos Açores e os ventos alísios são evidentes; ao sul da ZCIT há uma estreita faixa de ventos de sudoeste em baixos níveis, resultantes da deflexão dos alísios de sudeste para a direita (devido à força de Coriolis) conforme cruzam o Equador. Note como os dois sistemas de ventos alísios de cada hemisfério *convergem* na ZCIT em baixos níveis, com *divergência* no topo da nebulosidade da ZCIT em altos níveis.

A circulação tropical observada em um determinado dia provavelmente se assemelha mais à circulação sazonal média, diferentemente das latitudes médias. Mas de acordo com o monitoramento crescente da circulação tropical por satélites meteorológicos e medidas convencionais, a simplicidade anteriormente considerada para o tempo nos trópicos, que foi adotada antes da 2ª Guerra Mundial, agora é amplamente refutada. O conhecimento tem sido também aumentado significativamente pelas observações feitas durante um estudo intensivo da circulação no Atlântico Tropical, conhecido como GATE (o *GARP Atlantic Tropical Experiment* - GARP vem de *Global Atmospheric Research Programme*). Este foi um projeto de pesquisa internacional que durou 100 dias, durante o verão de 1974, nas proximidades da ZCIT na costa oeste africana, em que observações detalhadas foram feitas da estrutura da circulação atmosférica e oceânica nesta região, com atenção particular dada às estruturas e evolução dos sistemas de nuvens convectivas.

A circulação de Hadley é, essencialmente, uma célula termicamente direta (i.e., que deve sua origem a causas térmicas). É mantida pela liberação de calor latente de condensação na ZCIT, proveniente do transporte pelos ventos alísios carregados de umidade. A liberação de calor produz energia potencial, que é transferida de volta para as latitudes médias nesta forma, e na forma de energia cinética nas ondas de altos níveis, que ajudam a manter a força das correntes de jato subtropicais de oeste.

A atmosfera tropical tem seis importantes características meteorológicas:

- (1) É uma região com balanço positivo do saldo de radiação (veja o capítulo 3).
- (2) É dominada por escoamento de leste em superfície (ao contrário das latitudes médias, onde os ventos de oeste prevalecem).
- (3) Há baixos parâmetros da força de Coriolis  $f$ , o que auxilia a circulação direta; a partir da equação do vento geostrófico (veja o capítulo 4), segue-se que um gradiente pequeno de pressão nos trópicos produzirá um vento geostrófico maior do que em latitudes médias.
- (4) Em geral há pequenos gradientes de temperatura e pressão nos trópicos (não há frentes, ao contrário das latitudes médias).
- (5) Há alto conteúdo de umidade.
- (6) A liberação do calor latente de condensação, e seu transporte, são muito mais importantes

do que nas latitudes médias (isso também acontece devido aos valores altos de temperatura e umidade que prevalecem).

Os trópicos são, então, uma importante fonte de energia térmica, que é transferida para os polos.

### **Anticiclones Subtropicais**

Há, geralmente, dois cinturões de células de anticiclones semi-permanentes ao redor do globo em aproximadamente 32°N e 32°S, com pressão média ao nível do mar de aproximadamente 1015 - 1020 mb. No hemisfério norte, esse cinturão se constitui pelas altas do Pacífico Norte, do Atlântico e do Norte da África, enquanto que no hemisfério sul há as altas do Pacífico Sul, do Atlântico Sul e do Oceano Índico Sul (ver Fig. 15.3). Estas áreas de alta pressão são geralmente separadas por depressões, que formam importantes corredores de interação meridional (norte-sul) e transferência de energia entre os trópicos e as latitudes médias; nestas localidades, frequentemente se encontram cavados frontais que penetram o coração dos trópicos, vistos em imagens de satélites meteorológicos.

Anticiclones subtropicais são anticiclones quentes resultantes da convergência e subsidência sob a corrente de jato subtropical de oeste no limite polar da circulação de Hadley (ver Capítulo 11). A subsidência é mais pronunciada no lado leste da célula anticiclônica. O ar não desce de forma direta para a superfície, mas é normalmente espalhado sobre uma camada superficial mais fria. O aquecimento induzido pela subsidência cria uma evidente inversão de temperatura e uma condição muito estável. Tais condições, juntamente com as baixas umidades relativas resultantes, impossibilitam a formação de grandes nuvens, e tais regiões são climatologicamente caracterizadas por pouquíssima (ou quase nenhuma) chuva, criando as maiores regiões desérticas do mundo, como os desertos do Saara e do Kalahari. Nestas áreas a radiação solar proveniente de um céu geralmente sem nuvens leva a altas temperaturas na superfície. Temperaturas de mais de 38°C são comuns nos desertos, e a parte mais quente do Saara comumente experimenta médias mensais de temperatura máxima de 45°C à sombra (em Al'Azizyah, na Líbia, foi registrado 58,0°C em 1922, a maior temperatura à sombra já registrada).

Nas regiões próximas às correntes oceânicas frias que se afastam do continente (por exemplo, na Costa do Chile e Peru), temperaturas não são tão elevadas, uma vez que o ar superficial é resfriado; apesar de haver umidade próxima à superfície, as chances de chuva são baixas, já que o resfriamento da superfície acentua a estabilidade atmosférica.

A divergência a partir dos anticiclones subtropicais dá origem ao escoamento para Equador dos ventos alísios, representando o escoamento principal de superfície da circulação de Hadley.

