

東亞沿海地區冬季旋生及發展之綜觀分析

劉 廣 英

A Synoptic Study on the Cyclongenesis and Cyclone Development
in the Pacific Coastal Region of Asia
Koung-Ying Liu

Abstract

In order to find out the synoptic conditions which related to the cyclongenesis and cyclone development, all the cyclones formed in the considered region in the months October through April, during the period from 1967 to 1980, are investigated. We found that most cyclongenesis take place in connection with certain synoptic features and limited in certain areas. This means that both synoptic and orographic conditions are very important as we make forecasting on the cyclongenesis and cyclone development. Two parts are included in this report, in the first part all the general features of cyclongenesis are summarized. Then, in the second part, we use case studies which related to each region to confirm that all these features can be used as forecasting rules in the future.

第一部分：有利旋生一般條件之探討

I、前言：

經調查分析(劉氏, 1980)自民國56年至65年計10個冬季的資料, 吾人對於亞洲沿海地區冬季旋生(Cyclongenesis)之氣候概況已相當瞭解。一般來說, 區內旋生有以下特徵:(1)旋生區主要集中在我國沿海及近海地區, 其中又以長江下游以南、黃河下游以北、以及東海至台灣近海等處為多。(2)由頭年十月至次年元月, 氣旋之月平均發生率有北減南增之趨勢, 亦即初冬時節黃河以北新生氣旋較多, 而隆冬時節則以江南為多。江南地區在冬末春初時旋生率佔全區總數之半。(3)台灣近海旋生平均佔全數之15%; 其中以十月份之5%最少, 三月份之26%最多。(4)區內新生氣旋大致沿亞洲大陸海岸線移動, 有略偏向高溫區之趨勢, 但台灣近海氣旋受暖洋流之影響, 行向較偏北。(5)旋生後24至48小時內加深4mb以上者佔42%; 加深之氣旋對台灣北部天氣影響較大(例如黃河以北之新生氣旋, 在24至48小時間帶給本省北部陰雨間多雲天氣之機率為31%, 但加深者該機率升

至67%)。(6)全區內可同時有兩個分區內有氣旋生成, 或同區內連續有旋生。就影響本省北部天氣而言, 台灣及華南地區連續生波時該區天氣最壞, 而以黃海與長江流域同時發生氣旋, 以及長江流域連續生波時該區天氣最好。

由以上概述可見, 經調查分析後, 吾人不但對亞洲沿海地區冬季旋生概況有清晰之瞭解, 即對其影響本省北部天氣之程度亦有所認識, 但對製作天氣預報而言, 以上研究成果並不夠用, 有進一步研究之必要, 本文之目的即在透過綜觀分析(synoptic analysis), 執行此種後續工作, 以供天氣預報作業之參考。

II、研究方法及步驟：

為配合日常預報作業之需要, 本研究中係以綜觀分析為主, 以探討氣旋生成與發展之天氣圖特徵, 其步驟為先利用地面及850mb天氣圖, 選取合乎條件(劉氏, 1980)之個案, 進一步再由分析地面至500mb各層天氣圖來尋找各地區旋生及發展之特徵, 而後歸納分類。對於氣旋在不同地區生

成，以及同地區中是否有旋生之綜觀差異性，亦為研究之重點。就分析結果可見，研究區內旋生有其一般性的條件，亦有其地區性的條件，更有個案上的特徵，對預報均有極大的參考使用價值。以下謹分段介紹之。

II、有利旋生的一般條件：

雖然說大氣運動是多種作用之綜合結果，但旋生之條件仍可由動力及地形兩方面來探討。Sutcliffe (Palmen and Newton, 1969) 認為：「離開另一方面的配合，一動力系統無論是在低層或高層均不能存在，是以如果在上層大氣中有可辨識的輻散場存在，則低層大氣中必有形成氣旋系統之輻合自動發生。」此概念後來經 Petterssen (1956) 推演成為氣旋發展公式。至於地形作用自亦不可忽視，它對於同一綜觀條件下旋生之地區分佈，以及氣旋之消長具有決定性的影響，這可由我國大陸沿海地區旋生之地理分佈 (劉氏, 1980) 上獲得充份證明。

(一) 動力條件：

如果我們以地面氣壓下降為旋生之端倪，則由流體靜力方程可知，僅當上層大氣具有質量輻散時，其相對之地面才有旋生，觀測現象亦與此相符。但由於分析及預報大氣中的輻散甚為困難，故 Sutcliffe 及 Petterssen 均以渦度方程為出發點，即以氣旋為正渦度增加中心為著眼，而得到下述發展方程 (Petterssen, 1956)：

$$\begin{aligned} \dot{Q} = -\vec{V} \cdot \nabla Q - \frac{R}{f} \nabla^2 \left[\frac{g}{R} A_T + \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \omega (\Gamma_a - \Gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt} \right] \\ = A_Q + \vec{V}_0 \cdot \nabla Q_0 + \frac{R}{f} \nabla^2 \left(\frac{g}{R} A_T + S + H \right) \dots (1) \end{aligned}$$

即

$$\begin{aligned} A_Q = -\vec{V} \cdot \nabla Q, \text{ 為無輻散層上的渦度平流} \\ A_T = -\vec{V} \cdot \nabla (\nabla z) = -\frac{R}{g} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \end{aligned}$$

$V \cdot \nabla T$ ，為 1000 mb 至無輻散層間的

厚度 (∇z) 平流；

$$S = \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \omega (\Gamma_a - \Gamma), \text{ 其中 } \Gamma_a \text{ 及 } \Gamma \text{ 分別代表氣壓座標中大氣的乾絕熱及實際降溫率。}$$

$$H = \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt}, \text{ 代表單位質量}$$

單位時間內所獲得 (或失去) 之熱量

由於低層 (700 mb 以下) 之封閉氣壓系統中等渦度線約與氣流線 (Streamline) 或等高線 (Contour line) 相重合，即平流作用 ($\vec{V}_0 \cdot \nabla Q_0$) 甚小可略而不計，是以公式 (1) 顯示，地面旋生是由 A_Q

與 $\nabla^2 \left(\frac{g}{R} A_T + S + H \right)$ 間的不平衡所引起。

根據上述關係可知，在日常預報作業中，吾人欲推測一地是否有旋生或氣旋加深，應該注意 (1) 在 500 mb (約相當於無輻散層) 圖中分析渦度及其平流，亦即其槽脊線的位置。在正常狀況下槽前有正渦度平流，而其中最大處最有利旋生。(2) 分析 1000 mb 至無輻散層之厚度平流，亦即 500 mb 以下各層 (700 及 850 mb) 之溫度平流；由厚度及熱力渦度 (thermal vorticity) 可知最大暖平流區就是 1000 - 500 mb 厚度最大 (脊) 的所在，亦即正渦度趨勢 (tendency) 最大的地方，有利於氣旋新生及發展。(3) 在上述二條件均有利的地區分析大氣之穩定度，亦即大氣之絕熱溫度變化情形。由下式 (Palmen and Newton, 1969) 可知大氣

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V}_0 \cdot \nabla T + \omega (\Gamma_a - \Gamma) \dots (2)$$

之絕熱溫度變化項 $\omega (\Gamma_a - \Gamma)$ ，由於上升區降溫而下沉區增溫對於氣旋發展有抑制作用 (self-limiting)，但在大氣穩定度最小、濕度最大及凝結面最低之地區，氣旋發生機率仍大。(4) 分析大氣中的非絕熱效用，亦即冷暖源之空間配置狀況；當冷氣團經過暖地面時有利旋生。(5) 由於 A_T ， S ，及 H 諸項在 (1) 式中均包含 ∇^2 之運算，所以在考量其作用時應著眼於各量之空間配置情形，而非各量本身。

