

## 探空報告與大氣穩定性分析

童文海譯

## 一、緒 言

大氣穩定性之分析通常均利用絕熱圖表或斜溫圖將探空報告填繪分析。其理論依據最普遍者係採用空氣泡法 (Parcel Method)。此種分析原理係以熱力學與靜力學若干定則特別地施之於某一假定之空氣，而作探討。究竟此種「假定」與「特別」情況是否完全能表示真實的穩定性分析，迄今仍在研究中。空氣泡法原理係以一空氣泡 (Parcel)，亦即一小團空氣，升降時，假定與其周圍空氣無關，然後再與其周圍溫度比較，據此以作穩定性之研判。此種理論現時已發現對下列各點影響，未能考慮及說明：

1. 熱對流或積雲，其周圍邊緣之混合作用影響，可減少水汽含量與上升力。
2. 垂直混合作用，使空中凝結水汽重作分佈，而不呈濕絕熱遞減率。
3. 降水蒸發之冷卻作用，使溫度變化。
4. 摩擦作用，尤以有強烈垂直風變情形為鉅。
5. 上升氣流周圍有相當的補償性下降氣流。
6. 空氣內部具有流體性之阻力。
7. 雲之四周邊緣有輻射與吸收作用。
8. 冰晶凝結降水與水汽之結合作用影響不同。
9. 細胞結構不同。
10. 凝結水滴增加重量，減少浮力。

由近代對雲之物理學與大氣對流之深入研究，正在將上述各項情況逐漸納入修訂，惟尚難求其完善適用。目前空氣泡法仍不失為研判穩定性較適用之理論與方法。一般空氣熱力學圖表均係應用空氣泡法理論而設計，惟所採用各要素之常數各有不同。尤以對水汽飽和凝結與冰凍情況之假定各有出入。例如舊式絕熱圖對冰點以下之濕絕熱線係根據冰面上水汽壓，而新式斜溫圖等均係全部按水面上之水汽壓計算。因空中常有過冷 (Super cooling) 水滴，可冷至  $-20^{\circ}\text{C}$ ，絕熱圖按此設計或更能接近真實情況。又對假絕熱 (Pseudo-Adiabatic) 之理想情況在無降水之雲中如無結冰，其差誤甚小，惟實際情況，因有結冰潛熱存在，增加相當可觀之浮力，尤以對  $-10^{\circ}\text{C}$  以下之低溫情況更為重要。此外在分析斜溫圖時，並應注意下列三點：

1. 虛溫之應用——分析某氣層之穩定性，理論上應以空氣虛溫 (Virtual Temperature,  $T_v$ ) 曲線為準，實際應用為簡便計多以實測氣溫 ( $T$ ) 曲線代用，此間有相當差誤，尤以對極濕與極乾相隣之氣層應用時差誤最大。凡對濕度銳減之氣層，用氣溫 ( $T$ ) 分析所表示之穩定度均過大。如對濕度激增之層，則將顯示特別不穩定。在暖面地區常可遭遇此類情況。又應用虛溫曲線分析時，應與虛溫之濕絕熱率比較，而不應與一般氣溫之濕絕熱率比較，但一般絕熱圖多無此項虛溫濕絕熱線可用，惟其坡度較一般氣溫濕絕熱率更大，即更呈不穩定情況。故分析時可按此參考，並可假定自凝結層以上至  $-20^{\circ}\text{C}$  處，氣溫與虛溫之濕絕熱線即合為一，照此修訂分析，可更精確。又飽和空氣中之凝結水滴重量可影響虛溫，在理論上假絕熱過程中，已假定無此因素，但實際在雲中確有其影響，故可另用一種「雲之虛溫」 (Cloud Virtual Temperature)，即與「雲空氣」 (Cloud Air, 濕空氣加水滴或冰晶) 同重之乾空氣之溫度，作分析時修訂參考，此種雲之虛溫較一般斜溫圖上絕熱變化率每上升 100mb 均約低  $1^{\circ}\text{C}$  至  $2^{\circ}\text{C}$ 。