### **Os ventos alísios**

Os ventos alísios desempenham uma função muito importante na circulação de Hadley, e, por

consequência, no conjunto da circulação geral da atmosfera. Eles sopram sobre quase a metade da superfície da Terra. Os ventos alísios se originam sobre o lado leste dos grandes oceanos, nas margens leste dos sistemas de altas pressões subtropicais e escoam para a depressão equatorial com baixas pressões, como ventos de nordeste no hemisfério norte e ventos de sudeste no hemisfério sul (ver Figuras 13.3 e 15.2). Eles apresentam grande estabilidade tanto na velocidade quanto na direção; por isso seu nome, que se originou na época dos barcos a vela (em inglês, "*trade winds*", ventos de comércio). Em algumas áreas, os ventos apresentam uma relativa constância, de 80-90% (ver Fig. 13.3), e esta constância se estende até uma altitude de 700mb. Esta estabilidade reflete a permanência dos anticiclones subtropicais. Os alísios são mais fortes no inverno, quando as altas subtropicais são mais intensas, e mais fracos no verão.

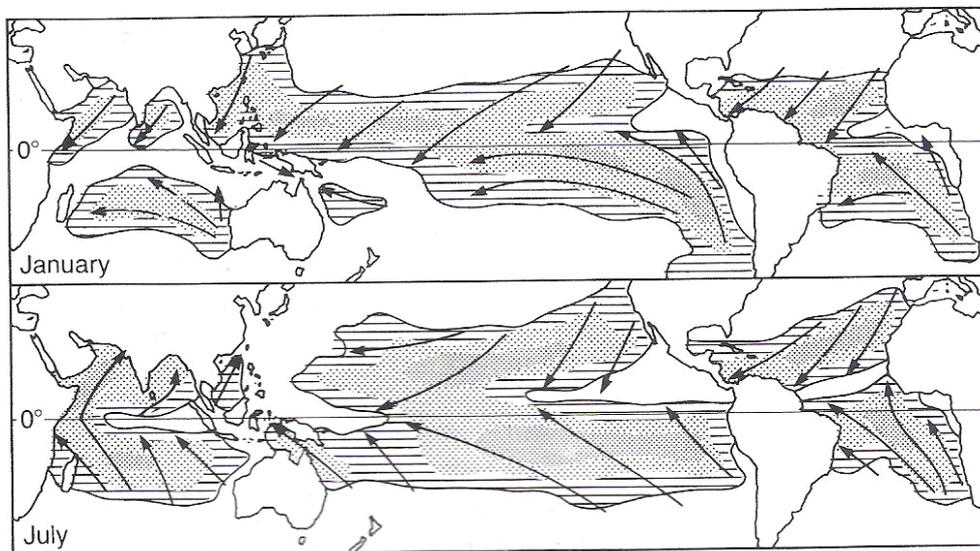


Fig. 13.3 A extensão espacial dos ventos alísios em janeiro e em julho. As isopletas indicam a relativa constância da direção dos ventos, e áreas sombreadas delimitadas, onde 50%, 70% ou 90% de todo o vento sopra de um quadrante predominante, com velocidades maiores do que 3,4m/s (Força de Beaufort 3 ou mais).

Sabe-se por mais de um século que os ventos alísios tem uma estrutura bem definida de camada dupla na vertical, mas foi somente a partir dos anos de 1950 que esta estrutura foi mais precisamente determinada. As características essenciais desta estrutura vertical são mostradas esquematicamente na Fig. 13.4, que representa condições ao longo da trajetória dos alísios sobre um ambiente oceânico. Há duas camadas principais: uma camada inferior úmida, de ar instável, onde a ascensão do ar é dominante; e uma camada superior seca e estável, onde os movimentos dominantes são os de subsidência. As duas são separadas pela inversão dos ventos alísios, que normalmente apresenta um acréscimo de temperatura e um decréscimo da umidade com a altitude.

No interior da camada abaixo das nuvens (i.e., a camada acima do oceano e abaixo das nuvens), o ar próximo da superfície é normalmente um pouco mais frio do que a temperatura da água, tornando esta circulação instável. A mistura vertical no ar instável, juntamente com a turbulência, ajuda a manter a umidade relativa em torno de 80-90%. Assim, ao longo de uma grande área dos trópicos a atmosfera vai sendo continuamente alimentada com calor e vapor d'água da superfície.

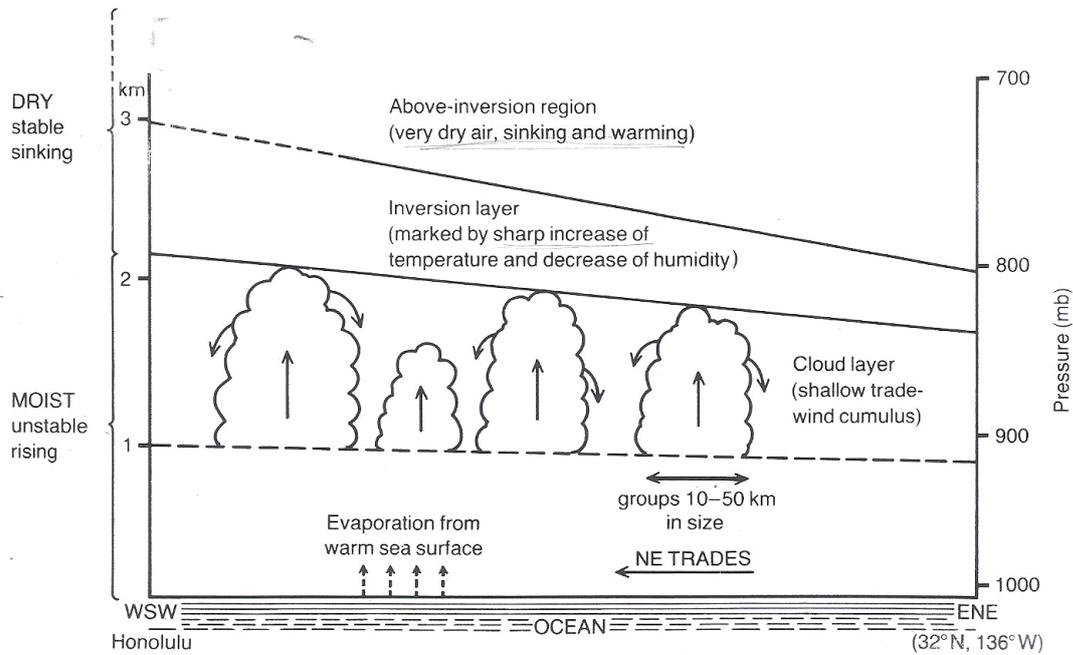


Fig. 13.4 Uma secção transversal esquemática através dos alísios sobre o oceano Pacífico Norte, mostrando as principais características da estrutura vertical.

