

# 東海低壓生成與發展的 兩個例子分析\*

陳漢耀

(中央氣象台)

## 一、預告東海氣旋生成的一般經驗

東海低壓對於日本天氣的影響是很大的：無論是降水或大風。同時它對我國天氣的影響也是非常顯著的。根據幾年來的經驗，東海氣旋發生前的天氣特徵可分為兩種情況。

第一種情形：當大陸冷高壓南下至華中並繼續向東方海洋上推進之時，常常在高壓的後部形成出一個低氣壓來。在低壓未形成前，長江以南先有大片高層雲的降雨區存在。雨區自西向東移動的速度非常緩慢。在低壓的形成初期，雨區與地面鋒面的配置是不密切的，即雨區早於鋒面及低壓產生的。所以我們就不能把這樣的低壓當作一個挪威學派的氣旋來處理。當地面低氣壓及鋒面既經形成以後，它們便迅速往東移動，此時雨區亦隨鋒面東移，這時候我國東南沿海的天氣就會很快轉好。而且在冷鋒之後常常有大風發生。

第二類的東海低壓並不是在冷高向未撤離後的情形下形成的。這類低壓的冷鋒並不是非常明顯南下，而低壓區中的雨區隨冷鋒的移動也較慢。

在我們日常的預告工作中，對於東海低氣壓的生成問題，我們常常採取下列的經驗：若是在長江以南有大片高層雲的雨區出現，並且雨區是有規律地從西向東方向伸展並且移動，而同時在地面上氣壓系統的移動却是不十分明顯的話，在這種情形下，我們如果發現在琉球羣島一帶，尤其是石垣島的風向是隨着時間順轉的，即從北風轉東風再轉偏南風。而四國與沖繩之間的測站，3小時變壓是負的（注意必須將日變化的影響除去），我們便可以預告未來12小時到24小時內，在東海的南半部發生波動或有鋒面氣旋形成。這種現象多半是集中在冬季。

在春季地面氣壓系統的移動要快得多。而且在過渡季節中，天氣系統的發展與改變也比冬季要迅速得多。在春季當西伯利亞冷高壓向東南移動並繼續往東移入海以後，在日本以東的海面上開始加強，此時東海一帶是位於高壓的後部，此高壓與新來的西伯利亞高壓之間，形成一個很清楚的低壓槽。當低槽形成時石垣島的風向順轉更為明顯。但在這樣情況下，我們預告東海氣旋的形成還不够有把握，因為單純地注意石垣島風向的順轉是不足的。決定東海氣旋的生成，還必須仔細觀測高空流場的結構，一方面還要注意雨區移動的方向，地面3小時變壓的變化以及地面圖上高層雲系的發展，才會有預告成功的可能。除開上述地面圖上的跡兆之外，如果在高空圖上我們發現有一個高空槽從中國的中部漸漸的移向海岸，槽線的走向是東北西南向。或者低槽在移動過程中，高空槽線是從西北東南向轉成爲南北向，同時這一種高空槽又是很深的話，那麼在預告東海氣旋的生成是很有把握的。有時候高空西風帶的低槽在其往東的移動過程中槽線的走向，從南北向漸漸轉成東西向的切變線，此時在東海一帶雖然可以看到負變壓與雨區，而且石垣島的風也發生順轉，甚至在地面圖上也能分析出波的生成。但經過12小時以後，這種波往往都是趨於填塞的，到最後圖上只留下一道東西向的靜止鋒。東海氣旋在東海海面上形成之後，常常是向東北偏東的方向移動，並且在日本列島及其附近的洋面上繼續加深，最後在千島羣島附近發展成一個巨大風暴，東海氣旋的天氣對於日本來說是一個重要的角色，對於我國大陸却是影響不大，但是東海低壓的發展常常能引起東亞大氣環流發生改變，因此我們對於它的發生及發展，是值得進行研究的。

## 二、東海氣旋的分類

根據最近三年來的材料統計，在東海氣旋生成之前，地面先有鋒面產生的次數並不多，此外東海氣旋的發生以春季爲最多，夏季幾乎沒有。圖1是三年來各月東海氣旋發生的次數曲線圖，圖上粗線是表示在東海氣旋發生之前，地面並無鋒存在的各月次數曲線，細線是表示先有鋒面存在然後產生氣旋的次數曲線。

東海氣旋在發生以後，常常是發展的。根據中央氣象台歷年各月的地面平均氣壓形勢來看（圖未刊出），從10月到次年的2月，大陸上是高壓控制時期，高壓脊的前緣要伸展到太平洋，但自3月份起，地面氣壓形勢就起了變化，大陸上的高壓減弱，而太平洋上出現了另一個高壓，這兩個高壓強度幾乎相等。從東海