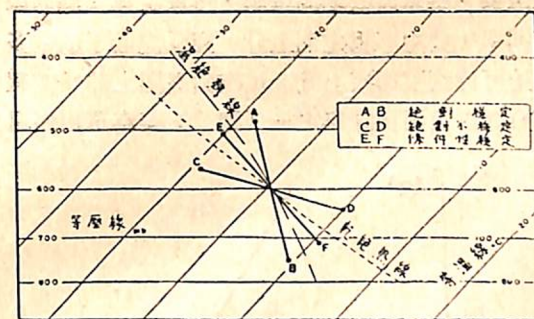
2. 氣層之定義——通常所謂一氣層之穩定性，應係指此層內每一小空氣泡如發生升降，均具同一性質。在此層內溫度遞減率為一常數，處處相同。至層之上下緣即有顯著之不連續性，實際應用時並不全照此條件分層，而係參以主觀與經驗之判斷。

3. 時間與空間——空氣泡法理論原應僅用於極小規模的上升運動，例如大規模氣流中之小股上升運動，或自由大氣 (不受地面摩擦與對流影響) 中之小渦流等，但一般實用時仍予廣泛的應用。就整個大氣環流而言空氣是呈穩定性的，對流層中之穩定性變化僅屬一小部份，一不穩定情況，其四周必有一種穩定趨勢以平衡之。氣層中一小空氣泡之升降變化，在相當距離與時間內，足以代表整個氣層。

## 二、穩定性之討論

## 1. 超絕熱率 (Super-adiabatic)

穩定性分析通常以乾絕熱及濕絕熱率二者為準，區分為絕對穩定，絕對不穩定及條件性穩定三類，如圖一所示。均已為一般分析所熟用。其中絕對不穩定



圖一：穩定之分類

情況常在低層近地面一千呎內出現。亦稱為超絕熱率 (Super-adiabatic Lapse Rate)，通常有視之為紀錄錯誤者，認為係探空儀上溫度感應部份有水份凝結蒸發所致，或係探空儀由雲頂部進入極乾空氣致有迅速蒸發所致。此種解釋部份情況確屬如此。但實際確有超絕熱率現象發生，並非由於觀測紀錄錯誤。由乾濕相間之氣層急速抬升亦常發生此不穩定情況，故對探空報告中如有此情況，分析時應注意當時該地區實際天氣情況，有無迅速移動冷面或地形抬升使氣層急速上升。或過去有無下沉性逆溫現象 (下沉逆溫層濕度向上銳減，一受抬升後，即呈超絕熱率。) 又有堡狀高積雲地區亦多易有此類超絕熱率發生。

## 2. 擺動性 (Oscillation)

空氣泡受外力或浮力發生上升，至到達平衡層 (Equilibrium Level) 後並不立即停止運動，而常在平衡層之上下呈擺動現象。此種擺動之週期與該處氣溫及其垂直遞減率有關。公式如下：

$$\text{週期} = \frac{2\pi}{g} \sqrt{\frac{T}{\gamma_d - \gamma}}$$

式中  $T$  為氣溫， $\gamma_d - \gamma$  為乾絕熱率與實際直減率之差，例如在  $0^{\circ}\text{C}$  等溫之乾空氣層中： $\gamma = 0$ ， $T = 273^{\circ}\text{K}$  其擺動週期約為 335 秒。

在穩定氣層中擺動振幅逐漸減少，最後停止於平衡面上。如屬不穩定層中，則擺動在此層中逐漸增大，甚至變成對流現象，由雷達觀測及攝照積雲頂高度變化照片，均可證明此種擺動情形與溫度直減率有關。