以上動力發展公式極為簡要，但在使用上有兩點困難 (Dotton, 1976)：(1) 上述各項間具有相

互作用 (interaction)，有時彼此影響的結果可產生與任何一項作用迥然不同的綜觀現象，(2) 公式 (1) 只能推測渦度的變化情形，但對於引起渦度變化之各項原因 (公式 (1) 右側各項) 均無預測方法，因而不能構成一個完整的 (Closed) 預報系統。基於此種情況，在研究中吾人僅以公式 (1) 為找尋旋生綜觀因素的依據，以確保選擇預報因子之合理。同時，為了達到預報的目的，分析中我們特別重視各旋生區上游的天氣圖形勢，亦即著重於找尋有利於旋生區發生式 (1) 中使各該地區正渦度及上升運動增加的條件。在另一方面由重力位趨勢及垂直運動方程式，即由

$$\text{重力位} \left(\begin{matrix} \text{降低} \\ \text{升高} \end{matrix} \right) \propto \left(\begin{matrix} + \\ - \end{matrix} \right) \text{ 渦度平流} + \left(\begin{matrix} \text{冷} \\ \text{暖} \end{matrix} \right)$$

平流隨高度而減小的變率

$$\left(\begin{matrix} \text{上升} \\ \text{下沉} \end{matrix} \right) \text{ 運動} \propto \text{渦度平流隨高度增大的變}$$

$$\text{率} + \left(\begin{matrix} \text{暖} \\ \text{冷} \end{matrix} \right) \text{ 平流}$$

二關係式可知，一地氣旋生成或發展不只是渦度平流及溫度平流本身的問題，也是二者在垂直方向變化的問題，所以在分析中亦列為調查重點。

根據上述原則，經分析過去十四 (56-69) 年的天氣圖，我們發現地理及綜觀的條件對於我國大陸沿海地區的旋生與發展貢獻均大且有特徵，以下將分別加以介紹，以為進行各地區個案分析之前奏。

(二) 地形影響

一般而言，地形對旋生之影響源自動力及熱力兩種作用 (Palmen and Newton, 1969)。前者為背風槽的影響，後者則包括地表冷暖源分佈以及地形引起之流場及溫度場變形 (deformation) 兩種影響。在研究區內有著全球最大的地形西藏高原，其在動力及變形上的作用都極明顯；更有大小不同的地形以及水陸分佈，在在都影響氣旋新生及發展。查地形對流場的影響大部分由地形在氣流方向之延伸範圍而定，一般可分為三組 (Quarney, 1973)，即 (1) 1 公里以下的小地形擾動 (small-scale orographic perturbation)，為導

致地面亂流原因之一，(2) 中範圍 (meso-scale) 地形擾動，包括 1 至 20 公里及 20 至 100 公里之地形兩種，前者產生波長 5 至 20 公里之背風波 (lee-waves)，後者則在山上產生波動並由於擾動的垂直傳送而至平流層中生雲。(3) 綜觀尺度 (synoptic scale) 地形擾動，即橫寬達 100 公里以上之地形所形成之擾動，形成大範圍之流場及溫度場變形，通常在地形東側形成氣旋渦流 (cyclonic vortex) 及弱風區。西藏高原地形屬綜觀尺度，對亞洲沿海地區大氣影響最大且現象繁多 (王氏, 1976)，且其中很多項均對低壓發展有助，其中最重要者為 (i) 西藏高原東側下對流層中的風切線，此線是由於在適當綜觀條件 (見後文) 配合下，氣流經過西藏高原前被分支而後在下風面合流而成，它不但伴有壞天氣且可引起氣旋新生及發展。(ii) 地形性強風，此種強風常有南北二支分在高原南北兩側，北側者可使高原東方槽加深，即增強正渦度有使氣旋增強作用，而南側者不但增強背風槽且由於向高緯之氣流本身具有輻合作用，因而常伴有旋生或氣旋加深現象。此二支強風匯流之西側即為高原東方之弱風區。(iii) 熱力邊界層效用在高原東側至為明顯，因而在適當之暖平流配合下，極易生成華西低壓，此低壓生成時天氣現象不明顯，但東移後成為華南低壓的一種，對當地及台灣天氣均有影響。尤有進者華西低壓的存在常為華南連續生波冷鋒不能順利南下之主因 (葉氏, 1979)。

(三) 綜觀特徵

顯示在天氣圖上有利旋生的綜觀特徵，是動力及地形共同影響的結果。由調查過去 14 年歷史天氣圖可見，亞洲沿海地區冬季旋生時之綜觀特徵如下：

1 500 mb 面上的特徵：

在無輻散層 (~ 500 mb) 上之正渦度平流為旋生之重要條件之一，因而槽線位置、強度、移動以及與低層 (~ 700 mb) 暖平流之配置，自為預報一地旋生及發展必須考慮之條件，但就全區而言，以下大範圍的特徵對旋生特別有利，應加以重視。

(1) 阻塞高壓型

當裡海以北與西伯利亞東北部地區，在 500 mb 面上有阻塞 (blocking) 高壓 (甲類東西兩方阻塞

),而貝加爾湖西北方有封閉低壓中心時,我國沿海地區旋生頗仍。在此狀況下,因西藏高原(平均高度約4公里)引起之低層西風分支,與500mb面上之流場相配合,致有深厚之南北兩支西風,前者繞高原南側進入我國西南部,與通過高原之氣流匯流而生成明顯之背風波,而後者則由於地形阻擋不能進入我國華中地帶,因而我國沿海地帶盛行西南強風,500mb面的正渦度平流及低層的暖平流均大,有利區內旋生及發展(見圖1)。

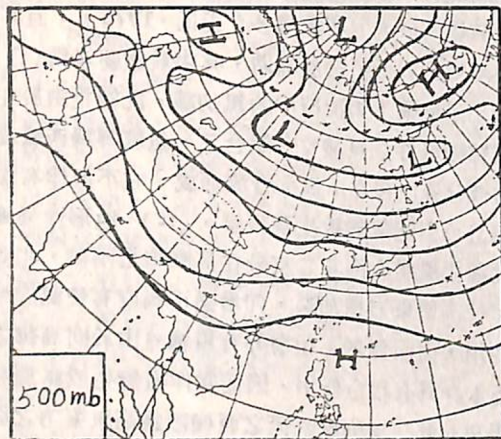


圖1：東西兩方阻塞型示意圖

Fig 1 A schematic diagram of 500 mb flow pattern under the condition of blocking on both sides

如以上高壓位置偏東,即分別位在貝加爾湖以西及堪察加半島地區,此時低壓將位於我國東北或以西地區,500mb面上北支西風可進入華中至華東一帶,而低層暖平流亦相伴南移,則旋生多集中於華南至台灣地區。

在上述東西兩方阻塞情形下,如果裡海阻高向東南東移動,當其中心到達西藏高原西北側時就會消失,而轉變成東方一邊阻塞(乙類,見圖2)的狀態,此時主槽常位於 120°E 以東,華北地區為西北風所籠罩,但由於西藏高原北方為暖脊,致貝加爾湖東南地區低層暖平流甚強,華北地區仍常發生環流平淺之氣旋。如果此東方單一阻高西移至我國東北北方到極地一帶,主槽隨之西移至貝加爾湖地區,則由於西藏高原背風波活躍,江南地區旋生機率即大增。

(2) 割離低壓型

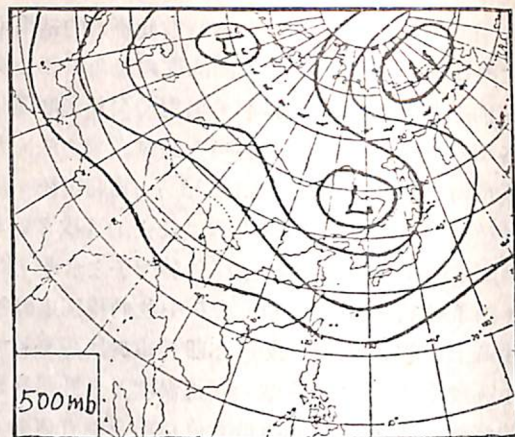


圖2：東方阻塞型示意圖

Fig 2 A schematic diagram of 500 mb flow pattern under the condition of blocking on the east