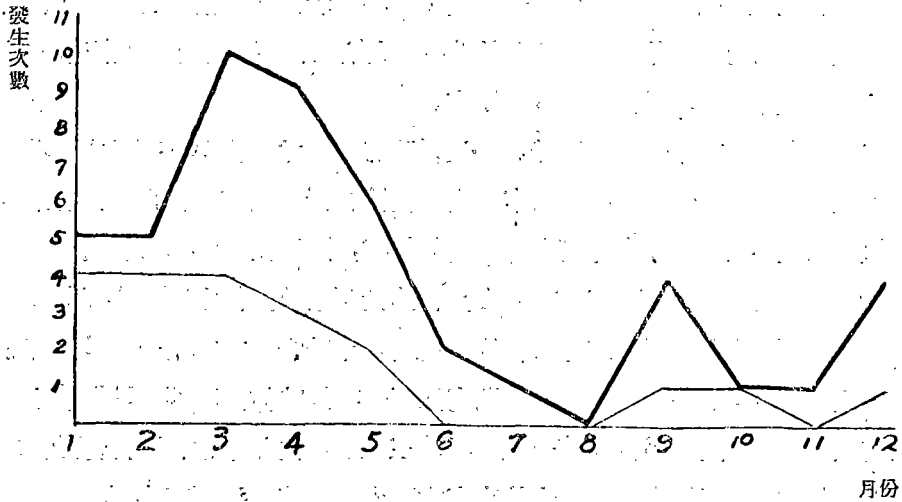


圖1. 東海氣旋發生次數曲線  
粗黑線表示無鋒面時產生的東海氣旋次數  
細黑線表示有鋒面時產生的東海氣旋次數

一直到日本海一帶，恰好是位於這兩個高壓間的低壓槽裏。4月以後太平洋高壓逐漸加強，到了7,8月份在中國大陸上形成了低壓區域，但是從夏季到冬季的過渡時期要比由冬季轉變為夏季的過渡時期要短得多了，僅只有9月份一月。從這個事實，跟我們上面的統計相比較，我們看出這與東海氣旋發生的季節性變化是一致的。氣旋的發生或發展，是處在二個高壓勢力相均衡時的產物。當極地大陸高壓控制整個大陸以至西部太平洋時，東海氣旋發生的機會就減少。而當太平洋副熱帶高壓伸展到中國大陸時更不宜於東海氣旋的發生。若以亞洲的高空形勢來了解那就更明顯了。東海氣旋的產生大都是在一脊一槽\*或是二槽一脊\*的形勢下才有可能。也就是在南北環流比較明顯的情形下的基本高空形勢結構中的產物。

根據作者幾年來高空分析的經驗，我們發見在春季東海氣旋發生時高空環流形勢有下列二種型式：

第一種是高空一脊一槽的形勢。在這種形勢下從貝加爾湖以南到蒙古人民共

\* 此地所謂的一脊一槽，二槽一脊等高空形勢是指東亞環流，並且以烏拉爾山為基準，如果烏拉爾山處為脊，貝加爾湖到東北一帶為一大槽，則稱為一脊一槽，而不稱一槽一脊；如果烏拉爾山為槽，日本一帶為槽，貝加爾湖一帶為脊，則稱為二槽一脊，而不稱為一脊二槽；依此類推。

和國的地區，高空是大槽的區域，而在烏拉爾區域則是一個持久的暖高脊。在這種環流形勢下，西風帶裏面時常有一個個小波動沿着大槽的南緣自西向東傳佈過來。如果移動性低槽的勢力能伸到北緯 30 度以南，則當這類低槽的南部移入東海之前，在槽前常常可以誘導出低氣壓來。

第二種是高空二槽一脊的形勢。在這種形勢下，尤其在 700 毫巴或 850 毫巴的圖上我們常常可以發現在我國西南形成一個閉合低壓系統，當這種閉合氣壓系統向東移動時，也可能在東海面上誘導出氣旋來，除了這高空形勢結構下，在別的環流型式中也能在我國西南一帶形成閉合的低壓系統，但這類高空氣旋渦一般是不移動的，因此它們對於東海氣旋的生成關係亦較少。在二槽一脊的形勢下，當我國西南上空的閉合低壓系統移到湖南江西一帶的時候，1000—500 毫巴等厚度線的走向常穿過這個系統的第一象限與第三象限，因此常常在國內部分，在低壓的西北方形成強烈的冷平流在它的東南方形成暖平流。這類高空閉合系統當其移東海時，常常和北方的主槽合併，成為日本上空大槽的一部分。此時原有的孤立的閉合環流系統也就趨於消失。在這種高空氣旋渦的東南方面（通常就是在東海海面上），地面上便會有低氣壓發展起來。

除了上述兩種情形以外，我們必然要提到無論是高空槽或高空氣旋渦的型式下，東海氣旋的發生與發展，還須要看另外一個因素決定，這就是要看朝鮮和日本上空有沒有強烈的動力加壓發展出來。根據最近一年來作者初步運用平流動力分析的結果，我們發見如果在東海氣旋發生的同時或者在東海氣旋發生之先，朝鮮和日本上空有強烈的動力加壓發生，這對於東海低氣壓的發生與發展是不利的。此時在東海海面上只發展出一個低氣壓帶來，有時候地面上雖然有靜止鋒存在，在鋒上亦有波動出現，但這種氣旋波是不發展的。

### 三、二個東海氣旋的例子

根據上述的分析經驗後東海氣旋的分類我們現在舉二個東海氣旋發生的例子：

例一，某年 4 月 13 日 03:00Z (圖 2) 東亞大陸部分的 700 毫巴高空形勢，主要是一個大型低壓槽的區域，在中國沿海地區是一個高脊，在這個高脊的後面緊跟着一個低壓槽，這一對槽脊都是外蒙古的大槽南緣西風帶中的小波動，它們的移動是很有規律的。但從同時期的溫壓場構造來看，其主要的鋒區大致是沿着緯