## 3. 溫度直減率之變化 (Changes of Lapse Rate)

使氣溫直減率 (Lapse Rate) 發生變化之因素至多，但可歸列為四類：

(1) 熱量之增減 (如輻射、傳導、蒸發、凝結等非絕熱變化)。

(2) 整個氣溫直減率不同之空氣平流，使之改變。

(3) 因各層風速不同，發生風切，部份空氣平流使氣溫改變。

(4) 垂直升降氣流 (如地形影響，輻合發散等) 使之改變。凡此種種因素常同時同地配合發生，不可能逐項分別測定分析。須作綜合的估計，並可以公式表之如下：

直減率  $\gamma$  為溫度與高度之變化

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \dots \dots \dots (1)$$

$$\text{直減率之變化: } \frac{\partial \gamma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left( -\frac{\partial T}{\partial z} \right) = -\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)$$

按微分  $\frac{\partial T}{\partial t}$ ：

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{dT}{dt} - V \cdot \nabla T + w \gamma \right) \dots \dots \dots (2)$$

式中  $V$  為水平運動向量， $w$  為垂直運動向量。

另按熱力學第一定則： $\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dt}$

式中  $Q$  為熱量， $C_p$  為比熱， $\rho$  為密度， $P$  為氣壓。

又按靜壓力公式： $dP = -\rho g dz$ ，則  $\frac{dP}{dt} = -\rho g w$

$$\text{以之代入熱力學定則: } \frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} (-\rho g w) = C_p \frac{dT}{dt} + g w$$

$$\text{即可求出: } \frac{dT}{dt} = \frac{1}{C_p} \left( \frac{dQ}{dt} - g w \right) = \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} - \gamma_d w$$

因  $\frac{g}{C_p}$  為乾絕熱率  $\gamma_d$ ，以上式代入 (2) 式，則得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \gamma}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} - \gamma_d w - V \cdot \nabla T + w \gamma \right) \\ &= -\frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} - V \cdot \nabla T - w(\gamma_d - \gamma) \right] \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

此式中首項之  $\frac{dQ}{dt}$  為熱量增減變化，次項中  $V \cdot \nabla T$  表示水平溫度梯度與平流之影響，末項中  $w(\gamma_d - \gamma)$  表示垂直運動影響，如再將 (3) 式展開，則得：



$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = -\frac{1}{C_p} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - V \cdot \nabla \gamma +$$

$$\frac{\partial V}{\partial z} \cdot \nabla T + \frac{\partial w}{\partial z} (\gamma_a - \gamma) - w \frac{\partial \gamma}{\partial z}$$

亦即表示溫度直減率之變化  $\frac{\partial \gamma}{\partial t}$  可由五項因素決定之

，當  $\frac{\partial \gamma}{\partial t} > 0$  表示穩定性漸減， $\frac{\partial \gamma}{\partial t} < 0$  表示穩定性增加。茲再逐項說明如下：

$$-\frac{1}{C_p} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{dQ}{dt} \right) \text{——為各高度熱量增減之變化，以日變化影響最為顯著，例如晝間下層增熱較上層為多，即} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{dQ}{dt} \right) \text{為負，亦即全式為正，表示}$$

穩定性減低，又如夜間雲層頂部冷卻較底部為速，亦同理增加不穩定性，雲頂呈不穩定向上發展，可作為夜間雷雨發生之解釋。

— $V \cdot \nabla \gamma$ ——為各種直減率不同空氣之平流。 $\nabla \gamma$  為直減率變化，梯度風吹越等直減率線 (Isolines of Lapse Rate) 即表示不同之空氣吹至。此項因素並不能產生不穩定性，僅能將原有之穩定或不穩定區域移動。故應注意天氣圖分析，如有較不穩定空氣移入本區，即可能發生陣雨。

$\frac{\partial V}{\partial z} \cdot \nabla T$ ——為各層風速變化，發生風切，部份空氣平流及溫度梯度 ( $\nabla T$ ) 之影響。可產生不穩定區，為一重要預報參考項目。

