

五、垂直剖面圖分析原理與應用

五、1 剖面圖分析

五 D. ~~第七章~~ 剖面圖的分析

§ 五-1 前言 (Ref. Ch 6. of Sauvier, 1965, for more information)
(摘自江火明老師之天氣學講義)

為了瞭解大氣的垂直結構，剖面圖的分析是很簡單且直接的工具。一般而言，橫坐標為水平距離 s (可能是東西方向 x ；或南北方向 y)，縱坐標為 $-\ln p$ ，垂直尺度對水平尺度的比約為 1:125 或 1:250。 (See below)

五. D. (2) § D-2 穩定層與對流層頂的位溫分析

$$\theta = T \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{\gamma/c_p}$$

大氣的穩定層是指氣溫垂直遞減率很小的地方，也就是位溫隨高度增加很大的地方。

由於平流層大氣極為穩定，位溫的垂直變化率很大，因此，很容易從氣溫的遞減率判斷對流層頂，它幾乎是在某一等位溫面上。

圖 7-1 是 1947 年 12 月 25 日 1500GCT 的位溫垂直剖面圖，粗黑線是對流層頂，陰影區是穩定層，在高緯度對流層頂約在 320 °K 的位溫面上；在低緯度對流層頂約在 360 °K 的位溫面上，在對流層頂很陡直的地方，就很難去確定。

圖 7-2 是位溫的剖面圖，陰影區是一傾斜的穩定層，我們知道處處 $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ 均為正，在穩定層（即過度層）內 $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ 為極大。在其邊緣 $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ 不連續。換句話說，穩定層可視為位溫水平梯度很大

的地方，但沒有改變梯度的方向。

* 使用垂直剖面圖之理由。(雖然在例行之天氣分析中不常用它)

1. 它可提供三維之天氣系統結構
2. 天氣系統之垂直結構比水平結構簡明許多，可較客觀的去分析。
3. 許多重要的水平系統，可以由垂直剖面圖中清楚的定位出來及去了解它。
4. 分析完探空資料 (sounding)，下一個合乎邏輯的步驟就是垂直剖面分析。

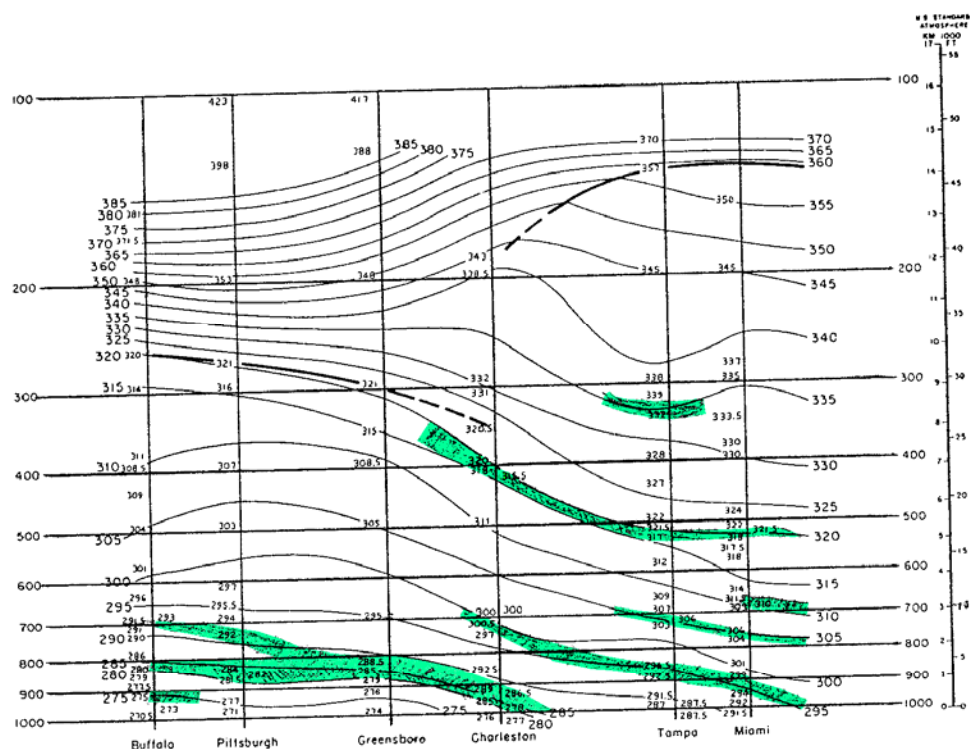


圖 7-1

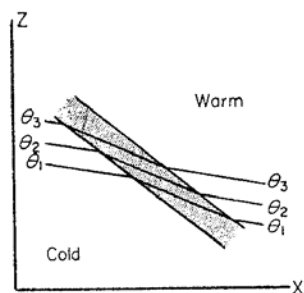


圖 7-2

對流層頂也是穩定層的邊界，它卻可改變位溫水平梯度的方向。一般而言，對流層頂與低平流層的位溫面是同相位的，即對流層頂凸起的地方位溫面也凸起；對流層頂凹陷的地方

位溫面也凹陷。而對凍層就不一樣了，在對凍層頂較低的北方，對凍層的位溫面是凸起的；在對凍層頂較高的南方，對凍層的位溫面是凹陷的。

D.(3)

§ 17-3 氣溫分析

圖7-3 是1947年12月25日1500GCT的垂直剖面圖，粗黑線是對凍層頂，陰影區是穩定層，實線是氣溫，虛線是位溫（與圖7-1相同），在穩定層內，氣溫垂直遞減率很小。

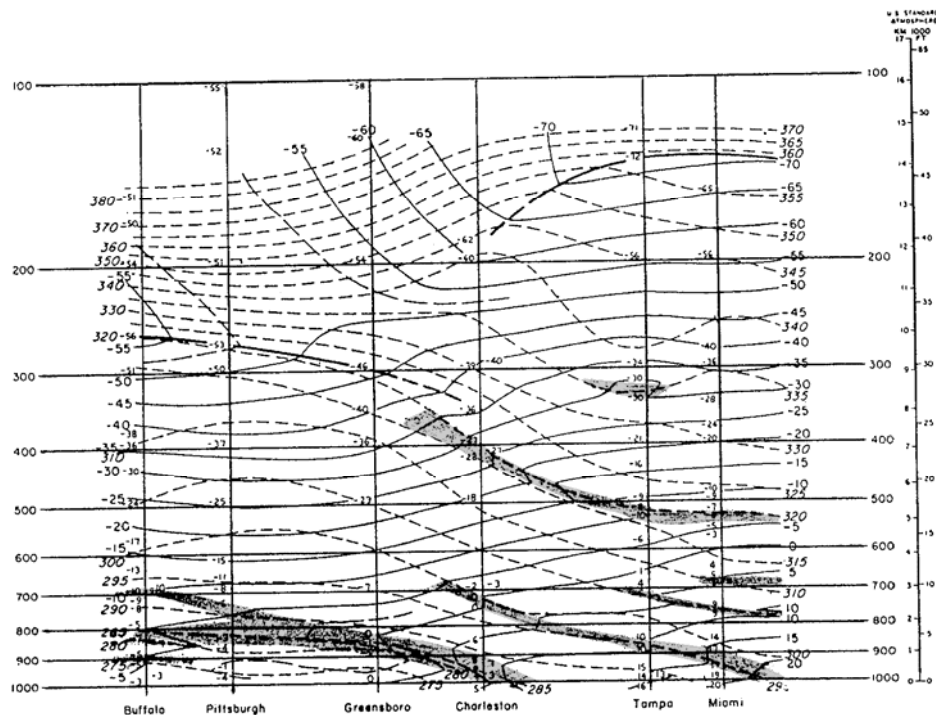


圖7-3

D.(4)

§ 17-4 濕度分析

圖7-4是1947年12月25日1500GCT的垂直剖面圖，粗黑線是對流層頂，陰影區是穩定層，實線是比濕（g/kg），虛線是位溫（與圖7-1相同）。

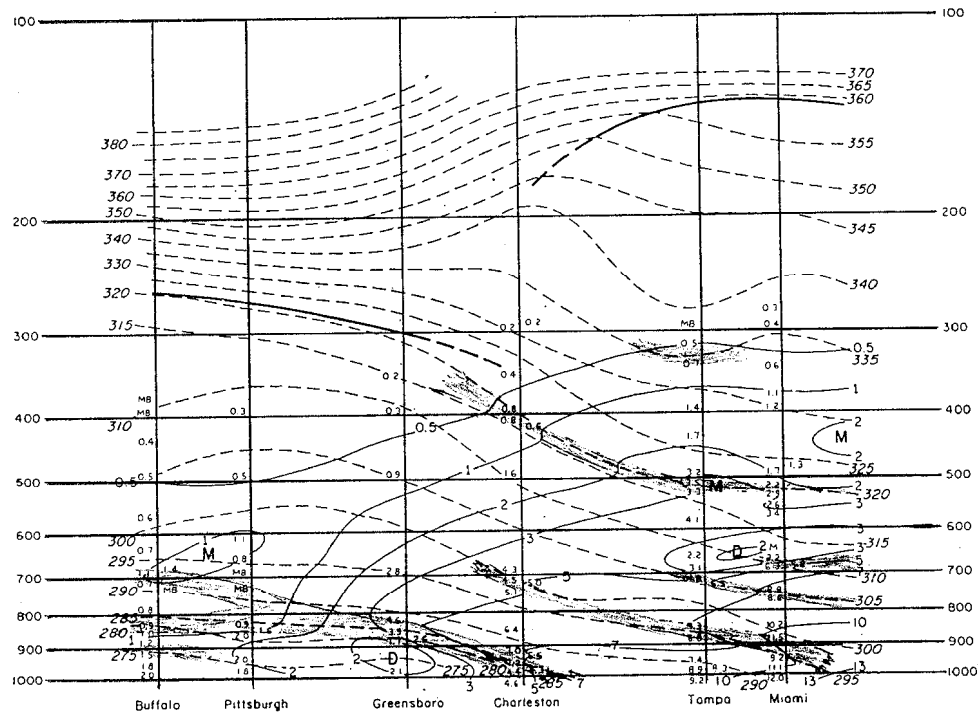


圖7-4

一般而言，在高溫處濕度梯度很大，在過渡帶濕度型式很
近溫度分佈型式。在穩定層，濕度隨高度遞減很快

三、D. (5)
§ D-5 斜壓性

6.11. *Density and specific volume.*—By differentiating the equation of state at constant pressure, $(\partial\alpha/\partial s)_p = (R_d/p)(\partial T^*/\partial s)_p$. Thus, isosteres (isopycnics) are steeply inclined to isobaric surfaces where the isobaric temperature gradient is large (Fig. 6.11). Barotropy exists where isosteres

Consider a plane defined along the re-

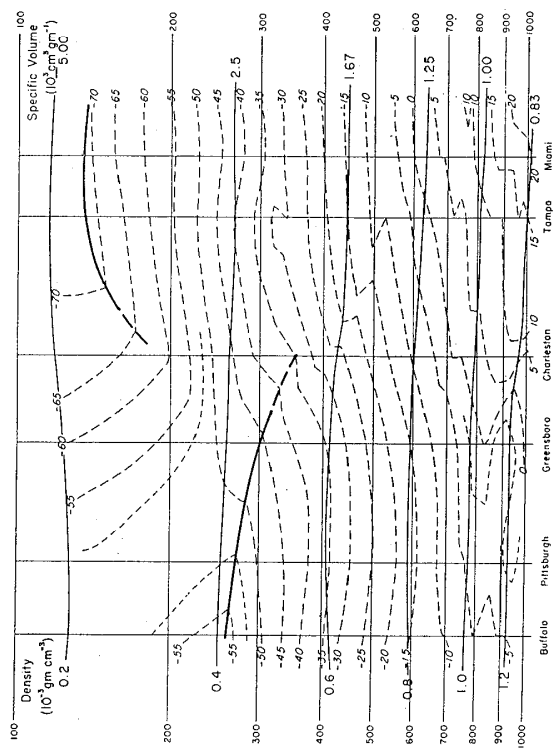


FIG. 6.11.—Cross section of density and specific volume (continuous lines) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) (dashed lines).

parallel isobars, and the atmosphere is most baroclinic where intersections of isosteres with isobars are numerous.

6.12. *Solenoids and baroclinity.*—If all unit isosteres are drawn on a cross section having also unit isobars, there results a pattern of parallelograms bounded on alternate sides by the respective isosteres and isobars (Fig. 6.12a). These parallelograms extend into space as parallelepipeds bounded by isosteric and isobaric surfaces and which either are closed rings or terminate

sulant pressure and specific volume ascendant vectors at a point in space (Fig. 6.12a). For all practical purposes this plane is a vertical cross section with azimuth along the isobaric ascendant of specific volume. It follows that, in the vicinity of the point, solenoid tubes are perpendicular to the plane. This we shall call the *solenoid normal plane*. In the isobaric pattern of α in Figure 6.12b the normal plane through B intersects the isobaric surface along ABC . If in this drawing the isosteres are drawn for unit intervals of α , then each strip of the isobaric

surface bounded by two isosteres is the lower face of the solenoid tube above and the upper face of the one below.