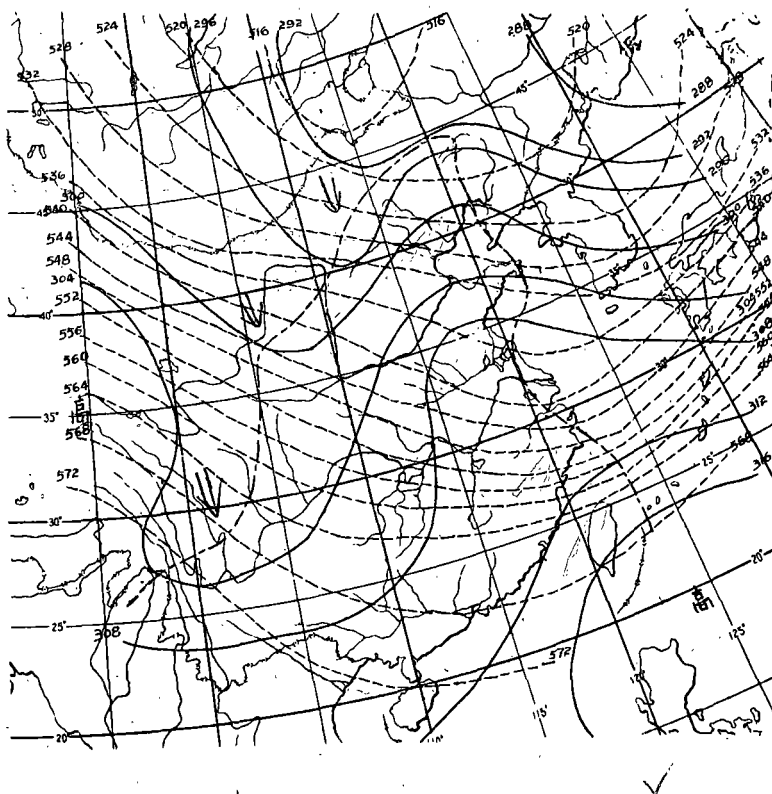


圖 2 某年 4 月 13 日 0300Z 700 毫巴的等壓面圖

- 等高線
- - - - 1000—500 毫巴的等厚度線
- · · · 平流零線
- · - · 等變高線

圈方向的，溫度梯度最集中的區域也沿着北緯 30 度附近，沿着這個鋒區的冷暖平流，可以東經 125 度為分界；其左為暖平流，其右為冷平流。圖 3 是與高空圖時間相配合的地面圖形勢（4 月 13 日 0000Z）。在地面圖上，在黃海面上是一個 1026 毫巴的高氣壓，在這個高壓中心上空，等厚度分佈正好是最為密集，所以這個高氣壓是一個移動性的冷高氣壓。另外我們從圖 2 上看出中國沿海地區上空的高脊中，等高線和等厚度線的位相是相反的，這亦說明這是一個移動甚快的冷脊。在長江以南的大陸上，等壓綫是東西向的，我們亦看不出有什麼低槽出現，但在北緯 30° 以南的陸地上有大塊東西向長條雨區存在。這一片高層雲的雨區，如果單憑地面圖去分析，是不能明瞭其生成的原因的，但如配合高空溫壓場圖去分析，我們便看出在長江以南的高層雲雨區上空，恰好是槽前暖平流區域，高空

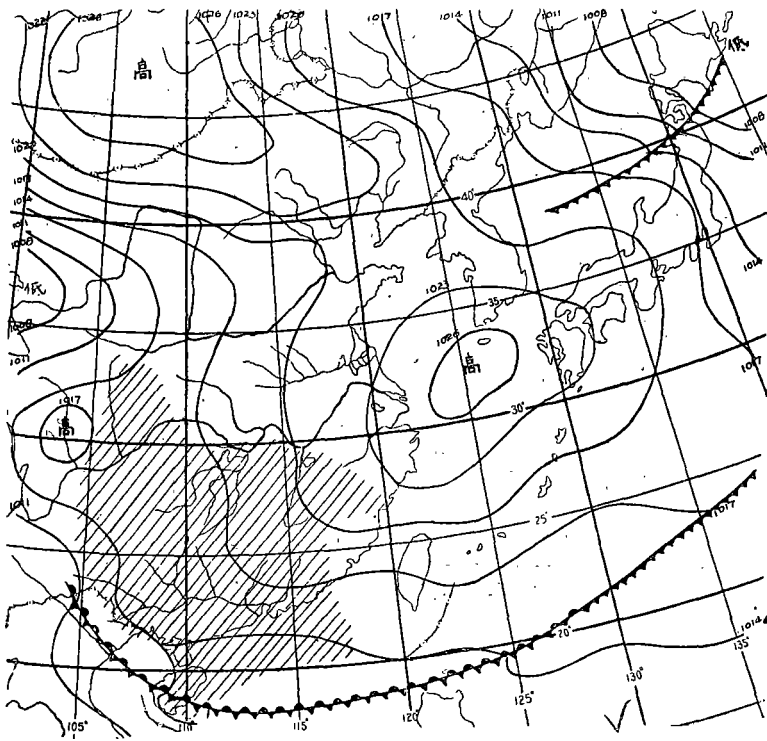


圖 3 某年 4 月 13 日 0000Z 地面天氣圖

暖濕的西南氣流上駛於地面衰老的極地氣團上空，因而形成了高層雲的雨區。

如果我們根據高空槽脊過去移動的連貫性原則，又根據高脊中等高綫及等厚度綫的關係，我便可以預告長江口上空的高脊將會迅速往東移動。河套附近的低壓槽將緊跟着高脊之後，繼續往東推行。隨着地面高壓中心往東撤退，而高空槽前的暖平流亦要往東推進，因此我們應該預告長江以南的高層雲雨區亦會向東伸展。24 小時之後，黃海海面上的高壓中心已移到日本海中（圖 4），其強度比前略減。在長江以南的大陸上等壓綫仍然是東西走向的。在台灣以東的海面上等壓綫顯示出倒 V 的低槽來，這是東海氣旋初生時的地面等壓綫的象徵。此時高層雲雨區已擴展至琉球羣島上空。在 4 月 14 日 0300Z 的 700 毫巴溫壓場圖上（圖 5），長江口上空的高脊已經迅速向東移去，且其強度消弱甚快，在當時的圖上我們已看不出有很明顯的脊綫來了。河套附近的低槽，暖平流向東推進了 10 個經度。而且在東海上空在 24 小時以前高空氣流主要是呈反氣旋性的，此時由於低槽的