與阻塞作用一般,裡海地區之割離低壓(Cut off low)亦因可使西藏高原之地形效用增強而有利於我國沿海地區氣旋新生及加深。當該低壓存在時,可使西風分支,分別自南北繞過高原後在我國沿海地區匯合(見圖3)。此時如孟加拉灣或以東有槽線存在,則匯合點偏北,500mb正渦度平流及低層暖平流將隨之偏北,有利於長江流域及華北地區產生氣旋;如該區無槽線存在,甚或為高壓脊所控制,則各種有利旋生之條件隨之偏南,使旋生多集中在華南至本省一帶。在此種狀況下低層華西低壓極為活躍亦為重要特徵。

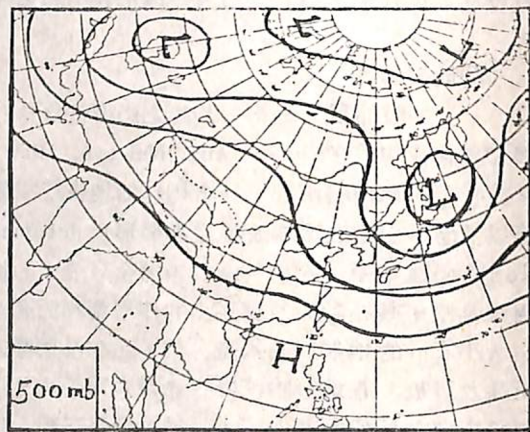


圖3：割離低壓型示意圖

Fig 3 A schematic diagram of 500 mb flow pattern under the influence of a cut-off-low on the west

在此種類型下,西藏高原北側氣流來自低緯,致有與東方一邊阻塞條件下類似之情形——貝加爾湖東南地區低層有暖平流,導致華北常有氣旋生成。

(3) 高空誘生型

當500mb有北支深槽或封閉低壓環流接近華北地區時,常誘發地面氣旋新生,此為華北特有之類型。就500mb面上來看,此一類型乃東方一邊阻塞與裡海深槽之配合,呈三至四個波,阻高由阿拉斯加北部緩慢向西移動,致有冷空氣由貝加爾湖東方南下,在寬廣主槽中形成冷槽(見圖4),誘使中心在日本或東方之地面低壓西伸而形成氣旋,位置多在渤海灣至河北沿海。

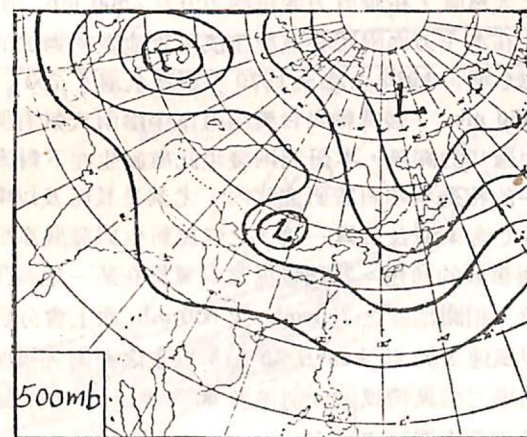


圖4：高空誘生型示意圖

Fig 4 A schematic diagram of 500 mb flow pattern which may forms induced surface cyclone in Northern China

2 低層之綜觀特徵

本節所欲討論的是地面至700mb各層天氣圖中有利研究區內氣旋新生及加深之特徵。由公式(1)可知,在低層綜觀分析中所應注意的是自地面至無輻散層間的厚度平流,亦即其中的溫度平流狀況,以及大氣中的絕熱及非絕熱效用,是以所找尋之綜觀特徵,即以此為依據。不過,在介紹及分析本研

究所選定的特徵前我們先要分析一下上述諸項在(1)式中的作用情形。

在溫帶大氣而言(1)式中(參考公式(2))的絕熱項對氣旋新生及發展有抑制作用,而非絕熱項則主要係來自地理條件的配合,所以只有厚度平流,亦即溫度平流項是我們考量低層綜觀條件的首要依據,但是,溫度平流大部份取決於環流形勢,亦即此一作用是由其他發展制機(developing mechanism)所漸漸引起來的(Petterssen, 1956),而後可由於上層流場的變型,波幅增大而致增加正渦度,使地面氣旋加深(Palmen and Newton, 1969),而此種加深又會使正渦度增加,如此反覆而形成所謂的「自發展」(self-development)(Sutcliffe and Forsdyke, 1950),也就是說,在適當因素配合下,公式(1)中 $(g/f)\nabla^2 A_T$ 項才能發生作用。因而本研究所索求者是使該項能發生作用的因素。根據我們在歷史天氣分析中見到的有利因素有以下幾種類型。

(1) 高壓迴流型

由於地理條件的有利配合,地面圖上分裂高壓迴流區最易產生氣旋。產生此有利條件之綜觀現象有二,即高壓分裂出海,此時在分裂高壓之左邊一半範圍內最易生成氣旋,是以其出海位置對於氣旋生成的地區具有決定性。平均而言,出海位置可以長江口為分界;在長江口以北者,有利華北及黃海地區旋生;長江口及以南者則有利於長江下游及以南地區旋生。第二種特徵則是單一高壓型,此時高壓中心偏北(多在外蒙至貝加爾湖一帶)且強度較小,大陸沿海地區氣壓梯度弱,一旦此高壓之脊線向東南伸展,其迴流經海面上的路徑加長,亦形成有利旋生的條件。

高壓迴流亦常在850mb面上見到。當地面與850mb二者迴流一致時,或者當850mb有脊與地面高壓相配且700mb氣流自850mb低高度吹向高高度區時,該區旋生機率可達百分之百。

對於長江流域及以南沿海以及台灣地區而言,高壓迴流常因東方暖洋流帶給底層大氣之非絕熱,包括底層加溫及水汽輸送等作用而對氣旋生成及發展有更大的貢獻,所以分裂出海高壓或大陸主高壓脊線向東南伸展而致迴流經過日本南方暖洋流時,上述區內多有旋生或原有低壓加深。

(2) 輻合型

850 mb 面上之水平輻合帶不但有明顯的風切，亦為一斜壓區，此二者可分別將基流 (basic current) 動能及位能轉變成擾動動能，所以在該輻合帶上有利於鋒面上生成氣旋及鋒生 (frontogenesis)。就研究時間 (10 月至次年 4 月) 內來說，該輻合帶通常位於長江下游至本省北部，處在 850 mb 分裂高壓 (cPk 氣團) 與副熱帶高壓 (mT 或 cPk → mT 氣團) 之間。通常台灣低壓生成於此輻合帶生成後的 12 小時左右。

上述輻合帶生成時，500 mb 之阻高通常在我國東北至極地之間。在此狀況下，西藏高原背風槽明顯，我國華南地區盛行西南風，而北方則在北支西風控制之下，二者間形成輻合，區內水平風切及斜壓性均大。

由慣性不穩定 (inertial instability) 之非線性關係式 (Dutton, 1976) 可知，當

$$[f - (\frac{\partial U_g}{\partial y})_\theta] = 0 \dots\dots\dots (3)$$

時亦即當等位溫 ($\theta = \text{常數}$) 面南北 (y) 方向之地轉風 (U_g) 風切與柯氏參數 (f) 相等時，擾動發生後就會發展 (不穩定)。同時，在中緯度

$$f \sim 10^{-4} / \text{秒}$$

$$\therefore \frac{\partial U_g}{\partial y} \sim f \sim 10^{-4} / \text{秒} \sim \frac{10 \text{ 公尺/秒}}{100 \text{ 公里}}$$

