

# 不同幅度運動系統之交互作用

## 林永哲教授講述

林博士永哲，係國家科學委員會邀請回國之客座專家，對雷雨等問題有深入之研究，民國65年12月曾應邀參加本中心預報檢討會，並即席發表精闢演講，對不同幅度運動系統之交互作用，作為深入淺出之說明，言簡義賅，極具價值，茲將記錄刊佈以饗氣象同好。又本文如有任何錯失，均屬記錄之責。（參加記錄整理者：王時鼎、劉廣英、郭義台、游本麟、沈畦、劉振榮，附圖由謝維權繪製）

### 一、前言

1921年，英國氣象學家 L. F. Richardson 發表一篇 "Weather Prediction By Numerical Process" 的論文，主要內容為利用數值方法，來處理控制方程，解決天氣預報問題。但不幸地，其公式需要幾個月的人工去計算，而且誤差也相當的大，究其原因有下列幾點：

① 於其實驗之原始模式中 (P. E. Model)，因包含有氣象波、重力波及聲波的交互作用，極易造成波幅 (wave amplitude) 的不合理加強 (amplification)

② 由於所獲得的原始資料過少，其準確度不一致，在作處理時每可產生虛有之波動 (false waves) 或稱 shock effect，因而產生了不真實之氣壓場與溫度場，導致極為嚴重之錯誤後果。

③ 實際大氣中，均含有各不同尺度 (Scale) 之波動，而其間之相互作用又極為複雜。

以下所述主要則為以上各問題之討論。

### 二、大氣中自由波動與強迫性波動之交互作用

a 自由大氣波動 (Free Atmospheric Wave)  
遠在 1939 年，C. G. Rossby 即利用運動方程，導出了西風帶長波理論，得出頻率方程式 (Frequency equation)：

$$C_R = \bar{u} - \beta/k^2 \geq 0, k = 2\pi/L \dots \dots (1)$$

其中 L 為波長， $\bar{u}$  為西風平均風速 [或 500mb (non-div level) 上之風速]

$$\beta \equiv df/dy = 2\Omega \cos\phi/a \geq 0$$

如採用  $\beta$ -Plane approximation，即在地球

表面某一緯度  $\phi$  上做定切面， $\beta$  值在此面上可視為常數，亦即 f 可以  $f_0 = \text{Const}$  代替。（如圖 1 所示）

故當  $C_R > 0$  時，亦即波長小的波動，自西向東移動。在  $C_R = 0$  時為長波駐留的情況。當波長大於某一臨界值後， $C_R < 0$  即成自東向西的移動，即所謂後退波。

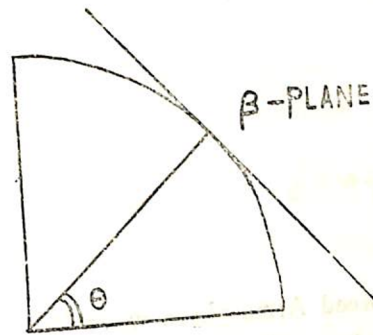


圖 1

此臨界波長  $L_s$ ，可由(1)式求得，

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{u}}{\beta}}$$

b 強迫性擾動 (Forced Atmospheric Wave)  
如氣流過山時所造成的山岳波，由 Conservation of Potential vorticity 的假設下：

$$(\xi + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} = \text{Const},$$

或  $\frac{\xi + f}{H} = \text{Const}$  (如圖 2a 所示)

H 為氣層之厚度。氣流過山在背風面可產生背風槽 (Lee trough)。又過山氣流在背風面所產生的山岳波 (mountain wave) 為一種內重力波 (Internal Gravity wave)。它是一種垂直橫波，波長極短。從水平剖面看，山的兩旁風速加強，而在背風面產生 eddies 形

成 Wake area (圖 2b)。由於氣流過山會產生此種特性，所以美國國家大氣研究中心 (NCAR) 在 GCM (General Circulation model) 中，將青康藏高原地形因素抽出計算，復與加入青康藏高原因素計算結果相互比較。發現若不加入地形影響，則阿留申羣島的低壓消失，脊線偏南。而考慮青康藏高原影響的計算結果，則得出阿留申羣島低壓之位置與實際者相若，高空脊線亦然。足見阿留申低壓主要係受盛行風越過大幅度之地形 (青康藏高原)，交互作用影響所致。然其結果仍未臻於十分理想，所以再加入熱力學效應，所得結果非常良好，由此可知熱力效應亦甚為重要。