Uma taxa de variação vertical instável é mantida nesta camada, e vórtices flutuantes, aproximadamente com 50-150m de diâmetro, transferem quantidades consideráveis de calor latente e sensível para cima. Nesta camada os ventos são fortes e estáveis, com velocidade máxima a uma altitude de aproximadamente 0,5 km. O calor latente e o calor sensível são transferidos para o Equador pelos alísios. As Temperaturas dos oceanos e velocidades do vento nos alísios são importantes controles que determinam a intensidade das transferências de calor sensível e latente que ocorrem. A temperatura do mar controla localmente o grau de instabilidade (ou estabilidade) do ar sobre o oceano e, por isso, o potencial para desenvolvimento de nuvens, enquanto que tanto a temperatura do mar quanto a velocidade do vento governam a razão local de evaporação da superfície do mar. Isto afeta a umidade do ar sobrejacente, a quantidade de calor latente sendo transferida nos alísios e, por fim, a intensidade de toda a circulação de Hadley.

As nuvens da camada instável são normalmente cumulus rasos (ou stratocumulus), cuja extensão vertical é limitada pela inversão dos ventos alísios, o que forma uma tampa quase impenetrável para o desenvolvimento das nuvens e é rasa demais para permitir muita precipitação das nuvens. A base da nuvem normalmente ocorre a uma altura de 600 metros ou

mais, com topos a uma altitude de 1-2,5 km (ver Fig. 13.4). As nuvens normalmente ocorrem em grupos ou "ruas" de nuvens, são normalmente de pequena extensão horizontal e tem um tempo de vida típico de aproximadamente 30 minutos antes de evaporar. Uma grande quantidade de vapor d'água é, portanto, continuamente bombeada para uma camada rasa da atmosfera e transferida para o Equador. Por exemplo, a razão de mistura de umidade do ar nos ventos alísios sobre o Pacífico em julho muda, na direção do vento, de 10 g/kg na Califórnia para valores de 18 g/kg nas Filipinas.

A camada úmida, instável, é separada da camada de ar seca estável, acima, por uma camada de pronunciada inversão de temperatura, a inversão dos ventos alísios (ver Fig. 13.4). Esta é uma região de rápida secagem e estabilização da taxa de variação vertical da temperatura, que pode exibir um aumento de temperatura de 8°-15°C em 1 km através da camada. Em geral a altura da inversão dos ventos alísios aumenta em direção ao Equador (como mostrado na Fig. 13.5), sua espessura aumenta na direção do vento, enquanto a intensidade da inversão decresce, implicando um enfraquecimento da subsidência conforme se distancia do núcleo do anticiclone.

Uma explicação para o aumento da altitude da inversão dos ventos alísios, na direção dos ventos alísios é que a temperatura do oceano na direção do Equador, em geral, tende a aumentar, acentuando a instabilidade, e permitindo que as nuvens convectivas sejam mais profundas na atmosfera. As nuvens ocasionalmente alcançam o ar mais quente e seco da camada superior, ocorrendo evaporação das gotículas das nuvens e levando ao resfriamento local do ar e a um aumento de sua umidade, processos que alteram suas características. Se isso continua, a camada de inversão será erodida na direção do Equador. Isto pode ser visto na Fig. 13.5, demonstrando que a altura da camada de inversão sobre o Atlântico Tropical aumenta a favor do vento em direção ao Equador. O ar próximo ao Equador, onde a inversão é alta e fraca, pode assim ser um ambiente mais favorável para o desenvolvimento de convecção profunda (frequentemente dentro de distúrbios). Investigações sobre o oceano Pacífico tem revelado uma estrutura similar.

Acima da inversão, as condições são quentes e muito secas, com umidade relativa frequentemente menor do que 1%, devido à subsidência que vem de cima. Esta subsidência ocorre a uma taxa de aproximadamente 50 metros por dia e se origina nas proximidades dos níveis de 400-300 mb. Este ar descendente é lento e continuamente incorporado, a partir de cima, na camada de inversão, e por sua vez, da camada de inversão para a camada de nuvens. A altura da inversão é, assim, uma função da altura à qual a convecção pode penetrar, a partir de baixo, e o escoamento superior pode descer, a partir de cima. Ambas as correntes de ar, acima e abaixo da inversão, escoam na mesma direção geral, e não há, normalmente, descontinuidade tanto na velocidade quanto na direção do vento através da inversão.