可視為能導致運動不穩定之水平風切的下限，這在無噴射氣流區而言，為典型 (typical) 之大風切值。

(3) 鞍形場型

在鞍形場內生成氣旋為華北旋生類型之一。在綜觀上此一類型與分裂高壓迴流型類似，二者間主要的差別在於 (i) 氣旋新生是由於兩低壓槽自南北兩方伸入而起，(ii) 旋生前貝加爾湖地區之高壓軸通常會突然轉向東南並有高壓脊伸出，(iii) 由於鞍形場使溫度密集 (圖 5 中暗影區即為易於旋生之區域) 冷暖平流均強，致鋒生現象甚為明顯。

3 西南強風與旋生

此處所指之西南強風帶係指西風噴射氣流以外

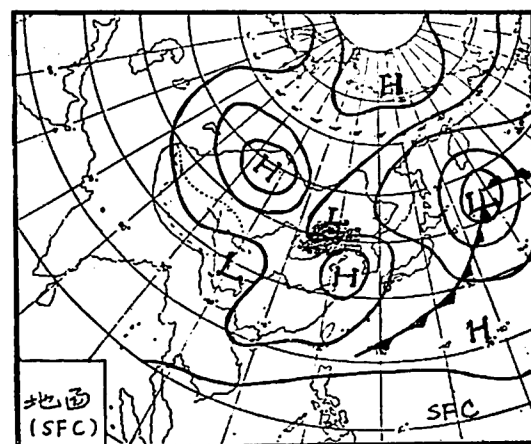


圖 5：鞍形場型地面示意圖 (氣旋生成於華北)
Fig 5 A schematic diagram of surface pattern, cyclones may formed in the col (shaded area).

之大風區，在垂直方面包括 700 及 500 mb 兩層，在水平方面限定在氣旋生成附近地區。過去的研究 (黃, 1976; 陳, 1979) 證實低層 (700 或 850 mb) 強風軸與台灣梅雨季中陰雨天氣有明顯而確切的關係，本研究則發現此種發生在下對流層中的特殊現象對於研究區內，尤其是長江及以南地區 (含東海及台灣一帶) 之氣旋新生與發展亦扮演極重要的角色。我們發現當有氣旋在某一地區生成前，相關地區之 700 mb 及 500 mb 面上會分別出現風速大於 25 kts 及 35 kts 以上之西南強風帶，如果二強風帶風速分別達於 40 kts 及 50 kts 以上時則旋生機率幾達 100%。

圖 6 所示為研究範圍內各區旋生前 24 小時及當時對流層內西南強風軸的分佈狀況，圖中各線條即區內氣旋新生時的強風軸，粗線則為軸線集中地區之界線。以下謹依據本圖說明各區旋生時強風軸分佈的特徵。

(1) 華北區

圖 6-1 為氣旋在華北地區新生前 24 小時及當時 700 mb 與 500 mb 面上的強風軸分佈圖。由圖可見氣旋生成前 24 小時 700 mb 面上的強風帶自華西經華中至長江口或河套以東至山東半島地區，前者發生次數較後者多三倍以上。至氣旋生成時 (地面上已分析出低壓中心)，強風帶仍自華西

開始且南北方向位置變化不大，但向東延伸及軸線密集的情況有很明顯的改變。至於 500 mb 面的強風軸則遠較 700 mb 者集中，幾均在長江流域。比較軸線密集的情形可看出由 24 小時前至氣旋生成

期間，強風帶有略為北抬之趨勢。再就各次個案中強風軸線的垂直配置來看，500 mb 者較 700 mb 者偏向東南。

圖 6-1-a 華北生波 24 小時前 700MB 強風軸位置分佈圖。



圖 6-1-b 華北生波當時 700 MB 強風軸位置分佈圖。

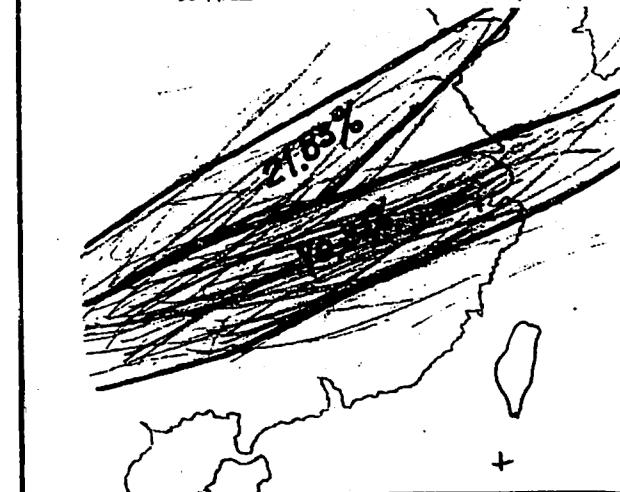


圖 6-1-c 華北生波 24 小時前 500 MB 強風軸位置分佈圖。



圖 6-1-d 華北生波當時 500 MB 強風軸位置分佈圖。



圖 6：研究範圍內各區旋生前 24 小時及當時對流層內西南強風軸分佈圖。

Fig 6 The distribution of axes of SW strong wind in the troposphere
24-hr before and during the cyclogenesis period