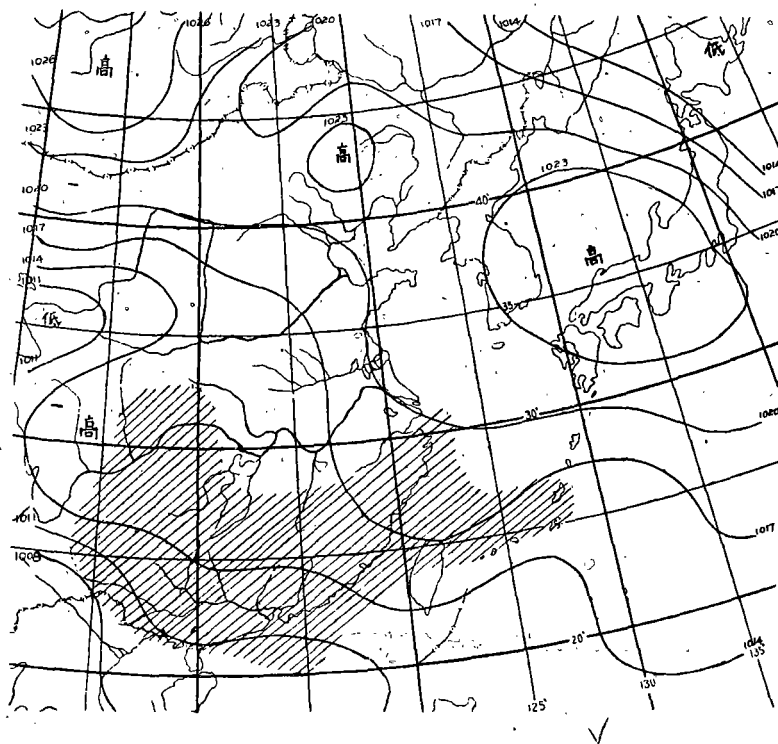


圖 4 某年 4 月 14 日 0000Z 地面天氣圖

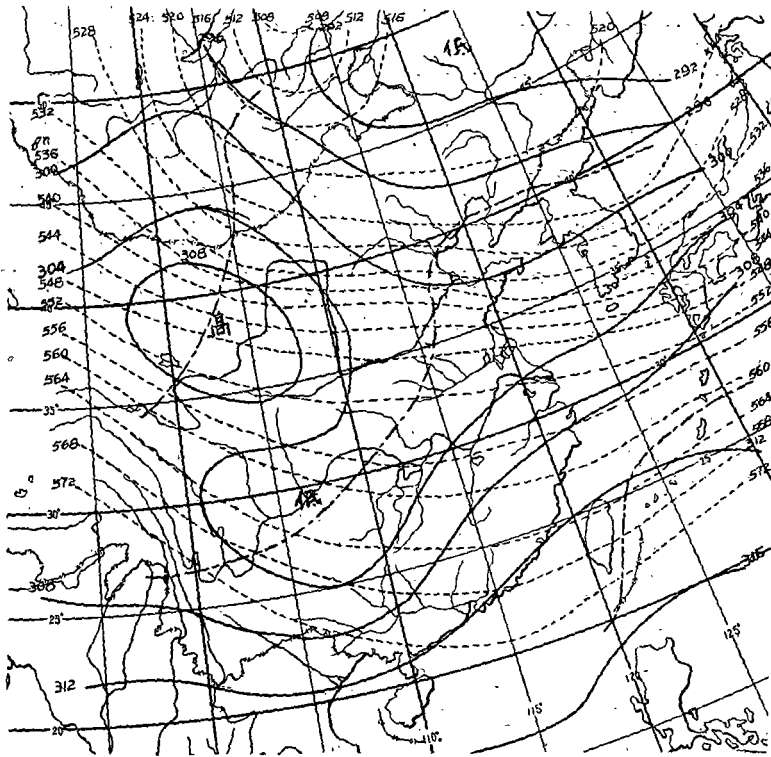


圖5 某年4月14日0300Z 700毫巴的等壓面圖。(說明同圖2)



向東推進，高空氣流已逐漸由反氣旋性的環流轉變為氣旋性的環流了。

到了 4 月 15 日 00Z (圖 6)，東海海面上的氣旋已發展很完好了，隨着低氣壓的形成及發展，地面上的冷暖鋒系亦顯示了出來。同時三天以來石垣島的風向是順轉的。在 4 月 15 日 03:00Z 的 700 毫巴溫壓場圖上 (圖 7)，來自大陸的低壓槽此時已移至朝鮮與日本之間，在過去三天低槽每天以 10—15 個經度的速度往東移動的 (以北緯 35 度為標準)，此時地面低壓中心的位置正好在槽線附近，低壓中心上空氣流的氣旋性曲率甚大，並且在低壓中心上空亦正好是等厚度線密集的区域，這表示這個低壓區域的斜壓性甚大。此外低壓中心的位置正好在等厚度線的反曲點外 (即由氣旋性彎曲或轉變為反氣旋性彎曲)，根據 Sutcliffe 的等厚度線規則，這個低壓是趨向於發展的。我們上述這些跡象，便可以這個低壓將繼續往東偏北方向移向 (Sutcliffe 的熱成風操縱規則)，而且其強度亦將繼續加深。事實上這個東海低氣壓到了 4 月 16 日的 00Z 移到了日本本州島，其強度已經加