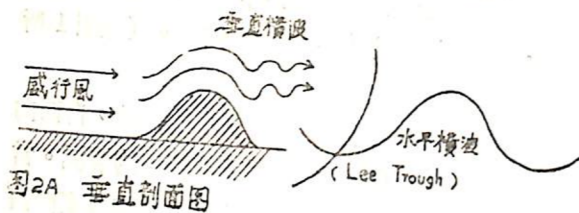


圖2A 垂直剖面圖

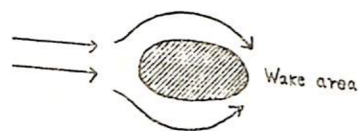


圖2B 水平剖面圖

### c. Forced Atmosphere wave 特徵

Force Atmosphere wave 係受兩種效應所影響，即地形效應 (大幅度) 和熱力效應，其緩慢移動速度係隨季節有顯著變化。例如：夏季之極地高壓 (Polar High)，甚少南下，但於冬季時因受熱力效應影響而南下。太平洋高壓與大西洋高壓同樣亦因受熱力效應所影響，而隨季節有所變化。

### d. Free wave 與 Forced wave 之交互作用

一般天氣現象係由 Forced waves 與 Free waves 的交互作用產生者。吾人在做波譜分析中可知 Free waves 與 Forced waves 有着極密切的關係。而天氣圖上所見之波幅，實為 Free waves 與 Forced waves 之合成。

一般而言，Free wave 係自東向西做逆時鐘方向旋轉。其波幅則遠較 Forced wave 為小，此可參見圖 3a。藉圖可見實際天氣圖上所見之波幅為兩者之合成。又藉圖 3b 可見，由於 Forced wave 之影響，而使其位移之相角變化 ( $\beta$  角)，

遠較不考慮 forced wave 時之相角變化 ( $\alpha$  角) 為小。又吾人在做預報時，預測的大氣波波幅與實際情況會發生誤差，其主要原因為 Free wave 係向西移動或受其它摩擦力的影響，與理想化的情況完全不同。所以在做一般超長波的預測上，常會有速度太快的誤差。但是天氣係為兩者合成的現象，故當 Forced wave 不存在時，Free wave 是否存在甚有問題。而由其它因素所生的虛波，並非一定由 Free wave 所導致的結果。