(2) 長江中下游

此區包括長江流域一帶，區內將有旋生及已有新生氣旋存在時 700 mb 及 500 mb 的強風軸分佈如圖 6-2 所示，很明顯的可以看出強風軸線

相當集中，且走向較華北有新生低壓時更接近東北西南方向，尤其是氣旋生成當時，強風軸均自華西經華中以南至長江口，此種現象在 500 mb 面上亦甚明顯。

圖 6-2-a 長江生波 24 小時前 700 MB 強風軸位置分佈圖。

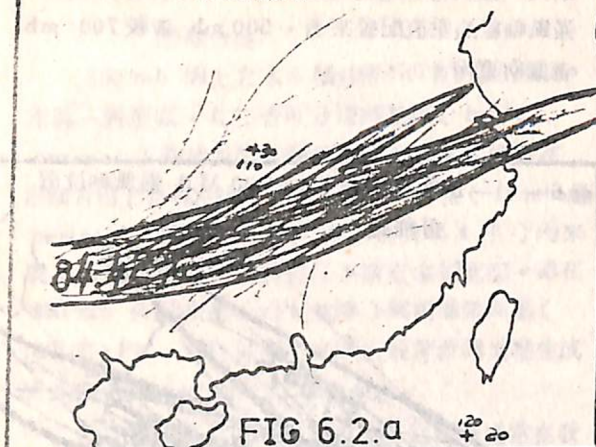


FIG 6.2.a

圖 6-2-b 長江生波當時 700 MB 強風軸位置分佈圖。

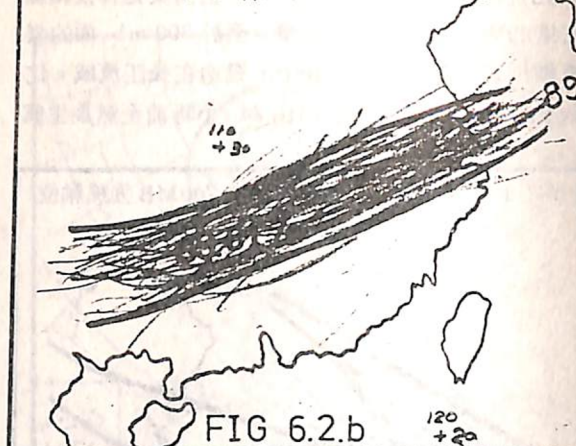


FIG 6.2.b

圖 6-2-c 長江生波 24 小時前 500 MB 強風軸位置分佈圖。

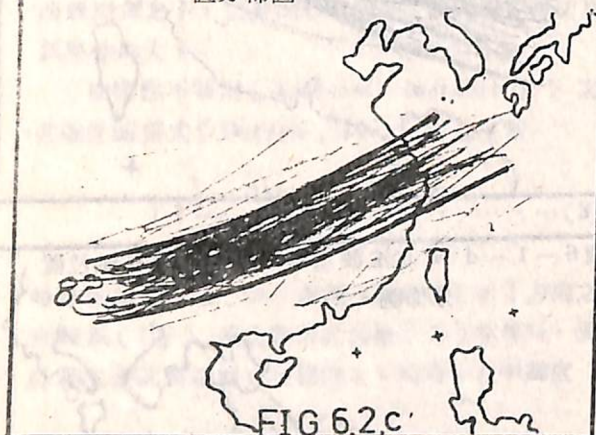


FIG 6.2.c

圖 6-2-d 長江生波當時 500 MB 強風軸位置分佈圖。



FIG 6.2.d

(3) 華南區

華南指 27° N 及以南地區。由圖 6-3 可見本區內有新生氣旋前 24 小時及當時亦均有明顯之強風帶，其軸線較華中旋生時略偏南，其特徵亦為 500 mb 面上的強風軸較 700 mb 面上的更集中。

圖 6-3-a 華南生波 24 小時前 700 MB 強風軸位置分佈圖。

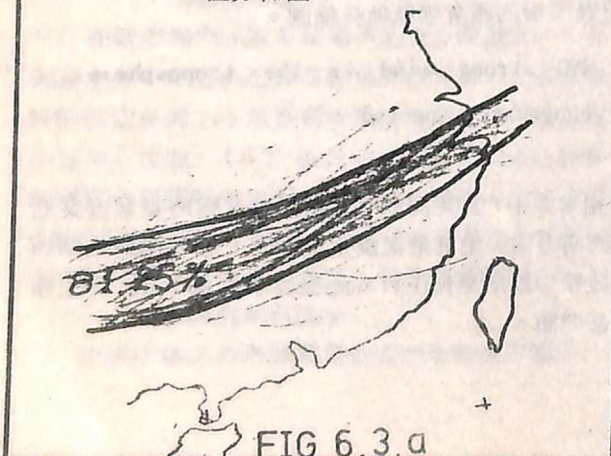


FIG 6.3.a

圖 6-3-b 華南生波當時 700 MB 強風軸位置分佈圖。

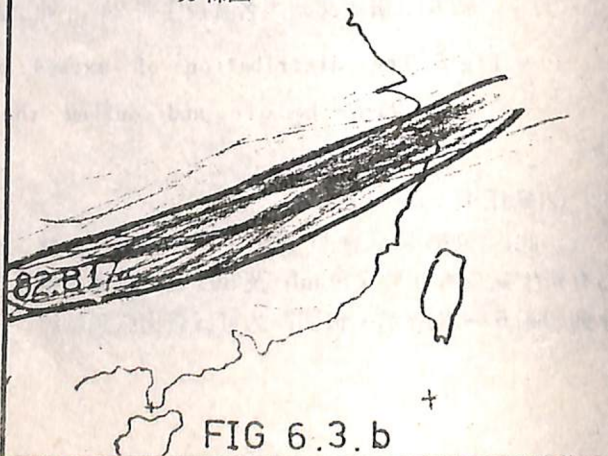


FIG 6.3.b

就各個案而言，本區內新生氣旋中心與強風軸多相重疊，這是由於區內西南強風帶並不對稱於軸線，而是南寬北窄的形式，亦即軸線向北之風速變化很大，致氣旋就發生在此一地區。

圖 6-3-c 華南生波 24 小時前 500 MB 強風軸位置分佈圖。

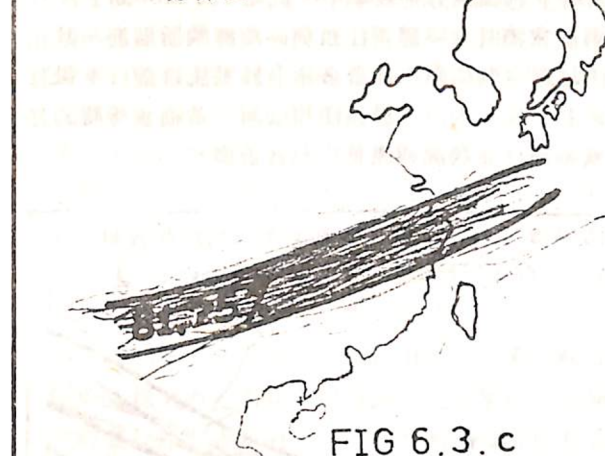


FIG 6.3.c

圖 6-3-d 華南生波當時 500 MB 強風軸位置分佈圖。

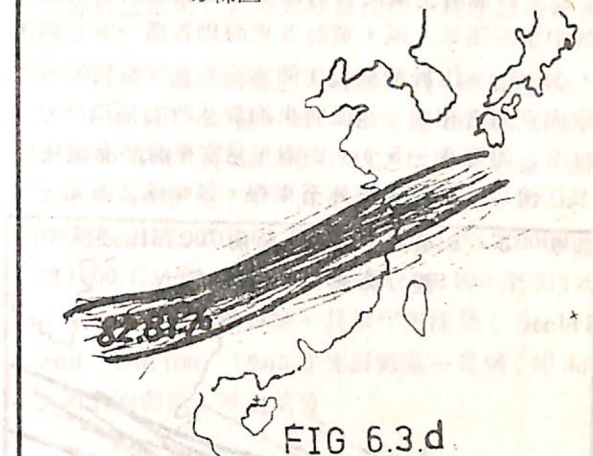


FIG 6.3.d

(4) 台灣區

圖 6-4 為台灣區旋生時的西南強風軸分佈情形。在 700 mb 面上旋生前 24 小時的強風軸分佈範圍較廣，但仍以經華南至台灣北部者較多，同時 500 mb 面上的軸線分佈就集中的多。至氣旋

生成時無論在 700 mb 或 500 mb 面上強風軸者均趨於集中，且均以自廣東經福建至台灣北部為最多。此區內之強風帶南北分佈亦如華南地區者一般，即軸線北側風切大且為氣旋式，所以新生氣旋之中心亦多在強風軸線上。