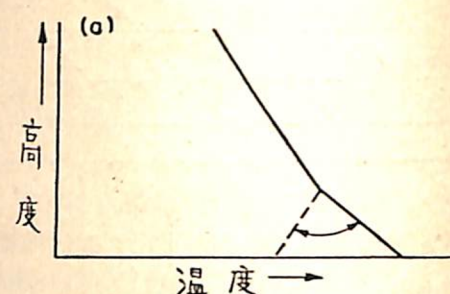
$\frac{\partial w}{\partial z} (\gamma_a - \gamma)$ ——為各高度垂直運動變化，亦即氣柱之伸縮變化。例如一氣層上部上升速度較其下部為大，則氣層將伸長，上部冷卻較快，將漸變為不穩定。如上部上升較下部為慢，則氣層縮短，穩定性增加。

— $w \frac{\partial \gamma}{\partial z}$ ——為垂直運動與各高度直減率變化影響，亦即將某種直減率之空氣作垂直上升搬遷移動，使穩定性改變。例如下沉運動可將逆溫情況之直減率向下擴展，使穩定性更增加。

上述各項因素亦有相互影響，有時某一因素為主要影響，其他因素可予忽略，僅判定此一因素之正負情況即可決定穩定性。但有時二個或更多因素均須判定時，全式之正負情況即難予決定，須作綜合的估價，已於前述，並照上述各因素可歸納為四類。茲再以圖表說明及討論如下：

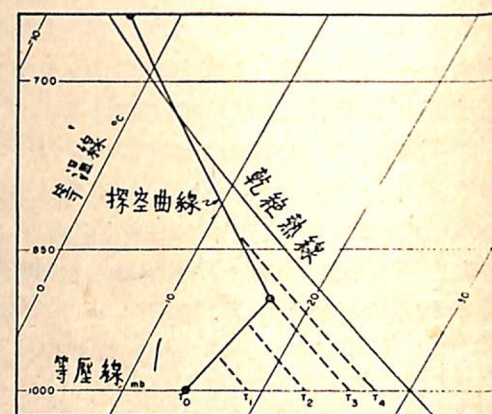
(1) 熱量之增減——此以在近地面低層及某些雲中

較為重要。空氣與暖地面接觸，可使空氣受熱而改變其直減率，發生不穩定而上升，究受熱若干或需多少能量始可達到不穩定上升，可在斜溫圖上將探空報告曲線分析正負面積計算之。(圖二) 美空軍用斜溫圖



圖二：熱量增減與直減率變化

紙 (AWS WPC-9-16) 每平方公分面積所代表能量為  $0.28 \times 10^6 \text{ erg}$  每平方吋為  $1.808 \times 10^6 \text{ erg}$  但實際計算時，仍甚困難。因地面傳導、反射及濕度性質不同，對空氣受熱影響自亦不同。又此種熱量變化可由地面溫度變化測定之。如圖三，地面溫度逐漸增高，在



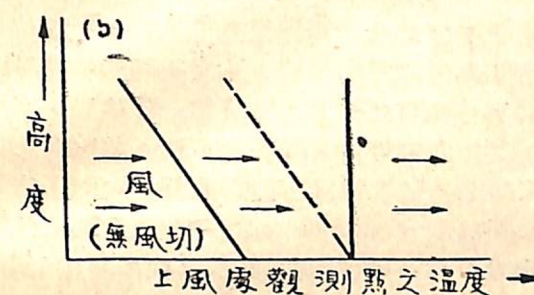
圖三：地面溫度增高與直減率變化

斜溫圖上使負區面積減小。改變直減率而呈不穩定性，此地面溫度之增加與圖上負區面積大小形狀有關，亦與原來直減率有關，此種利用地面溫度變化預測法可隨時分析之，因地面溫度易於隨時測獲，而探空曲線則每六小時或十二小時始獲一次。又如空氣移至較暖之地面，亦與地面增溫加熱情況相同，此雖為一種平流作用，但在理論上亦為一種非絕熱性之熱量變化。

地面冷卻，可造成地面逆溫層，其厚度與強度視冷卻時間與程度而異。風對此種冷卻可使上冷下暖之空氣混合，而成具有乾絕熱率之空氣，逐漸將逆溫層抬高。又地面冷卻可發生水汽飽和凝結現象而生成霧或低雲，惟此種凝結放出之熱量甚微，不足以加強逆溫

，此與積雲之生成不同。因霧或低雲之籠罩，更能阻止或減低地面冷卻，加以雲或霧之頂部有輻射冷卻，故反而更能增加不穩定性，此種作用無法作量的分析，僅可憑經驗估計。

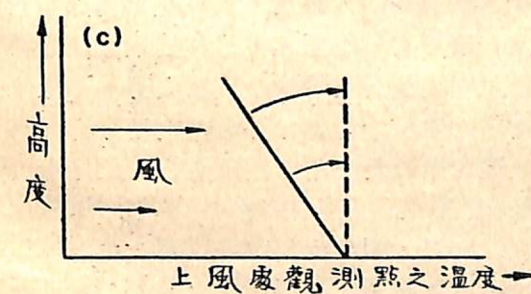
(2) 平流作用——分析探空報告作預報，應注意平流問題。平流之影響直減率變化可分為二大類，一為原直減率不同之空氣平流，如圖四情況。一為部份平



圖四：平流作用與直減率變化

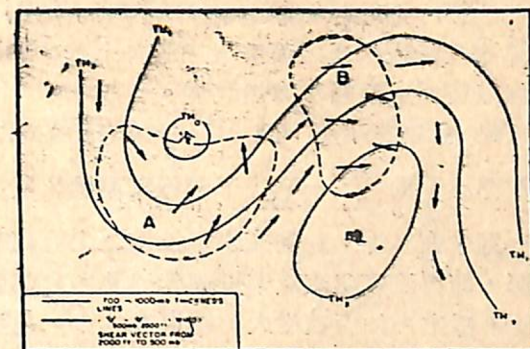
流改變直減率，將另於下(3)討論。圖四所列僅係指不同空氣移入，與空氣移至較冷較暖地面，熱量發生變化之影響不同。(如(1)所述熱量增減，為一種非絕熱性變化)，由天氣圖分析甚易看出有無不同之空氣移入，是否導致直減率變化。

(3) 風切引起部份平流作用——此項影響在一般天氣圖上不易察出，即在同一氣團內(即各地直減率均相同之地區)，亦可能因風切而引起變化。此種作用可利用厚度圖與上下層風之變化分析之。厚度線即表示冷暖區，厚度較大即為暖區，如厚度上下層風之向量差(即風切 Wind Shear) 越過厚度線由冷區進



圖五：部份平流作用與直減率變化

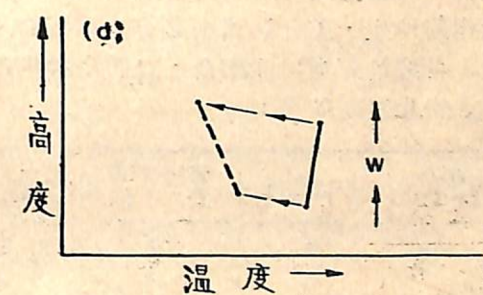
入暖區，即表示上層有冷卻作用，空氣穩定性將減低。反之風切越過厚度線進入冷區，表示趨向於穩定。通常可用 1000-500mb 厚度圖，將 2000 呎與 500mb 層之實測風(注意，不可用地轉風 Geostrophic Wind，因二層地轉風之風切係平行於厚度線)，二者之向量差(即風切)，填於厚度圖上，即可分析出穩定與



圖六：厚度線與風切

不穩定區。如圖六所示，A區風切越過高厚度線至低厚度線，上層變暖，空氣將趨於穩定；B區則相反趨於不穩定。又實用時亦可將一探空報告各層風與各層高空圖等溫線配合分析，用以判定此種部份平流作用。

(4) 垂直運動——垂直升降氣流可有各種大小及不同類型。其影響亦不同。通常認為一氣層之溫度直減



圖七：垂直運動與直減率變化

率因受垂直運動而變化即係此氣層厚度之變化。此係假定氣層空氣質量不變，即無水平擴散存在，亦即氣壓無變化。但實際大規模垂直運動必伴有水平擴散作用，無擴散作用者僅為其中特殊情況之一，不可均按此假定應用於分析。