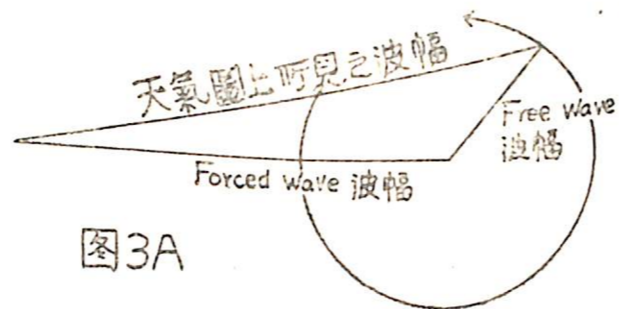


圖3A

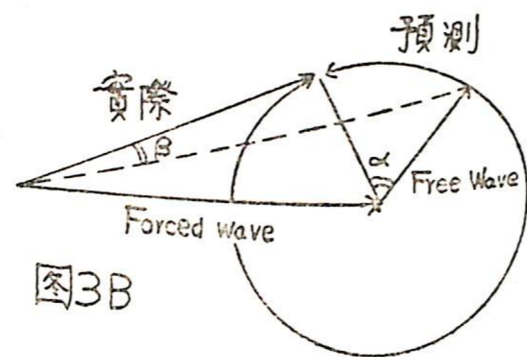


圖3B

### 三、大氣環流——大氣南北運動及其所受陸海分佈與地形之影響

假如地球表面均勻且無自轉情況下，如圖 4 所示，空氣在赤道受熱上升往北移動，至極地而下降，同時極地的冷空氣往南移至赤道，形成南北運動的經流。但實際上的大氣環流為受地球自轉與摩擦效應等影響，而產生如所 Rossby 擬議之三環式環流。在熱帶地區與極區所產生的直接環流，純由熱力所造成，其中熱帶者稱 Hadley cell。而中緯度的環流為間接環流，實為受摩擦效應影響之結果。由柯氏力的關係在南北緯  $35^{\circ}$ — $55^{\circ}$  有一盛行西風帶，藉角動量不減原理知，當風速愈至極地應愈大，然實際上極地平均風速  $\bar{V}$  甚小，顯然與實際不合，此亦為 Big eddies 的存在之明證 (見圖 4)。

### 四、颱風生成及其與不同幅度運動系統交互影響之關係

若用雲模式預測颱風，則數小時後即可使颱風

放)，雲下之大氣壓力較低。氣壓梯度增大，輻合加強，因之進入之水汽愈多，積雲更見發展。類此程序，即大規模氣流提供水汽，而積雲運動之潛熱釋放供應四圍空氣之能量，以增強大範圍運動。兩者相輔相成，此亦即所謂第二類條件不穩定 (CISK)，颱風之發展即與此項中小幅度與大幅度運動之交互作用有關。

### 五、大氣邊界層效應

再看受邊界層摩擦效應影響，而生成的次環流 (Secondary circulation)。一般而言，由地面向上約略可分成三層，即：近地面的地面層 (Surface layer)，地面層以上為艾克曼層 (Ekman-taylor layer)，其上則為自由大氣層 (free atmosphere)。一般而言，大氣運動自地面層至自由大氣層，受摩擦影響漸次減小，故艾克曼又稱過渡層 (transition layer)。而自由大氣層的邊界條件即為  $W=Wg$ ，亦即滿足地轉平衡條件。在 surface layer 內大氣受摩擦力的影響，大於其他外力，故其運動方程可寫為  $\frac{\partial \tau_{ij}^*}{\partial Z} = 0$ ，即 eddy stress,

$\tau_{ij}^* = -\rho \overline{W'W'^*}$ ，不隨高度改變，惟係向下傳送，動量耗損而為熱能。 $\tau_{ij}^*$  稱為 Reynolds stress tensor，係一二階對稱張量，共有九項，六值。由於此一關係的存在，在此層內熱溫在垂直方向之分佈亦為均勻者，即

$$\frac{\partial C_p T}{\partial Z} \approx \frac{\partial q}{\partial Z} \approx 0 \text{ 如圖 7 所示。}$$