圖 6-4-a 台灣生波 24 小時前 700 MB 強風軸位置分佈圖。

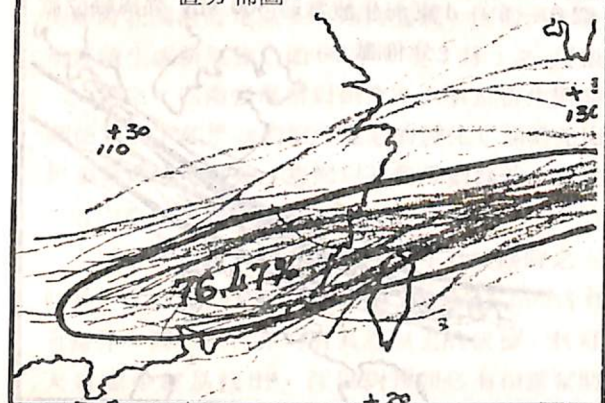


圖 6-4-b 台灣生波當時 700 MB 強風軸位置分佈圖。

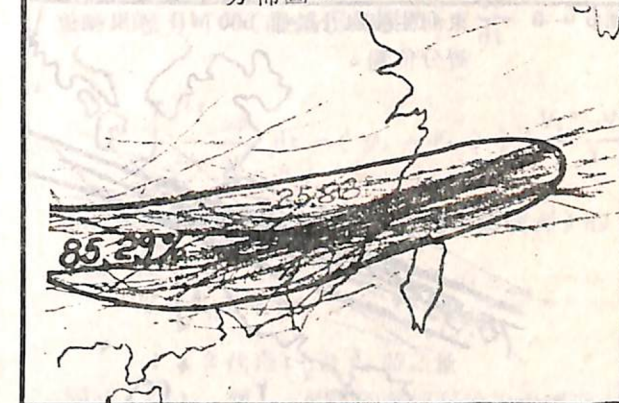
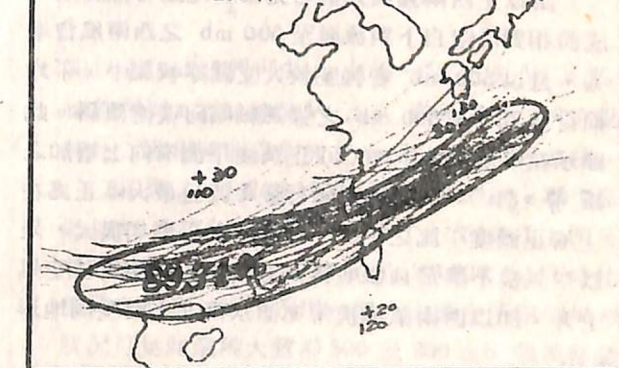


圖 6-4-c 台灣生波 24 小時前 500 MB 強風軸位置分佈圖。



圖 6-4-d 台灣生波當時 500 MB 強風軸位置分佈圖。



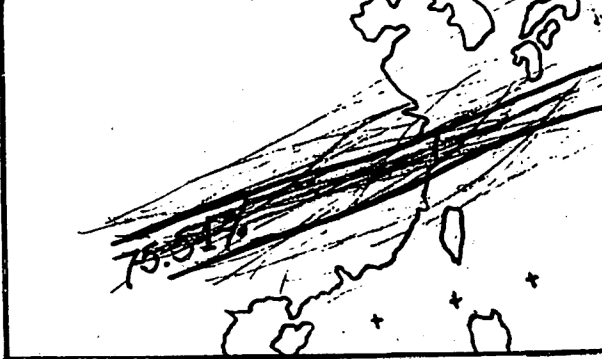
(5) 大陸近海地區

自渤海至東海各海面上亦為旋生頗仍之區，其中渤海屬華北區，黃海及東海則各為一區（劉氏，1980）。由於黃海旋生個案不多且強風帶配置大致與東海者相同，故僅將東海旋生時的強風軸分佈提出（如圖6—5）。由圖可見當東海將有旋生前長江流域有強風帶東伸至東海，其軸線之南北分佈

圖6—5— a 東海生波24小時前 700 MB 強風軸位置分佈圖。



圖6—5— c 東海生波24小時前 500 MB 強風軸位置分佈圖。



由以上西南強風分析可見當各地區有氣旋生成前相對高空自下對流層至 500 mb 之西南風會增強，且以 500 mb 者強度較大位置亦較集中，平均而言自 700 至 500 mb 之強風軸略向東南傾斜。此顯示在氣旋中心上空 (i) 正渦度平流有向上增加之趨勢，(ii) 下對流層盛行暖平流且最大區正處在上層正渦度平流之下方，(iii) 水平風切很大，是以空氣很不穩定且似地轉 ω 方程中的兩項均使空氣上升，加以西南氣流攜帶充沛水汽北上時受到地形

情況較華中及以南各區旋生時要分歧。至氣旋形成當時上述軸線分佈較集中，此時 700 mb 面上者有兩個密集區，一經長江口另一支經閩浙沿海，其相伴之新生氣旋中心前者多集中於長江口至日本間海面上，後者則集中於長江口以南。黃海旋生時的強風軸線分佈狀況與經長江口者近似。

圖6—5— b 東海生波當時 700 MB 強風軸位置分佈圖。

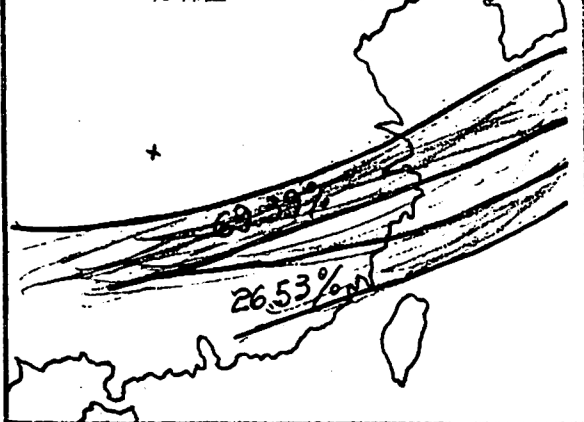


圖6—5— d 東海生波當時 500 MB 強風軸位置分佈圖。



抬升及摩擦輻合影響，上升凝結易使 (1) 式中絕熱項 (R/fV^2S) 對旋生之抑制作用延後發生，形成有利因素。

就整個大陸沿海地區而言，氣旋之新生與發展均與上述西南強風帶之存在有關，但以江南至台灣者關係更為明顯。再就各個案之平均狀況來看有新生氣旋中心愈偏高緯度偏向強風軸線北側亦愈遠之現象，是以華南及台灣區氣旋中心多與該軸線相重疊，而華中及華北者則偏在軸線西北側。

分析歷年 700 及 500 mb 高空天氣圖，我們發現每年 10 月至次年 4 月間，研究區內出現西南強風之原因是西藏高原地形與綜觀條件配合下產生的。一般來說西藏高原的存在導致 500 mb 以下氣流場發生 (i) 分流作用即西風分別由高原南北兩側吹向大陸沿海地區，其中南支西風繞過高原南側偏至較低緯度不但熱力風因而加大，且於自高原東側北上時帶有較大的動量，致使所到達之較高緯度地區西南風加強，(ii) 背風槽而使過山西風轉變為西南風，並因與南支西風匯合而增大風速，(iii) 高原東側之弱風區，在與地面摩擦作用配合下產生較強之偏地轉風效應，如此不但風速增大且使輻合加強。在綜觀條件上來說研究區內有西南強風時亦有以下三點特徵即 (i) 南支西風與副熱帶高壓迴流以及來自孟加拉灣之西南氣流在長江以南旋生區匯合，導致西南氣流增強且攜帶豐沛之水汽，(ii) 副熱帶高壓中心偏北，其迴流到達長江以北，此時如 500 mb 面上孟加拉灣東部有槽線，則強盛西南氣流可到達長江以北，(iii) 500 mb 面上發生阻塞現象，或裡海地區發生割離低壓而致西風分支及背風槽現象明顯時我國沿海地區多有西南強風，因而易發生各地連續生成新氣旋（如 66 年 1 至 3 月）之現象。

總之，西南強風帶對研究區內氣旋新生與發展關係密切，如果我們能注意它的發生（通常先由北越至華西一帶開始）再配以其他綜觀條件，對於研究區內旋生之預報必有較佳的成效。

以上是我國大陸沿海地區旋生及發展時之一般條件，含有地形及綜觀的以及二者配合下的各種有利條件，這些條件亦均有其理論上的依據，且可在天氣圖中輕易找出，深信對預報必有相當幫助。為了進一步瞭解各分區中氣旋新生及發展時的詳細狀況，本研究之第二部分係透過個案分析的方法探討其相關之綜觀特徵，並根據最重要的特徵分類，以供日後使用。

IV、個案等熵軌跡分析

瞭解空氣塊 (Parcel) 之軌跡對於大氣現象之瞭解及預報有很大的幫助，而根據分析 (Danielsen, 1961) 等熵軌跡又較接近氣塊實際的軌跡，所以在本研究中亦欲利用此種分析探討進入氣旋區域之空氣來源，惜由於大陸探空資料缺少特性層，