設有一面積A厚度為  $\Delta P$  之氣層，如空氣質量不增減，則氣層由情況1變至情況2，其厚度與面積之關係為：

$$\Delta P_1 A_1 = \Delta P_2 A_2 \quad \frac{\Delta P_1}{\Delta P_2} = \frac{A_2}{A_1}$$

照靜力公式  $\Delta P = -\rho g \Delta Z$ ，則  $\frac{\Delta P_1}{\Delta P_2} = \frac{A_2}{A_1} = \frac{\rho_1 \Delta Z_1}{\rho_2 \Delta Z_2}$

如  $\frac{A_2}{A_1} < 1$ ，表示面積縮小，有輻合作用。 $\frac{A_2}{A_1} > 1$ ，則表示面積擴大，有擴散作用。茲分別討論如下：

(a) 如厚度不變，即  $\Delta Z_1 = \Delta Z_2$ ，亦即無垂直伸縮。則  $\frac{A_2}{A_1} = \frac{\rho_1}{\rho_2}$ ，如面積縮小 ( $A_2$



<A<sub>1</sub>)，則空氣密度變大(ρ<sub>2</sub>>ρ<sub>1</sub>)，應有下沉輻合作用使空氣密度增大；反之面積增加應有上升及擴散作用。此對氣層溫度直減率均無改變。

(b) 如密度不變，即 ρ<sub>1</sub>=ρ<sub>2</sub>，表示並無垂直運動作用存在，則  $\frac{A_2}{A_1} = \frac{\Delta Z_1}{\Delta Z_2}$ ，面積與厚度成反比，面積縮小則厚度增加，此與無水平擴散之上升運動有相同影響，即使氣溫直減率變為乾絕熱率之趨勢，氣層趨於不穩定。如面積增大，則厚度減小，此與無水平擴散之下沉運動影響同，氣層趨於穩定。

(c) 如面積不變，A<sub>1</sub>=A<sub>2</sub>，無輻合或擴散作用。則  $\frac{\rho_1 \Delta Z_1}{\rho_2 \Delta Z_2} = 1$ ， $\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{\Delta Z_2}{\Delta Z_1}$ ，表示密度與厚度成反比，如氣層上升，即密度減小，ρ<sub>2</sub><ρ<sub>1</sub>，則厚度變大，ΔZ<sub>2</sub>>ΔZ<sub>1</sub>，此與上(b)節所述厚度增加使氣層趨於不穩定之作用同。反之氣層下降，厚度減小，易趨於穩定。

(d) 低層空氣因受地面阻擋，下沉氣流必有水平擴散作用伴生，上升氣流則必有水平輻合。但高空則不然，各種情況均可能配合，茲將各種情況下空氣穩定性之變化表列如下：

| 情況 | 水平輻合或擴散 | 垂直運動 | 氣層厚度變化 | 穩定性變化(假定原來為穩定) |
|----|---------|------|--------|----------------|
| 1  | 擴散      | 降    | 縮      | 更穩定            |
| 2  | "       | 升    | "      | "              |
| 3  | "       | "    | 伸      | 不穩定            |
| 4  | 輻合      | 降    | 縮      | 更穩定            |
| 5  | "       | "    | 伸      | 不穩定            |
| 6  | "       | 升    | "      | "              |
| 7  | 擴散      | 無升降  | 縮      | 更穩定            |
| 8  | 輻合      | "    | 伸      | 不穩定            |
| 9  | 擴散      | 升    | 無變化    | 無變化            |
| 10 | 輻合      | 降    | "      | "              |
| 11 | 無       | 升    | 伸      | 不穩定            |
| 12 | "       | 降    | 縮      | 更穩定            |