The diagram in the right of Figure 6.12a $A' = \alpha/g(\partial\alpha/\partial n)_p$. The dimensions of A'

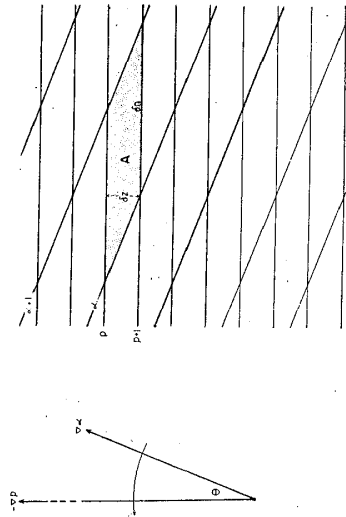


FIG. 6.12a (continued)

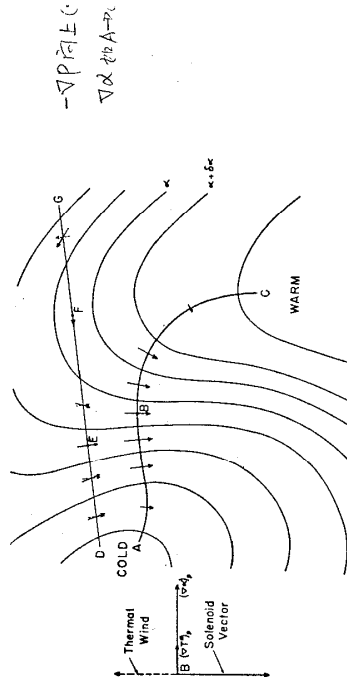


FIG. 6.12b (continued)

illustrates the pattern of isobars and isosteres in the normal plane for the vector scheme at the left. Shaded region A is the cross section of a unit solenoid. The area A is the product of the spacing $\delta\alpha$ of unit isobars and the isobaric spacing δn of unit isosteres; $A = \delta\alpha\delta n$. From the hydrostatic equation $\delta z = (\alpha/g)(-\delta p)$, and along an isobaric

are $\sec^2 \theta$, A' has a geometric connotation and also a physical one of energy. The importance of solenoids lies in the reciprocal of A' , $N = 1/A'$, which is the number of unit solenoids per unit area in the normal plane, or the *solenoid density*. From the above formula for A' we have

$$N = (g/\alpha)(\partial\alpha/\partial n)_p. \quad (1)$$

圖7-5 為力管 (Solenoid Tube) 剖面的示意圖，橫線是等壓線 (Isobars)，間距為 δp ，斜線是等比容線 (Isosteres)，間距為 $\delta \alpha$ ，當等比容面與等壓面不平行時，相鄰兩等壓面與相鄰兩等比容面就形成力管，如圖7-5 中陰影區就是一力管的剖面。

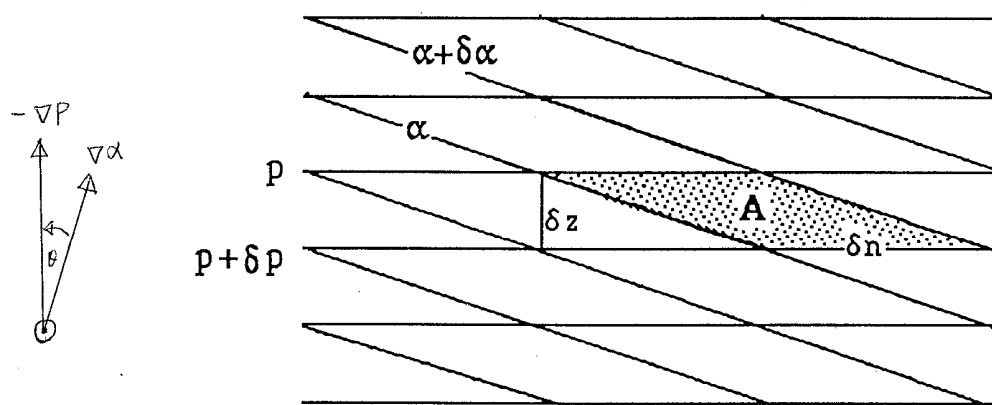


圖 7-5 (垂直剖面)

設相鄰兩等壓面之垂直距離為 δz ，在等壓面上相鄰兩等比容面之距離為 δn ，則力管截面積 A 可以下式表之，

$$A = \delta z \delta n, \quad (7-1)$$

由流體靜力平衡知

$$\delta z = \frac{\alpha}{g} (-\delta p) \quad (7-2)$$

又因為

$$\delta n = \frac{\delta \alpha}{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial n}\right)_p}, \quad \delta n = \left(\frac{\partial n}{\partial \alpha}\right)_p \delta \alpha = \frac{\delta \alpha}{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial n}\right)_p} \quad (7-3)$$

故得

$$A = \frac{\alpha(-\delta p \delta \alpha)}{g \left(\frac{\partial \alpha}{\partial n}\right)_p}, \quad (7-4)$$

單位壓力 ($\delta p=1$) 與單位比容 ($\delta\alpha=1$) 之力管截面積 A' 為,

$$A' = \frac{A}{(-\delta p \delta \alpha)} = \frac{\alpha}{g \left(\frac{\partial \alpha}{\partial n} \right)_p}, \quad (\text{sec}^2) \quad (7-5)$$

在垂直剖面上單位面積之單位力管數 () 稱為力管密度, 則

$$N = \frac{1}{A'} = \frac{g \left(\frac{\partial \alpha}{\partial n} \right)_p}{\alpha}, \quad \text{always } > 0 \quad (\text{sec}^{-2}) \quad N: \text{ is specific energy per unit area of normal plane.} \quad (7-6)$$

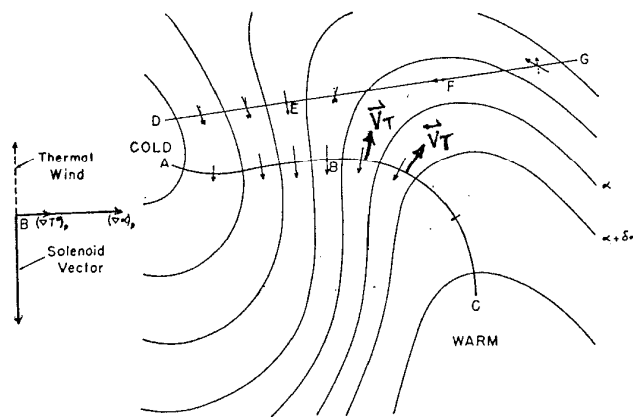
N 永遠保持正值。定義力管向量 \vec{N} 為

$$\vec{N} = \nabla \alpha \times (-\nabla p) \quad -\oint \alpha dp = -\oint \alpha \nabla p \cdot d\hat{\ell} = -\int_A (\nabla \times (\alpha \nabla p)) \cdot \hat{k} dA \quad (7-7)$$

它的大小為 N

$$N = |\nabla \alpha| \times |-\nabla p| \sin \theta \quad \because \nabla \times (\alpha \nabla p) = \nabla \alpha \times \nabla p \quad \therefore \text{the solenoidal term in vorticity eq.} \quad \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) = -(\nabla \alpha \times \nabla p) \cdot \hat{k} \quad (7-8)$$

其中 θ 為 $\nabla \alpha$ 與 $-\nabla p$ 的夾角。 N 表示斜壓性的大小, 故一般用 N 做為斜壓性 (Baroclinity) 分析的參數。若大氣是正壓分布, 等密度面與等壓面平行, 則 N 為 0。



$-\nabla p$ 向上 \odot
 $\nabla \alpha$ 為 $A \rightarrow C$ 之方向

圖 7-6

圖 7-6 是等壓面上等比容線, 箭頭所示者為力管向量 \vec{N} , 垂直剖面無法處處都垂直力管, 如沿著 DEFG, 只有在 E 處剖面垂直力

管向量，在垂直剖面上F處等壓線與等比容線平行，雖然真實的斜壓性很大，但在此垂直剖面上斜壓性的分量卻為0。

設在剖面上之斜壓性為 N_{sz} ，而總斜壓性為 N ， θ_{sz} 為剖面方位（s）與等比容線（ α ）（或等溫線T）在等壓面上減少方向之夾角，則

$$N_{sz} = N \cos \theta_{sz} \quad (7-9)$$

若 $\nabla \alpha$ 與剖面方位反向，則 N_{sz} 為負，由式(7-6)， N_{sz} 可寫成

$$N_{sz} = \frac{g}{\alpha} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} \right)_p, \quad (7-10)$$

由狀態方程可得

$$\frac{1}{\alpha} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} \right)_p = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial s} \right)_p, \quad (7-11)$$

由位溫定義可得

$$\frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial s} \right)_p = \frac{1}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial s} \right)_p, \quad (7-12)$$

故

$$N_{sz} = \frac{g}{\alpha} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} \right)_p = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial s} \right)_p = \frac{g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial s} \right)_p, \quad (7-13)$$

總斜壓性為

$$N = \frac{g}{\alpha} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial n} \right)_p = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p = \frac{g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial n} \right)_p, \quad (7-14)$$

換言之，斜壓性為 α （或T或 θ ）在等壓面上的水平變化百分比，乘以重力（g）。注意：靜力穩定度是位溫的垂直變化百分比乘以重力（即 $\frac{g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$ ）。

圖7-7是1947年12月25日1500GCT的垂直剖面圖，粗黑線是對流層頂，實線是比容線，虛線是溫度線（與圖7-3相同）。在Greensboro與Tampa之間800Hpa至400Hpa層斜壓性很強，在圖7-1中亦可看出。

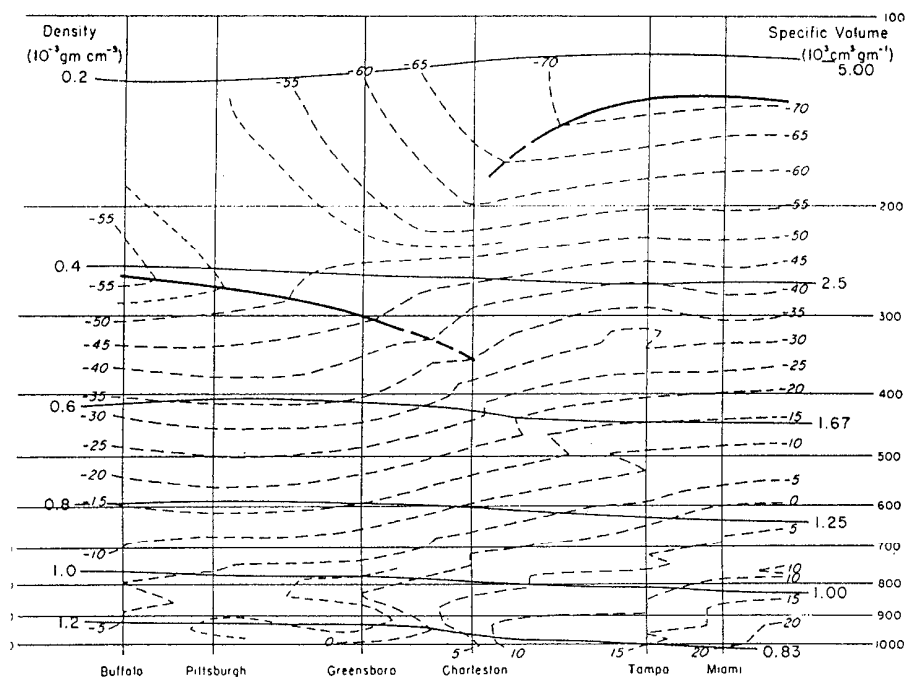


圖 7-7

$$\vec{V}_T = \frac{1}{f} \hat{k} \times \nabla(\Phi_u - \Phi_L)$$

由流體靜力平衡知，斜壓性可以壓力的垂直結構解釋之，
設 δz 為單位壓力面之厚度，則

$$\frac{g}{\delta z} \left(\frac{\partial \delta z}{\partial n} \right)_p = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p = N, = \nabla \alpha \times (-\nabla p) \quad (7-14)$$

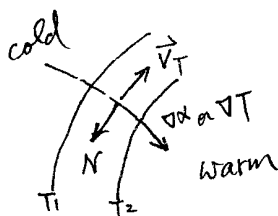
見圖 7-6, $\therefore \nabla \alpha = \nabla T$

在北半球熱力風向量與力管向量反向，而大小成正比。故
在等壓面上，面對著暖風，力管向量指向右側，熱力風向量指
向左側，鄰近的等壓面很快地沿視線方向輻散。

三.D.(6)

§ D - 6 鋒面的斜率

使用
筆記
P. 83-84



P. 79~84

五、2 鋒面的斜率

四

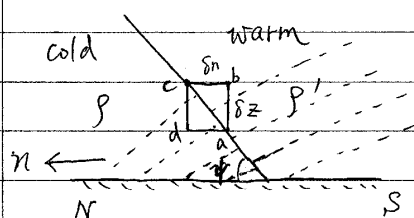
五.D. 鋒面的斜率. (Ref. P&N ch. 7)

鋒面: 兩特性不同之空氣接觸面(或帶)稱之。

同一氣團內很少有天氣現象(雷雨除外); 大部分之天氣現象均發生在冷暖氣團之交接處, 即鋒面附近。

* Fronts are layer or buffer zone separating air masses of different "origin".
(p, T, q, v). 而對流層頂之上、下空氣亦可視為二不同氣團。

* Fronts may be treated as a zero-order discontinuity sfc of p or T .
但為壓力之一次不連續。



$$p' - p \neq 0$$

設 Q 代表某連續物理量, 則由圖中 $a \rightarrow c$ 不論走 abc, adc, \dots 之任何路線, 其變化(結果)均必相同, 否則就不是連續。

$$\therefore (Q_c - Q_b) + (Q_b - Q_a) = (Q_c - Q_d) + (Q_d - Q_a)$$

$$\Rightarrow \frac{\partial Q'}{\partial n} \delta n + \frac{\partial Q'}{\partial z} \delta z = \frac{\partial Q}{\partial z} \delta z + \frac{\partial Q}{\partial n} \delta n$$

$$\therefore -\left(\frac{\partial Q'}{\partial n} - \frac{\partial Q}{\partial n}\right) \delta n = \left(\frac{\partial Q'}{\partial z} - \frac{\partial Q}{\partial z}\right) \delta z$$

$$\therefore \tan \phi = \frac{\delta z}{\delta n} = -\frac{\frac{\partial Q'}{\partial n} - \frac{\partial Q}{\partial n}}{\frac{\partial Q'}{\partial z} - \frac{\partial Q}{\partial z}} \quad (*)$$

$$\therefore \text{若取 } Q = p \text{ 則 } \boxed{\tan \phi = \frac{\delta z}{\delta n} = -\frac{\left(\frac{\partial p'}{\partial n} - \frac{\partial p}{\partial n}\right)}{\left(\frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z}\right)}} : \text{由氣壓梯度差異來決定斜角之大小。}$$

(warm) (cold)

$$\left\{ \begin{array}{l} \because p' = -\frac{1}{g} \frac{\partial p'}{\partial z}, \quad p = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial z} \\ \text{及 } \frac{dv_n}{dt} = f(v_{gT} - v_T) = -\left(\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial n} + f v_T\right) \end{array} \right.$$

$$\text{這裡: } \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial y} - f u = f u_g - f u = f(u_g - u)$$

設水平面上, 平行鋒面之風速分量为 v_T , 垂直分量为 v_n ,

則垂直鋒面之風場加速度為 $\frac{dv_n}{dt}$, 但其方向斜平行鋒面 ($f v_T$)。

(*) 令 $Q=P$ 。分子為水平氣壓梯度(即地轉風)差, 分母為垂直氣壓梯度(即浮力)差。

⇒ 無摩擦時, $\frac{dv_n}{dx}$ 平行鋒面 ($f v_T$)

若有摩擦, 則摩擦力 ($-Dv_n$) 垂直鋒面, 另外還有科氏力作用。

$$\therefore \tan \psi = \frac{f(p'v_T' - pv_T) + (p'\frac{dv_n'}{dx} - p\frac{dv_n}{dx})}{-g(p' - p)}$$

此式鋒面由密度及加速度來表示, 是 Bjerknes' front formula (1924).