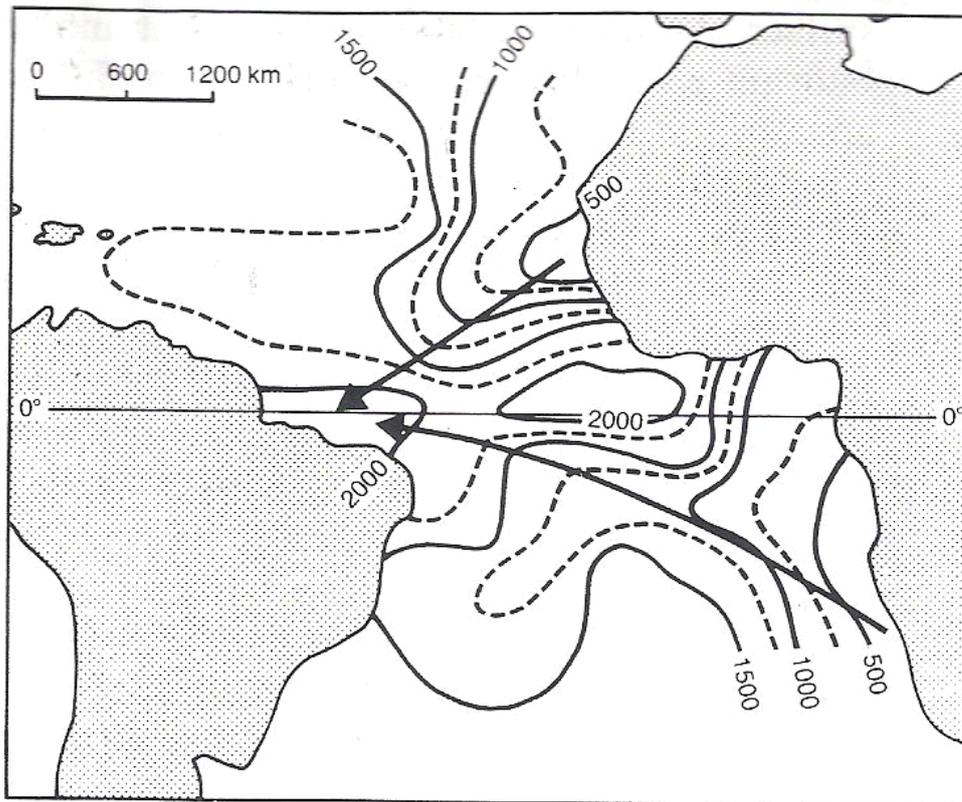


Fig. 13.5 A altura da base da inversão dos ventos alísios (em metros) sobre o Atlântico tropical; as setas indicam a trajetória média dos alísios nos dois hemisférios.

Existem duas consequências interessantes da inversão dos ventos alísios. Em ilhas tropicais, como o Havaí, onde montanhas penetram a inversão, as chuvas podem não aumentar com a altitude de forma simples, como é comum em latitudes temperadas. O topo das montanhas pode ser seco, enquanto abaixo da inversão, nas encostas mais baixas da montanha, há uma região de alta precipitação. No centro do Havaí, por exemplo, a 3.000 metros a precipitação anual é de aproximadamente 250mm, enquanto que abaixo da inversão, em 1.000 metros, a precipitação anual é de 7.500 mm ou mais. A inversão dos ventos alísios também atua como uma "tampa" na difusão vertical da poluição atmosférica, que tem lamentáveis consequências para áreas urbanas próximas de regiões fontes de ventos alísios, como Los Angeles. No verão, uma inversão de baixos níveis se espalha sobre a cidade, prendendo poluição de fontes industriais e domésticas, juntamente com gases de escape de mais de 2 milhões de carros. Em condições de forte radiação solar (comum em tais situações anticiclônicas), reações fotoquímicas ocorrem com esses poluentes produzindo uma névoa marrom sobre a cidade - o "smog" de Los Angeles (junção das palavras *smoke* (fumaça) e *fog*(neblina)).

### **A Zona de Convergência Intertropical**

A zona de convergência intertropical (ZCIT) representa a região de convergência de dois sistemas de ventos alísios carregados de umidade. É uma região de pressão relativamente baixa e grande instabilidade, contendo aglomerados de nuvens convectivas e profundas, que

produzem fortes precipitações. A ZCIT ocorre, em geral, em uma localização onde a convergência de baixos níveis é máxima e nas proximidades das latitudes de máxima temperatura de superfície. Sobre os oceanos a zona de máxima temperatura (e, assim, máxima instabilidade) não apresenta normalmente muita variabilidade local, exceto onde as correntes oceânicas são influentes, mas sobre as áreas de terra as condições são normalmente mais complexas, e existe mais migração sazonal na sua posição em conjunção com ao deslocamento da latitude de máxima insolação. A localização da ZCIT em Janeiro e em Julho é mostrada nas Figs. 15.2 e 15.3.

Imagens de satélites meteorológicos sobre os trópicos tem demonstrado a complexidade da ZCIT, mostrando ser uma entidade dinâmica composta por aglomerados de nuvens convectivas que estão continuamente em evolução. A antiga visão de uma forma linear simples (como uma linha de nuvens frontais), vastamente difundida nos anos de 1950, tem sido agora amplamente negada. A nebulosidade da ZCIT é muito evidente em imagens de satélite, geralmente tomando a forma de um colar incompleto ao redor da região equatorial da Terra, com os aglomerados de nuvens representando as 'miçangas' ou 'contas', separadas por áreas sem nuvens. Sobre o oceano Atlântico os aglomerados de nuvens da ZCIT são relativamente lineares, mas sobre o oceano Pacífico eles geralmente aparecem com uma forma dividida, com duas linhas de convergência separadas por uma área sem nuvens sobre uma região de temperatura da superfície do mar fria ao longo do Equador (especialmente sobre o Pacífico leste, onde a ZCIT dupla é bastante comum). Sobre o oceano Índico múltiplas linhas de convergência já foram observadas.

A nebulosidade da ZCIT pode ser considerada como uma zona de aglomerados de nuvens cumulonimbus muito elevadas, formada onde a inversão fraca dos ventos alísios é rompida, e há convecção profunda que se estende a grandes altitudes. As violentas correntes ascendentes dentro da convecção nesta zona são a fonte de energia para toda a circulação geral, convertendo o calor latente adquirido pelos ventos alísios em calor sensível, que por sua vez é transformado em energia potencial dentro do ar ascendente, que é então transportado para altas latitudes na alta atmosfera. Em 1958 Riehl e Malkus sugeriram que o transporte ascendente de energia e massa necessário nesta região é realizado por aproximadamente 1.500 a 3.000 enormes nuvens cumulonimbus com "torres quentes", na qual a ascensão ocorre em núcleos centrais protegidos, sem entranhamento de ar mais frio do entorno e organizadas dentre aproximadamente 30 distúrbios ou aglomerados em torno do globo. Os aglomerados de nuvens, em si, podem ter aproximadamente 100-1.000 km de diâmetro; estes aglomerados são compostos por células convectivas de mesoescala de aproximadamente 10-100 km de diâmetro, que por sua vez são construídos a partir de nuvens cumulonimbus individuais de aproximadamente 1-10 km de diâmetro. A organização da estrutura de mesoescala da nebulosidade da ZCIT é mostrada esquematicamente na Fig. 13.6. A estrutura interna dos aglomerados não pode, normalmente, ser identificada em imagens de satélite, pois camadas de nuvens cirrus de vários componentes convectivos frequentemente aparecem fundidos no alto, dando uma perspectiva bastante uniforme de cobertura de cirrus sobre todo o conjunto.