表中情況7-12係假定其中一項因素無變化之情況，已如上(a)(b)(c)各節所述。情況2-5在低層空氣因為有地面阻擋，不致發生此情況。決定上各項因素之大小，分布情況並非易事。在美國可用國家氣象中心廣播之850-500mb層數值預報垂直運動圖(NWP Vertical Motion Chart，傳真圖)，及500mb渦旋率傳真圖(Vorticity Chart)。又亦可用應用等風速圖(Isotach Chart)間接分析渦旋率平流情況。

但以上各圖現其準確度及應用上仍待改進。又亦可用三點高空風報告分析該區內之輻散與垂直運動情況，但通常因風之測報不夠精確，且測站多相距太遠，結果頗難合用。如僅由各地地面天氣報告分析亦常可判斷有無上升抑下降運動。總之凡氣層中上升運動隨高度而增加者(或下降運動隨高度而減低者)，均將變為較不穩定。反之其上升運動愈高愈小(或下降運動愈高愈大)則均趨於更穩定。

總之，空氣泡法之理論已如前述係一種理想之分析，假定為空氣泡單獨升降，不受周圍環境影響。事實上當然不可能有此情況，空氣泡一經移動，必進佔新空間，其原空間必由其他空氣填補，故整個空氣之密度溫度等分佈情況必受影響而改變，此對原空氣泡而言以影響甚微，但如將之應用於廣大積雲及雷雨時，其影響至大。故又有分層法(或薄層法 Slice Method)及攪帶混和(Entrainment)諸理論以改進之。惟迄仍無一完整適用之分析方法。但由此諸理論可推得若干有用之參變數，以供參用並求集經驗與未來之改進。

### 三、穩定性指數

用一簡單數字以表示大氣之穩定程度，即所謂穩定指數(Stability Index)，通常係取用探空報告中某要素在某層間之差異數以計算之。常用之要素如溫度、露點、溫度露點差、濕球溫度、氣溫濕球溫度差(T-T<sub>w</sub>)，位溫，相當位溫，濕球位溫，氣溫濕球位溫差(T-θ<sub>w</sub>)，比濕，水汽量，氣壓及高度等。穩定指數之優點為計算便利，可適合特定地區或特殊條件情況，易供客觀預報研究應用。其缺點則為探空資料不準，在某一層遇有特殊變化，其某要素無代表性或缺報。且應用時須配合當時該區天氣大勢。如僅單用穩定指數當不如對探空報告作詳盡穩定性分析更為可靠適用。故穩定指數之應用須注意配合。最好能將整個地區各地探空報告之穩定指數一一求出，填成穩定指數分佈圖分析之，則若干指數之錯誤，或局地性及地形影響之不適用者均可看出。穩定區與不穩定區之大勢可一目了然。其與天氣圖之配合情形更易於分析。照應用穩定指數經驗，其地域性與時間性甚為重要，可能在某地某時期適用，但對其他地區其他情況則不適用。此為應用時必須注意要點。茲將常用之穩定指數四種簡介如下：

#### 1. 許華指數(Showalter Index, SI)

在絕熱圖上由探空報告850mb(如在高山地區，

可視情況選擇較高層)溫度沿乾絕熱率上升至上舉凝結面(LCL)，再改沿濕絕熱率上升至500mb，得出一溫度值T'，將原探空報告500mb溫度值T減去T'，即為許華指數(T-T'=SI)。通常SI在(+3)以下預報可能有雷雨，(+1)至(-2)時雷雨之可能性大增。(-3)以下有大雷雨發生，(-6)以下可能有龍捲風發生。

#### 2. 抬升指數(Lifted Index, LI)

此與上述之許華指數大致相同，僅略加修訂。先取探空報告曲線最低3,000呎之平均水汽混合比值)可用平均面積法在絕熱圖上求出)。再按預測午後最高地面溫度值將近地面層探空曲線修訂為乾絕熱率。(如認為午後溫度情況不致太熱，亦可改用近地面層3,000呎間之平均溫度曲線以代替乾絕熱率)。按此二者求出上舉凝結面(LCL)，再自LCL沿濕絕熱率上升至500mb得出溫度值T'，仍同上SI求法將T-T'即得抬升指數LI值。通常LI均較SI為小。

#### 3. 法密指數(Fawbush-Miller Index, FMI)

先選取近地面層相對濕度在65%以上者定為潮濕層，如此層厚度超過6,000呎，則僅取最下之150mb一段作為潮濕層。計算指數程序如下：①在絕熱圖上先求探空報告近地面各點之相對濕度值，用內插法定出65%值處，以由地面至此點間為潮濕層。②求出此潮濕層內各點之濕球溫度T<sub>w</sub>，連成T<sub>w</sub>線，再用平均面積法求出此潮濕層T<sub>w</sub>之平均值，在T<sub>w</sub>線得出M點

## 晴空亂流之定義與美空軍之作業

童文海譯

晴空亂流(CAT, Clear Air Turbulence)之標準定義，是指一種與對流運動無關之高空亂流(通常在16,000呎以上)，但包括因高山氣流波而引起之亂流，至由地面受擾動上升之亂流則不屬之。如在雷雨或積雨雲區飛行，飛機在雲間之晴空如遭遇亂流，此非晴空亂流。但如在卷雲(指與直展雲無關之卷雲)中遭遇亂流，則仍屬晴空亂流。

美空軍對晴空亂流預報已初步決定由一個地點辦理，作中心之發佈。(現已指定其第四大隊第四分隊駐Kansas City辦理)。現仍為試辦階段，自1961年11月起每日0800Z發佈24小時預測一次，再增為每日

。③由M點沿濕絕熱率上升至500mb得一溫度值T'。④以原探空報告500mb溫度T減去T'即得法密指數FMI。FMI為正數時表示穩定，0至(-2)間為稍不穩定，(-2)至(-6)間為中度不穩定，(-6)以下為極不穩定。FMI與SI通常大致相仿，因SI係取用850mb層資料，有時此層並不具代表性，例如有逆溫層出現，故不如FMI取用潮濕層之平均情況較為適用。但計算不如求SI之簡便。

#### 4. 馬丁指數(Martin Index, MT)

馬丁指數較上述各指數更注重低層濕度。自500mb層溫度沿濕絕熱線，此線與探空報告最大飽和水汽混合比值線相交處，得一交點，自此交點沿乾絕熱率至850mb，得出一溫度值T'，將T'值減去原探空報告850mb溫度值T，即得馬丁指數MI。如遇低層有亂流或有下沉逆溫等，則可以逆溫層底代替上述之850mb層，以求取該處之上項溫度差作為馬丁指數。

[附記]：本篇主要係摘自美空軍氣象手冊「斜溫圖對分析預報之應用」(AWSM 105-124, Vol. I, March 1961)第五章。該手冊舊版(AWSM 105-124, Sept 1952)本軍原已譯印為翻譯叢書：氣一廿七號「美空軍斜溫圖解」於五十年五月頒發各單位，其重複處本篇內均不再贅述，請參閱該書。其他參考資料為 Holmboe, Forsythe, Gustin: Dynamic Meteorology (P. 132) Haltine, Martin: Dynamic and Physical Meteorology (p. 7, 206, 210) 二書。

0800Z及2000Z發佈二次。其內容為視情況對不同地點分段說明。各單位可將此次預報填圖應用，簽填離場證時可填於「亂流(Turbulence)」一欄內，晴空亂流高度地點等填否不拘，但講解時務必說明。

晴空亂流預報之成效全賴飛行員天氣報告，如對飛行員講解天氣時述及有晴空亂流，必須請飛行員對究有無晴空亂流發生及其情況務必詳為報導。飛機遭遇晴空亂流前後，空速與氣溫均有顯著劇烈變化，附近有卷雲出現亦為極佳之指示資料。故講解及對飛行人員請其觀測時可作此說明，各單位並應在基地飛安月會隨時提示此項資料。

(摘自 AWS Operation Digest vol. III .No.3)