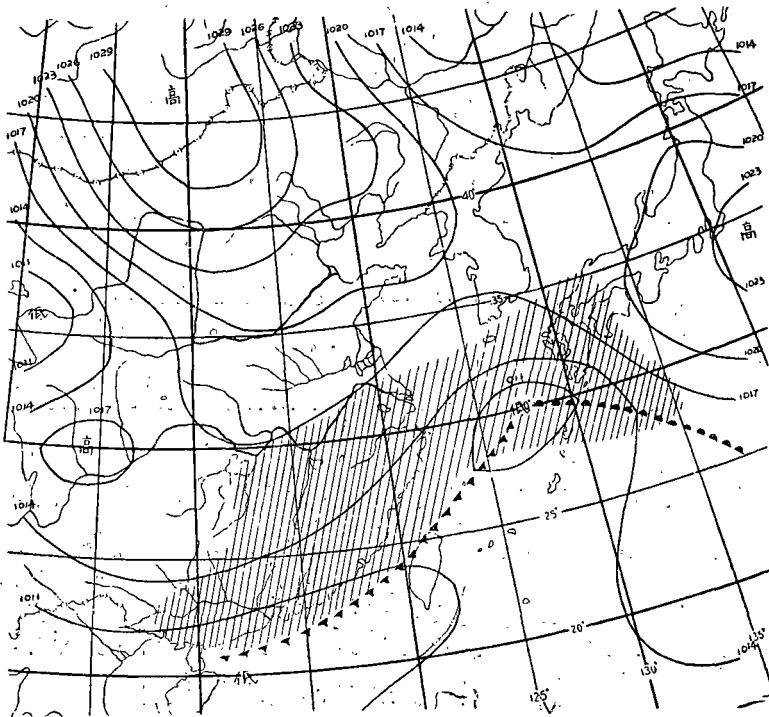


圖 6 某年 4 月 15 日 0000Z 地面天氣圖

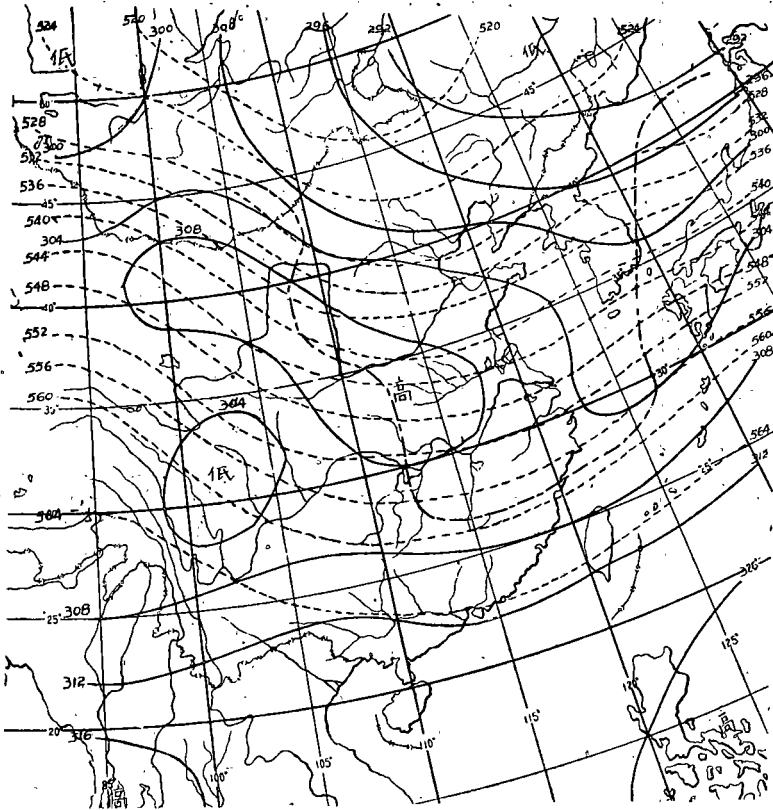


圖7 某年4月15日0300Z 700毫巴等壓面圖(說明同圖2)

深到993毫巴。

例二，這是一個說明當高空700毫巴面上有閉合氣旋系統時所誘導地面氣旋生成的例子。

某年5月25日700毫巴15:00Z圖上(圖未刊出)，我們發現原先向長江以南伸展的太平洋副熱帶高壓脊已有顯著的減退，從24小時變高看來長江以南是一片負區，高空形勢已有顯著的改變。從5月26日00Z地面圖看來，東南沿海的氣壓系統與前面幾張圖相比較變化不大(圖8)，在圖上長江以南有一片雨區。在5月26日03:00Z的700毫巴圖上(圖9)，日本海中是一個大槽區域，在我國華西上空有一個小氣旋渦，一般說來在大陸上氣壓系統是比較零亂的。在5月26日1500Z的700毫巴圖上(圖10)，華西上空的氣旋渦已移至鄱陽湖區域上空，此時在東