另外, 由 $p = P/RT$ 及 $\frac{\partial p}{\partial n} = -pfv_{gT} = -\frac{P}{RT}fv_{gT}$ 代入



$$\text{得 } \tan \psi = \frac{\frac{Pf}{R}(\frac{v_T'}{T'} - \frac{v_T}{T})}{-\frac{gP}{R}(\frac{1}{T'} - \frac{1}{T})} = \frac{f(Tv_{gT}' - T'v_{gT})}{g(T' - T)}, \quad p = p' \text{ 為動力 B.C.}$$

$$= \frac{f\bar{T}}{g} \frac{v_T' - v_T}{T' - T} - \frac{f\bar{v}_{gT}}{g} \quad \text{: Margular front formula (1906)}$$

這裡 $\bar{T} = \frac{T' + T}{2}$, $\bar{v}_{gT} = \frac{1}{2}(v_{gT}' + v_{gT})$
 表某等壓面之斜率 (相對於水平面)
 一般其斜率很小, 可省略。
 = 平均之平行鋒面之地轉風

若略去等壓面之斜率項, 則 Margular 公式可寫成:

$$\tan \psi_i = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{v_T' - v_T}{T' - T} \quad \text{: 為等壓面上看鋒面之斜率}$$

∴ 當冷暖氣團的溫差很大時 (分母大), 鋒面之斜率就很小, 即很平緩 
 如強烈寒潮爆發時, 冷氣團很淺薄。反之若溫差小, 則斜率大, 即較陡峭 
 另外, 若平行鋒面之風切 (分子) 很大時, 鋒面亦較陡峭; 反之較平緩。

* 注意: 此公式是依據包線形 (無曲率) 的風場來討論。若鋒附近氣流為曲線型, 則地轉風不適用, 而需改用梯度風, 即

$$v_g = v + \frac{fv^2}{f} \quad [\text{i.e., } \frac{v^2}{R} = f(v_g - v)]$$

這裡 $f = \frac{1}{R}$, f : curvature, R : radius

$f > 0$ 為氣旋性, $f < 0$ 為反氣旋性。

$$\therefore \tan \psi_i = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{v' - v}{T' - T} + \frac{\bar{T}}{g} \frac{f v'^2 - f v^2}{T' - T}$$

分母: 為冷暖區之溫差 (浮力差), 即鋒面兩側之水平溫度梯度, 即斜壓性。
 越大越斜, 越小越直。

分子: 為冷暖區之風速差, 即風速之梯度或風切大小, 為系統的深淺 (彎曲)。

若假设 $k' = k$ (锋面两侧之曲率相等), 则

$$\tan \psi_i = \frac{f \bar{T}}{g} \frac{v' - v}{T' - T} + \frac{\bar{T}}{g} \frac{k(v' + v)(v' - v)}{T' - T}$$

$$= \frac{\bar{T}}{g} (f + 2k\bar{v}) \frac{v' - v}{T' - T} \quad ; \text{Exner (1925)}$$

∴ 气旋性: $k > 0$, $\tan \psi_i \uparrow$, 锋面倾斜度大 (冷锋)

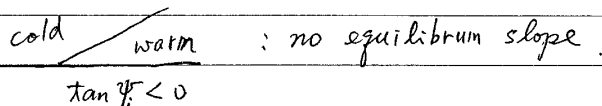
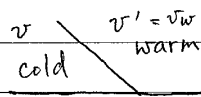
反气旋性: $k < 0$, $\tan \psi_i \downarrow$, " " " " " 减小 (暖锋)

而 $k = 0$ 时回到 Margular 之公式。

讨论: ('在暖区)

(i) 一般状况 $\tan \psi_i > 0$, ∴ 一稳定之锋面必定上暖下冷, 若上冷下暖, 则界面(锋面)不稳定(此时 $\tan \psi < 0$), 会马上调节。

又若 $\tan \psi = \infty$, 则为锋面, $T' = T$, 两气团同性。



$$\because T_w > T_c \Rightarrow v_w' > v_c$$

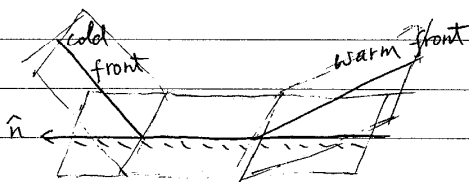
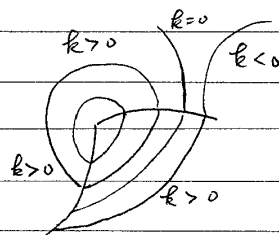
(ii) 若 $(\frac{v' - v}{T' - T}) = \text{const} > 0$

则 cyclonic $k \uparrow$, $\tan \psi \uparrow$

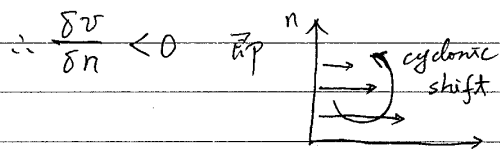
anticyclonic $k \downarrow$, $\tan \psi \downarrow$

∴ 冷锋: $k > 0$, ∴ $\tan \psi_i$ 较大

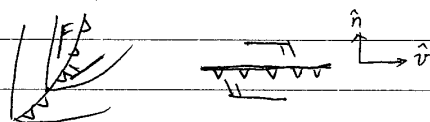
暖锋: $k \leq 0$, ∴ $\tan \psi_i$ 较小



(iii) 当 $v' - v > 0$, 则 $v' - v = -\frac{\delta v}{\delta n} \delta n > 0$

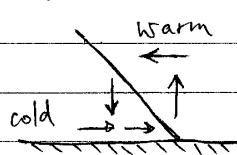


即风场在锋面为气旋性转向。



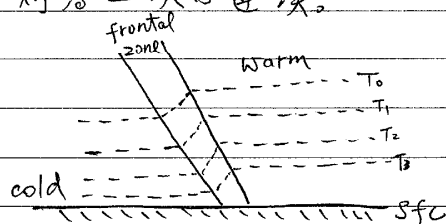
(iv) 暖空气在锋面上爬升, 即 $w > 0$, \Rightarrow density redistribution

此为 direct solenoidal circulation \Rightarrow 会使锋面变平 (正压) $\frac{w}{c}$



鋒面上之直接二次環流若持續存在，則會使環流趨於無限大，但事實上沒有， \therefore 有 Coriolis 及 Centrifugal forces 之作用來限制它。由 $\frac{du}{dt} = fva$, \therefore ageostrophic wind 被科氏力轉向來加速 u ，造成鋒面上方之 jet stream。

* 上面考慮鋒面為一個界面，但實際上鋒是一個帶狀 (zone)， \therefore 溫度就不是零次不連續了，因此將溫度在鋒帶上視為一次不連續，而氣壓則為二次不連續。



P : 鋒帶內之壓力

P' : 鋒外(兩側)之壓力。

\therefore 前面之 (*) 式可令 $Q = \frac{\partial P}{\partial n}$ (在此氣壓為一次連續)

$$\text{則 } \tan \psi = \frac{-\left(\frac{\partial^2 P'}{\partial n^2} - \frac{\partial^2 P}{\partial n^2}\right)}{\frac{\partial^2 P'}{\partial z \partial n} - \frac{\partial^2 P}{\partial z \partial n}} \quad (\text{在等壓面上})$$

$$\text{若令 } Q = \frac{\partial P}{\partial z}, \text{ 則 } \tan \psi = \frac{-\left(\frac{\partial^2 P'}{\partial n \partial z} - \frac{\partial^2 P}{\partial n \partial z}\right)}{\frac{\partial^2 P'}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 P}{\partial z^2}}$$

在 zero-order: $v_{gT} = -\frac{1}{fT} \frac{\partial P}{\partial n}$ 為不連續，但

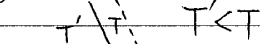
在 first-order: v_{gT} 是連續的。

另外，由 $P = -\frac{1}{g} \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{P}{RT} \Rightarrow T = \frac{gP}{R} / \frac{\partial P}{\partial z}$ 代入上式。

$$\therefore \tan \psi = \frac{fT}{g} \frac{\frac{\partial v_g'}{\partial n} - \frac{\partial v_g}{\partial n}}{\frac{\partial T'}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z}} \quad \text{又} \quad \tan \psi = \frac{fT}{g} \frac{\frac{\partial v_g'}{\partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial z}}{\frac{\partial T'}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z}} \quad (1) \quad (2)$$

$\therefore \tan \psi > 0$

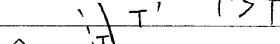
① 冷側



$$0 > \frac{\partial T'}{\partial n} > \frac{\partial T}{\partial n}$$

$$\Rightarrow \frac{\partial v_g'}{\partial n} > \frac{\partial v_g}{\partial n}$$

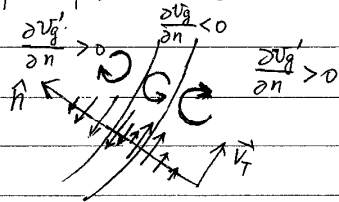
② 暖側



$$\frac{\partial T}{\partial n} < \frac{\partial T'}{\partial n} < 0 \Rightarrow \frac{\partial v_g'}{\partial n} > \frac{\partial v_g}{\partial n}$$

① ②: more cyclonic wind shear in the front

∴ The shear is less anticyclonic (more cyclonic) within the frontal zone.
即鋒面帶為氣旋性風切最強的地區。



另外，在對流層頂，它是兩氣團間的界面；但“平流層”的氣溫逆溫率 ($\frac{\partial T}{\partial z}$) 很小，故後式之分母很大，∴ 對流層頂的斜率很小，相當接近水平。

* 若再加上曲率的作用 (梯度風)，則

$$\tan \psi = \frac{f}{g} (f + 2k\bar{v}) \frac{\frac{\partial v'}{\partial n} - \frac{\partial v}{\partial n}}{\frac{\partial T'}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial n}}, \text{ 又}$$

$$\tan \psi = \frac{f}{g} (f + 2k\bar{v}) \frac{\frac{\partial v'}{\partial z} - \frac{\partial v}{\partial z}}{\frac{\partial T'}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z}} \quad \left. \vphantom{\tan \psi} \right\} \text{Extel (1938)}$$

∴ For given slope, if $k < 0$ (or becoming smaller), the wind shear is more accentuated. ∴ 反氣旋風切較大。

* The difference between the slope ($\tan \psi$) of level and isobaric sfc is negligible in front, but not for tropopause.

∴ 在水平面上看鋒面之斜率為 $\tan \psi$,

而在等壓面上看“ ” “ ” 為 $\tan \psi_i$,

∴ 等壓面與水平面 (level) 之夾角 (或是等壓面傾斜之角度), 以 α 為:

$$\tan \psi - \tan \psi_i = -\frac{f\bar{v}}{g} \equiv \alpha \quad \left(= \frac{10^{-4} \times 10}{9.8} \right)$$

(level) (isobaric)

∴ 對鋒面來講 α 很小; 但對原本就很平緩的 tropopause 來講, α 就顯得相當大。況且在上對流層: \bar{v} 本來就較大, 故 α 亦大。

* In case of the curved discontinuity sfc.

(a) In mid-latitude

$$\text{In general: } 2k\bar{v} \ll f \quad (10^{-4})$$

$$\text{若 } 2k\bar{v} = \frac{2 \times 40 \text{ m/s}}{1500 \text{ km}} \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \text{ 則 curvature 之影響就很大。}$$

(b) In tropics: f 極小, $\therefore k$ large $\Rightarrow 2k\bar{v} \gg f$

如颱風風眼四周之雲牆, 則可視為一傾斜之 transient layer.

* At tropopause, 令 T' in stratosphere. [式(2)]

$$\therefore \left(\frac{\partial T'}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z} \right) > 0 \quad \text{or} \quad \Delta \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) > 0.$$

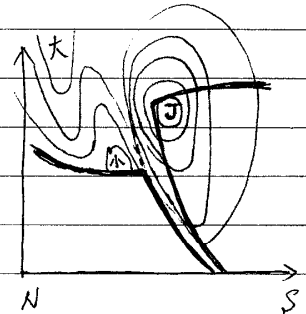
降温少 降温多

① If $V_{gT} \text{ (or } v) > 0$ (westerly)

且風速在平流層內隨高度增加而遞減, 如鋒面南側

$$\left. \begin{aligned} \text{則 } \frac{\partial v_g'}{\partial z} \text{ (stratosphere)} &< 0 \\ \frac{\partial v_g}{\partial z} \text{ (troposphere)} &> 0 \end{aligned} \right\} \Delta \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) < 0$$

$\therefore \tan \psi_i < 0$, 即 tropopause rises in the right. (south)



② If $\frac{\partial v_g'}{\partial z} > \frac{\partial v_g}{\partial z} > 0$, $\Delta \left(\frac{\partial v_g}{\partial z} \right) > 0 \Rightarrow \tan \psi_i > 0$: 如鋒面北側。