多次分析嘗試結果均欠理想，下面僅只介紹一次個案分析之結果（當時大陸區探空有特性層者較多）。

圖 27 為該個案之天氣圖資料，時間為 68 年 11 月 20 日至 21 日。27— a 圖為 201200 GMT、210000 GMT 及 211200 GMT 之地面天氣圖，圖中大陸冷高壓正南下中，其東方有氣旋波。27— b 的三張圖則為 201200 至 210000 GMT、210000 至 211200 GMT 以及兩者合併後（201200 至 211200 GMT）之等熵軌跡圖，其製作方法是 (Sechrist and Dutton, 1963) 先計算某一等熵（如 305°K ）面上的動能，可由積分

$$(f_{\theta}k)_{305} = \frac{1}{g} \left(\frac{P_{310} - P_{300}}{10} \right) \frac{V^2}{2}$$

中求得，而後再將表示氣塊沿等熵面移動時能量改變情形之等熵能量方程 (Greene, 1966)

$$\frac{\partial \psi}{\partial t \theta} = \frac{d\psi}{dt \theta} + \frac{d}{dt} \left(\frac{V^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V^2}{2} \right) \frac{d\theta}{dt}$$

對時間積分可得（設為絕熱運動， $\frac{d\theta}{dt} = 0$ ），

$$\int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} dt = (\psi_2 - \psi_1) + \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{2} \right) \theta$$

式中第一項代表系統中 Ψ （未轉變為動能者）的變化，而

$$\Psi \equiv C_p T + gz$$

1, 2 代表 t_1 及 t_2 時之量

同時，在 t_1 到 t_2 時間內氣塊移動的距離為

$$D = \frac{1}{2} (V_2 + V_1) \Delta t$$

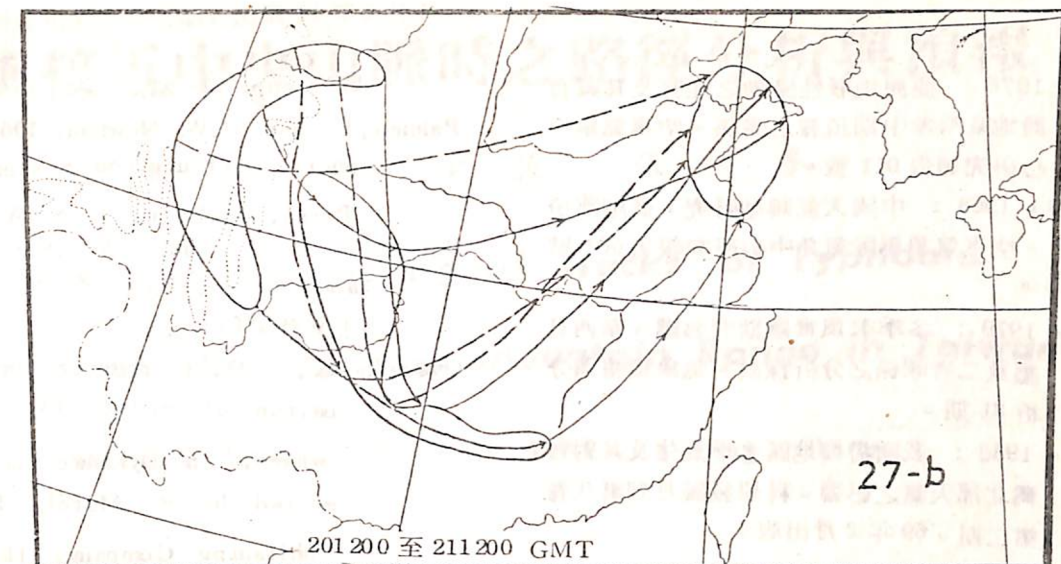
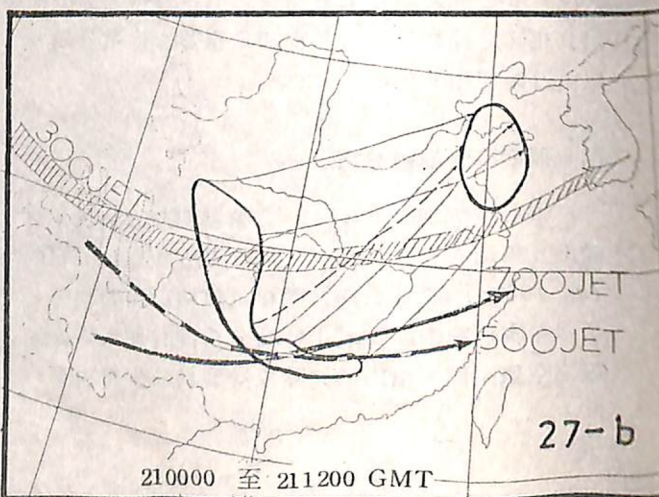
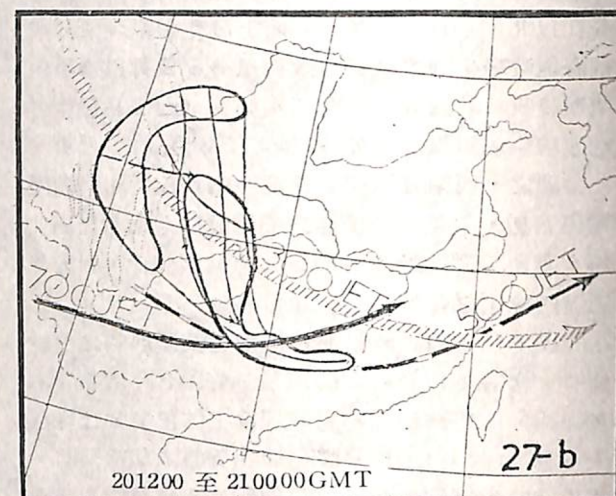
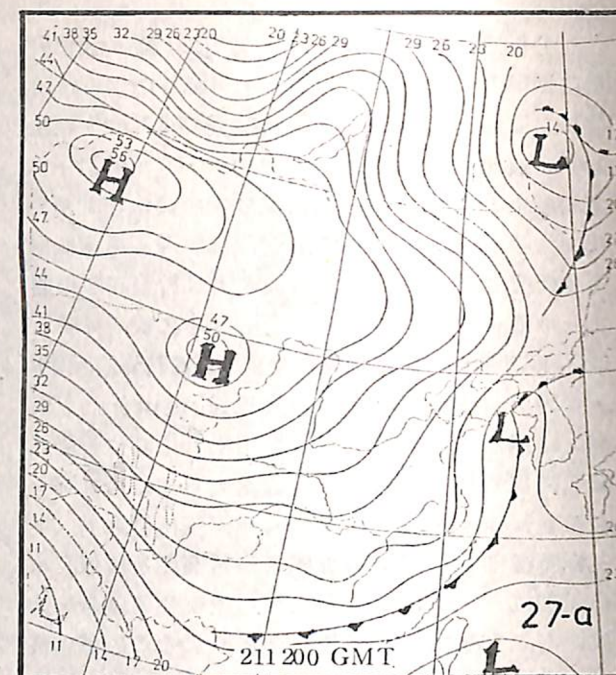
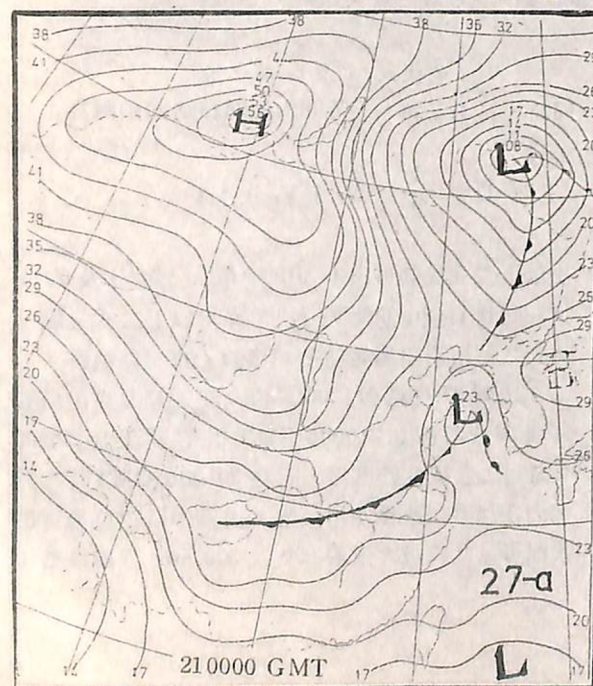
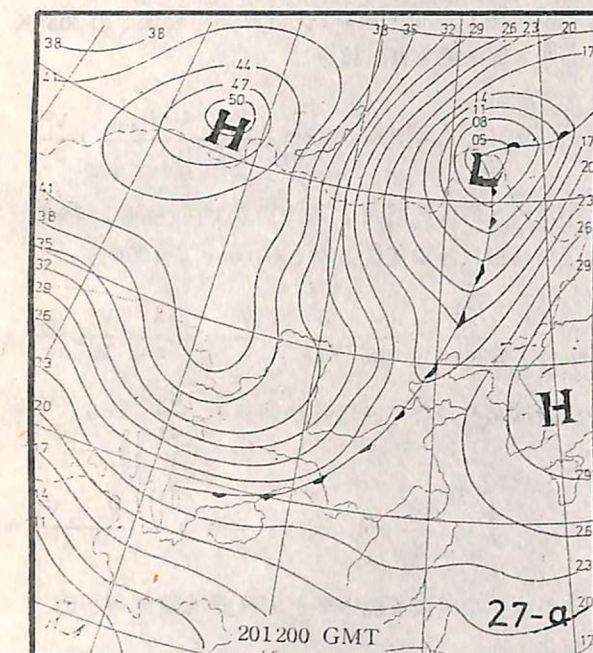
由以上二式我們可由 t_2 中的一點（已知 V_2 及 Ψ_2 ）追蹤回到 t_1 圖中能使 V_1 及 Ψ_1 滿足以上二式之點，將此二點相連即為氣塊由 t_1 到 t_2 的一條軌跡。

由圖 27 可見 211200 GMT 時到達山東半島的氣塊 12 小時前（210000 GMT）在長江上游至海南島以北之狹長範圍內，而在 201200 GMT 時此氣塊尚在河套以西至四川一帶。由圖中所附強風軸的狀況可見此氣塊大致沿 500 及 300 mb 強風移動；

700 mb 強風軸則僅與該氣塊之低緯度部份有關，這顯示 (Sechrist and Dutton, 1970) 黃海區氣旋發展之動能來源有二，即先已存在而與噴射氣流相關之動能以及暖區中的氣流上升運動。

圖 27 68 年 11 月 20 至 21 日個案之等熵軌跡分析；a. 地面圖，b. 等熵軌跡圖。

Fig 27 The 305°K isentropic trajectories 20-21, Nov., 1979. a. SFC Maps, b. Isentropic trajectories.



V. 結 論

東亞沿海地區的氣旋新生及發展，需要有構成旋生區有正渦度平流、適當的溫度平流及絕熱條件、以及有利之非絕熱條件，而在綜觀上來說，以上條件均有賴地理條件與有利的天氣圖形式相互配合才會發生。根據調查14年的歷史天氣圖，我們發現大凡能使有適當地理條件之地區，產生下述現象者均可使該區中產生新氣旋或原有之氣旋會加深，即

1 500 mb 面上有阻塞現象或裡海地區有割離低壓時，由於西藏高原的分流作用會特別明顯，且東亞沿海地區常處在寬槽中，致當地西風帶偏南，指標偏高，有利於該地區氣旋新生或氣旋波徘徊不去。

2 當主槽位在我國大陸沿海東方時，如低層有冷空氣自日本海北方進入華北地區而 500 mb 面上同區有封閉低壓環流時，華北常有高空誘生低壓中心生成。

3 700 及 500 mb 西南強風帶的軸線及軸線以北氣旋式風切最大的地方，特別有利於氣旋的生成與發展。此強風帶通常自北越至海南島以北地區開始向東延伸至我國近海而後併入西風噴射氣流，風速分別在 25 及 35 kts 以上。

4 850 及 700 mb 面上的視暖平流最大區的北緣最利於旋生，通常 850 mb 面上的暖平流現象較明顯。至於視冷平流僅對長江以北之旋生有幫助。

5 地面（近地層）高壓迴流區，即高壓中心的西半邊最有利於旋生。當迴流由華南北上時，新生

氣旋中心偏北，而迴流自長江口附近轉向西北時，則氣旋中心偏南。

6 近地層鞍型場中有利旋生，此種旋生發生在華北地區者最多。

7 850 mb 輻合帶發生後的12小時內地面會發生低壓，此種現象以台灣區最常見。

8 由等熵軌跡分析可知新生氣旋之能量來自噴射氣流及暖區空氣上升。

9 西藏高原及水陸分佈以及台灣東方的暖洋流（黑潮），對研究區內氣旋新生及發展以及新生氣旋的地區分佈影響很大。

總之，我們要預測研究區內的氣旋新生及發展，必須能在天氣圖中找出其有利的因素，以上是根據過去14年的歷史天氣圖所分析歸出來的一些結果，在今後工作中應有其參考價值，不過這些結果尚需透過個案分析加以驗證。此一工作為本研究第二部分的重點。在另一方面作者等更希望氣象先進能多加指正，以期研究成果更為圓滿。

致謝：本文為國科會支助下專題研究（編號 NSC-68M-0202-05(01)）報告中的一部分，研究助理為沈哇與李紀恩，在此要感謝他們的支助與合作。除此以外，作者並獲得氣象中心的大力支持，及葉文欽、程允中、宣欽仁、陶家瑞、劉潤華、羅欣成諸同仁之協助，並由孫摩西碩士處獲得寶貴意見，在此亦致上最誠摯之謝意，但願此文未辜負他們的期望。

- 王時鼎, 1976 : 亞洲地形性擾動之性質及其與台灣地區冷季中期預報之關係。空軍氣象中心研究報告 011 號。
- 曲克恭等, 1968 : 中國天氣類型研究, 低壓部份。空軍氣象聯隊氣象中心研究報告 001 號。
- 葉文欽, 1979 : 冬季季風實驗期間寒潮、華西低壓及二者關係之分析探討。氣象預報與分析 81 期。
- 劉廣英, 1980 : 我國沿海地區冬季旋生及其對台灣北部天氣之影響。科學發展月刊第八卷第二期。69 年 2 月出版。
- Danielsen, E. F., 1961: Trajectories : Isobaric, Isentropic and Actural. *Journal of Meteorology*, Vol 18, No. 4, pp. 479 - 486.
- Dutton, J. A., 1976 : The Ceaseless wind. McGraw - Hill Book Company, New York. U. S. A.
- Greene, D. R., 1966 : A computer technique for constructing isentropic trajectories, in Tech. Report 188, U. S. AWS. pp. 17- 25.
- Palmen, E. and C. W. Newton, 1969 : Atmospheric Circulation System. Academic Press, New York, U. S. A.
- Petterssen, S., 1967 : Weather Analysis and Forecasting. 台北新陸書局出版。
- Queney, P., 1973 : Transfer and dissipation of energy by Mountain waves, in Dynamic meteorology, edited by P. Morel. D. Reidel Publishing Company, Holland.
- Sechrist, F. S., and J. A. Dutton, 1970 : Energy Conversion in a developing cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, Vol, 98, No. 5, pp. 354 - 362.
- Sutcliffe, R. C., and Forsdyke, A. G., 1950 : The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc* 76, pp. 189 - 217.