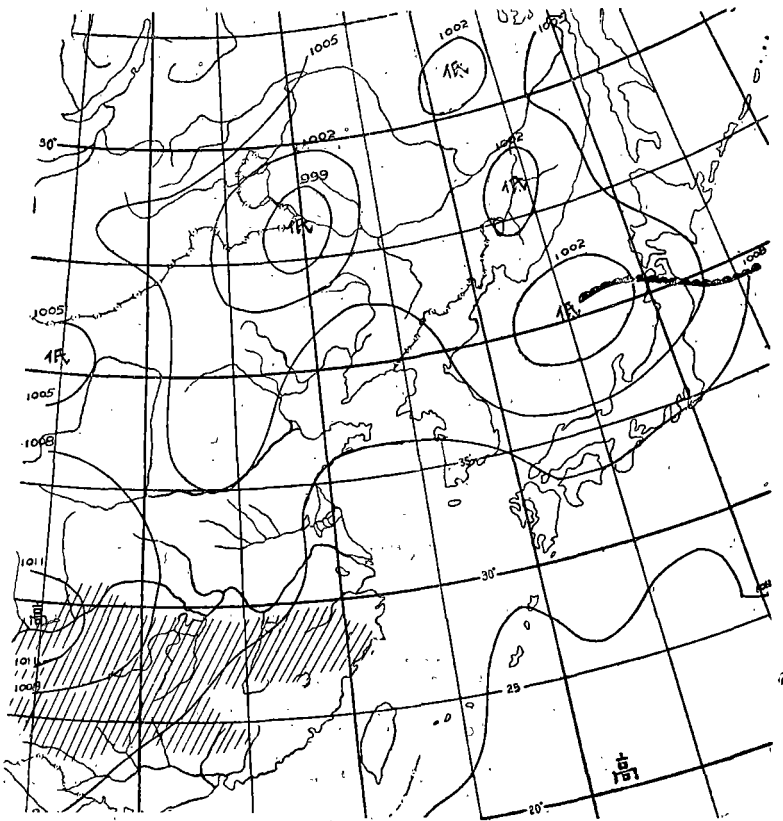


圖 8 某年 5 月 26 日 0000Z 地面天氣圖

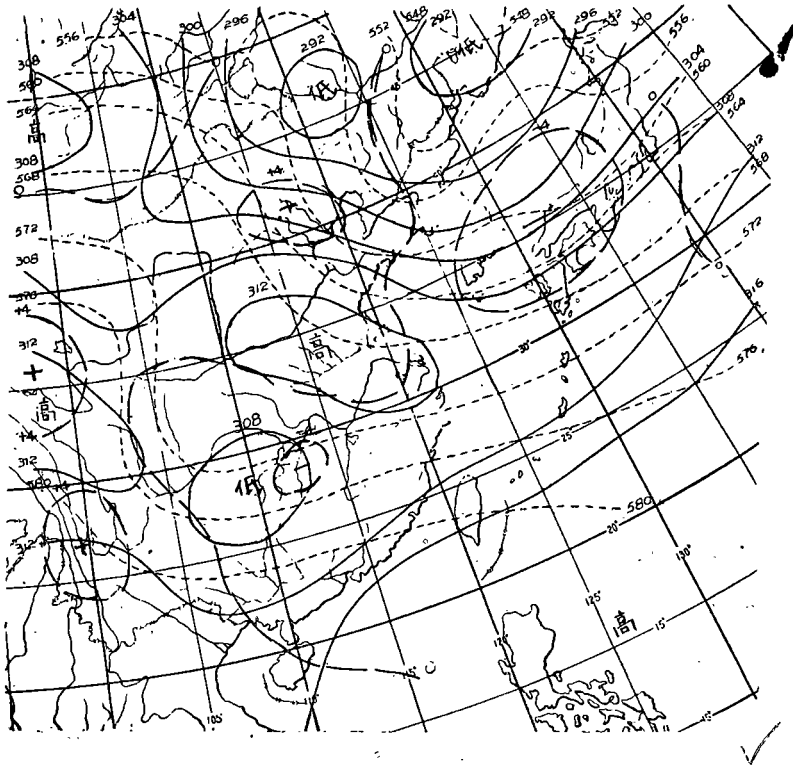


圖9 某年5月26日0300Z 700毫巴等壓面圖(說明同圖2)

南沿海上空，正好是高空低壓的前部，在這裏等高線與等溫線의交角幾乎是平行的，這是動力減壓發展的區域。再從厚度線的分佈來看，這裏正好是位於溫度槽的前面，這是有利於氣旋發展的，因此在5月27日的00Z地面圖上(圖11)，我們看到在東南沿海地區發展出一個低氣壓來。隨着地面低氣壓的發生，由於地面氣旋性環流的增強低壓上空1000—500毫巴等厚度線的分佈，亦會發生改變，在地面低壓中心的東面，地轉風的方向是自南向北的，這使得低壓東面的等厚度線向北移動。但在低壓的後面，情形却相反，等厚度線是向南移動的，因此在未來在地面低壓的上空，等厚度線將會出現一個暖舌來。我們在5月27日0300Z的700毫巴溫壓場圖上(圖12)，看出了這個事實。這個地面上的低氣壓跟着高空的氣旋渦一齊向東移去，因為高空氣旋渦在其往東移動的過程中逐漸是與北方的大槽合併成爲一個主槽，因此在高空氣旋渦的東面，等高線的輻散是趨於增大的，這就是說動力減壓是能發展的。在5月28日00Z的地面圖上(圖13)，我們看出東