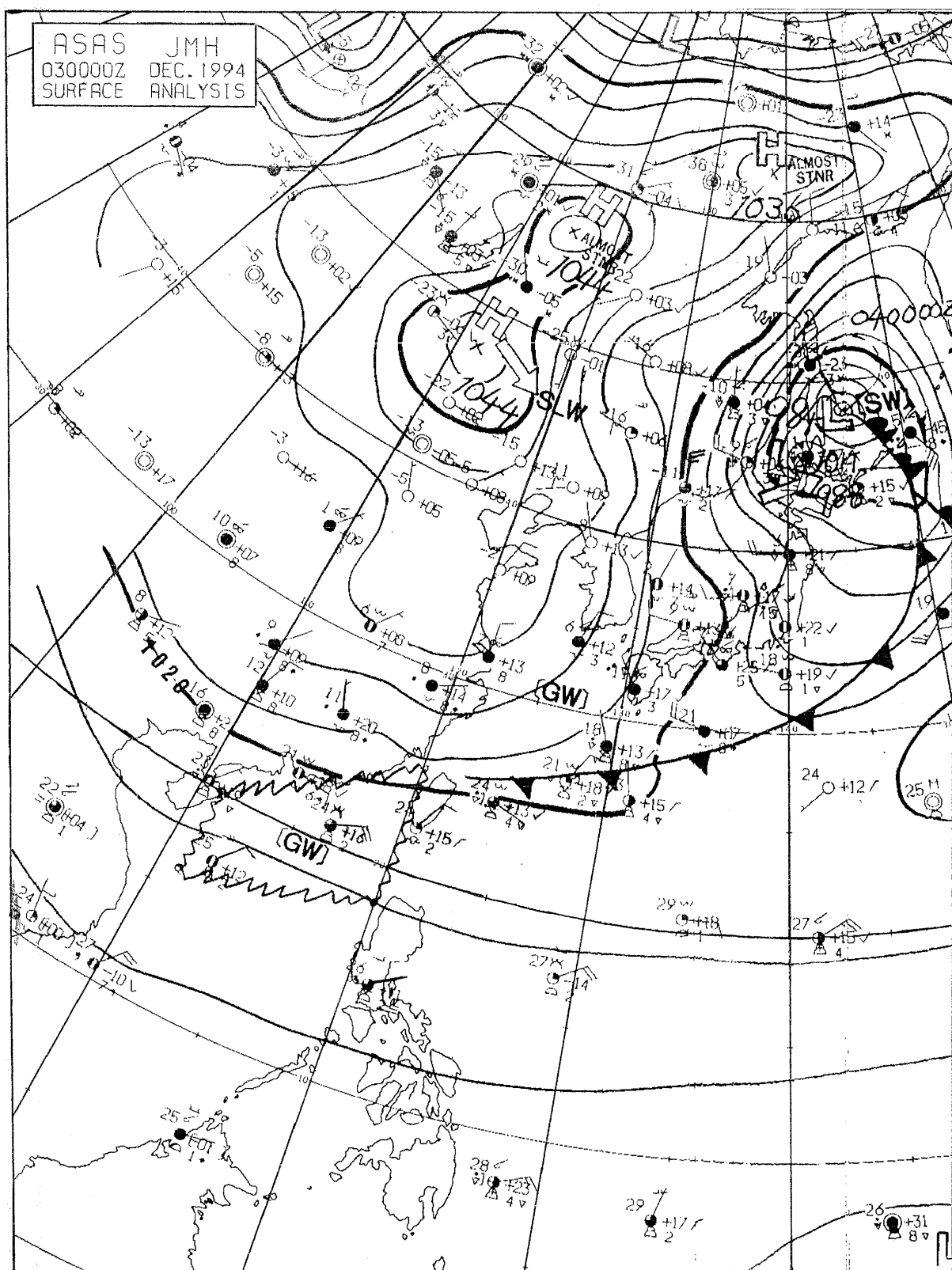
\Rightarrow 對流層頂之傾斜是由風場之分布所決定。

五、3 鋒面附近之特性與鋒面之移動

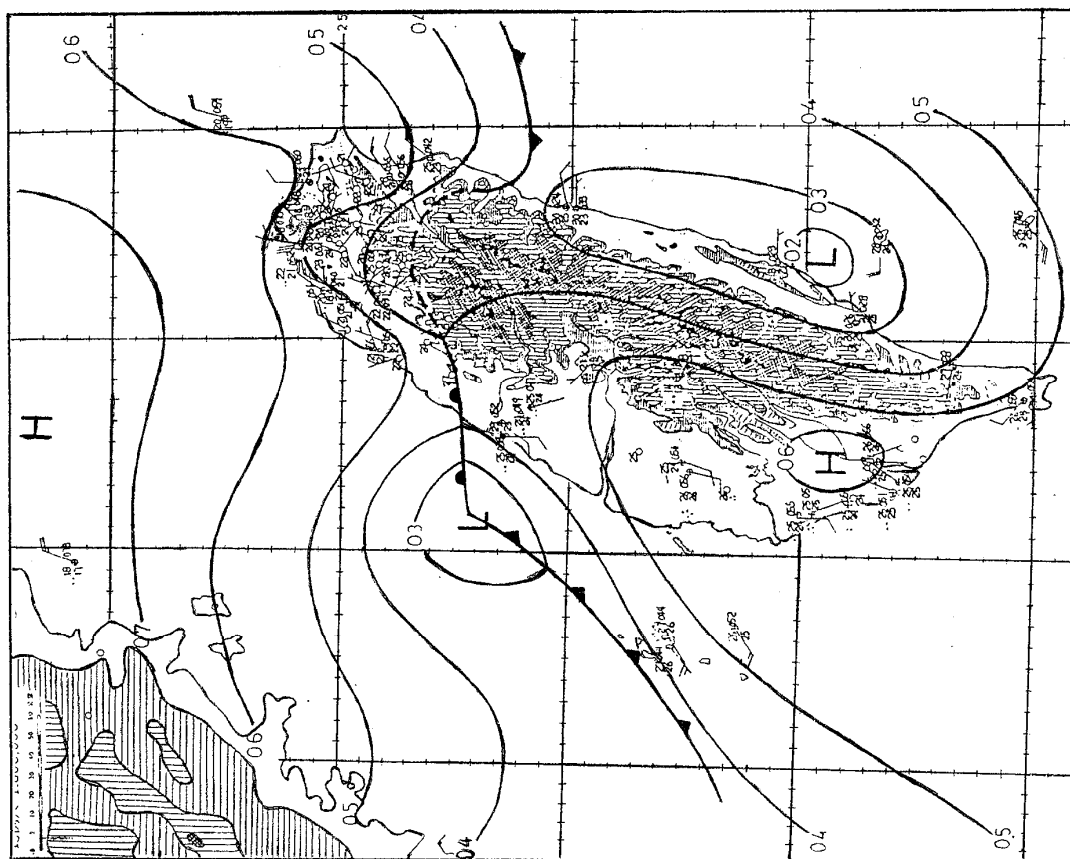
(ref: 明文-- Ch 2 氣團和鋒)

* 鋒面附近之特性

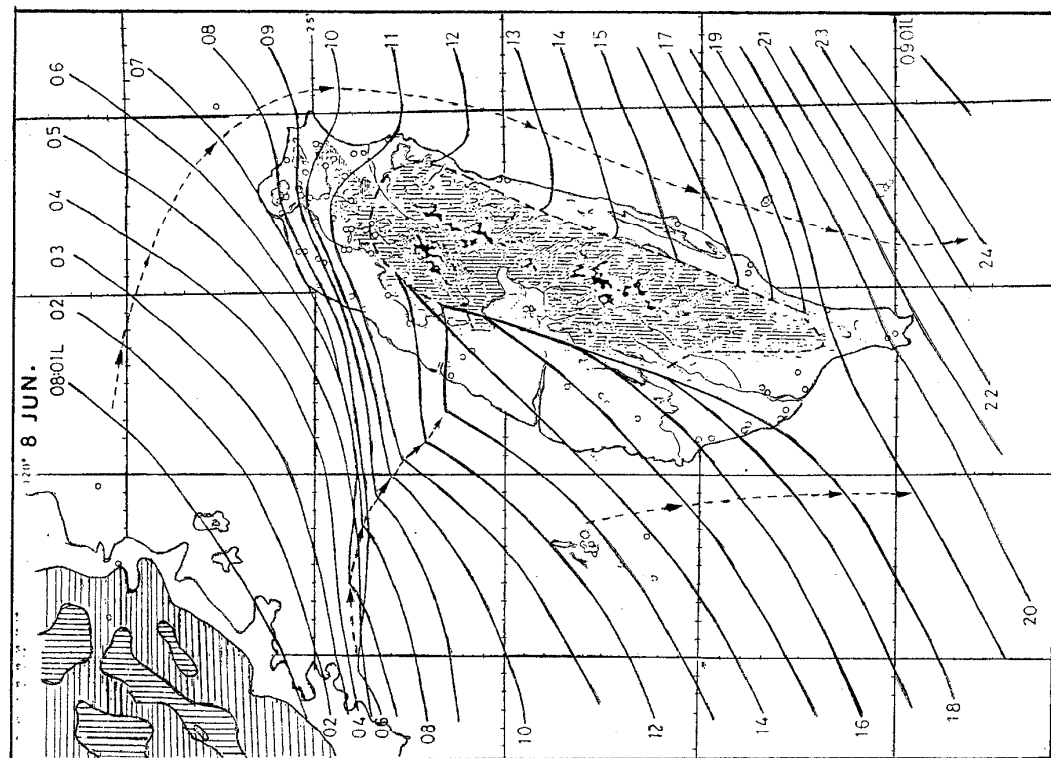
1. 當其他因子不變時, 鋒面斜率隨緯度增加而增大。而冷鋒南下時, 其坡度漸漸減小。若不考慮曲率, 在赤道上 $f=0$, 所以 $\tan \varphi=0$, 即赤道上不可能存在鋒。
2. 鋒面斜率隨兩邊氣團間溫差之減小而增大。當 $\Delta T=0$ 時, $\tan \varphi \rightarrow \infty$, 即 $\varphi \rightarrow 90^\circ$ 。即鋒成為鉛直, 其實就是沒有鋒。(回想水平溫度梯度與斜壓性的關係)
3. 當兩側平行鋒之風速差越大時, 坡度也愈大。風速差為 0, $\tan \varphi=0$, 也就沒有鋒。只有 $\Delta V = V_w - V_c > 0$, 即有氣旋性風切時才能使鋒面維持一定的坡度。而在對流層頂, 因為 $\tan \varphi$ 可以 >0 or <0 , 所以 ΔV (對流層與平流層間之風速差) 亦可以 >0 or <0 。另外, 鋒面上之 $\Delta V > 0$, 在近地面處因為摩擦力加強, 故其效應亦會更顯著。
4. 理論上, 鋒面為物質面, 所以垂直鋒面之風分量應該是連續的, 即 $V_n' = V_n$, 而且為鋒面的移動速度。
5. 實際大氣中, 冷鋒前方多為西-西南風, 鋒後為西北風; 暖鋒前方為東南風, 鋒後為南-西南風; 滯留鋒兩側分別為偏東風和偏西風。這些都具有明顯之氣旋性風切。在冬季, 當寒潮冷鋒南下時, 有時鋒前、鋒後的風向常為一致之東北風, 但鋒後之風速遠大於鋒前, 亦為氣旋性風切(下圖)。
6. 鋒附近的另一個特徵是其水平溫度梯度很大, 所以其上方之熱力風亦很大, 即風之垂直切變很大; 即在冷暖鋒上方, 風速隨高度增大而快速變強。所以暖(冷)鋒前之測站, 因為有強之暖(冷)平流, 所以風向隨高度增加做順(逆)時針方向轉。



台灣東北方海面上之冷鋒兩側都吹偏東風。多在寒潮高壓之南緣，鋒面在高壓氣團內。西側山前移速較慢，暖鋒消失。山後形成台灣低壓。



(h) F8-12L 8 June, 1987



續圖29 (e) F8 (IOP-8)
鋒面经过台湾時,因地形影响造成之逐时位置图。

梯度場均與對流層裏的方向相反。高、低緯兩個對流層頂即從北、南側趨向鋒層，並在鋒層附近稍向下傾斜。(d)將鋒層上、下界分別與其南、北側的對流層相連。

四、鋒的坡度

鋒在空間是一個傾斜的穩定層，它隨高度向冷空氣一側傾斜，其傾斜角不大，冷鋒約為 $\frac{1}{50} - \frac{1}{100}$ ，暖鋒約為 $\frac{1}{100} - \frac{1}{150}$ ，甚至更小，且隨時間、地點、高度而變化。鋒的這種傾斜與鋒區內氣象要素場的分布有密切聯繫。

爲理論上討論方便，假設鋒是物質面，有上、下兩個界面，且互相平行。取 x 軸與鋒面平行， y 軸由暖氣團（以 W 表示）通過鋒區（以 F 表示）指向冷空氣（以 C 表示）

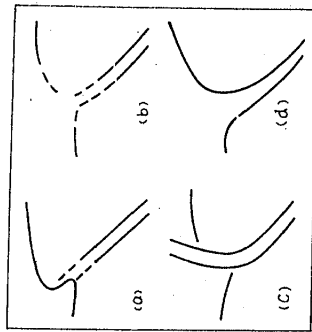


圖 2.13 對流層頂附近鋒面分析

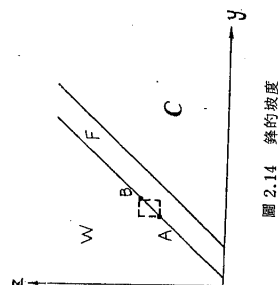


圖 2.14 鋒的坡度

，如圖 2.14 所示。現在在上界面上取 A 、 B 兩點，對於任一氣象要素 ϕ 有：

$$(\phi_B - \phi_A)_W = \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial z} \right) \Delta z + \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial y} \right) \Delta y \quad (2.3)$$

或

$$(\phi_B - \phi_A)_F = \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial z} \right) \Delta z + \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial y} \right) \Delta y$$

因 ϕ 在鋒面上是連續的，有 $(\phi_B - \phi_A)_W = (\phi_B - \phi_A)_F$ ，故得

$$\left(\frac{\partial \phi_W}{\partial z} \right) \Delta z + \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial y} \right) \Delta y = \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial z} \right) \Delta z + \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial y} \right) \Delta y \quad (2.4)$$

根據圖 2.14 所示，鋒面坡度爲

$$\text{tg} \alpha = \Delta z / \Delta y, \text{ 則得}$$

鋒面的坡度

$\text{tg} \alpha$

$$\text{tg} \alpha = - \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial y} - \frac{\partial \phi_F}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial z} - \frac{\partial \phi_F}{\partial z} \right) \quad (2.5)$$

同理可得

$$\text{tg} \alpha = - \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial y} - \frac{\partial \phi_C}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial \phi_F}{\partial z} - \frac{\partial \phi_C}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

如果鋒只有一個界面，則

$$\text{tg} \alpha = - \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial y} - \frac{\partial \phi_C}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial \phi_W}{\partial z} - \frac{\partial \phi_C}{\partial z} \right) \quad (2.7)$$

取溫度 T 代替 ϕ ，則

$$\left. \begin{aligned} \text{tg} \alpha &= \left(\frac{\partial T_W}{\partial y} - \frac{\partial T_F}{\partial y} \right) / (\gamma_W - \gamma_F) \\ \text{或} \quad \text{tg} \alpha &= \left(\frac{\partial T_F}{\partial y} - \frac{\partial T_C}{\partial y} \right) / (\gamma_F - \gamma_C) \end{aligned} \right\} \quad (2.8)$$

在鋒區及其兩側， $\frac{\partial T}{\partial y} < 0$ ，但鋒區中的 $\frac{\partial T_F}{\partial y}$ 絕對值遠大於兩側氣團中的值；在

冷、暖氣團中， γ_W, γ_C 均大於 0，但在鋒區中 $\gamma_F \leq 0$ ，或爲很小的正值。所以， $\frac{\partial T_W}{\partial y} -$

$\frac{\partial T_F}{\partial y} > 0$ ，對應有 $\gamma_W - \gamma_F > 0$ ； $\frac{\partial T_C}{\partial y} - \frac{\partial T_F}{\partial y} < 0$ ，對應有 $\gamma_F - \gamma_C < 0$ 。因此，(

2.8) 式中的 $\text{tg} \alpha > 0$ ，這與實況相符。這說明鋒的傾斜與鋒區溫度場的兩大特性（即鋒區內水平溫度梯度遠大於氣團中的；鋒區是逆溫、等溫或很小的溫度垂直遞減率）相對應。

如果取氣壓 p 代替 ϕ ，則類同 (2.7) 式有

$$\text{tg} \alpha = - \left(\frac{\partial p_W}{\partial y} - \frac{\partial p_C}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial p_W}{\partial z} - \frac{\partial p_C}{\partial z} \right) \quad (2.9)$$