Os aglomerados de nuvens representam áreas de convergência local, com divergência na camada superior de 200 mb que leva ao escoamento para fora do centro da nuvem (ver Fig. 13.2), e fortes movimentos verticais em níveis médios. Durante o GATE em 1974, velocidades

verticais de 2-18 cm/s foram medidas dentro dos aglomerados. Subsidiências ocorrem entre os aglomerados originando as áreas sem nuvens. Os aglomerados usualmente propagam-se lentamente para oeste como distúrbios que produzem forte precipitação local.

### Escoamento na Alta Atmosfera

Como mencionado no Capítulo 12, correntes superiores de leste fracas ocorrem acima da ZCIT no nível da tropopausa, e se estendem sobre uma banda latitudinal de aproximadamente 15° - 30° em uma situação média. A velocidade diminui para próximo de zero no limite externo desta banda, para além do qual as correntes de oeste ocorrem em altos níveis, aumentando em velocidade na direção do centro das correntes de jato subtropical em cada hemisfério.

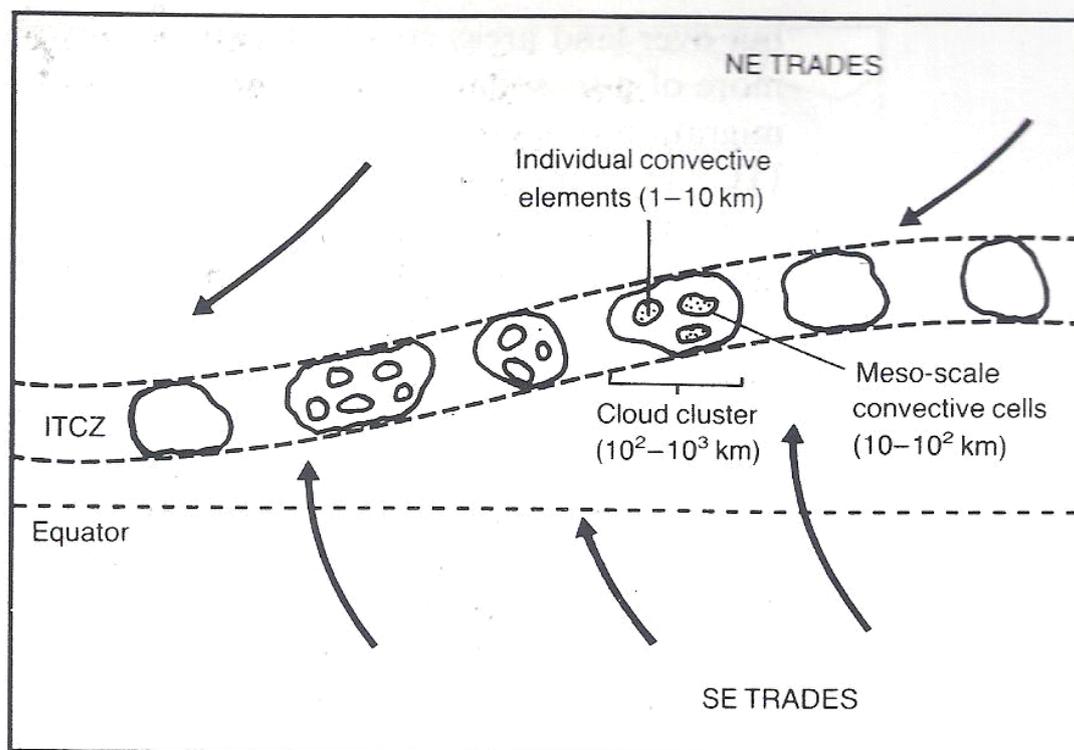


Fig. 13.6 Uma representação esquemática da estrutura de mesoescala e escala sinótica da nebulosidade da zona de convergência intertropical.

O jato subtropical de oeste ocorre logo abaixo da tropopausa no limite polar da circulação de Hadley. Ele é mais bem desenvolvido no inverno e pode se estender ao redor do globo em 200 mb. Ele ocorre como um padrão de três ondas quase-estacionário, exibindo grande estabilidade na direção do vento em sua localização geográfica de dia para dia. Sua estabilidade está relacionada à constância da circulação de Hadley como um todo, mas no Hemisfério Norte, no inverno, ela também é posicionada de forma fixa pelo maciço do Himalaia, que tem um comprimento aproximado ao comprimento de onda da corrente de jato. A corrente de jato subtropical é um dos sistemas de vento mais poderosos do globo, e ele é um

importante mecanismo de transporte de energia cinética na circulação geral. Ventos de até 130 m/s (260 nós) foram registrados sobre o Japão, com velocidade média mensal de 70 m/s (140 nós).

Durante o verão no Hemisfério Norte ele é substituído, sobre a Ásia e a África, na latitude aproximada de 10°N, pela forte corrente de leste em níveis altos, que forma parte da circulação de monção nestas regiões.

### **Recentes anomalias da circulação tropical**

De acordo com Kraus, cerca de 90% do vapor d'água acumulado nos alísios é precipitado nos trópicos, dos quais 60% caem em um cinturão entre o Equador e 10°N - um cinturão que amplamente coincide com o eixo da ZCIT. A ZCIT, juntamente com distúrbios que se desenvolvem em suas proximidades, é, portanto, responsável pela maior parte da chuva tropical. Mudanças sutis na localização e intensidade da ZCIT, ou em algum de outros componentes da normalmente confiável circulação de Hadley, podem produzir sérias repercussões climáticas. Dois exemplos de mudanças na circulação que resultaram em significativas anomalias de chuvas locais na segunda metade do século XX serão apresentados à parte para demonstrar este ponto.

### *O Sahel*

A região do Sahel, no Oeste da África, está localizada ao longo do paralelo 15°N, entre o deserto do Saara ao norte e florestas tropicais ao sul. Estende-se da Etiópia, no leste, até o Senegal, no oeste (ver Fig. 13.7). Nessa região climatologicamente marginal, de aproximadamente 700 km de largura, tem havido um declínio marcante de precipitação desde a década de 1950. O período de 1950-58 foi mais úmido do que o normal, encorajando pastores nômades a se moverem para as pastagens do Sahel, que podiam sustentar o crescimento populacional daquele tempo. De 1959 a 1967 a área recebeu precipitação próxima da média, mas desde 1968 a seca tem sido severa, com as piores condições em 1972, 1977 e 1981, como mostrado na Fig. 13.7. Entre 1968 e 1972 a precipitação no Sahel foi, em geral, somente 40-60% da média de 1931-60; a seca dos anos de 1970 continua persistindo e a região não apresentou precipitação "normal" desde 1969. Isso levou ao sobrepastoreio e à deterioração do solo que não pode suportar por tanto tempo a quantidade de gado e pessoas presentes. Isso resultou em escassez de alimentos, e menos sementes disponíveis para serem semeadas no próximo plantio. Em 1975 aproximadamente 725.000 e 348.500 pessoas migraram de Burkina Faso e Mali, respectivamente, para a Costa do Marfim. Centenas de milhares de pessoas e 80% do antigo estoque de gado no Sahel morreram como resultado da falta de chuvas. A miséria humana causada pela seca foi - e é - enorme.

Alguns climatologistas consideram que tal sucessão de anos secos ou úmidos é uma parte integrante da variabilidade natural do clima do Sahel, e podem ser esperados. Períodos secos similares ocorreram no passado (1913, 1921, 1926 e 1941 foram anos particularmente secos) e podem ocorrer novamente no futuro. Outros sugerem que a região está passando por uma

mudança climática envolvendo mudanças na circulação geral, levando para o sul as condições de deserto (desertificação).

Em um ano "normal", o Sahel recebe aproximadamente 100-500 mm de chuva, concentrada na estação chuvosa, de julho a setembro. Os maiores sistemas de tempo produtores de chuva (tal qual a linha de distúrbios oeste-africana) encontram-se dentro do escoamento equatorial quente, úmido e instável de sudoeste que se desloca para norte através do oeste da África, de março a julho (ver Fig. 15.3). Esta corrente de ar é mais profunda sobre o Golfo da Guiné/costa do Atlântico, mas é mais raso mais ao norte, onde é sobreposta por ventos continentais secos de nordeste para sudoeste, do Saara. A ZCIT, ou descontinuidade intertropical (DIT) como é mais comumente referida nesta área, forma a borda principal do avanço dos ventos de sudoeste. O ciclo anual de precipitação na região é o resultado do avanço sazonal para norte e subsequente retração do ar quente, úmido e instável do sudoeste; qualquer avanço para o norte ou desvio da DIT ou no escoamento de ar de sudoeste produz sérias consequências climáticas.

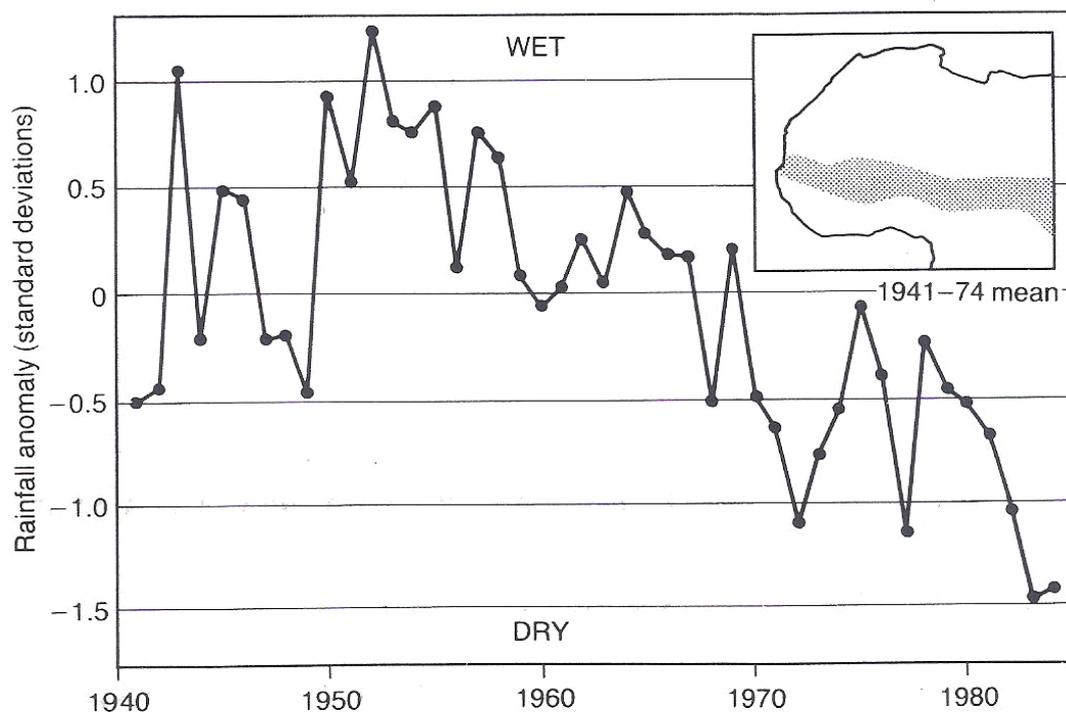


Fig. 13.7 Chuva anual para o Sahel, 1941-84, baseada nos dados de 14-20 estações, expressa em termos do desvio padrão da média de 1941-74 (a linha de anomalia zero representa condições médias). A área sombreada no mapa da África indica o limite aproximado do Sahel.