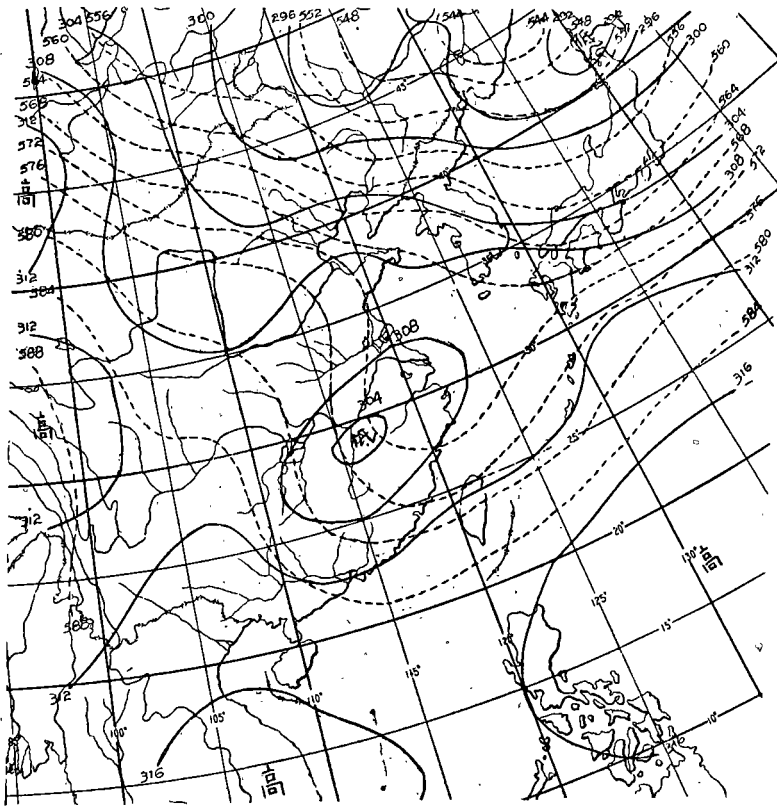


圖10 某年5月26日1500Z毫巴等壓面圖(說明同圖2)

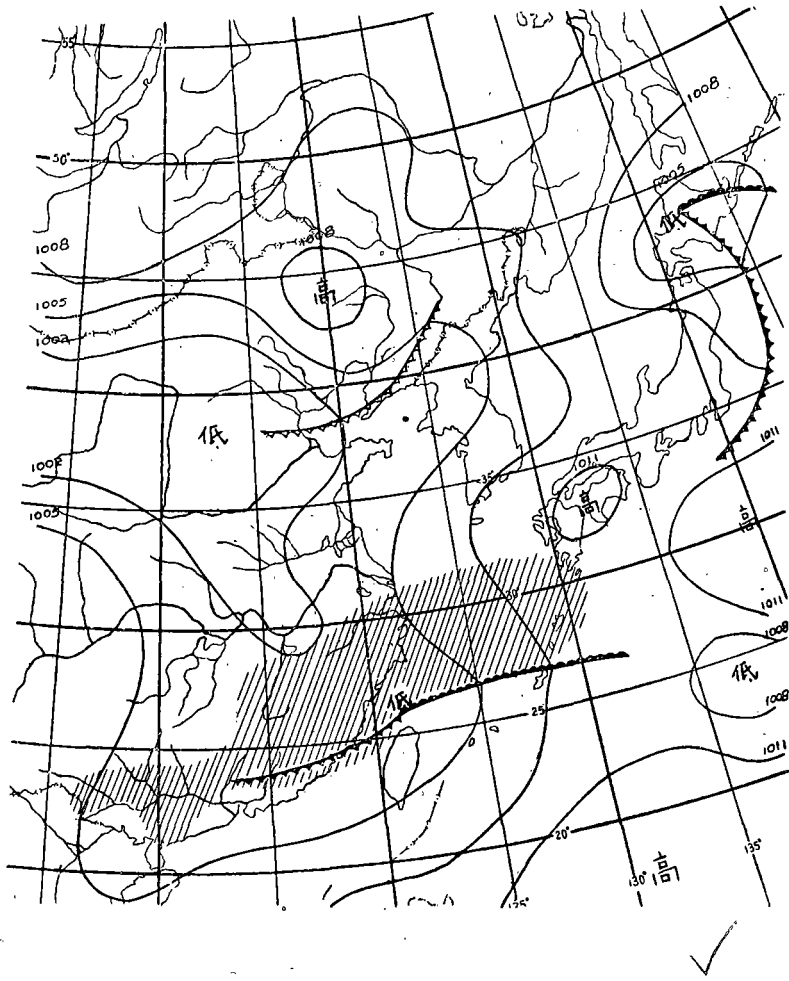


圖 11 某年 5 月 27 日 0000Z 地面天氣圖

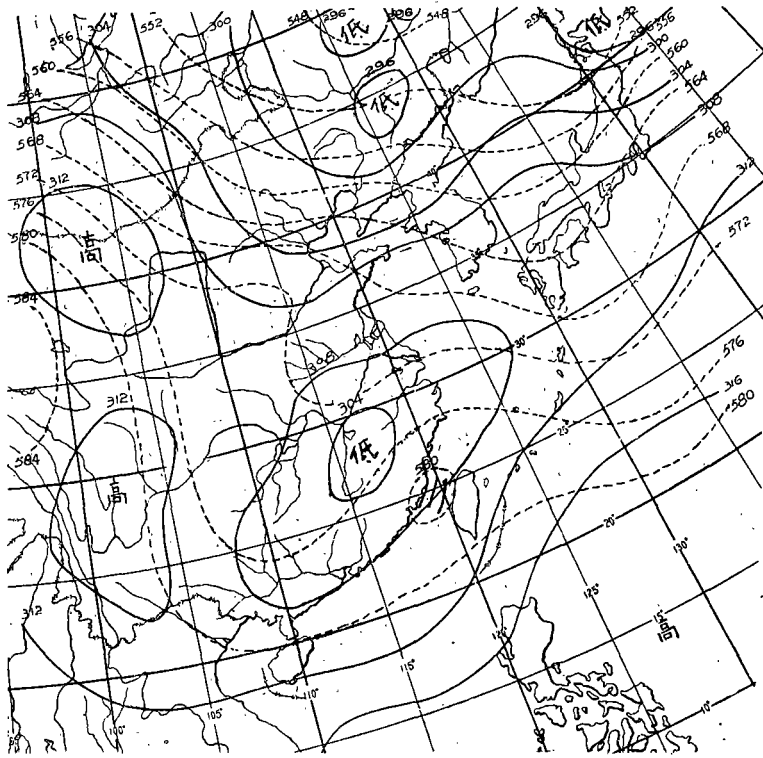


圖 12 某年 5 月 27 日 0300Z 700 毫巴等壓面圖 (說明同圖 2)