根據靜力方程和地轉風關係，可得

$$\text{tg} \alpha = - \frac{f}{g} (\rho_W u_{yw} - \rho_C u_{yc}) / (\rho_W - \rho_C) \quad (2.10)$$

或

$$\text{tg} \alpha = - \frac{f}{g} (T_C u_{yw} - T_W u_{yc}) / (T_C - T_W) \quad (2.10)'$$

取

$$u_0 = \frac{1}{2} (u_{yw} + u_{yc}), \Delta u_0 = (u_{yw} - u_{yc})$$

$$\bar{T} = \frac{1}{2}(T_w + T_c), \quad \Delta T = (T_w - T_c)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{2}(\rho_w + \rho_c), \quad \Delta\rho = (\rho_w - \rho_c)$$

即可導得

$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{f}{g} \frac{\Delta u_0}{\Delta \rho} - \frac{f}{g} \frac{u_0}{\bar{\rho}} \quad (2.11)$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} \bar{T} \frac{\Delta u_0}{\Delta T} - \frac{f}{g} \frac{u_0}{\bar{\rho}} \quad (2.11)'$$

(2.11) 和 (2.11)' 式中右端第二項較第一項小得多，可略去，最後得

$$\operatorname{tg} \alpha \approx \frac{f}{g} \bar{T} \frac{u_{0w} - u_{0c}}{T_w - T_c} \quad (2.12)$$

這就是鋒面坡度公式 (Margules 公式)。

由 (2.12) 式可得以下結論：

(1) 當其他因子不變時，鋒面坡度隨緯度增加而增大，這說明冷鋒南下時，坡度漸漸減小。在赤道， $f = 0$ ， $\operatorname{tg} \alpha = 0$ ，即赤道不可能存在鋒。

(2) 鋒面坡度隨兩種氣團間溫差的減小而增大，當 $\Delta T = 0$ 時， $\operatorname{tg} \alpha \rightarrow \infty$ ， $\alpha = 90^\circ$ ，即鋒成了鉛直的，其實質就是沒有鋒。

(3) 當鋒兩側平行於鋒的風速差愈大時，坡度也愈大，風速差為 0 時， $\alpha = 0$ ，也即沒有鋒。只有 $\Delta u_0 = u_w - u_c > 0$ (即有氣旋性切變) 時，才能使鋒面維持一定的坡度。

五、鋒附近的風場和氣壓場

(一) 風場

如前面所述，冷鋒兩側平行於鋒的風速呈氣旋性切變，即有 $\Delta u_0 = u_w - u_c > 0$ ，這種現象在近地面層，加上摩擦的影響，尤為顯著。

在理論上，鋒為物質面，垂直於鋒面的分速應該是連續的，而且也就是鋒面的移速，即

$$v_{0w} = v_{0c} \quad (2.13)$$

在實際大氣中，冷鋒前多為西-西南風，鋒後為西北風；暖鋒前為東南風，鋒後為南-西南風；靜止鋒兩側分別為偏東風和偏西風。這些都具有明顯的氣旋性切變。冬季，當寒潮冷鋒南下時，有時鋒前、鋒後的風向常為一致的東北風，但鋒後的風速大於鋒前的，這種風速分布形成風的輻合，鋒同樣地可存在其中。

鋒面附近之特性場

鋒附近風場的另一個特徵是，鋒區水平溫度梯度很大，所以在垂直方向上，通過鋒區的熱成風很大，即風的垂直切變很大，這種現象在冷、暖鋒上均有，風速隨高度增大最快。因此在鋒面的上空都對應有風速很大的區域，可出現急流。關於風向隨高度的變化，一般是：在地面暖鋒之前的測站，自底層至高空通過鋒層，風向作順時針旋轉，對應有暖平流。在地面冷鋒之後的測站，自底層至高空，通過鋒層時風向作逆時針旋轉，對應有冷平流。如圖 2.15 所示。

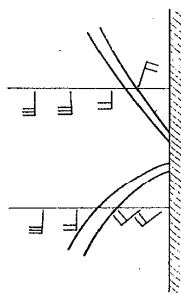


圖 2.15 高空風向在鋒層上、下改變示意圖

(二) 氣壓場

由鋒的坡度公式

$$\operatorname{tg} \alpha = \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_c}{\partial y} \right) / g(\rho_w - \rho_c)$$

因 $\operatorname{tg} \alpha > 0$ ，而 $(\rho_w - \rho_c) < 0$ ，故有

$$\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_c}{\partial y} < 0 \quad (2.14)$$

同時

$$\frac{\partial p_w}{\partial x} - \frac{\partial p_c}{\partial x} = 0 \quad (2.15)$$

由此可得出氣壓場和地轉風場的分布如圖 2.16 所示。其中上面三幅圖是在

$\frac{\partial p_w}{\partial x} = \frac{\partial p_c}{\partial x} = 0$ 即 $v_{0w} = v_{0c} = 0$ 的情況下，等壓線與鋒相平行，鋒呈準靜止狀態

，圖的下部是在 $\frac{\partial p_w}{\partial x} = \frac{\partial p_c}{\partial x} \neq 0$ ，即 $v_{0w} = v_{0c} \neq 0$ 的情況下，鋒處於氣壓場的“V”

形槽中；也就是說通過鋒的等壓線要由低壓向高壓處折角。

在密度一級不連續條件下，鋒面附近有

$$d \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_c}{\partial y} \right) = 0$$

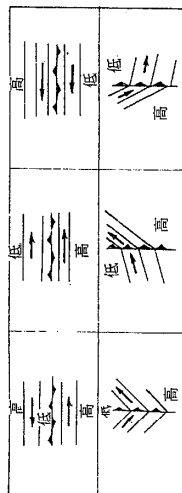


圖 2.16 鋒附近的氣壓場和風場 (矢線表示地轉風場)

$$\text{即 } \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_r}{\partial y} \right) dy + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_r}{\partial y} \right) dz = 0 \quad (2.16)$$

$$\text{tg } \alpha = \frac{dz}{dy} = - \frac{\frac{\partial^2 p_w}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 p_r}{\partial y^2}}{\frac{\partial^2 p_w}{\partial y \partial z} - \frac{\partial^2 p_r}{\partial y \partial z}} = \frac{\frac{\partial^2 p_w}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 p_r}{\partial y^2}}{\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_r}{\partial y}} \cdot \frac{1}{g}$$

$$\text{同理 } \text{tg } \alpha = \frac{\frac{\partial^2 p_r}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 p_o}{\partial y^2}}{\frac{\partial p_r}{\partial y} - \frac{\partial p_o}{\partial y}} \cdot \frac{1}{g} \quad (2.17)$$

因為鋒面上密度一級不連續，故氣壓為二級不連續，分子、分母都不等於 0。又因為 $\frac{\partial \rho_r}{\partial y} \gg \frac{\partial p_w}{\partial y}$ 和 $\frac{\partial \rho_o}{\partial y}$ ，故 $\frac{\partial^2 p_w}{\partial y^2} \gg \frac{\partial^2 p_r}{\partial y^2}$ 和 $\frac{\partial^2 p_o}{\partial y^2}$ 。也就是說，等壓線通過鋒區時氣旋性曲率最大。

六、地面鋒附近的變壓場

在鋒面上，有 $\frac{d}{dt} (p_w - p_o) = 0$ ，則

$$\frac{\partial}{\partial t} (p_w - p_o) + C \frac{\partial}{\partial y} (p_w - p_o) = 0 \quad (2.18)$$

其中 C 為鋒面沿 y 軸的移速。據上所知，有

$$\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_o}{\partial y} < 0, \text{ 冷鋒時, } C < 0, \text{ 故 } \frac{\partial p_w}{\partial t} - \frac{\partial p_o}{\partial t} < 0, \text{ 鋒後冷氣團中正變壓}$$

大；暖鋒時， $C > 0$ ，故 $\frac{\partial p_w}{\partial t} - \frac{\partial p_o}{\partial t} > 0$ ，鋒前冷氣團中負變壓較大；細囚鋒附近變壓場則由冷暖鋒兩者的變壓場組成，其分布更為複雜（如圖 2.17）。



圖 1.17 鋒附近變壓場特徵

七、鋒附近的垂直運動

與鋒附近大範圍雲和降水相對應，常存在着大規模系統性垂直運動。造成鋒附近垂直運動的因素主要有以下幾種：

(一) 地面摩擦影響

由於在低層，鋒位於低壓槽中，因地面摩擦作用使鋒兩側氣流向鋒線匯合，自地面鋒線向上至相當高的高度有上升運動。地面低槽越強，則上升運動亦越強。

(二) 鋒兩側冷、暖空氣相對運動

鋒在移動過程中，當其移速與兩側冷、暖空氣垂直於鋒線的風的分速不等時（ $v_o \neq v_w$ ），空氣將沿着鋒作上、下滑動，引起了垂直運動。可導得

$$w = (v_w - C) \text{tg } \alpha \quad (2.19)$$

其中，C 是鋒面移速； v_w 是暖空氣中垂直於鋒面的分速， w 是暖空氣的垂直分速。在暖鋒上，當 $v_w > C$ 時， $w > 0$ ，有上升運動，暖空氣沿鋒面上升，稱上滑鋒。反之，當 $v_w < C$ 時， $w < 0$ ，暖空氣沿鋒面下沉，稱下滑鋒。還可看出，當鋒的坡度陡的時候，上升運動強烈；反之微弱。

(三) 高空槽與地面鋒的相對位置的影響

一般，在高空槽前和槽線附近有上升運動，槽後有下沉運動，所以當地面鋒位於高空槽前時，鋒上可有強烈的上升運動；當鋒位於高空槽後時，鋒上有下沉運動。

(四) 溫度平流作用

一般說，暖平流地區有上升運動，在冷平流地區有下沉運動，由於在地面暖鋒前方的上空，如 850、700hPa 面上，鋒區附近常有暖平流，而在冷鋒後上空常有冷平流，所以暖鋒前方上空有上升運動，而在冷鋒後方上空有下沉運動。

綜合以上結果，鋒附近的垂直運動可概括為下圖 2.18 表示。

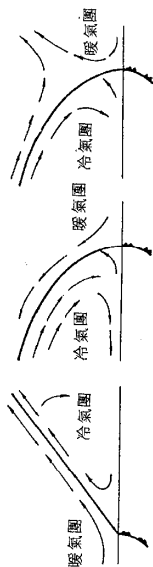


圖 2.18 鋒附近垂直運動示意圖

§ 2.4 鋒的移动

正確估計鋒的移动，是做好天氣預報的重要環節。在我國，冷鋒的移动，一般情況下，北方要比南方快。尤其是西北地區，平均約為 35—50km/小時，最快的可移動 100km/小時以上；華北、東北地區的鋒，多數情況下，可移動 30—40km/小時，最快的可達 90—100km/小時；在華東、華中約移動 20km/小時，最快可達 60—80km/小時；華南地區更慢一些。據分析，地面鋒線走向為南北向時，冷鋒從西北向東南移動的速度較快；而地面鋒線為東西向時，冷鋒從北向南移動的速度較慢。暖鋒的移动較慢，也無一定規律。總的講，鋒的移动不但因地而異，還因季節而變，一般講冬季較快，春季次之，秋季第三，夏季最慢。

鋒的移动基本上可以根據其過去移向移速的演變來均勻地外推或作加速度外推，但也必須考慮若干個影響鋒移动的因素。這裏對地面變壓場、地面地轉風、氣壓形勢及地形對鋒移动的影響作一討論：

一、地面變壓場與鋒的移动

取 y 軸與鋒面移动方向一致，假定鋒面是氣壓的零級連續面，則：

$$p_w - p_e = 0$$

取 C_y 為鋒的移动，則有

$$\frac{\partial}{\partial t} (p_w - p_e) = \left(\frac{\partial p_w}{\partial t} - \frac{\partial p_e}{\partial t} \right) + C_y \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_e}{\partial y} \right) \quad (2.20)$$

因鋒在移动過程中，其上任何一點均得保持 $p_w - p_e = 0$ ， $\frac{\partial}{\partial t} (p_w - p_e) = 0$ ，則

$$C_y = - \left(\frac{\partial p_w}{\partial t} - \frac{\partial p_e}{\partial t} \right) / \left(\frac{\partial p_w}{\partial y} - \frac{\partial p_e}{\partial y} \right) \quad (2.21)$$

式中 $\frac{\partial p_w}{\partial t}$ 是暖空氣內的氣壓局地變化，而 $\frac{\partial p_e}{\partial t}$ 為冷空氣內的變壓。

因鋒位於低壓槽中，故 (2.21) 式中的 $\frac{\partial p_w}{\partial y}$ 與 $\frac{\partial p_e}{\partial y}$ 總是異號的。對於冷鋒來講，

$$\frac{\partial p_w}{\partial y} > 0, \frac{\partial p_e}{\partial y} < 0; \text{對於暖鋒來講, } \frac{\partial p_w}{\partial y} < 0, \frac{\partial p_e}{\partial y} > 0. \text{低壓槽越淺, (2.21) 式中分母絕對值越小, 則移速就大; 低槽越深, 分母絕對值越大, 則移速就小。}$$

(2.21) 式中的分子即為鋒兩側的變壓差，即鋒附近的變壓梯度。若 $\frac{\partial p_w}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial p_e}{\partial t}$

異號，且兩者的絕對值越大，則變壓梯度越大，鋒的移速就越快；反之，當 $\frac{\partial p_w}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial p_e}{\partial t}$ 同號，兩者相差不大，則變壓梯度小，鋒的移动就慢。

應該指出：首先，上述討論是假定氣壓變化僅由鋒面移动所引起的。實際上，影響氣壓變化的因素是很多的，如除了氣壓日變化外，還有輻散與輻合等動力因素。其次，地面圖上的變壓是過去的 3 小時變壓，而 $\frac{\partial p}{\partial y}$ 又為現時的情況，所以這種方法的實質是外推法。

二、地面地轉風、氣壓形勢與鋒的移动

倘不考慮摩擦影響，地面鋒線約以兩側地轉風垂直於鋒線的分速而移动。地轉風分速愈大，鋒移动愈快。地轉風的大小與等壓線的密度成比例，因此等壓線與鋒線交角愈大及等壓愈密，則鋒移动愈快；等壓線與鋒線交角愈小及等壓線愈稀，則鋒移动愈慢。在下墊面比較平坦，地轉風垂直於地面鋒線的分量不很小時，利用鋒附近地轉風來估計鋒的移速，效果較好。

如零稍

位於高壓邊緣的某些冷鋒，有時雖然與之垂直的地轉風分量近於零，但冷鋒仍向前移动，甚至可以很快。這是因為這些冷鋒後有很大的正變壓，氣壓場與流場來不及達到平衡，實際風（近似地為地轉風與變壓風之和）仍然有垂直於鋒線的分速，使鋒向前移动；或者是因為鋒後的高壓本身整個在移动或部分伸展，從而推動鋒移行。鋒的移向，一般約與鋒後高壓的長軸方向一致；在同一季節裏，高壓強度大時冷鋒移动較快，且能到達較南地區；當地面高壓突然加強時，鋒也常常加速移动。

鋒前的氣壓場對鋒移动的影響也很大。通常，當鋒前是均壓區或者是低壓帶時；鋒移动較快，鋒前為高壓（或脊）時，尤其當鋒移近暖性高壓，而高壓並無減弱、崩潰的

趨勢時，鋒的移速會減慢。

三、地面摩擦及地形對鋒的影響

由於地面摩擦和地形能使鋒的移動速度、鋒的坡度和鋒附近的垂直運動發生變化，從而對鋒上天氣有很大影響，必須加以重視。

(一) 地面摩擦對鋒的影響

先看對暖鋒的影響，暖鋒在移動過程中，近地面部分由於受摩擦影響，鋒移動較慢，而在上層因風速較大，鋒移動較快。由於上、下層移速不同，近地面鋒的坡度變小，有時甚至會拖出一條長“尾巴”，如圖 2.19(a)所示，這條“尾巴”因亂流混合作用而很快消失。在它消失的同時，在圖中虛線所示的位置上，鋒又再次生成。這種現象，看起來就像是鋒在忽快忽慢地跳躍前進。

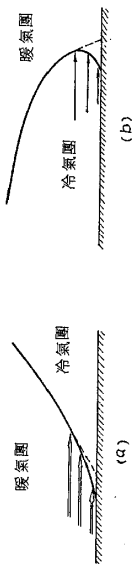


圖 2.19 (a) 地面摩擦對暖鋒移動的影響
(b) 地面摩擦對冷鋒移動的影響

冷鋒在移動過程中，同樣會受到地面摩擦的影響，近地面的鋒移動較上層的慢，結果在低層形成向前的“鼻狀”形，如圖 2.19(b)所示。這“鼻狀”形成不久，就因亂流混合等作用而消失。在消失的同時，在圖中所示虛線位置上，鋒又出現，看起來好像鋒在跳躍前進。

(二) 地形對鋒的影響

地形對鋒的影響是複雜的，其中以山地影響最為突出。鋒在移動過程中，遇到高原或山脈時，其形狀和移速都會受到很大影響，如冷鋒遇到較高的山脈時，受阻部分就不能很快越過山脈，甚至在山前靜止下來，成為準靜止鋒。我國著名的天山準靜止鋒以及雲貴準靜止鋒便是這樣形成的。如冷鋒遇到山脈群，不僅鋒的移速減慢，地面鋒線還會發生變形，在山口處冷鋒首先進入，結果地面鋒線就會變成彎曲曲曲的形狀。如果冷鋒遇到的是孤立的，則鋒的兩端會繞山而過，當它在山後相

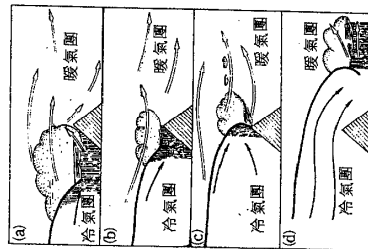


圖 2.20 冷鋒展佈示意圖

遇時，形成地形閉囚鋒。這在我國浙閩山區常會遇見。

再看冷鋒遇山坡的情況（圖 2.20 所示）。當冷鋒移近山坡時，移速減慢，鋒的坡度增大，位於鋒與山脊之間的暖空氣受強烈推擠而急劇上升，於是雲層的垂直發展加強，降水加劇，降水區也變寬（圖(a)）。隨著鋒不斷沿山坡上升，雲與降水隨之推向山頂；山的背風坡因受下降氣流的影響，那裏的雲層將趨於消散，雲區和降水區也就相應變窄（圖(b), (c)）。當鋒越過山頂後，移速加快；離開背風坡一段距離時，雲和降水區又大致恢復到越山前的情況（見圖(d)）。

§ 2.5 鋒生和鋒消

大氣中鋒的形成、加強或減弱、消失，導致了天氣的急劇變化。因此，了解和正確預報鋒的生、消活動，不僅是作好天氣預報的重要環節，而且亦關係到氣旋的形成和發展的預報。

一、鋒生、鋒消的概念

凡新鋒生成，或已有鋒的強度增強的過程，稱為鋒生；凡原有鋒的強度減弱、消失的過程，稱為鋒消。鋒的生、消過程，就其本質而言，最重要的是表現在水平溫度梯度的變化，當水平溫度梯度隨時間增大時，稱為鋒生作用；當水平溫度梯度隨時間減小時，稱為鋒消作用。

設兩氣團之間的水平溫度梯度為 $-\nabla T$ ，則水平溫度梯度的個別變化：

$$F = \frac{d}{dt} | \nabla T | \quad (2.22)$$

稱為個別鋒生函數（或稱個別鋒生強度）。在等壓面圖上，等溫線就是等位溫線，故可用 $\nabla \theta$ 代替 ∇T ，這時個別鋒生函數可寫為：

$$F = \frac{d}{dt} | \nabla \theta | \quad (2.23)$$

當 $F > 0$ 時，水平溫度梯度隨時間增大，有鋒生作用；當 $F < 0$ 時，水平溫度梯度隨時間減小，有鋒消作用。

二、鋒生、鋒消公式

在鋒區附近，可近似認為等 θ 線為一組平行直線。現取 x 軸平行於等 θ 線， y 軸垂直於等 θ 線，並指向冷空氣一側，這樣

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \quad |\nabla \theta| = -\frac{\partial \theta}{\partial y}$$

故有 $F = \frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$

展開得：

$$F = \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + w \frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (2.23)'$$

同理有：

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

而據定義 $\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)_{\sigma_p}^{\sigma_0}$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{AR}{C_p} \frac{\theta}{p} \frac{dp}{dt}$$

設在單位時間內，加給單位質量空氣的熱量為 $\frac{dQ}{dt}$ ，則

$$\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{ART}{p} \frac{dp}{dt} \quad (2.27)$$

因此

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta}{T} \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$$

令 $\frac{\theta}{T} \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} = H$

將(2.28)式代入(2.25)式，有：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial p} = H$$

對 y 微分得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + w \frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p} \\ = -\frac{\partial H}{\partial y} \end{aligned} \quad (2.29)$$

最後將(2.29)式代入(2.24)式，得：

$$F = \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2.30)$$

(2.30)式中 $\frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y}$ 表示水平運動對鋒生、鋒消的作用； $\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 表示垂直運動對

鋒生、鋒消的作用； $-\frac{\partial H}{\partial y}$ 表示非絕熱變化對鋒生、鋒消的作用。

三、各項因子的作用

(一) 水平氣流的輻合與輻散

$$F_1 = \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y}$$

因為 y 軸是指向冷空氣的，故有 $\frac{\partial \theta}{\partial y} > 0$ 。所以當 $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$ 時， $F_1 > 0$ ，有鋒生作用；

當 $\frac{\partial v}{\partial y} > 0$ 時， $F_1 < 0$ ，有鋒消作用。如圖 2.21 所示，在圖(a)、(b)中有鋒生作用；在

圖(c)、(d)中有鋒消作用。實際大氣中，有利的鋒生形勢，如圖 2.22 所示。冷空氣向槽線附近匯合，使溫度梯度加大，故有鋒生現象產生。

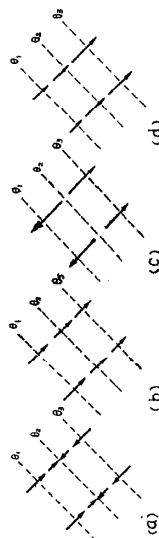


圖 2.21 水平氣流輻合、輻散對鋒生鋒消的作用



圖 2.22 (a)冷鋒鋒生 (b)暖鋒鋒生

(二) 空氣的垂直運動

$$F_2 = \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2.32)$$

式中 $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ 代表乾空氣的層結穩定度。一般說，大氣層結是穩定的，即 $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ 。這項

作用就取決於垂直運動的分布。在 p 坐標中，上升運動區 $\omega < 0$ ，下沉運動區， $\omega > 0$ 。而 y 軸是指向冷空氣一側，所以當暖空氣有上升運動，冷空氣有下沉運動時，有 $\frac{\partial \omega}{\partial y}$

> 0 ，即 $F_2 < 0$ ，有鋒消作用。這一項的鋒消作用，在冷鋒下到平原情況較明顯。在大氣層結不穩定時，暖空氣上升、冷空氣下沉的作用可引起鋒生。

(三) 加熱作用

$$F_3 = - \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2.33)$$

加熱作用主要是凝結加熱和下墊面加熱。

當暖空氣的水汽含量比較充沛時，在上升運動中能產生雲和降水，可釋放出潛熱，使空氣增溫，而冷空氣較乾燥，無雲和降水（或很少）產生，也就沒有（或很少）凝結加熱，這樣可有 $\frac{\partial H}{\partial y} < 0$ ，即 $F_3 > 0$ ，有鋒生作用。因此在水平流場具有鋒生作用的情況下，暖空氣中發生大量凝結加熱（ F_3 ）能抵消垂直運動（ F_2 ）的鋒消作用，助長水平運動（ F_1 ）的鋒生作用，促使形成新鋒或使原有的鋒增強。例如在華南或江淮流域，常先有大片雲、雨區出現，然後地面鋒形成。

下墊面加熱主要是通過傳導、亂流、對流輸送及輻射過程而產生。冷空氣南下時變暖，暖空氣北上時變冷，均使 $\frac{\partial H}{\partial y} > 0$ ，即 $F_3 < 0$ ，有鋒消作用。如北方強冷鋒南下到華南後，強度明顯減弱，主要就是冷氣團變暖的緣故。

四、我國鋒生、鋒消的概況

在我國，主要鋒生區有兩個：一個在東北以及中蒙邊境一帶；另一個是華南到長江流域。這兩個鋒生帶對應高空圖上有兩支鋒區，並隨鋒區的季節變化而有相應的位移。我國境內的鋒生大多數和高空氣流的輻合（即高空槽）有關。

東北地區：既有冷鋒鋒生，也有暖鋒鋒生。河西地區：當冷空氣從北方或西方移來，受阿爾金山、祁連山的阻擋，常出現輻合氣流而鋒生。

江南地區：鋒生比較頻繁，尤以春季最多。高空槽自西藏高原移來，700 或 800-

hPa 上有明顯的切變線，有時還表現出一個弱的變形場。位於南海的高壓或高壓脊常有加強北伸的趨勢，因此，江南地區上空出現大片偏南風，暖平流很強。地面圖上的特點是：江南原有的冷鋒東移入海並消失，鋒後的高壓中心則在 $30^\circ - 35^\circ \text{N}$ 之間東移入海，北方冷高壓主體仍在蒙古，江南地區常有倒槽發展，倒槽槽線由北北東-南南西。江南地區鋒生時，暖平流很強，鋒生初期表現出具有暖鋒性質，由於它移動緩慢，常可分析為準靜止鋒。當西北方有較強冷空氣南下時，準靜止鋒轉為冷鋒南移，或在靜止鋒上產生波動東移入海。

我國的鋒消區主要位於西藏高原以東 $30^\circ - 40^\circ \text{N}$ 一帶，這是因為該地區常處在東亞大槽槽後，高原東側，下沉氣流較強，促使鋒消，尤其在夏半年較多。在黃淮流域一帶，除了高空槽減弱、變平，冷平流減弱或中斷引起鋒消外，還受地形的影響，當冷鋒從黃土高原移到華北平原時，由於下沉氣流的影響，鋒常出現減弱的現象。江淮和華南準靜止鋒的消失有三種情況：一是準靜止鋒上產生氣旋波，其東段轉為暖鋒隨氣旋向東偏北移出我國，其西段則變為冷鋒而南下；二是準靜止鋒在原地作南北擺動中，冷氣團進一步變性，使其鋒消；三是北方有新冷空氣南下，鋒後冷空氣勢力加強，使其轉變為冷鋒南下。

雲貴準靜止鋒消失，基本上有兩種情況：一是鋒後冷氣團在貴州山地繼續變性，促使鋒消。在這種情況下，高空仍是西南氣流，故鋒消後在貴州山地仍為陰天或小雨，但強度減弱；另一種是當高原上 500hPa 面上大槽過後，高壓脊移到了靜止鋒上，隨即出現下沉氣流，導致鋒消。

§ 2.6 影響我國的鋒

鋒在我國的活動很頻繁，一年四季均有，其中冷鋒最多，準靜止鋒次之，暖鋒和錐形鋒較少。

一、冷鋒

冷鋒活動的一般特點：我國各地區都有冷鋒活動。冷鋒的活動頻數，北方多於南方，西南地區冷鋒出現的頻率最小；冬半年多於夏半年，春季最多，秋季最少。

冷鋒的強度，冬季最強，常能直驅華南及南海。常造成寒潮天氣。夏季，冷鋒較弱，主要活動在北方，夏季的冷鋒常帶來雷陣雨天氣。

西北地區一年四季均有冷鋒活動，冬季強，夏季弱，而出現的頻數相近。其形狀和移速受地形影響極大。西來冷鋒常受天山、祁連山、秦嶺阻擋而一直往東偏南方向移動。少數可越過天山，進入南疆盆地，或從天山的東北部，從馬蹄形開口地帶倒灌入南疆。

，少數強冷鋒可越過秦嶺、大巴山，進入四川盆地。西北地區的冷鋒，冬季很少形成大片的雲和降水，往往是晴天無雲，但有大風和風沙。夏季都有降水，雲系多散在鋒區的上面。

華北是我國境內冷鋒活動的必經之地。東北地區則一年四季都有冷鋒活動，尤其是春秋季節，冷鋒活動頻繁。這兩個地區的冷鋒來源都有西路、西北路、北-東北路三種。冬天，冷鋒主要引起大風和降溫，夏天都能產生雷雨天氣。春季，冷鋒在東北常易造成大風和降水，而在華北往往只引起風沙天氣。

冬春季節，冷鋒在華東和華南地區活動頻繁，造成寒潮大風和降水天氣，春季更易引起華南的暴雨。盛夏季節，冷鋒可達華東、華中地區，是江淮流域梅雨和盛夏雷雨的主要製造者之一。但夏季冷空氣很難影響到華南地區。

較強的冷鋒有時也可經河西走廊進入四川盆地，但多數冷鋒入川後鋒區不明顯。

冬半年，四川盆地上空常保持着一層較強的逆溫，多陰沉天氣。當有冷鋒或冷平流從高空進入四川時，使逆溫層破壞或轉變成下沉逆溫，天氣轉晴。夏半年，低層空氣暖而濕，常處於不穩定狀態，當有冷鋒或冷平流進入時促使對流發展，出現雷陣雨及大風等天氣。