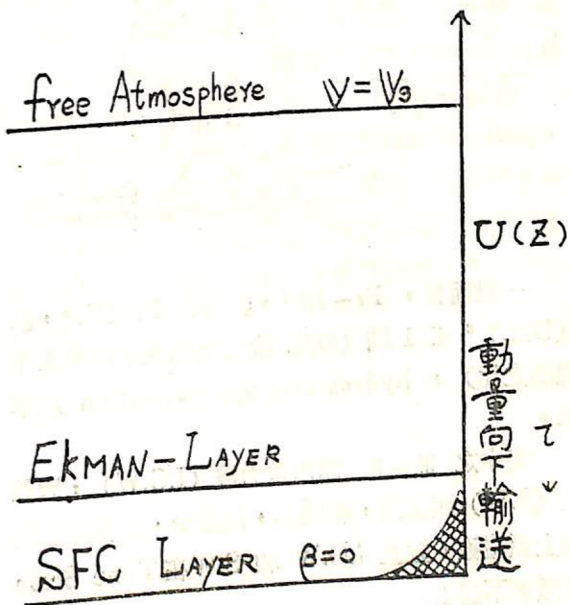


圖 7

至於 Ekman layer 主要考慮柯氏力 (CF)、摩

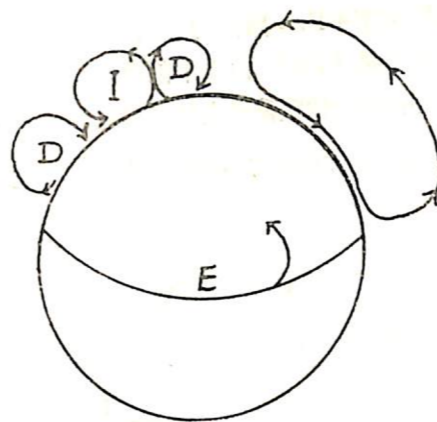


圖 4

生成並發展至最大強度。此與實際不符。故若不考慮摩擦及其它因素，僅以一小幅度運動之發展來考慮颱風生成，顯非真實。在理論上 ITC 之波長愈長，則發展時間愈長，反之則愈短。在熱帶區域，波長為 1 km 的擾動，發展最為快速 (如圖 5) (與 Cumulus 的理論相符合)，事實上颱風的生

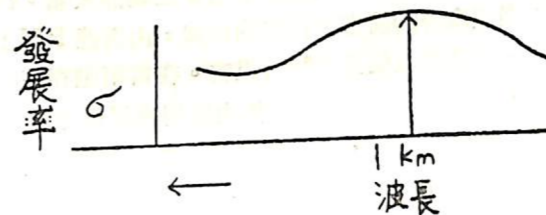


圖 5

成，為大小幅度運動交互作用之結果。在熱帶海洋區域之大氣係在條件不穩定中 ( $\gamma_a > \gamma > \gamma_m$ )，且其低層之水汽係隨高度減小，相當位溫亦然 (即

$\frac{\partial \theta_c}{\partial Z} < 0$ )。故當潮濕空氣上升，絕熱冷卻，到達飽和，空氣更趨不穩定，而產生對流性積雲 (如圖 6)。雲中之空氣潮濕，且溫度較高) 因潛熱釋

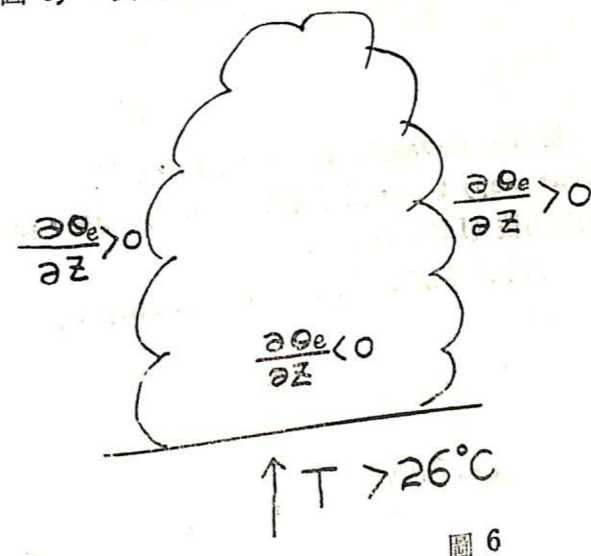


圖 6

擦力 (Fr) 與氣壓梯度力 (PGF)，而慣性力為次要。如先不考慮摩擦力，則  $PGF = CF$ ，即屬於自由大氣狀況。但考慮摩擦力，氣流受其作用，會與上述情況產生某一角度 ( $\alpha$ ) 的偏差，此時摩擦力和柯氏力相加必須等於氣壓梯度力才會得到平衡

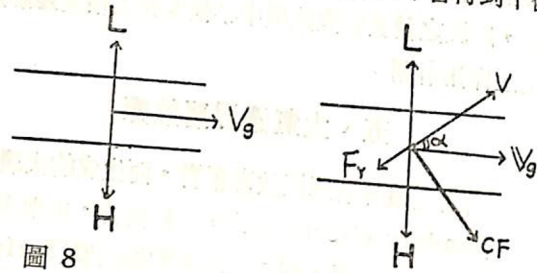


圖 8

來。當水平輻合愈強時，上升的速度就愈大，即由於摩擦作用，風向偏向低壓中心，底層氣流輻合產生上升運動，形成次環流 (Secondary circulation)，其造成質量輸送之大小為  $\int_0^H \rho V dZ$ ，H 值約為 0.5-1 km。空氣受此 Ekman pumping 影響，被迫上升，因而飽和並釋放潛熱。此項程序對雲簇 (clusters) 之產生及颱風之發展均非常重要。