Não há, no momento, concordância sobre a causa da atual seca no Sahel. Durante os anos secos tem havido um deslocamento na direção do Equador dos principais componentes da circulação de larga escala. Em particular (1) a migração média para o norte da DIT e a chuva associada tem ocorrido aproximadamente 200-300 km ao sul do normal - mesmo 1° de diferença latitudinal na localização do DIT em julho pode produzir uma redução de 175 mm na

precipitação sobre o norte da Nigéria, e mudanças de até 4° de latitude tem ocorrido em alguns lugares; (2) ocorreram mudanças de 2° para o sul da alta do Atlântico subtropical entre 1961/5 e 1969/73 (estabilizando o ar sobre a região), e um vento forte e seco de nordeste escoou ao norte do DIT; e (3) o jato tropical de leste está posicionado mais ao sul do que o normal, acentuando a subsidência sobre o Sahel.

Uma teoria para explicar esta mudança sugere que o deslocamento da circulação é relacionado ao resfriamento observado de 0,3°C na temperatura média da superfície do mar em latitudes extratropicais do Hemisfério Norte, a partir de 1945. Isso aumenta o gradiente de temperatura polo-Ecuador, produzindo uma expansão do escoamento superior de oeste nas médias latitudes em direção ao Equador (análogo ao deslocamento para o sul dos cinturões de vento, do verão para o inverno, pelas mesmas razões). Isto deveria, entretanto, produzir um efeito que é hemisférico em extensão e não limitado à África. No Sahel, sugere-se que a seca pode ser perpetuada por um efeito de sobrepastoreio em áreas secas; isto reduz a cobertura vegetal e aumenta o albedo da superfície de terra. Menos calor é absorvido (um efeito adicional acentuado pela poeira na atmosfera seca), deixando o ar subjacente menos instável e reduzindo a convecção responsável pela chuva, induzindo a mais seca.

### *O El Niño*

Uma das maiores anomalias climáticas do mundo é a zona seca que se estende a partir do Equador por aproximadamente 11.000 km através do Oceano Pacífico. Aqui, *entre* as duas células de Hadley, dos hemisférios norte e sul, há uma circulação organizada zonalmente (leste-oeste), chamada circulação de Walker. A ZCIT ao norte ocorre em torno de 5°-12°N na maior parte do ano, e uma ZCIT ao sul, mais efêmera, em torno de 6°S em um ano "normal" (ver Fig. 13.8). A zona seca é uma região de ar descendente sobre o Equador, marcada por condições de céu claro; aqui, ventos divergentes de leste ocorrem na superfície, com um retorno de oeste no escoamento superior, entre os aglomerados de nuvens convectivas profundas da ZCIT dupla. Os totais de precipitação são baixos, mas aumentam para oeste através do deserto oceânico e são variáveis de ano para ano. Em cada lado da zona seca, os totais de precipitação são altos abaixo dos dois ramos da ZCIT dupla.

A circulação atmosférica é largamente influenciada pela Corrente do Peru, que se move pela costa da América do Sul - onde temperaturas do mar equatorial são 8°C abaixo da média latitudinal no verão - com a ressurgência trazendo água fria para a superfície. Ela, então, se estende para o oeste como uma "faixa" de água relativamente fria, através do Pacífico equatorial, onde novas ressurgências intensificam suas temperaturas relativamente baixas. O ar subjacente na zona seca é resfriado e estabilizado, suprimindo o desenvolvimento de nuvens. A ZCIT dupla representa a localização das maiores temperaturas da superfície do mar e, assim, maior instabilidade, em cada lado da "faixa" fria.

Ocasionalmente, no entanto, há um fenômeno reverso de circulação e tempo sobre a área, conhecido como 'El Niño'. Tais mudanças usualmente começam por volta de Dezembro (por isso El Niño: 'o menino Jesus'), quando água quente se estende de modo incomum para o sul, ao longo da costa do Equador e do Peru, empurrando de volta a água fria e densa, e causando

o aumento das temperaturas do mar de 16° para 27°C, resultando em fortes precipitações ao longo da costa normalmente árida. O aquecimento se estende gradualmente para oeste através do Pacífico equatorial, onde o ar sobrejacente se torna instável, resultando em fortes chuvas ao longo da zona normalmente seca. Estes eventos ocorrem numa periodicidade média aproximada de um a cada de três ou quatro anos, mas eles podem persistir por um ano ou mais.

A circulação atmosférica muda dramaticamente durante um episódio de El Niño: sobre o Pacífico os alísios são mais fracos do que o normal, a ZCIT norte muda para muito perto do Equador (trazendo condições úmidas para a zona seca), e a ZCIT sul desaparece (ver Fig. 13.8). Em vez da ZCIT dupla normal, que se estende na forma de um diapasão em cada lado da circulação de Walker, uma única ZCIT nas proximidades do Equador (a 'clássica' circulação de Hadley) ocorre durante um episódio de El Niño. Sobre o Pacífico oeste, as condições são muito mais secas do que o usual, resultantes do deslocamento para nordeste e enfraquecimento da zona de convergência do Pacífico Sul (uma característica de nuvens persistentes nesta região). Sobre o Equador (país) e o Peru a ZCIT tende a se mover para sul da linha do Equador, trazendo condições úmidas e ventos de norte ao invés da usual condição muito seca e ventos de sul.

O El Niño de 1982/3 foi um dos mais pronunciados e anômalos já registrados. O aquecimento da temperatura do mar começou em abril de 1982 no Pacífico central e oeste. Os efeitos estenderam-se para leste e chegaram à costa do Peru em novembro, aumentando o nível do mar em 15-20 cm e a temperatura do mar para 32°C (5°C maior do que um evento El Niño normal). As chuvas torrenciais e inundações resultantes destruíram áreas agricultáveis e causaram danos generalizados, e um estado de emergência foi declarado em grande parte do noroeste do Peru. No Equador, inundações foram generalizadas; Guayaquil recebeu 15 vezes sua precipitação normal para maio (três vezes superior ao seu recorde anterior) e 4.195 mm de chuva caíram entre novembro de 1982 e junho de 1983, comparados com a média *anual* de 843mm (ver Fig. 13.9).

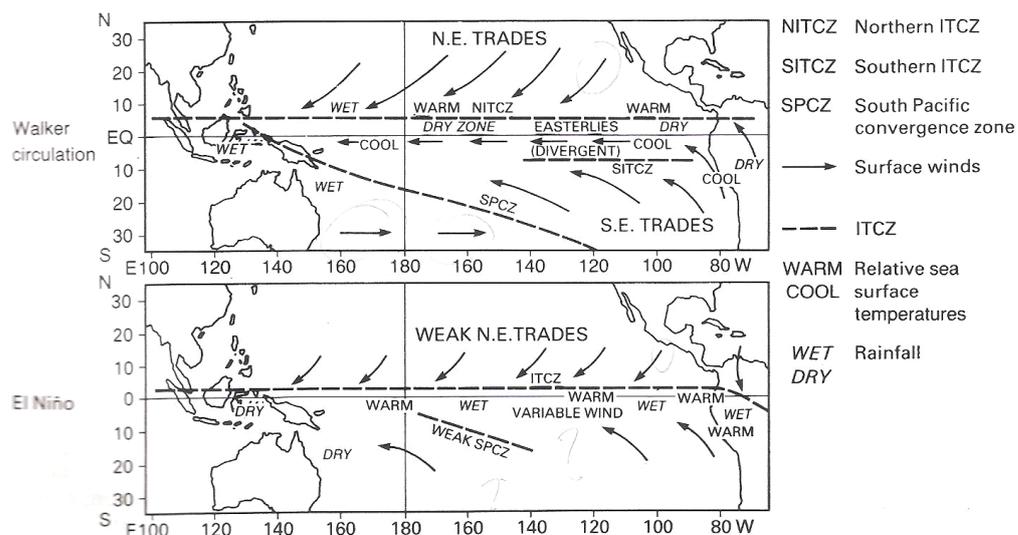
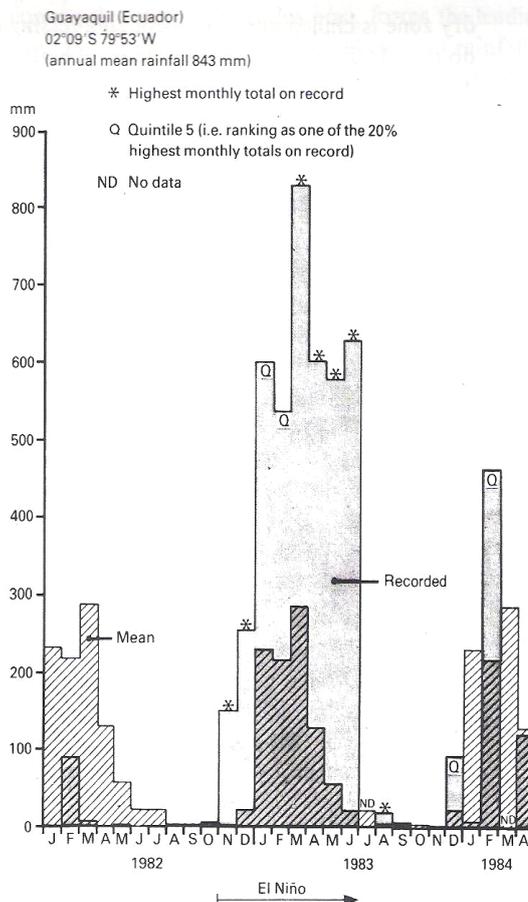


Fig. 13.8 El Niño. Uma representação esquemática da circulação atmosférica de superfície

sobre o Pacífico tropical, em uma situação normal, com a circulação de Walker ao longo do Equador (superior) e durante um episódio de El Niño (inferior).



**Fig. 13.9** Precipitação total mensal para Guayaquil durante o episódio de El Niño de 1982/3; totais mensais são mostrados por colunas em tons de cinza, os valores da média histórica, por colunas hachuradas.

Um El Niño normal tende a ser precedido por um período de fortes ventos alísios sobre o Pacífico norte. Isto causa um acúmulo de água à frente deles, no Pacífico oeste, onde o nível do mar aumenta. Quando os alísios eventualmente se enfraquecem, a água quente acumulada tende a se 'espalhar' pelo Pacífico, intensificando as correntes quentes que fluem para leste (particularmente em 10°N, abaixo da ZCIT norte), levando assim ao desenvolvimento de uma área de água quente na costa do Peru. Esta água quente se sobrepõe à fria e densa da Corrente do Peru, de modo que um aquecimento anômalo ocorre primeiramente ao longo da costa e, gradualmente, o efeito do aquecimento se expande através do Pacífico equatorial. Uma causa secundária pode ser o enfraquecimento do Anticiclone do Pacífico Sul, que enfraquece os ventos de sul ao longo da costa da América do Sul e, assim, a corrente do Peru, que é dirigida pelo vento.

A Indonésia e o leste da Austrália também sofreram secas anômalas durante o episódio de 1982/3, resultado da mudança na circulação ao longo do Pacífico, mas as repercussões

climáticas de um El Niño podem ser sentidas além das costas do Pacífico (por exemplo, a seca no sul da Índia e sul da África) devido à mudanças na circulação tropical como um todo; tais 'teleconexões', como são chamadas, ainda estão sendo investigadas.