二、準靜止鋒

我國的準靜止鋒活動頻繁，引起持久的降水和暴雨，是我國天氣的主要特色之一。影響最大的是華南（南嶺）準靜止鋒和江淮準靜止鋒。

華南準靜止鋒是由南下冷鋒減速停滯轉變而成，或者在華南局地鋒生所形成。一年四季均有出現，但以12—7月為最頻繁，秋季最少。華南準靜止鋒的坡度，冬季較小，一般小於1/200；夏季較大，有時可達1/100以上，華南地區水汽充沛，準靜止鋒上都有雲系和降水，春季和初夏易造成華南前汛期暴雨。冬春季節，由於南支西風槽帶來暖濕氣流，沿華南靜止鋒北上，雲雨區可往北擴展到長江流域。

江淮準靜止鋒是勢均力敵的冷暖空氣在江淮流域對峙的結果。它既可以是冷鋒南下停滯所造成，也可以是在地面橫槽中鋒生而成。江淮準靜止鋒與低層江淮切變線相對應。主要出現在春季和初夏，是春季連陰雨和初夏梅雨的主要製造者。它常常可以引起暴雨，尤其當有西南渦東移，或其上有氣旋發展時，常可出現暴雨以致大暴雨。

由於地形影響，冬半年冷鋒南下時，其西部可在貴川—雲南之間停滯，形成北西北—南南東走向、持久的昆明準靜止鋒。在其冷空氣一側的貴州造成連綿陰雨，俗稱貴州“天無三日晴”。在其暖空氣一側的雲南，冬季晴朗暖和，俗稱昆明“四季春”。但一旦靜止鋒西進南下，雲南東部冬季也可降雨雪，俗稱“一雨便冬”。

能量的形式

新疆中部因天山阻擋，常常形成天山準靜止鋒。

三、暖鋒

在我國，暖鋒很少單獨出現，它常常存在於鋒面氣旋之中。因此，我國主要的暖鋒出現在東北地區的東北低壓之中。華南沿海地區常有江淮氣旋明顯發展時，或華北的東部有黃河氣旋強烈發展時，都可短時期出現暖鋒活動。

春夏之間，常有強烈西南氣流活動時（春季有南支西風槽強烈發展，夏季當西南季風加強時），華西出現一個地面倒槽，低層可能有西南渦發生發展。在其東部西南—東南氣流之間的暖式切變處常常會引起暖鋒鋒生，但維持時間不長，由於降水冷卻或北方冷鋒南下，倒槽中生成江淮氣旋，暖鋒隨之東移出海。

夏季，在副高南側，有時有東—東南暖濕氣流向較涼乾的內陸推進時，兩支氣流之間似乎具有某種暖鋒性質，但與一般含意的暖鋒性質完全不同。

四、錐形鋒

我國大陸上典型的錐形鋒活動主要只出現在東北地區，是東北低壓中冷鋒趕上暖鋒所形成。蒙古氣旋中也有錐形鋒，但錐形點的緯度位置偏高，在蒙古，甚至在貝加爾湖地區，極少數可達內蒙和華北。

其他就是因特殊地形影響，兩條冷鋒迎面相遇造成的地形錐形鋒，如華北地區（是華北春季降水的一個重要天氣系統）、武夷山、塔里木盆地和柴達木盆地的地形錐形鋒。

§ 2.7 能量

一、大氣中能量的主要形式

除輻射能外，大氣能量還有如下幾種主要形式：內能、重力位能、動能、潛熱能、壓力能、全位能、顯熱能（感熱能）、溫濕能、靜力能、總能量。現在分別扼要介紹如下：

(1)內能： $U = C_v T$ ，即氣體分子運動的動能。它與大氣絕對溫度成正比，即單位質量物體在定容情況下，從外界獲取熱量，表現為內能增加。

(2)重力位能： $\Phi = gz$ ，亦稱重力位勢，即將1kg物質從海平面舉到該點時反抗地球

*雷雨順、吳正華：能量鋒及其實用意義，北方災害性天氣文集，氣象出版社，16-21，1981年。

*雷雨順：靜力能量的天氣學分析原理及應用，北方天氣文集(3)北京出版社1-11，1982年。

*雷雨順：能量天氣學 陝西氣象特刊15pp 1983年。

重力場所必須作的功。亦稱為單位質量的重力位能。

(3) 動能： $W = \frac{1}{2}v^2$ ，單位質量空氣運動所具有的能量，它與速度平方成正比。

(4) 潛熱能： Lq ，單位質量空氣中 q 克水汽等溫發生相變時，需加入或放出的熱能，稱為潛熱能。

(5) 壓力能： $J = p\alpha$ ，單位質量空氣膨脹時，克服壓力所做的功，為 $p d\alpha$ ，據狀態方程亦可寫為 $J = RT$ 。

(6) 全位能： $P = C_p T + gz$ ，空氣內能和重力位能之和，即單位質量全位能。

(7) 顯熱能（感熱能）： $h = C_p T + RT$ ，即單位質量空氣的焓，為內能與壓力能之和。由熱力學第一定律可知，在等壓過程中，如無相變，則空氣吸收的熱量全部轉為焓的增加。

(8) 濕熱能： $E_h = C_p T + Lq$ ，為單位質量空氣的濕熱能，亦稱濕焓。顯熱能只與溫度有關，潛熱能只與空氣濕度有關（當然嚴格地講 L 也與溫度有關）。二者結合稱濕熱能。

(9) 濕靜力能：將濕熱能和重力位能結合在一起稱為濕靜力能。單位質量空氣的濕靜力能為：

$$E_o = C_p T + gz + Lq \quad (2.34)$$

若考慮的是乾空氣，則無相變發生，

$$E_d = C_p T + gz \quad (2.35)$$

稱為單位質量空氣的乾靜力能。

(10) 總能量：內能、位能、動能、潛熱能、壓力能的總和，稱為總能量。

$$E_t = C_p T + gz + \frac{1}{2}v^2 + Lq + p\alpha \quad (2.36)$$

$$\text{或} \quad E_t = C_p T + gz + Lq + \frac{1}{2}v^2 \quad (2.36')$$

相應地可定義出空氣的總溫度（或稱總比能溫度）

$$T_t = E_t / C_p = T + gz / C_p + Lq / C_p + v^2 / (2C_p) \quad (2.37)$$

對於乾空氣，總能量為

$$E_{dt} = C_p T + gz + \frac{1}{2}v^2 \quad (2.38)$$

乾總溫度為

$$T_{dt} = T + gz / C_p + v^2 / (2C_p) \quad (2.39)$$

二、能量鋒

鋒面是冷暖氣團之間的狹窄過渡帶（區），一般可根據溫、壓、濕、風的特徵來確定。近年來，雷雨順等用總溫度來分析能量場。等總溫度線密集的区域就是能量鋒區，（以與日常業務中所分析的鋒相區別）如圖 2.23。通常，在氣團內部總溫度的水平梯度一般小於 $3^\circ\text{C}/100\text{km}$ ，而能量鋒區內則在 $5^\circ\text{C}/100\text{km}$ 以上，和強降水等天氣聯繫的能量鋒可達 $10^\circ\text{C}/100\text{km}$ ，甚至可達 $20 - 30^\circ\text{C}/100\text{km}$ 以上。據分析和研究，夏秋能量鋒比溫度鋒明顯得多，而能量鋒與降水等天氣有良好的對應關係。如 1977 年 5 月 27 日至 31 日，粵東海、陸豐地區出現罕見的特大暴雨，從 30 日 17 時至 31 日 14 時（北京時間）共 21 小時降水量達 646.8 mm。在 30 日 08 時的地面總溫度形勢圖上，能量鋒的位置非常明顯（圖 2.24）。在 30、31 日 08 時，陸豐附近地面總溫度的水平梯度高達 $25^\circ\text{C}/50\text{km}$ ，平均能級達 78°C ，這兩天陸豐的暴雨最強，中心正位於能量鋒

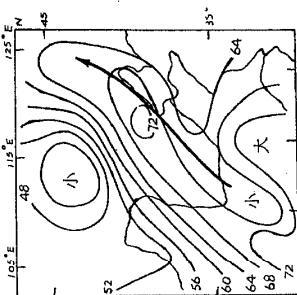


圖 2.23 1976 年 7 月 23 日 08 時 850hPa Tt 分佈（粗箭頭急流軸線）

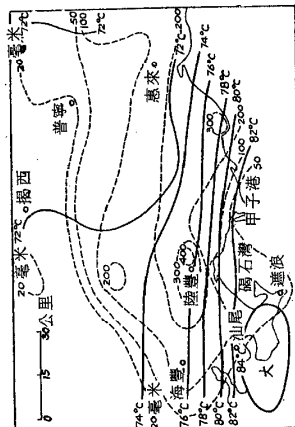


圖 2.24 1977 年 5 月 30 日 08 時地面總溫度形勢（實線，單位： $^\circ\text{C}$ ）和未來 24 小時雨量（虛線，單位 mm）分佈

附近。

能級：能量鋒區的平均 $\overline{T_t}$ 為能級，而鋒區等總溫度線方向的平均梯度 $\frac{\partial T_t}{\partial n}$ 為能量鋒的強度。對我國5—8月134次大範圍降水統計發現：未來24小時降水強度隨起始時刻地面能量鋒強度和能級的增加而增加，如表2.1所示。

表2.1 地面能量鋒強度、能級與未來24小時降水量最大強度的關係

降水強度	雨量					個
	小 < 10mm	中 10-25mm	兩大 25-50mm	暴雨 50-100mm	大暴雨 > 100mm	
能量 $\frac{\partial \overline{T_t}}{\partial n}$ (°C/100km)	4	5	6	7	8	
能級 T_t (°C)	46	61	60	65	67	
例數	24	25	28	39	18	

用自然坐標，對總溫度線法線方向取偏導數時，得：

$$\frac{\partial T_t}{\partial n} = \frac{\partial T}{\partial n} + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{g^2}{C_p} \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{L}{C_p} \rho \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{2C_p} V^2 \right) \quad (2.40)$$

由(2.40)式可見，能量鋒是大氣中各種不穩定能量（即有較位能）的集中表現，它可以分解出各種不穩定屬性的鋒。

當大氣乾燥且溫度對比明顯時，能量鋒即為一般意義的鋒區，亦即為濕熱鋒。如溫度梯度弱、露點梯度大，能量鋒即為潛熱鋒，亦稱露點鋒（或乾鋒）。夏半年的梅雨鋒大多是潛熱鋒。一般說來，風、壓梯度要比濕濕梯度小1—2個量級。但在高空急流附近，風速達100m/s，風速水平切變達 $20 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，相應的 $\frac{\partial T_t}{\partial n} - 2^\circ C/100km$ ，這時動能鋒才有實際意義。位能鋒 $\left(\frac{\partial g^2}{\partial n} \right)$ 通常無實際意義。

在實際分析上，常取等 θ_{se} 線密集的帶區作為能量鋒區。 θ_{se} 能綜合反映溫度場和濕度場。這樣定義的能量鋒區也與強烈天氣有密切關係。

三、錫囚高能舌

錫囚高能舌是兩個低能區之間所夾的舌狀高能區，是和能量鋒同時出現的另一能量

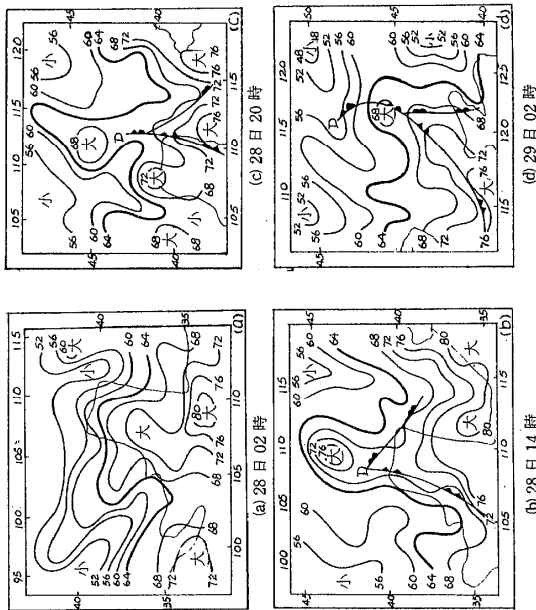


圖 2.25 1976 年 7 月 28—29 日地面總溫度形勢和氣旋的演變

系統。圖 2.23 中，在能量鋒前的高能區即為錫囚高能舌，由於形狀如“Ω”，類似高空等壓面上的阻塞高壓，又稱為Ω型高能舌。錫囚高能舌的出現與氣旋的發展有密切的關係，一般來講，能量鋒發生波動的地方，就是鋒面波動的存在地，未來的氣旋中心就在能量鋒波動附近發生。當總溫度線呈現出錫囚高能舌（Ω）以後，氣旋便很快進入錫囚階段。圖 2.25 就是 1976 年 7 月 28—29 日一次河套氣旋發展過程中地面總溫度形勢演變。

28 日 02 時，河套地區有一寬闊的由南向北伸的高能舌，其東、西兩側分別是從內蒙古中部伸向山西和河北南部和從河西走廊向東伸的冷乾空氣所形成的低能舌（注意 $T_t = 64^\circ C$ 線）。在高能舌北端（ $40^\circ N$ ）的東西向能量鋒區，由於暖濕空氣的向北推進，在 $107^\circ - 110^\circ E$ 地區發生了振幅較大的波動。到 28 日 14 時，就在這個波動處出現了低壓中心。在這過程中，河套地區的高能區繼續向北伸並變窄，出現“Ω”型式。在氣旋中心之北，出現了具有兩根閉合等值線的高能中心，6 小時後，氣旋進入早期錫囚階段。高能舌在兩側低能區的夾擊下變得更為狹窄，且有小股冷空氣從西側插入氣旋中心。這可以看出為氣旋中心的暖濕空氣將要被冷空氣抬離地面。說明隨着錫囚進一步加深，氣旋將進入消亡階段。由此可見，可利用 6 小時間隔的地面能量場分析能量鋒上波動發

五、4 補充資料

(江火明老師之天氣學講義)

五.D: 鋒面的斜率.

鋒面是兩性質不同之氣團的交界面，因此，它是密度、溫度、水汽、風等性質之交界面，可視為一不連續面，此不連續面之動力邊界條件為兩側之氣壓是相等的，即

$$P_w = P_c \quad (7-15)$$

由狀態方程式知，在等壓面上密度不連續就是氣溫的不連續

一般而言，鋒面向冷氣團的一方傾斜，如圖7-8所示，鋒面的斜角為 ψ ，則

$$\tan \psi = \frac{\delta z}{\delta n} \quad (7-16)$$

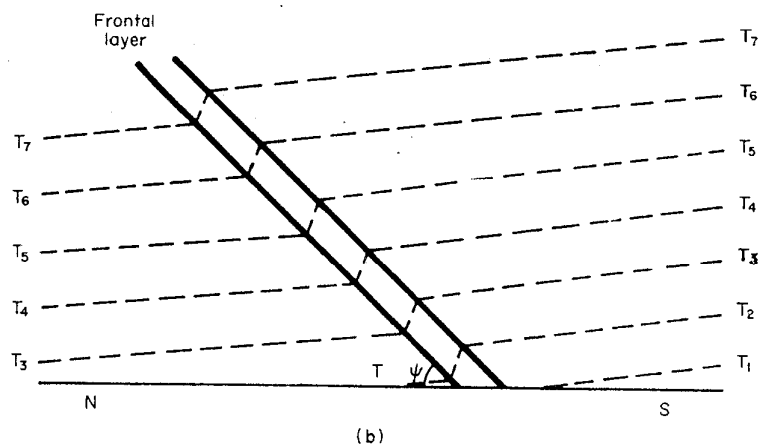
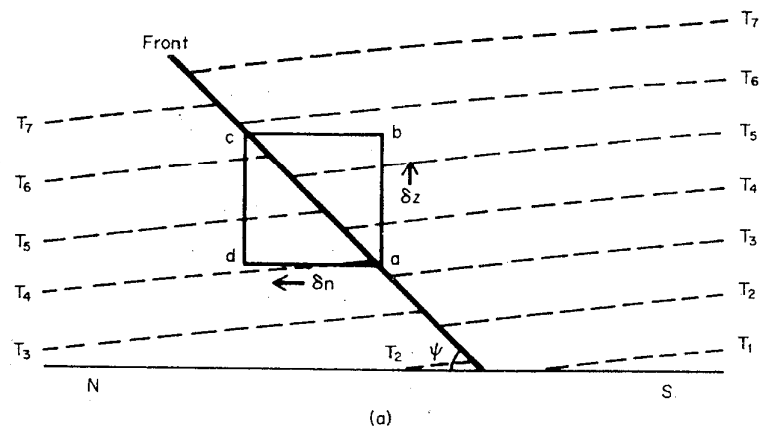


圖 7-8

連續之 (Q)
~~若有一物理量~~，在鋒面處是連續的，則 \Rightarrow 在鋒面 A \rightarrow C 之差別，不論是走 abc 或 adc, ... 那條路線，其結果均應相同；否則就不連續。

$$(Q_c - Q_b) + (Q_b - Q_a) = (Q_c - Q_d) + (Q_d - Q_a) \quad (7-17)$$

故

$$\left(\frac{\partial Q}{\partial n}\right)_w \delta n + \left(\frac{\partial Q}{\partial z}\right)_w \delta z = \left(\frac{\partial Q}{\partial z}\right)_c \delta z + \left(\frac{\partial Q}{\partial n}\right)_c \delta n \quad (7-18)$$

由此可得

$$\tan \Psi = \frac{\delta z}{\delta n} = \frac{-\left[\left(\frac{\partial Q}{\partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial Q}{\partial n}\right)_c\right]}{\left[\left(\frac{\partial Q}{\partial z}\right)_w - \left(\frac{\partial Q}{\partial z}\right)_c\right]} \quad (7-19)$$

若取 Q 為 P，則

$$\tan \Psi = \frac{-\left[\left(\frac{\partial P}{\partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial P}{\partial n}\right)_c\right]}{\left[\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_w - \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_c\right]} \Rightarrow \text{可由氣壓梯度差別來決定鋒面之斜率大小。} \quad (7-20)$$

若鋒面是一相當寬的交界帶，它是密度與溫度的連續面，但對其梯度卻是不連續的，即它是一階不連續，若取 Q 為 $\frac{\partial P}{\partial n}$ ，

則

$$\tan \Psi = \frac{-\left[\left(\frac{\partial^2 P}{\partial n^2}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 P}{\partial n^2}\right)_c\right]}{\left[\left(\frac{\partial^2 P}{\partial z \partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 P}{\partial z \partial n}\right)_c\right]} \quad (7-21)$$

若取 Q 為 $\frac{\partial P}{\partial z}$ ，則

$$\tan \Psi = \frac{-\left[\left(\frac{\partial^2 P}{\partial z \partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 P}{\partial z \partial n}\right)_c\right]}{\left[\left(\frac{\partial^2 P}{\partial z^2}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 P}{\partial z^2}\right)_c\right]} \quad (7-22)$$

(一) 零階不連續

設 V 為風沿鋒面方向的分量，為 V_n 風垂直鋒面方向的分量，由運動方程式

$$\frac{d}{dt} V_n = f (V_g - V) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} - fV \quad (7-23)$$

可得

$$\frac{\partial P}{\partial n} = -\rho \left(\frac{dV_n}{dt} + fV \right) \quad (7-24)$$

又由流體靜力平衡方程得

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (7-25)$$

故得

$$\begin{aligned} \tan \Psi &= \frac{-\left[\left(\frac{\partial P}{\partial n}\right)_w - \left(\frac{\partial P}{\partial n}\right)_c\right]}{\left[\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_w - \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)_c\right]} \\ &= \frac{f(\rho_w V_w - \rho_c V_c) + \left[\rho_w \left(\frac{dV_n}{dt}\right)_w - \rho_c \left(\frac{dV_n}{dt}\right)_c\right]}{-g[\rho_w - \rho_c]} \end{aligned}$$

= 鋒面由密度帶加速度來表示, 是
Bjerknes' front formula (1924).
(7-26)

或是由

$$\frac{\partial P}{\partial n} = -\rho f V_g \quad (\text{or } f = \frac{P}{RT}) \quad (7-27)$$

則

$$\begin{aligned} \tan \Psi &= \frac{f(\rho_w V_{gw} - \rho_c V_{gc})}{-g(\rho_w - \rho_c)} \\ &= \frac{f \left(\frac{P_w}{T_w} V_{gw} - \frac{P_c}{T_c} V_{gc} \right)}{-g \left(\frac{P_w}{T_w} - \frac{P_c}{T_c} \right)}, \quad P_w = P_c \\ &= \frac{f(T_c V_{gw} - T_w V_{gc})}{g(T_w - T_c)} \end{aligned} \quad (7-28)$$

(7-28) 稱為 Margules (1906) 公式, 在經改寫成

$$\tan \Psi = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{(V_{gw} - V_{gc})}{(T_w - T_c)} - \frac{f}{g} \bar{V}_g \quad (7-29)$$

其中

$$\bar{T} = \frac{1}{2} (T_w + T_c) \quad (7-30)$$

$$\bar{V}_g = \frac{1}{2} (V_{gw} + V_{gc}) = - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial \bar{p}}{\partial n}, \text{ 在等压面上 } \frac{\partial \bar{p}}{\partial n} = 0 \quad (7-31)$$

(7-29) 的第二項表示等壓面的斜率，它很小，可以略去，

故Margules公式可寫成

$$\tan \Psi = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{(V_{gw} - V_{gc})}{(T_w - T_c)}, \quad \text{此為地轉風之變形} \quad \text{但風場有曲率時，則需考慮梯度風(曲率項)} \quad (7-32)$$

當冷暖氣團的溫差很大時，鋒面斜率就很小，也就是鋒面較緩平，如強烈寒潮來臨時冷氣團很淺薄；當冷暖氣團的溫差較小時，鋒面斜率就很大，也就是鋒面較陡直。當鋒前鋒後沿鋒面方向之風分量的風切很大時，鋒面斜率就很大，也就是鋒面較陡直；反之，鋒面斜率較小，也就是鋒面較緩平。

$k = \text{curvature}$
 $R = \frac{1}{k} = \text{radius}$
 $\frac{v^2}{R} = f(v_g - v)$
 $\begin{cases} k > 0 \text{ 气旋性} \\ k < 0 \text{ 反气旋性} \end{cases}$

由梯度風關係式： 式(7-32)为風場为直线形，如 
 但实际風場有曲率(k)如 (7-35)
 要考虑曲率之作用，即梯度風。

可將(7-33)與(7-34)兩式改寫成

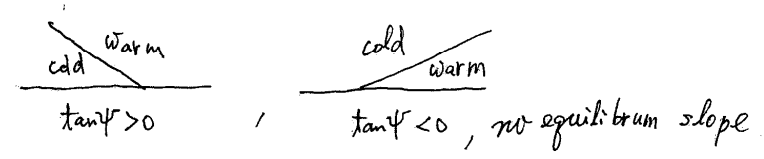
$$\tan \Psi = \frac{(f+2KV)\bar{T}}{g} \frac{[(\frac{\partial V}{\partial n})_w - (\frac{\partial V}{\partial n})_c]}{[(\frac{\partial T}{\partial n})_w - (\frac{\partial T}{\partial n})_c]} \quad \text{Ertel (1938)} \quad (7-36)$$

$$\tan \Psi = \frac{(f+2KV)\bar{T}}{g} \frac{[(\frac{\partial V}{\partial z})_w - (\frac{\partial V}{\partial z})_c]}{[(\frac{\partial T}{\partial z})_w - (\frac{\partial T}{\partial z})_c]} \quad (7-37)$$

或由 Margules formula, $\tan \Psi = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{V_{gw} - V_{gc}}{T_w - T_c}$
 $\therefore \tan \Psi = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{v_w - v_c}{T_w - T_c} + \frac{\bar{T}}{g} \frac{k_w v_w^2 - k_c v_c^2}{T_w - T_c} \quad \text{: for strong curvature along front.}$
 假设 $k_w = k_c$ (風在鋒面兩側之曲率相同)
 $\therefore \tan \Psi = \frac{f\bar{T}}{g} \frac{v_w - v_c}{T_w - T_c} + \frac{\bar{T}}{g} \frac{k(v_w + v_c)(v_w - v_c)}{T_w - T_c}$
 $= \frac{\bar{T}}{g} (f + 2k\bar{v}) \frac{v_w - v_c}{T_w - T_c} \quad \text{: Exner formula (1925)}$

\therefore 氣旋性 $k > 0$, $\tan \Psi \nearrow$ \therefore 鋒面傾斜度增大 (冷鋒)
 反氣旋性 $k < 0$, $\tan \Psi \searrow$, \therefore 减小 (暖鋒)
 \Rightarrow 在此, 当 $k = 0$ 时, 則与 Margules formula 相同。

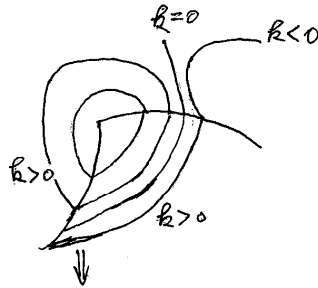
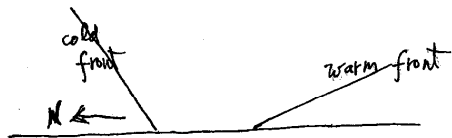
① $\therefore \tan \Psi > 0$, 在对流層內之鋒面, $\tan \Psi$ 一定大於 0, \therefore 一穩定之鋒面必定上暖而下冷。若上冷下暖 ($\tan \Psi < 0$) 則界面不穩定很快会衰掉 (no equilibrium); 至於 $\tan \Psi = 0$ 則为鋒面, 兩氣团同性。



$\therefore \tan \Psi > 0, T_w > T_c$
 $\therefore v_w > v_c \quad (\underline{v_w - v_c > 0})$

② $\frac{v_w - v_c}{T_w - T_c} = \text{const} > 0$

$\left\{ \begin{array}{l} \text{cyclonic, } k \uparrow, \tan \psi \uparrow \text{ (冷鋒)} \\ \text{anticyclonic, } k \downarrow, \tan \psi \downarrow \text{ (暖鋒)} \end{array} \right.$

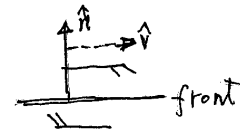
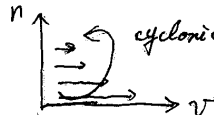


\therefore 冷鋒上 $k > 0$, $\therefore \tan \psi$ 較大
 \therefore 暖鋒上 $k \leq 0$, $\therefore \tan \psi$ 較小

③ $v_w - v_c > 0$, $v_w - v_c = -\frac{\delta v}{\delta n} \delta n > 0$

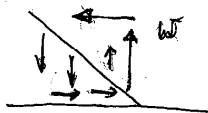
$\therefore \frac{\delta v}{\delta n} < 0$

\therefore cyclonic shift, \therefore 風(經由鋒面)為氣旋性轉向
 (梅雨鋒面來臨前, 地面會出現強風 \Rightarrow 在暖區內)



④ $\text{if } w > 0$ (upward motion) \Rightarrow density redistribution

\Rightarrow direct poleoidal circulation \Rightarrow 使鋒面變平(穩定, 正压)



如此不斷的循環會趨於無限大, 但實際上不會.
 因為有 Coriolis and centrifugal forces 之作用 (即為 break 作用)
 此即鋒面內之二次循環 ($\frac{dw}{dt} = fva$), 由 ageostrophic wind 作用
 因此加強了 jet stream! (但会造成鋒減)

* 事實上, 鋒面是一帶狀, 而不是一個面, \therefore 溫度本身也是連續的, \therefore 大氣之連續性
 \therefore 應將溫度在鋒面“帶”中視為一次不連續, 而壓力則為二次不連續

(\therefore 回到 p. 82 之一階不連續)

二) 一階不連續

若取 Q 為 $\frac{\partial P}{\partial n}$ ，也就是取 Q 為 V_g ，則

$$\begin{aligned} \tan \Psi &= \frac{-[(\frac{\partial V_g}{\partial n})_w - (\frac{\partial V_g}{\partial n})_c]}{[(\frac{\partial V_g}{\partial z})_w - (\frac{\partial V_g}{\partial z})_c]} \\ &= \frac{\frac{fT}{g} [(\frac{\partial V_g}{\partial n})_w - (\frac{\partial V_g}{\partial n})_c]}{[(\frac{\partial T}{\partial n})_w - (\frac{\partial T}{\partial n})_c]} \end{aligned} \quad (7-33)$$

若取 Q 為 $\frac{\partial P}{\partial z}$ ，也就是取 Q 為 T ，則

$$\begin{aligned} \tan \Psi &= \frac{-[(\frac{\partial T}{\partial n})_w - (\frac{\partial T}{\partial n})_c]}{[(\frac{\partial T}{\partial z})_w - (\frac{\partial T}{\partial z})_c]} \\ &= \frac{\frac{fT}{g} [(\frac{\partial V_g}{\partial z})_w - (\frac{\partial V_g}{\partial z})_c]}{[(\frac{\partial T}{\partial z})_w - (\frac{\partial T}{\partial z})_c]} \end{aligned} \quad (7-34)$$

在對流層頂，它也是兩氣團的不連續面，由於平流層大氣的氣溫遞減率很小，(7-34)式的分母很大，故對流層頂的斜率很小，即對流層頂相當接近水平。