### 六、雷雨與大規模運動之關係

在美國，太平洋的氣流經洛磯山到中部平原時，乾冷空氣下沉。這時由墨西哥灣帶來暖濕空氣，在中部平原與上層乾冷空氣相疊，探空曲線如圖 9

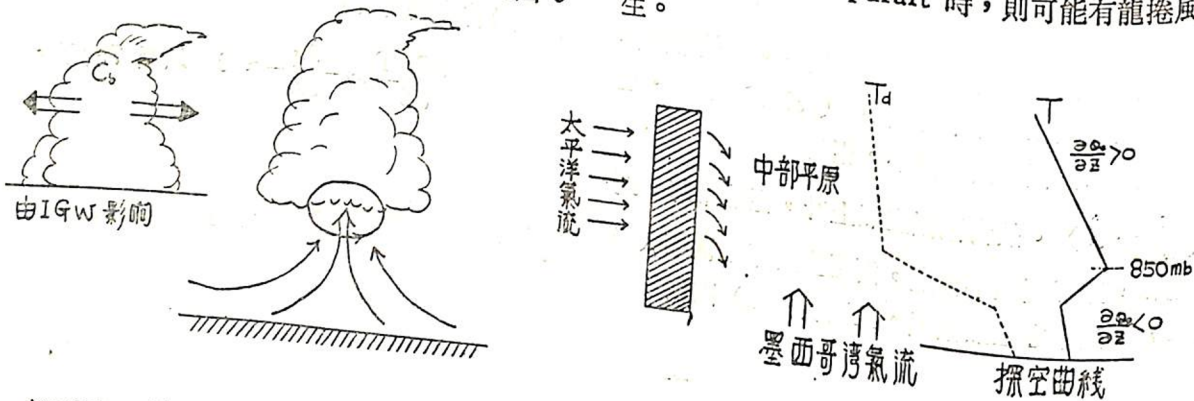


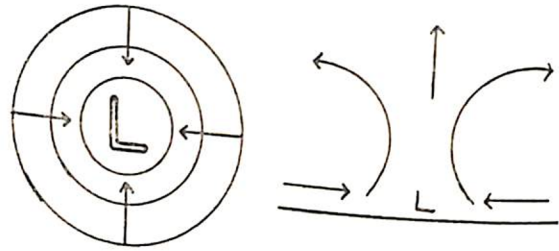
圖 9

一般而言， $Fr \sim 10^{-3}$ ，所以在  $Fr \ll Fr^*$ ，即  $(D/L)^2 \ll 1$  時 (D/L 表氣壓系統厚度與水平範圍之比)，hydrostatic approximation 越準確。

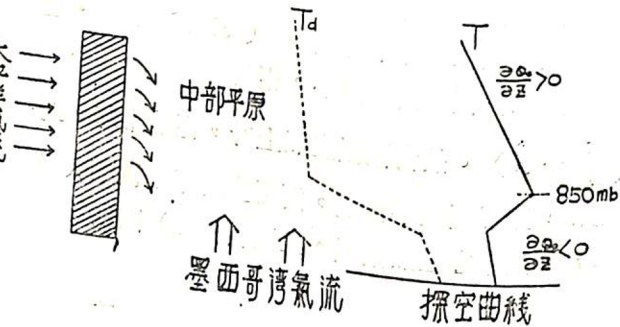
表中之 III~II 為內重力波 (I.G.W)，因聲波 (S.W) 速度高，範圍小，能量少，故在數值預報上須濾除。並且 I.G.W 和 S.W 在 Time Scale 有顯著不同：

根據  $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z}$ ， $\tau = \frac{1}{N}$  (

即  $PGF = CF + Fr$ 。摩擦力愈大交角 ( $\alpha$ ) 愈大。而質量的輸送 ( $\rho v$ ) 由水平剖面來看，即呈由高壓跨越等高線向低壓輸送之勢 (參見圖 8)，而垂直方向的輸送亦可由  $\nabla_h \cdot \rho W + \frac{\partial \rho w}{\partial Z} \approx 0$  看出



所示。空氣上重下輕，造成下沉增溫，下沉逆溫層即因此而形成。對流多受逆溫層限制。若僅由輻射增溫，該一逆溫層之破壞，需要 10-15 小時。但內重力波 (IGW) 在適當情況下，可於 15 分鐘內破壞此一逆溫層，因而導致強烈雷雨。另外在大幅度環流到達之前，亦能發生中幅度之劇烈天氣。例如：強烈冷鋒的前方所存在的飢線，由雷達 PPI 上可見，飢線為數個雷雨胞所組成。在雷雨胞存在的地方，旋轉 (rotation) 係由底層邊界層通量 (flux) 造成而開始，逐漸傳送至上層中心點。其最高渦度可達  $10^{-1} \text{sec}^{-1}$  (甚大，一般僅  $10^{-4} \sim 10^{-5}$ )。若有 rotation updraft 時，則可能有龍捲風發生。



N 稱 Brunt-vasala frequency)，所以取 (Time step)  $t < \tau$ ，則可將聲波 (S.W) 濾掉，而內重力波 (I.G.W.) 仍在。

由卡氏坐標之連續方程 (Continuity equation)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\rho W) + \frac{\partial \rho w}{\partial Z} = 0$$

$\Rightarrow \rho \nabla_h \cdot W + \frac{\partial \rho w}{\partial Z} = 0$ ，取  $\bar{\rho}(Z)$  可去除聲波。

$$\rho \nabla_h \cdot W + \frac{\partial \rho w}{\partial Z} = 0 \text{ 與在等壓面上的連續方}$$

$$\text{程 } \nabla_p \cdot W + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \text{ 極相似。但 } \nabla_p \cdot W +$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \text{ 在 nonhydrostatic 情形下不可用。}$$

第 III~IV 類可再細分如下：

### 七、不同幅度運動系統之分析

| GROUP | NO:        | L (km) 水平 | D (km) 垂直 | State of balance              |
|-------|------------|-----------|-----------|-------------------------------|
| I     | 行星環流       | 10,000    | 10        | hydrostatic geostrophic       |
| II    | 氣旋波        | 1,000     | 10        | Hyorostatic Quasi-geostrophic |
| III   | 中幅度 (meso) | 100       | 10        | Hydrostatic geostrophic不可用    |
| IV    |            | $\alpha$  | 10        | 可用，但不理想                       |
| V     |            | $\beta$   | 1         | Anelastic (聲波濾除但重力波仍在)        |
|       |            |           | 1         | Anelastic                     |

由 Rossby number  $R_0 = \frac{\text{慣性力}}{\text{柯氏力}} = \frac{V}{f_0 L}$ ，故在  $R_0 \ll 1$  時 geostrophic 越準確。

$$\text{Froude number } Fr = \frac{\text{慣性力}}{\text{地心引力}} = \frac{V^2/D}{g} = \frac{V^2}{gD}$$

遭遇之困難問題主要有下列幾點：

- ① 資料缺乏。
- ② 基本物理程序了解有限。
- ③ 初始值處理困難。
- ④ 觀測資料不均勻。
- ⑤ 理論預報極限的限制 (一般大幅度波動，其預報極限有效期也僅為 2-3 週)。

所以在大範圍的情況下，吾人可利用其保守性 (Conservation)。如考慮小範圍的影響，可利用參數化 (parametrization)。

由上討論已可略見天氣預報之複雜性，因而，當我們對預報發生問題或遭遇困難時，大可不必洩氣。因為我們所要解決的是「世界上第二困難的問題」。那什麼是第一難題呢？就是對各人性格的揣摩與瞭解。

### 八、結語

在理論上，吾人所作的假設不能違背內部一致性 (internal Consistency)，所以各變數間之限制 (Constraints) 應滿足下列各點：

- ① Anelastic：如對聲波之濾除。
- ② mass Continuity：如 U, V, W 間之平衡。
- ③ equation of state：如 P, T,  $\rho$  之關係。
- ④ Boundary Condition：如對開放系統 (open system) 的處理。

然後藉診斷方程 (diagnostic equation)，對大氣程序之分析研究。而後再推廣至能量學之研究，如 ZAPE (緯流可用位能)  $\rightarrow$  EAPE (渦流可用位能)  $\rightarrow$  ZKE (緯流動能) 等。

目前利用數值模式，預報中小幅度天氣系統所