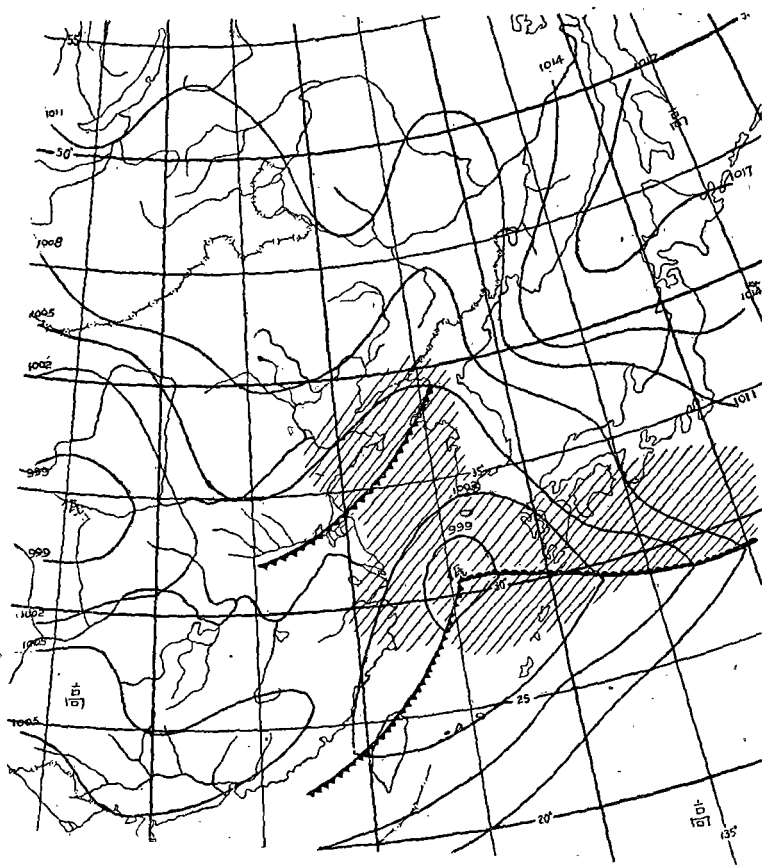


圖13 某年5月28日0000Z地面天氣圖。



海低氣壓已向東移動，其強度已大為增強。在 5 月 28 日 0300Z 的 700 毫巴溫壓場上（圖 14），高空氣旋渦已併入北方的大槽之中，在低壓上空 1000—500 毫巴等厚度的分佈，由於低壓的迅速發展，暖舌亦大為加深起來，這個低氣壓到了 5 月 29 日 00Z（圖 15）中心已經加深到 993 毫巴而且開始錮囚。在 5 月 29 日 0300Z 的毫巴圖上（圖 16），高空氣旋與地面氣旋中心已經很接近了，等厚度綫的分佈，亦說明地面氣旋已經進入錮囚的階段了。在本例低氣壓發展過程中，低壓上空等厚度綫的改變，完全是符合 Sutcliffe 所說的暖區低氣壓發展時的等厚度綫模型\*。

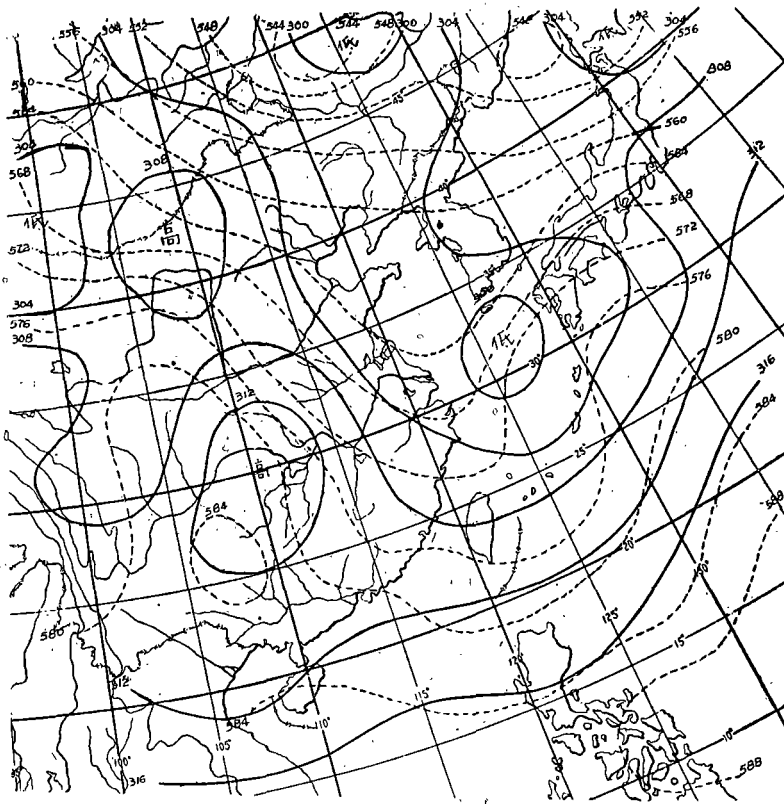


圖 14 某年 5 月 28 日 0300Z 700 毫巴等壓面圖（說明同圖 2）

\* 參考 R. C. