

10 – DEPRESSÕES FRONTAIS

A maior parte das condições de tempo características das latitudes médias é determinada pela incidência variável de sistemas atmosféricos inseridos na circulação de oeste predominante nestas latitudes, tais como as depressões frontais e os anticiclones, mais estáticos.

Em 1863, o almirante Fitzroy, o primeiro diretor do Escritório de Meteorologia, sugeriu que as depressões, ou ciclones, se formavam nos limites entre grandes “correntes de ar” com características muito diferentes: correntes de ar quentes e úmidas dos subtropicose correntes de ar mais frio e seco das regiões polares. Meteorologistas e climatólogo hoje em dia se referem a essas correntes de ar como *massas de ar*.

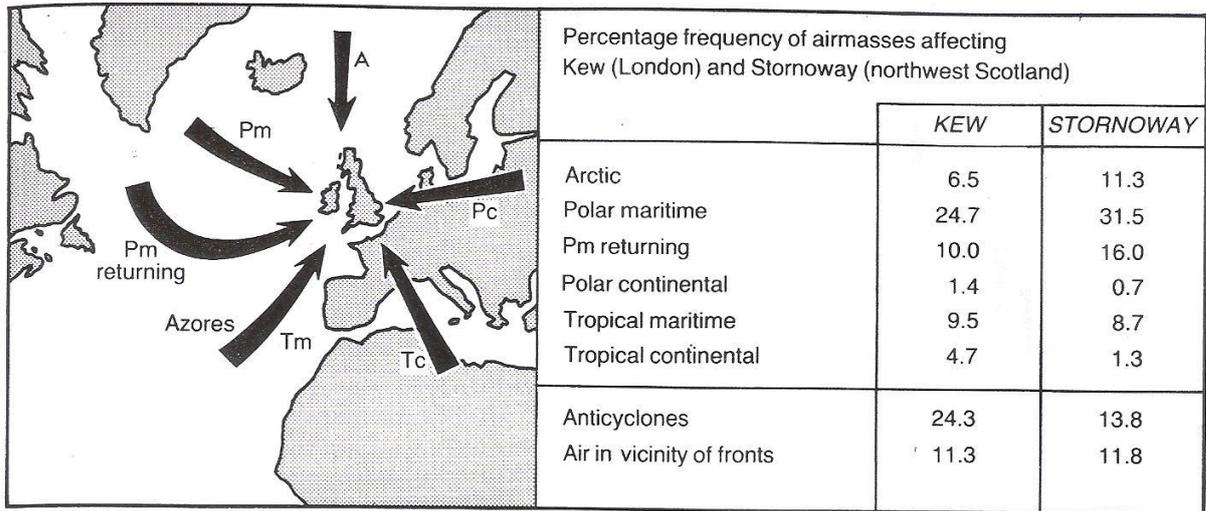
Massas de ar

Quando o ar se mantém relativamente estacionário sobre um ambiente de características geográficas uniformes (tais como grandes áreas oceânicas) ele tende a entrar em equilíbrio térmico com o ambiente, e devido ao contato prolongado, adquire as características de temperatura e umidade da superfície diretamente abaixo. Ele provavelmente deve adquirir valores aproximadamente homogêneos de temperatura e umidade sobre centenas de milhares de quilômetros quadrados, com fracos gradientes horizontais destas variáveis em qualquer nível de altitude em particular. Áreas dominadas por anticiclones são particularmente suscetíveis ao desenvolvimento destes corpos de ar homogêneos, conhecidos como massas de ar.

Por exemplo, nas áreas desoladas e cobertas de neve da Sibéria e Norte do Canadá, durante o longo inverno, o chão se torna extremamente frio. Por meio do contato com o chão frio e mistura gradativa, o ar anticiclônico estagnado sobre esta “região de origem” se torna muito frio e seco, formando uma massa de ar Polar Continental. Por outro lado, o ar sobre os oceanos tropicais (na região do Anticiclone dos Açores, por exemplo) irá gradativamente adquirir a temperatura característica do oceano tropical em baixos níveis; após algum tempo na mesma região de origem, o ar quente e a umidade terão se infiltrado até a camada de formação de nuvens, como resultado da convecção e da mistura turbulenta, formando uma massa de ar Tropical Marítima.

O conceito de massas de ar foi desenvolvido originalmente por Bergeron, Bjerkenes e seus colegas, nos anos 1920, na Noruega, como parte do desenvolvimento da Teoria da Frente Polar. Hoje em dia, as massas de ar são normalmente chamadas de Árticas (A), Polares (P) e Tropicais (T), de acordo com a latitude de sua região de origem e são ou Marítimas (M) ou Continentais (C), de acordo com o ambiente sobre o qual se formam. Combinando-se estes rótulos, existem seis categorias de massas de ar possíveis (AM, AC, PM, PC, TM, TC), embora normalmente apenas cinco sejam usadas, pois a categoria Ártica é raramente subdividida. Em latitudes mais baixas, existem também as massas de ar Equatoriais, oriundas da região em torno da linha do Equador, caracterizadas por temperatura e umidade muito altas e intensa atividade convectiva.

A Figura 10.1 demonstra as principais regiões de origem e trajetórias das massas de ar que afetam as Ilhas Britânicas, e a tabela 10.1 lista as características principais de cada categoria de massa de ar e suas características de tempo sobre as Ilhas Britânicas.



Porcentagem da frequência das massas de ar que afetam Kew (Londres) e Stornoway (noroeste da Escócia)

	KEW	STORNOWAY
Ártica	6,5	11,3
Marítima Polar	24,7	31,5
Polar Marítima de Retorno	10	16
Polar Continental	1,4	0,7
Tropical Marítima	9,5	8,7
Tropical Continental	4,7	1,3
Anticiclones	24,3	13,8
Ar na vizinhança das frentes	11,3	11,8

Fig. 10.1 Regiões de origem e trajetória das massas de ar que afetam as Ilhas Britânicas, juntamente com sua frequência anual de ocorrência (note que alguns dias não são possíveis de serem classificados; por isso os números não somam 100%).

A massa de ar *Ártica* se origina no centro do *Ártico* e produz tempo muito frio no inverno e condições frias na primavera e início do verão (ela é muito rara no verão). Ela tende a se instabilizar em suas camadas baixas quando atinge a Grã-Bretanha, devido ao aquecimento na superfície conforme ela se distancia da sua região fria de origem. Isto produz pancadas (frequentemente neve, granizo ou *sleet*— chuva com neve – no inverno e na primavera) especialmente nas costas a barlavento; regiões a sotavento podem ter céus claros.

O ar *Marítimo Polar* se origina sobre a região norte do Oceano Atlântico Norte, e é a massa de ar mais comum a atingir as Ilhas Britânicas. Ela produz tempo frio ou predominantemente frio em todas as estações, especialmente nas costas a barlavento. Ela é instável (devido ao aquecimento superficial conforme o ar se move para latitudes mais baixas), e frequentemente produz pancadas de chuva por meio de suas nuvens *cumulus* ou *cumulonimbus*, com aberturas de sol entre elas – as nuvens tendem a se dissipar sobre o interior do país à noite no inverno. Se uma depressão se torna lenta a oeste das Ilhas Britânicas, o ar PM pode fluir para o sul de sua região de origem, para muito longe da latitude de 50° N (onde estão localizadas as Ilhas Britânicas), de forma que quando ele se aproxima das Ilhas Britânicas vindo de sudoeste, ele já está bem modificado; normalmente refere-se a esse ar como a massa de ar *Polar Marítima de Retorno*. Devido à modificação por esta passagem, a instabilidade diminui significativamente quando ele alcança a Grã-Bretanha e as temperaturas resultantes tendem a ser próximas da média sazonal.

O ar *Polar Continental* se origina no norte da Eurásia, e produz condições frias ou muito frias no inverno e condições quentes no verão (de acordo com a temperatura no continente). O ar é normalmente instável e nublado no inverno, produzindo pancadas de neve nos ventos de leste que sopram sobre a costa leste; mais a oeste, as condições tendem a ser mais secas com céus claros. Nos meses de verão, o ar é menos instável quando atinge as Ilhas Britânicas, devido à influência do ar frio do Mar do Norte; a cobertura de nuvens depende da trajetória do ar – se ele passa por uma área extensa do Mar do Norte ou não. Distritos no interior tendem a experimentar condições quentes e céus claros, enquanto as temperaturas são mais frias na costa leste com um céu encoberto por nuvens *stratus* baixas ou névoa marítima (em situações de vento fraco).

O ar *Tropical Marítimo* se origina nos arredores do Anticiclone dos Açores a sudoeste das Ilhas Britânicas, e traz condições amenas no inverno e tempo quente no verão, especialmente no leste. O ar é estável (devido ao resfriamento conforme se move em direção ao norte), com céus cinzentos, garoa e névoas costeiras ou em encostas nas áreas a barlavento; as condições mais a leste são normalmente mais claras e ensolaradas.

O ar *Tropical Continental* se origina no norte da África e do Mediterrâneo. É a massa de ar que menos afeta a Grã-Bretanha (veja a Fig. 10.1), mas quando ela atua, traz condições muito amenas no inverno e quentes no verão. O tempo é tipicamente nublado no inverno, com uma cobertura de nuvens *stratus*, enquanto que no verão, tempestades podem se formar ocasionalmente, se as temperaturas na superfície se elevarem suficientemente sob a influência do escoamento de sul.

Devido à localização das Ilhas Britânicas, no limite ocidental da Europa, as massas de ar com trajetória de oeste tendem a ser marítimas, enquanto que as massas de ar com componente de leste são continentais. Como os ventos de oeste tendem a ser os mais comuns nestas latitudes, as massas de ar marítimas são as mais comuns nas Ilhas Britânicas, como pode ser visto na Fig. 10.1. Nesta figura, pode-se ver que as massas de ar PM e PM de retorno ocorrem em 50% dos dias em Stornoway, noroeste da Escócia.

Conforme as massas de ar se distanciam de sua região de origem, elas se modificam ao interagirem com a superfície sobre a qual estão se deslocando, e isso afeta sua temperatura, umidade e estabilidade. Quando as massas de ar Ártica e Polar Continental se movem em direção ao sul, elas se aquecem em baixos níveis e se tornam mais instáveis. Se o ar Polar Continental se move para o Oceano Atlântico, a taxa de aquecimento pode ser tão alta que a instabilidade e a umidade são transferidas rapidamente a altos níveis pelo ar, e ela logo se

transforma em Polar Marítima. A evaporação da superfície de água mais quente aumenta a sua quantidade de umidade.

Ar Tropical Marítimo ou Tropical Continental se movendo em direção Norte para regiões de superfície com temperaturas superficiais mais frias normalmente é resfriado e se torna mais estável, levando ao desenvolvimento de nuvens *stratus* e névoa.

A estrutura de uma massa de ar também é modificada pelos processos de convergência e divergência associados aos padrões de escoamento de ar de grande escala. A divergência está associada ao movimento anticiclônico e tende a estabilizar o ar e reduzir a nebulosidade, já o escoamento ciclônico convergente tende a aumentar a instabilidade e a quantidade e profundidade das nuvens.

Existem algumas dificuldades em se aplicar padrões de massas de ar em situações reais: 1) não há consenso universal sobre um sistema internacionalmente aceito de classificação das massas de ar e nem das especificações de cada massa de ar em particular, principalmente porque as características dos tipos de massas de ar diferem significativamente de um continente para outro; 2) o conceito de massa de ar foi originalmente desenvolvido se utilizando somente dados de superfície – muita ênfase é dada à temperatura e umidade em superfície, frequentemente negligenciado aspectos dinâmicos mais importantes; 3) as condições raramente são uniformes nas regiões de origem; 4) muitas massas de ar tem caráter transitório, devido a modificações que ocorrem à medida que elas se afastam das regiões de origem; e 5) a precipitação está mais relacionada à dinâmica da atmosfera (instabilidade, estabilidade, presença de inversões, convergência e divergência) do que ao tipo de massa de ar.

Tabela 10.1 Propriedades das principais massas de ar que afetam as Ilhas Britânicas.

Massa de ar	Região de origem	Temperatura	Temperatura típica em Londres (°C) Jan. Jul.	Umidade	Razão de mistura típica em Londres (g/kg) Jan. Jul.	Estabilidade da região de origem	Estabilidade das Ilhas Britânicas	Situação Sinótica que produz a massa de ar	Tipos de tempo associados
Ártica (A)	Dentro do Círculo Polar Ártico	Muito fria ou frio severo no inverno; fria no verão	1 14	Seca	3,1 6,3	Muito Estável	Instável	Baixa sobre a Escandinávia com uma alta de bloqueio no Atlântico	De Norte ou Noroeste
Polar Marítima (PM)	Oceano Atlântico próximo à Islândia e Groenlândia, a norte de 50° N	Fria no inverno, amena ou predominante mente fria no verão	6 18	Principalmente úmida	5,88,4	Instável	Instável	Depressão pronunciada a noroeste da Escócia, trazendo ar da região da Islândia	De Noroeste, de Norte ou Ciclônico
Polar Continental (PC)	Norte da Eurásia	Fria ou muito fria no inverno, quente ou muito quente no verão	-2 -	Seca	2,6 -	Estável	Instável, especialmente em níveis baixos	Anticiclone sobre a Escandinávia	De Leste
Tropical Marítima (TM)	Anticiclone dos Açores	Amena no inverno, morna no verão	11 19	Úmida em superfície, seca em altitude	6,8 10,8	Instável próxima da superfície, estável em altitude	Estável	Crista de alta pressão do anticiclone dos Açores em direção às Ilhas Britânicas	De Oeste, de Sul ou Anticiclônico
Tropical Continental (TC)	Norte da África e Mediterrâneo	Amena no inverno, quente no verão	13 22	Seca	4,5 12,1	Instável	Estável	Anticiclone sobre Europa Central	De Sul

Fontes: Barry, R. G. e Chorley, R. J. (1982) *Atmosphere, Weather and Climate* (Methuen) PP. 151, 155 que usam dados de Belasco, J. E. (1952) 'Characteristics of air masses over the British Isles' in *Met. Office Geophysical Memoirs* 11(87); Lamb, H. H. (1964) *The English Climate* (English University Press) pp. 48-50

Uma massa de ar em sua região de origem é um exemplo de atmosfera *barotrópica* (uma região onde a atmosfera é homogênea, com as isóbaras e isotermas paralelas em qualquer seção vertical); em contrapartida, em seus limites, onde diferentes massas de ar convergem, ocorrem fortes gradientes horizontais de temperatura e umidade e a atmosfera é *baroclínica* (uma condição onde as isotermas e as isóbaras interceptam umas às outras em qualquer seção vertical). Nestas regiões, quase sempre se encontram as *frentes*.

A Teoria da Frente Polar

‘Teoria da Frente Polar’ é o nome dado a uma série de artigos sobre os processos que se dão em uma depressão de latitudes médias, produzidos por um grupo memorável de meteorologistas noruegueses (V. e J. Bjerkenes, Bergeron e Solberg) que trabalhavam em Bergen logo após a Primeira Guerra Mundial. Juntos, os artigos constituem a primeira teoria significativa sobre tais depressões. A noção fundamental da Teoria da Frente Polar é a de que muitas variações nas condições do tempo na escala diária nas latitudes médias estão conectadas com o movimento e a evolução de zonas limítrofes entre as massas de ar, que eles denominaram *frentes* (de maneira análoga aos limites entre forças opostas na Guerra).

Em seu primeiro artigo de 1919 intitulado ‘*On the structure of moving cyclones*’ (‘Sobre a estrutura de ciclones migratórios’) – um dos artigos meteorológicos mais influentes escritos até hoje – V. Bjerkenes introduziu a ideia de um ciclone assimétrico com descontinuidades no padrão de isóbaras. Ele escreveu: “*Todo ciclone migratório tem duas linhas de convergência, que são maiores e mais notáveis do que as outras, e definidas por propriedades térmicas características*’. Ele chamou estas duas linhas de *linha de condução (steering line)* e *linha de instabilidade* (que seriam posteriormente denominadas de *frente quente* e *frente fria*, respectivamente) e sugeriu que as massas de ar quente e frio convergiam ao longo destas linhas ou superfícies. Ele chamou a região quente entre as duas linhas de *setor quente*. Em relação à distribuição de nuvens e chuva, ele notou que na frente da linha de condução, as zonas de chuva e nebulosidade ocorriam devido à ascensão de ar quente lentamente ao longo da superfície inclinada de condução, com as nuvens se transformando continuamente de *cirrustratus* para *nimbus* (parafrazeando suas próprias palavras). Ele definiu que a zona de chuva ao longo da linha de instabilidade é causada pela ascensão de ar quente à frente do ar frio, com a ascensão rápida de ar conferindo grande intensidade à precipitação.

Em 1922, Bjerkenes e Solberg escreveram um outro artigo intitulado “Ciclos de vida dos ciclones e a teoria da frente polar da circulação atmosférica” que apresentou um registro elaborado da Teoria da Frente Polar como a conhecemos. Aqui as duas linhas de convergência foram denominadas de ‘frente quente’ e ‘frente fria’ pela primeira vez (a frente quente pode ser considerada como a vanguarda ou frente da massa de ar quente, enquanto que a frente fria é, de maneira similar, a frente da massa de ar frio). A frente quente e a frente fria estão conectadas em forma de onda, que aumenta de amplitude com o tempo. A natureza da oclusão foi explicada e famílias de ciclones foram identificadas.

O estágio inicial de um ciclone (ou depressão frontal) é uma leve deformação na frente polar, produzindo uma onda. Se a onda é dinamicamente instável, ela cresce em amplitude, com o ar quente produzindo uma bolha em direção ao polo em meio ao ar frio que se desloca para a parte de trás da onda, como demonstrado na figura 10.2a. Neste ponto, o vento tem uma componente que sopra do ar frio para o ar quente atrás da onda e do ar quente para o frio

à frente da onda (esta transferência de ar quente para os polos é um mecanismo importante de transferência de energia na circulação geral da atmosfera). O sistema tende a se mover como um todo numa direção paralela às isóbaras dentro do setor quente (uma regra de ouro muito útil para previsão).

Conforme o sistema continua se desenvolvendo, mais ar frio é substituído por ar quente, cuja baixa densidade contribui para uma diminuição da pressão e o desenvolvimento de um escoamento ciclônico em torno da região de baixa pressão no limite do setor quente (com divergência em altitude). Dentro de 24 horas da perturbação inicial da frente, uma depressão de setor quente bem definida terá se desenvolvido com frente quente, frente fria, e uma distribuição de nuvens e processos atmosféricos correspondentes ao modelo clássico na Fig.10.2b, ampliado na Fig.10.3. O ar frio forma uma cunha em seção transversal, que atravessa o setor de ar quente devido à maior densidade do ar frio, com o ar quente acima da superfície frontal na frente quente. Cinturões de nuvens e precipitação resultam da convergência e ascensão de ar em ambas as frentes, como ilustrado na Fig.10.3.

Dentro do sistema, o ar atrás da frente fria se move mais rápido do que o ar à frente da frente quente. Com o tempo, a frente fria acaba alcançando a frente quente e o ar quente é gradualmente elevado acima da superfície, quando o sistema começa a ocluir. A frente formada pela junção da frente fria com a frente quente é chamada de *frente oclusa*, como visto na Fig.10.2c; ela é cercada pelos dois lados de ar frio de propriedades térmicas ligeiramente diferentes. O processo de levantamento do ar quente é chamado de *oclusão*.

As temperaturas diferentes do ar frio atrás da frente fria e após a frente quente se devem geralmente às suas trajetórias diferentes. Existem dois tipos de frentes oclusas: a oclusão fria (Fig.10.4a), quando o ar atrás da frente oclusa é mais frio do que o ar à frente, e a oclusão quente, quando a situação inversa é observada (Fig.10.4b). A primeira é mais comum no Atlântico Norte no verão (numa situação onde o ar atrás da frente fria teve uma trajetória oceânica fria, enquanto que o ar à frente da frente quente teve uma trajetória predominantemente continental e mais quente). A oclusão quente tende a ocorrer sobre áreas continentais no inverno, onde o frio ar Polar Continental se encontra à frente do sistema.

O estágio final de desenvolvimento é ilustrado na Fig.10.2d, onde a frente fria avança sobre o ar quente em regiões cada vez mais longe do centro da depressão, a oclusão cresce em extensão e o setor de ar quente se torna quase que totalmente eliminado em superfície. A depressão se transforma em um grande e fraco vórtice, e gradualmente perde força e se dissipa.

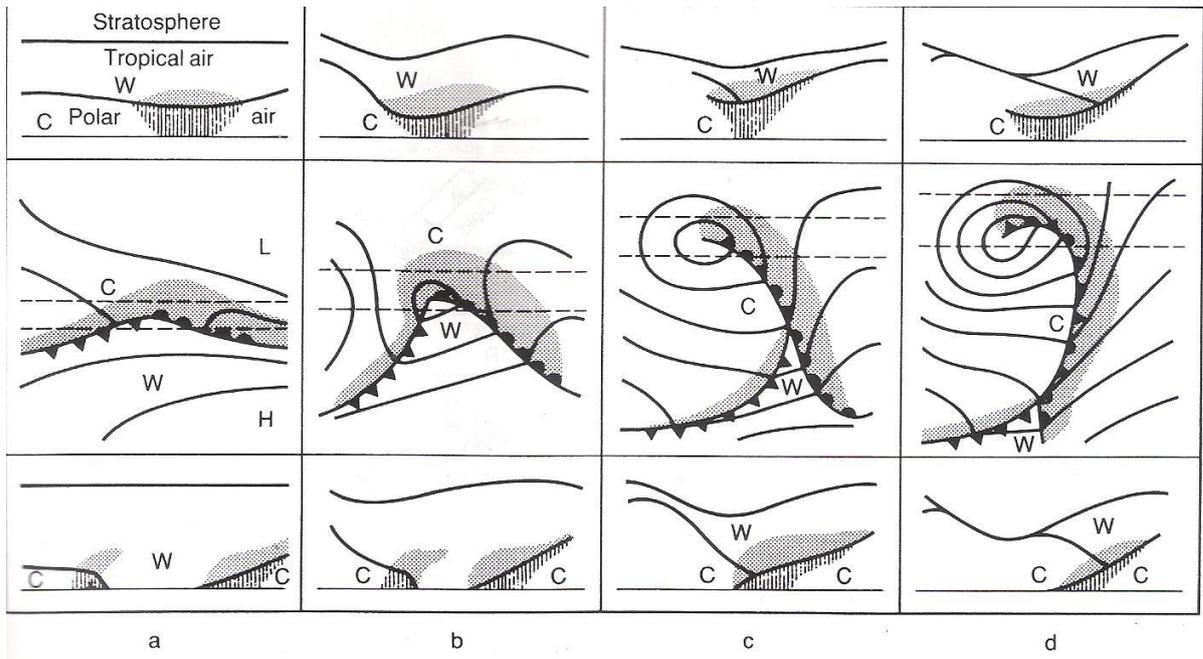


Fig.10.2 Estágios na evolução de uma depressão frontal de acordo com a teoria da Frente Polar. Os diagramas no meio representam cartas de tempo em superfície em tempos diferentes; as áreas com nebulosidade são realçadas em cinza e as áreas de precipitação são realçadas com linhas tracejadas. Os diagramas superiores e inferiores representam seções transversais desenhadas na posição das linhas tracejadas nos diagramas no meio. a) onda crescente; b) onda madura; c) onda parcialmente oclusa; d) onda oclusa. (Q: quente; F: frio).

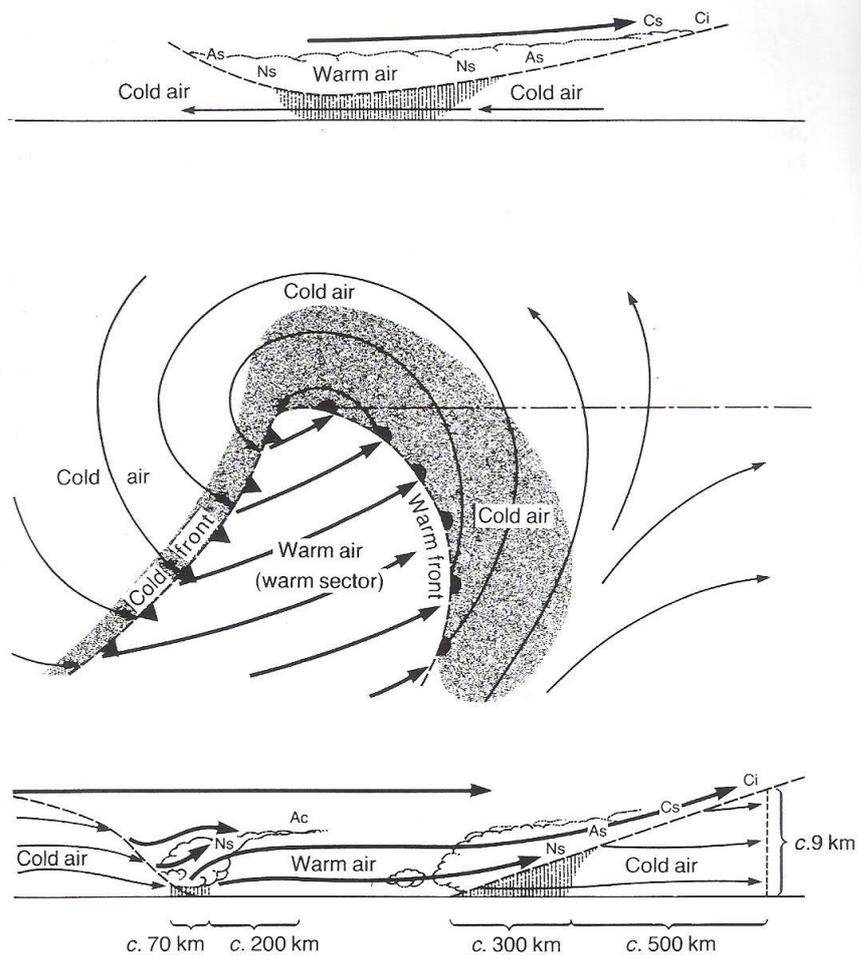


Fig.10.3 Um modelo idealizado de uma depressão de setor quente. Diagrama superior: seção vertical a norte da depressão. Diagrama central: representação da onda frontal e linhas de corrente num diagrama de superfície. Diagrama inferior: seção vertical do setor quente. O sombreamento indica áreas de precipitação.

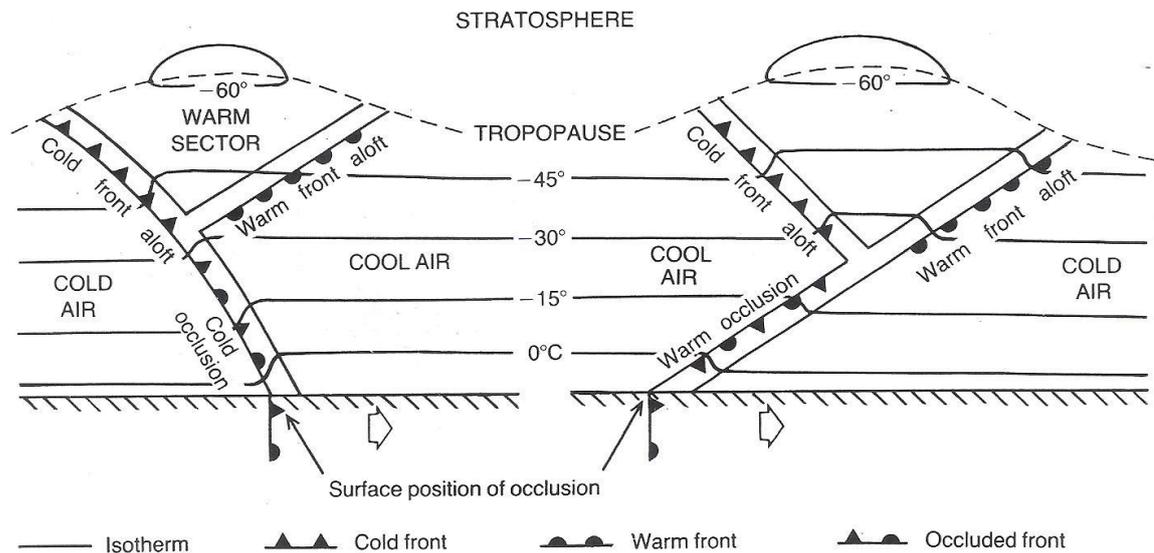


Fig.10.4 Seções verticais esquemáticas numa oclusão fria (esquerda) e numa oclusão quente (direita).

No modelo norueguês clássico, os tipos de nuvens nas frentes quentes e frias são muito diferentes. O efeito da frente fria, mais íngreme, é produzir nuvens convectivas tipo *cumulus* que tendem a produzir precipitação intensa, em forma de pancadas, com duração relativamente curta. A lenta ascensão do ar na frente quente produz nuvens em camadas, mais estratiformes e chuva significativamente menos intensa e mais persistente. A sequência de tipos de tempo normalmente experimentados durante a passagem de uma frente quente e uma frente fria é listada na tabela 10.2.

Frequentemente, uma sucessão de ondas se forma ao longo da frente polar, produzindo uma sucessão de ciclones ou baixas em vários estágios de desenvolvimento. Estas depressões secundárias se formam ao longo da frente fria da depressão principal ou 'mãe'. Essas 'famílias' frequentemente se desenvolvem sobre os Oceanos Atlântico Norte e Pacífico Norte, com os sistemas geralmente separados por distâncias aproximadas de 1500 km ou mais, mas eles raramente se desenvolvem no Hemisfério Sul. Quando uma nova depressão de onda secundária se forma à frente de uma frente fria, ela tende a causar intensificação local de precipitação e a retardar o movimento do sistema principal.

A Teoria da Frente Polar é fundamentalmente correta, e ela forneceu uma síntese muito clara e elegante das observações disponíveis na época, mas ela era essencialmente um modelo de três dimensões desenvolvido a partir de observações ao nível do solo. Por isso, existem diversas falhas nesta teoria: 1) as circulações superiores são muito vagas devido à falta de observações em altitude na época – padrões de escoamento superior eram pouco conhecidos nos anos 1920 e o papel das correntes de jato era completamente negligenciado; 2) embora as sequências dos tipos de tempo estejam corretas, a formação e o tipo de nuvens associadas são um tanto vagas; 3) faltam explicações de porque a superfície frontal se distorce como observado, do processo de oclusão (particularmente sobre o que ocorre com o ar do setor quente que é elevado neste processo), e das intensas quedas de pressão que ocorrem em depressões profundas (o argumento de que o ar quente é substituído por ar frio não produziria

uma queda de pressão suficientemente forte); e 4) não foi sugerido um esquema para se identificar frentes nos mapas de tempo de acordo com critérios rígidos, o que talvez tenha feito com que o seu uso fosse muito trabalhoso para os meteorologistas – existem muitas diferenças no número e posição das frentes nas mesmas situações atmosféricas em cartas sinóticas que são produzidas por diferentes serviços meteorológicos na Europa ainda hoje!

No entanto, o modelo norueguês de massas de ar e desenvolvimento de depressões frontais teve uma duração excepcional, levando em conta as informações limitadas nas quais ele foi baseado. Ele tem sido melhorado significativamente com evidências observacionais recentes, e estas modificações da teoria geral serão consideradas a seguir.

Tabela 10.2: A sequência normal de tempo associada à passagem de frentes quentes e frias:

Elemento	Avançando	Passagem	Na retaguarda
Frente Quente			
Pressão	Queda contínua	Queda cessa	Pouca mudança ou queda lenta
Vento	Aumenta e às vezes inverte de direção	Muda de direção e às vezes diminui	Direção estável
Temperatura	Estável / ligeiro aumento	Aumento	Direção estável
Temperatura do ponto de orvalho	Aumenta na área de precipitação	Aumenta	Estável
Umidade Relativa	Aumenta na área de precipitação	Pode aumentar mais	Pouca mudança
Nuvens	Ci, Cs, As, Ns em sucessão; camada de nuvens baixas movendo-se rapidamente abaixo de As e Ns	Ns baixos e camada de nuvens baixas movendo-se rapidamente abaixo delas	St ou Sc
Tempo	Chuva ou neve contínua	Precipitação praticamente cessa	Nublado, garoa ou chuva leve
Visibilidade	Boa, exceto na área de chuva	Ruim, frequentemente enevoadado	Normalmente ruim, névoa pode persistir
Frente Fria			
Pressão	Queda	Aumento repentino	Aumento continua mais lentamente
Vento	Aumentando e invertendo, com ventania	Mudança repentina, às vezes com ventania	Inverte um pouco depois da intensificação, depois estável ou com mudança na

			direção
Temperatura	Estável, mas diminui na área de chuva	Queda repentina	Pouca mudança, variável em áreas de pancadas
Temperatura do ponto de orvalho	Pouca mudança	Queda repentina	Pouca mudança
Umidade Relativa	Pode aumentar na área de precipitação	Mantêm-se alta na área de precipitação	Queda rápida conforme a chuva cessa
Nuvens	Ac ou As, depois Cb	Cb com baixa camada de nuvens se movendo rapidamente	Elevam-se rapidamente, seguidas por As ou Ac; depois Cu ou Cb
Tempo	Chuva	Chuva, frequentemente intensa, talvez com trovão e granizo	Chuva intensa por um período curto, às vezes mais persistente, depois tempo bom com pancadas ocasionais

Fonte: Escritório de Meteorologia (1960) *Handbook of Aviation Meteorology* (HMSO)

A estrutura vertical das zonas frontais

De acordo com os modelos da Teoria da Frente Polar, uma frente era vista como uma superfície que separa as massas de ar quente e fria (como uma falha geológica na atmosfera), com a parte inferior das nuvens da frente quente definindo a superfície frontal quente. Desde a Segunda Guerra Mundial, o conhecimento da estrutura vertical das frentes frias aumentou devido ao conhecimento adquirido por lançamentos de radiossondas, radares, e particularmente, de voos de reconhecimento através de sistemas frontais. Durante o período de 1950 a 1955, voos de aviões equipados através de sistemas frontais sobre as Ilhas Britânicas revelaram novos fatos importantes sobre as frentes que podem ser resumidos conforme o seguinte (ver Fig.10.5):

- 1) Todas as frentes (frias e quentes) tem uma natureza dupla, com duas superfícies de descontinuidade aproximadamente paralelas separando as massas de ar e formando uma zona frontal, ao invés da superfície única sugerida por Bjerknes.
- 2) A inclinação da zona frontal é baixa, com gradientes variando de 1 a 30 e de 1 a 140 para frentes frias e de 1 a 110 e de 1 a 200 para frentes quentes – os diagramas originais ilustrando a teoria da frente polar continham muito exagero na vertical.
- 3) No nível da tropopausa, a zona da frente quente está cerca de 500 a 1000 km à frente da frente quente em superfície e em seu lado frio; de modo que a nebulosidade da frente quente precede em várias horas a superfície da frente quente.
- 4) A zona frontal normalmente tem de 1-2 km de profundidade (cerca de 100 mb), com uma largura horizontal de cerca de 80-320 km (com média de 210 km); zonas frontais com menos de 80 km são incomuns.

- 5) A zona frontal pode ser considerada como uma intensificação local do gradiente de temperatura entre as massas de ar, que continua para dentro das massas de ar em ambos os lados da frente, embora em taxa reduzida; uma *região* frontal foi identificada na qual ocorriam gradientes de temperatura de 8-9° C em distâncias de 800-1000 km, com um acentuado aumento no gradiente de temperatura na *zona* frontal, onde ocorreu uma mudança de temperatura de 5° C em 210 km.
- 6) Dentro da zona frontal, normalmente há uma faixa de ar seco se estendendo para baixo entre as duas superfícies de descontinuidade; dentro desta faixa, umidades relativas do ar tão baixas quanto 5% já foram registradas até 800 mb, dentro de zonas frontais quentes, e até 700 mb em zonas frontais frias (veja a Fig.10.6); este ar seco provavelmente se origina na baixa estratosfera e subside pela falha na tropopausa acima da frente.

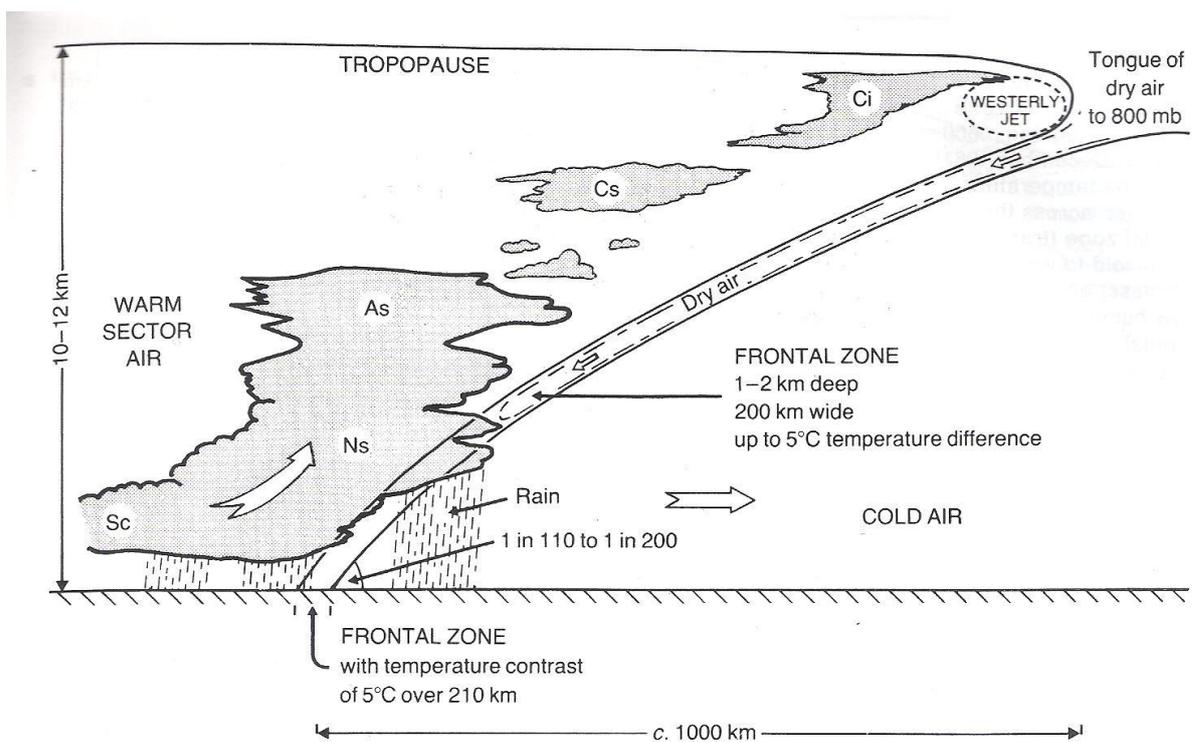


Figura 10.5 Um esquema de seção vertical através de uma frente quente ilustrando as principais características associadas à zona frontal.

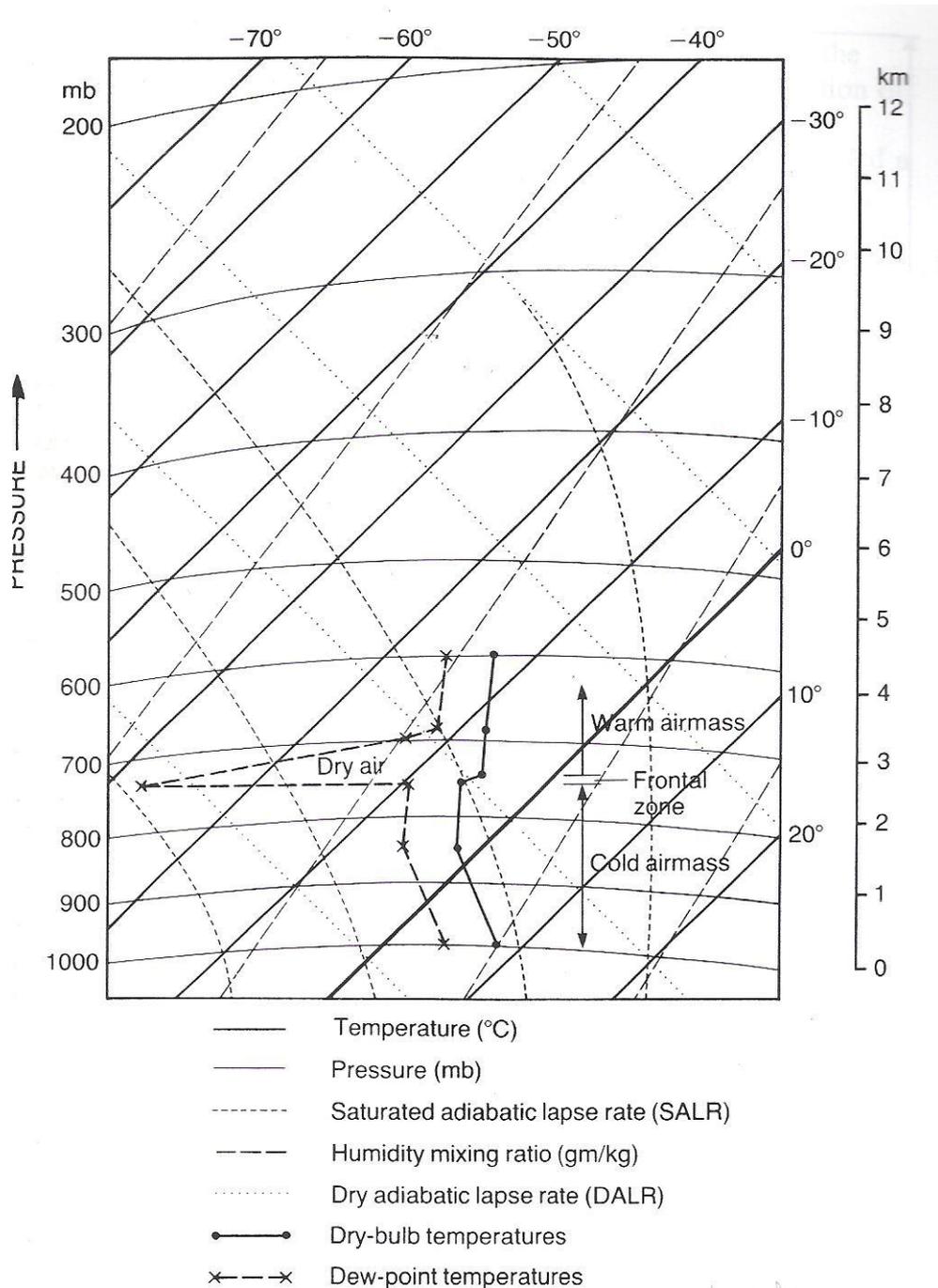


Figura 10.6 Um típico lançamento de radiossonda através de uma frente quente (dados para Aughton, 0000 GMT, 1 de dezembro de 1961). Note o aumento da temperatura através da zona frontal (transição da massa de ar frio para a quente) e a umidade muito baixa na zona frontal (há uma queda de 21° C na temperatura do ponto de orvalho).

Frentes Anabáticas e Catabáticas

As frentes podem ser classificadas de acordo com os movimentos verticais associados a elas. Se o ar no setor quente está *ascendendo* relativamente à frente fria e à frente quente (a

situação ilustrada nas explicações clássicas), as frentes normalmente são ativas, produzindo precipitação intensa e são conhecidas por *frentes anabáticas*. Estas frentes são ilustradas esquematicamente na Fig.10.7a. A frente quente anabática, com ar ascendente no setor quente, tipicamente tem nuvens em diversas camadas que aumentam em espessura em direção à posição superficial da frente; ela muitas vezes está associada a áreas de instabilidade e nuvens convectivas.

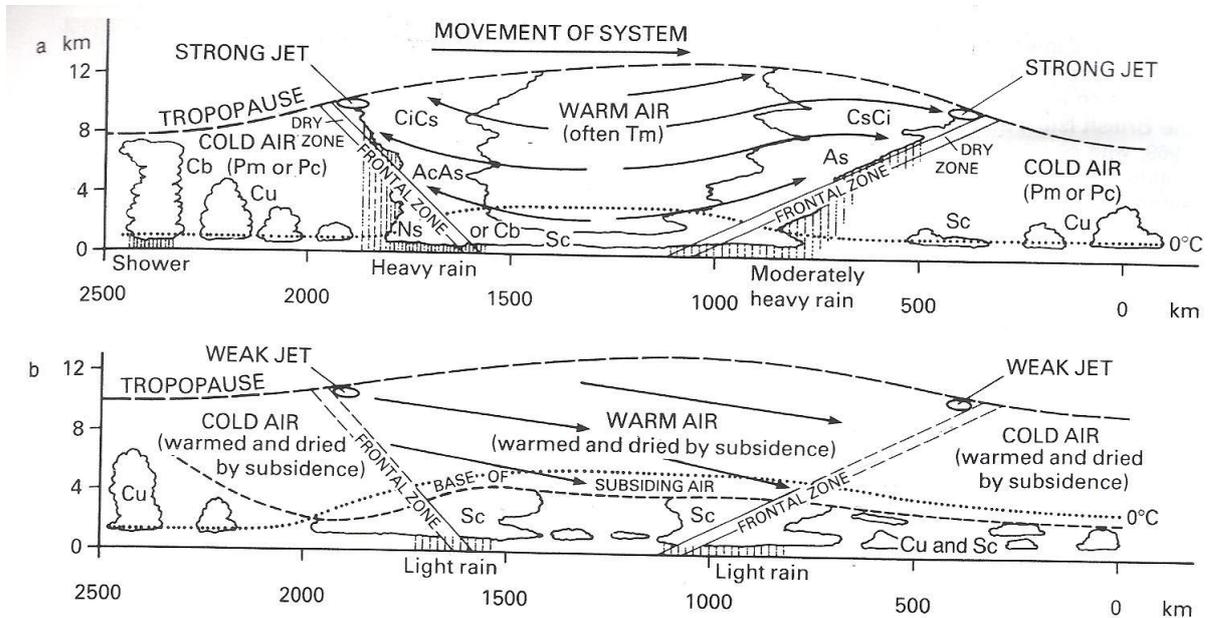


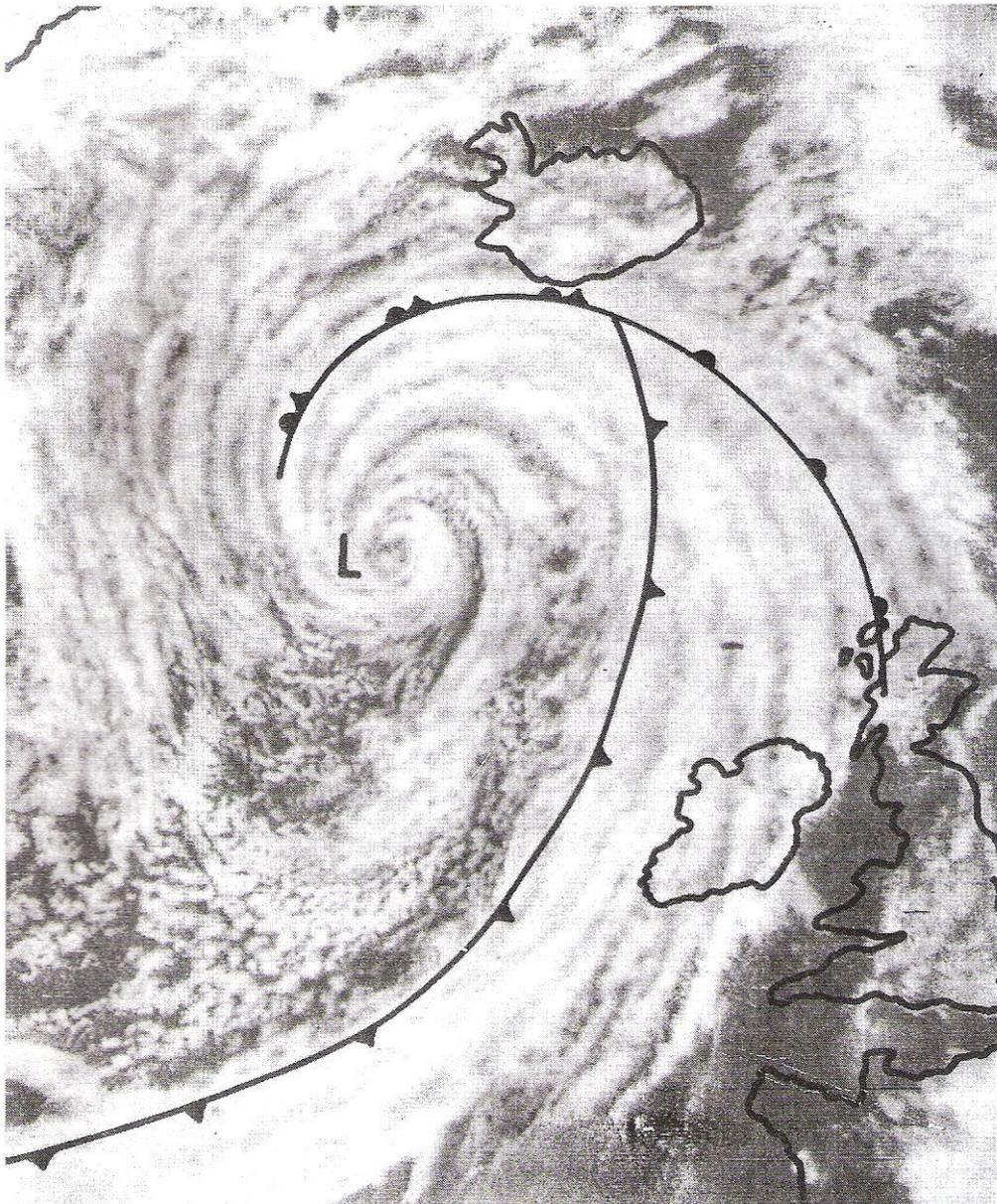
Fig.10.7 Seção vertical através de setores quentes de depressões frontais, demonstrado (a) frentes anabáticas, com ar do setor quente se elevando em relação às superfícies frontais, e (b) frentes catabáticas, com ar do setor quente subsidindo em relação à massa de ar frio. Note que a escala vertical está superestimada nas seções.

Se o ar do setor quente está *subsidindo* em relação às massas de ar frio, as frentes são menos intensas e denominadas *frentes catabáticas*. Isto ocorre quando a componente do vento perpendicular às frentes é maior do que a velocidade do movimento da frente fria, que por sua vez ocorre quando a depressão associada tende a avançar sobre ela, ou quando a retaguarda de um sistema frontal está se movendo ao redor da periferia de um anticiclone. Uma seção vertical através de uma depressão frontal em frentes catabáticas pode ser vista na Fig.10.7b. O ar subsidente dentro do setor quente (especialmente em níveis médios na troposfera) tanto aumenta a estabilidade da atmosfera (pela diminuição da taxa de variação da temperatura ambiente) quanto restringe o desenvolvimento vertical de nuvens de níveis médios e altos. As nuvens das frentes catabáticas quentes são geralmente estratocúmulus cuja profundidade costuma estar restrita abaixo do nível de congelamento pela inversão de subsidência, e a precipitação ocorre frequentemente na forma de garoa. A restrita profundidade das nuvens das frentes catabáticas frias normalmente produzem chuva leve de curta duração.

Dados de satélite sobre padrões e estruturas de nuvens frontais

Desde o início dos anos 1960, imagens de satélites meteorológicos permitiram aos meteorologistas verem os padrões de nuvens e a estrutura das depressões em sua totalidade. Em particular, novos detalhes sobre os padrões espaciais dos sistemas de nuvens melhoraram consideravelmente as generalizações sobre elas contidas na Teoria da Frente Polar. Os padrões de nuvens associados a cada estágio de evolução da depressão frontal foram bem documentados em ambos os hemisférios, e informações novas valiosas foram obtidas em áreas de ciclogênese (formação de ciclones) e sobre trajetórias preferenciais de depressões, especialmente sobre o mar.

Quando a depressão frontal atinge a maturidade e começa a ocluir (estágio (c) na Fig. 10.2), a nebulosidade desenvolve um formato de vírgula característico e diagnóstico, com a parte curva da vírgula sobre o centro da depressão. A foto na página 90, mostrando uma depressão frontal em oclusão se aproximando das Ilhas Britânicas, ilustra bem este processo.



Uma imagem do satélite Nimbus-3 de uma depressão frontal em oclusão se aproximando das Ilhas Britânicas em 25 de julho de 1969, com as linhas costeiras e marcações das frentes em primeiro plano. Note o vórtice bem-definido, o ar frio atrás da frente fria, o limite bem

marcado da nuvem da frente fria e a nebulosidade convectiva instável produzindo pancadas no ar frio. *Gentilmente cedida pelo AmbassadorCollege.*

Em geral, o limite da retaguarda da frente fria é bem-definido como uma banda de nebulosidade que se propaga do centro da vírgula, com uma curvatura côncava marcada e um limite bem definido. Ele normalmente separa as nuvens frontais dentro do setor quente (normalmente quase que totalmente encoberto) da nebulosidade celular mais espalhada associada à convecção e pancadas no ar frio atrás da frente fria. O limite da nebulosidade marca mais o limite superior da nebulosidade frontal do que a posição superficial da frente fria, que normalmente se situa próxima da nuvem frontal, como demonstrado. A instabilidade dentro da massa de ar frio atrás da frente fria se deve ao ar frio se movendo em direção ao sul (no Hemisfério Norte), e assim, se aquecendo em superfície conforme se desloca sobre águas mais quentes.

O padrão característico de nebulosidade associado com a frente quente é muito menos definido, e em geral a posição da superfície frontal quente raramente pode ser localizada somente por imagens de satélite; ela é normalmente obscurecida pela nebulosidade do setor quente. Se uma depressão secundária (em forma de onda) se desenvolve no rastro da frente fria, ela é normalmente muito evidente como uma ondulação pronunciada na nebulosidade da frente fria, com a curvatura côncava mudando para uma curvatura convexa onde ela se forma - está é uma ferramenta muito útil para previsores.

Os padrões típicos de nebulosidade associados aos estágios de evolução de uma depressão frontal no Hemisfério Norte são ilustrados esquematicamente na Fig. 10.8. Uma onda frontal começa a se desenvolver no dia 1 e se torna bem desenvolvida no dia 2, com nebulosidade pronunciada no setor quente. Nos dias 3 e 4, ela começa a ocluir (a nebulosidade devido à instabilidade convectiva e o setor de céu claro espiralando em direção ao centro do vórtice ciclônico estão bem definidos) e no dia 5, a depressão começa a se dissipar, se tornando marcada por uma frente ocluída e uma região com ar girando lentamente atrás dela.

Trabalhos recentes usando imagens de satélite, particularmente o de Stretten e Troup, na década de 1970, demonstraram que há diferenças consideráveis entre a estrutura, a evolução e a climatologia de depressões frontais no Hemisfério Sul comparadas com suas equivalentes no Hemisfério Norte, que não eram conhecidas anteriormente. Eles demonstraram que aparentemente existem três áreas preferenciais para ciclogênese a leste das três maiores massas continentais: a leste do Brasil no Atlântico Sul, a leste da Austrália no Pacífico Sul, e a leste da África do Sul no Índico Sul. Estas regiões possuem alta frequência de depressões frontais, e sugere-se que estejam associadas à posição média das ondas na circulação de oeste de altos níveis (especialmente os cavados), que estão ancoradas em localidades quase permanentes, devido à influência orográfica dos Andes.

Também foi demonstrado que um número muito maior destas depressões no Hemisfério Sul se desenvolve de maneira isolada, ao invés de se desenvolver a partir de ondas em bandas de nuvens frontais (a situação mais comum no Hemisfério Norte). Há pouca evidência de famílias de ciclones (isto é, depressões secundárias) nos oceanos do Hemisfério Sul. Além disso, a maioria das depressões frontais no Hemisfério Sul parece alcançar o estágio de oclusão mais rapidamente do que no Hemisfério Norte.

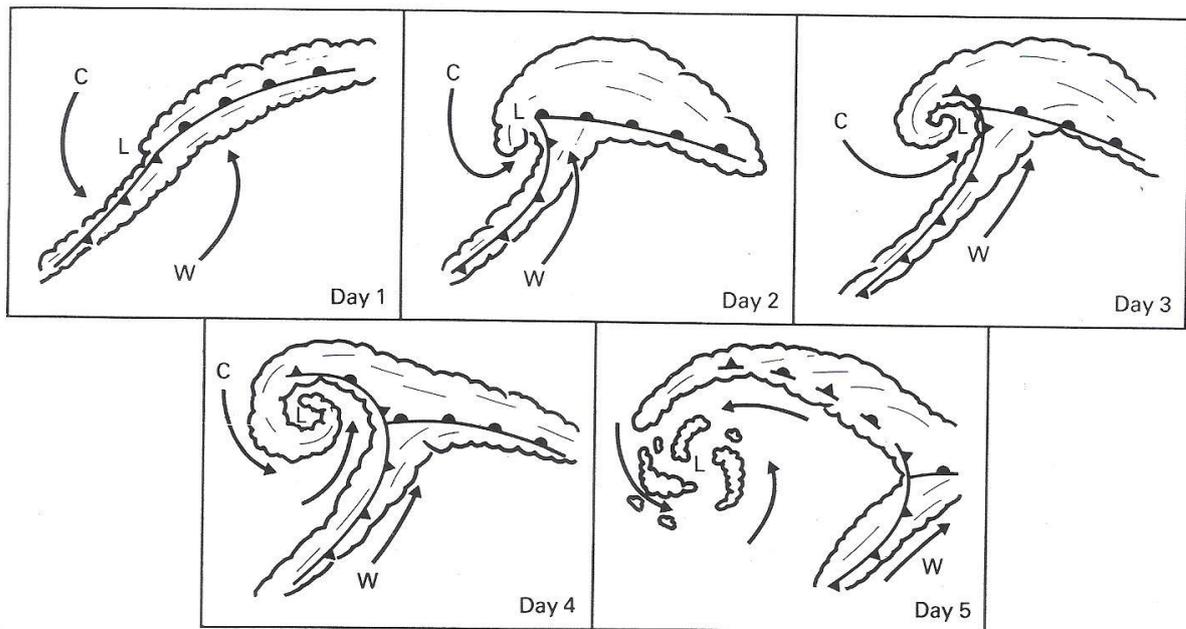


Fig. 10.8 Padrões típicos de nebulosidade associados ao estágio de evolução de uma depressão frontal no Hemisfério Norte (B: baixa, Q: quente, F: frio).

Escoamentos de meso-escala dentro das depressões frontais – a esteira transportadora quente.

Para se compreender a variabilidade espacial da precipitação em sistemas frontais, é necessário entender os escoamentos de meso-escala dentro deles e os mecanismos que os produzem. Até a década de 1960, assumia-se que as frentes tornavam-se mais ativas conforme as depressões se aprofundavam, e que variações locais ao longo de uma frente eram simplesmente o resultado de variações locais de topografia. Em 1963, Wallington investigou a distribuição de chuva ao longo de frentes quentes e sugeriu que as variações locais ocorriam devido a ondas locais (meso-escala) dentro da própria frente. Estas ondas produzem convergência local em algumas áreas, juntamente com movimento vertical intensificado, aumentado por instabilidade local devido ao ar ascendente lento no sistema frontal. Na Inglaterra, estas ondas atravessam o país conforme a depressão se move, fazendo-se presentes nas regiões em que ocorre aumento local de chuva na forma de bandas.

No início da década de 1970, Atkinson e Smithson processaram registros com grande quantidade de dados de pluviômetros, juntamente com dados de superfície e altitude, e identificaram áreas de chuva de mesoescala grandes (200 x 50 km) e pequenas (50 x 50 km) em uma frente quente e dentro do setor quente de uma depressão em oclusão. As pequenas áreas de chuva se formam onde a instabilidade potencial local é liberada dentro do movimento vertical de grande escala, e formam o que são conhecidas por células geradoras. Imaginava-se que o movimento vertical dentro dos núcleos das células geradoras resultasse de

desenvolvimento ciclônico local e variações de meso-escala dentro do jato da frente polar localizado acima delas. Conforme as pequenas áreas de precipitação atravessam a Inglaterra, movendo-se juntamente com as depressões migratórias, destacam-se áreas grandes de chuva, frequentemente ocorrendo nas encostas das colinas locais.

Trabalhos de Browning e Harrold (antes de sua morte inesperada), também na década de 1970, usando dados de lançamentos de radiossondas e de radares, forneceram novas e interessantes informações sobre o escoamento de ar dentro das depressões frontais, tanto na escala sinótica, quanto na meso-escala, que permitiram que o escoamento fosse modelado em três dimensões (em oposição às seções verticais de duas dimensões através do sistema, que eram utilizadas anteriormente).

Análises do escoamento de ar dentro de depressões parcialmente ocluídas revelaram que a produção de precipitação frontal ocorre principalmente dentro de uma faixa de ar quente que se origina dentro do setor quente. Ele escoia paralelo e à frente da frente fria em baixos níveis (900 mb) antes de mudar de direção e ascender gradualmente acima da frente quente para escoar paralelamente à frente fria como na Fig. 10.9. Esta camada estreita de ar de baixos níveis é normalmente chamada de esteira transportadora quente. Esta seção vertical mostra a esteira transportadora ascendendo de baixos níveis a até 500 mb (5-6 km), o escoamento de baixos níveis à frente da frente quente descendendo de 700 a 900 mb (de 3 a 1 km) e o escoamento de oeste da média troposfera a aproximadamente 500 mb.

A esteira da corrente quente tipicamente tem 200 km de largura e 1-2 km de profundidade. Ela começa a ascender dentro do setor quente, de forma que o limite da retaguarda da precipitação da frente quente não está normalmente associado com a posição da frente quente em superfície. Dentro do escoamento, a ascensão de ar em grande escala na ordem de 10cm/seg é modificada localmente pela convecção de pequena escala da liberação de instabilidade potencial, conforme o ar da média troposfera se desloca sobre a esteira de corrente quente, de forma contínua e mais rapidamente do que ela. A quantidade de instabilidade liberada é proporcional à umidade do ar de oeste, e se o ar de níveis médios for seco, ocorre pouca precipitação no setor quente.

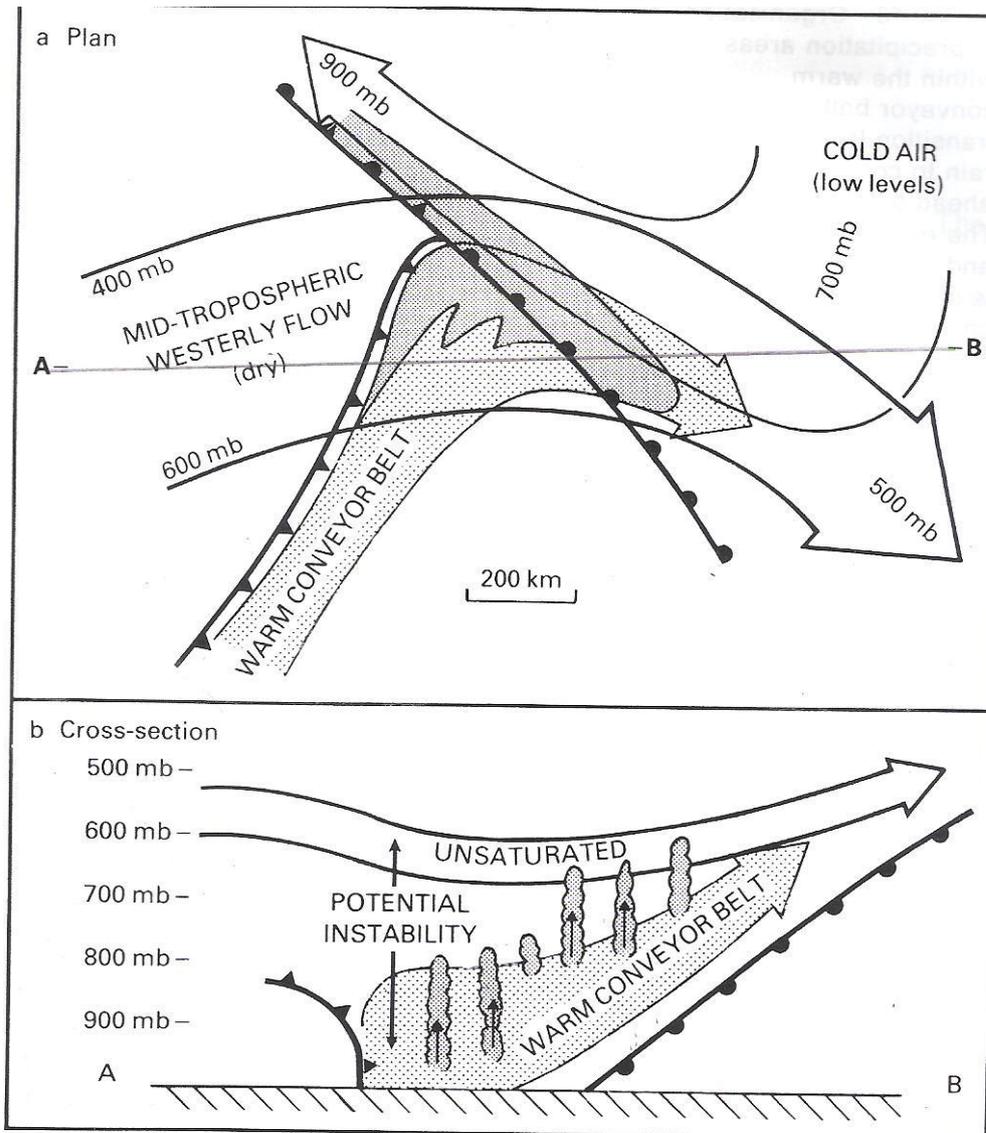


Fig.10.9 A estrutura da esteira de corrente quente. (a) uma visão plana dos escoamentos de grande escala que determinam a distribuição espacial da precipitação frontal; os valores de pressão indicam os níveis de altitude dos escoamentos; as flechas indicam escoamentos relativos ao sistema, a área sombreada indica a extensão da esteira de corrente quente, com o sombreado mais escuro marcando a extensão da precipitação em superfície. (b) Seção vertical ao longo da linha A-B na figura (a); as frentes são vistas aqui mais como superfícies do que zonas, e a extensão da convecção está indicada.

Conforme a esteira de corrente quente ascende sobre a frente quente, a profundidade da camada de instabilidade potencial com atividade convectiva é gradualmente erodida, até que a aproximadamente 100 km à frente da superfície da frente quente a ascensão se torna uniforme. Isto provoca uma transição de um regime de precipitação convectiva dentro da esteira de corrente quente para uma ascensão e precipitação mais uniformes à frente da frente quente. Estudos de radar revelaram que as regiões de convecção dentro da esteira de corrente quente mostram uma marcada organização de meso-escala, com a convecção ocorrendo em

núcleos de células, cada uma com 20-30 km de diâmetro, que são alinhadas em bandas, estas tipicamente com 100 km de largura. Dentro do setor quente, estas bandas são alinhadas paralelamente ao escoamento contido na esteira transportadora, como mostrado na Fig. 10.10; em algumas ocasiões estas bandas podem ser disparadas e ancoradas na encosta de algumas feições topográficas que produzem regiões de chuva intensa em certas localidades geográficas fixas associadas às principais colinas. À frente da frente quente, as bandas convectivas alinham-se paralelamente ao escoamento contido na esteira de corrente quente, e portanto, praticamente paralelas à própria frente quente.

Circulação da atmosfera superior

Para que haja convergência de ar no interior de uma depressão sem que o ar se acumule em seu interior, deve haver divergência de ar na atmosfera acima de magnitude similar. Se a depressão está se aprofundando, a divergência em altitude deve estar excedendo a convergência em superfície. Depressões frontais maduras em baixos níveis quase sempre ocorrem a leste de um cavado nos ventos de oeste em altitude, onde a divergência é favorecida, como demonstrado na Fig. 10.11. No lado oeste (retaguarda) de um cavado de altos níveis, normalmente ocorre convergência em altitude, com o ar subsidindo em um anticiclone em superfície ou uma crista de alta pressão. Se o escoamento de ar superior sobre a depressão não divergir, a depressão se preenche de ar e se dissipa.

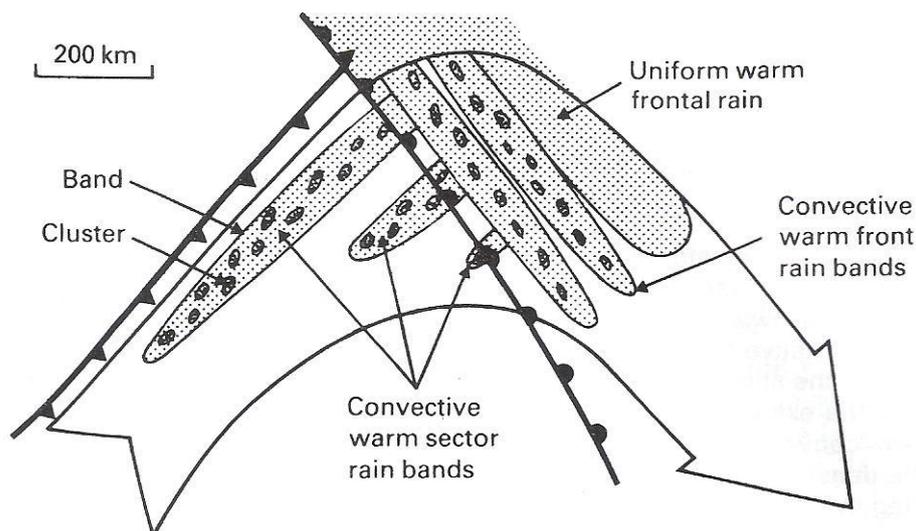


Fig.10.10 Organização de áreas de precipitação dentro da esteira de corrente quente. Note a transição de chuva uniforme para chuva convectiva à frente da frente quente. A extensão da chuva moderada e forte pode ser vista pela graduação da intensidade do sombreamento.

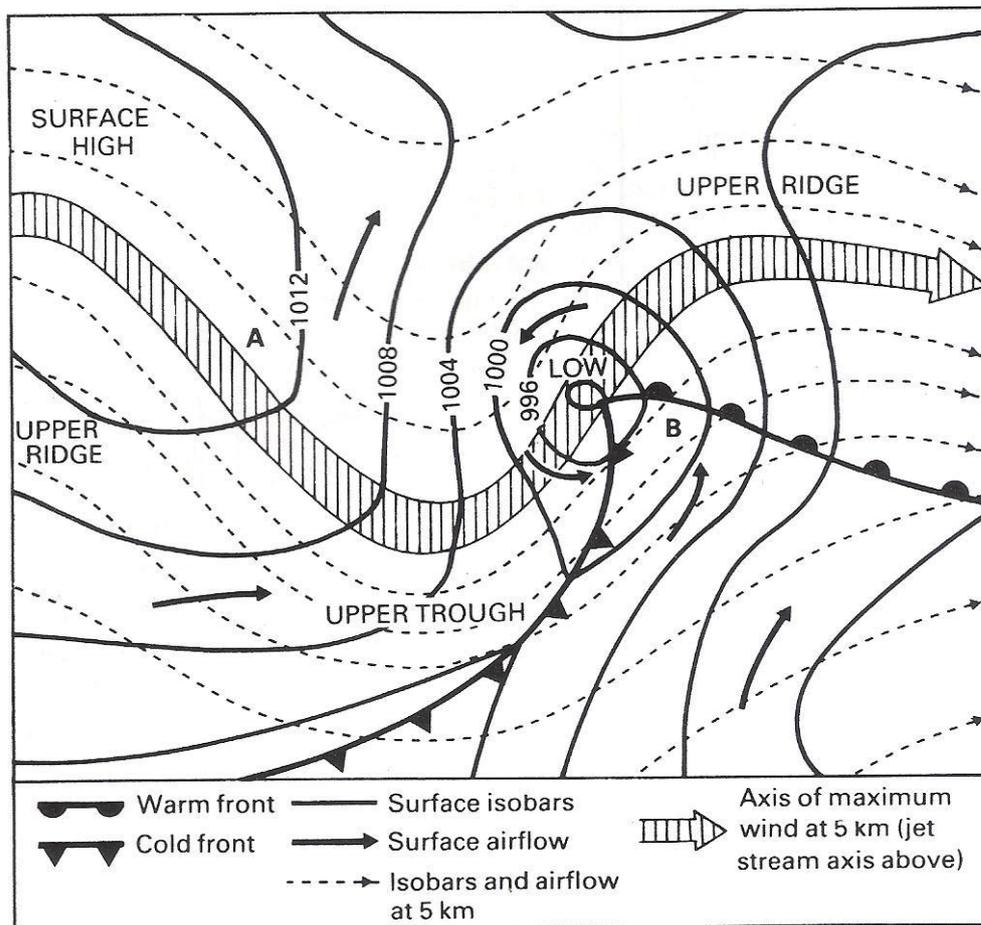


Fig.10.11 A relação entre a circulação em superfície e na altitude de 5 km (500 mb) associadas a uma depressão frontal. A depressão está localizada a leste de um cavado em altitude; no ponto A há convergência em altos níveis, subsidência e divergência em superfície, enquanto que no ponto B há convergência em superfície, ascensão de ar e divergência em altitude.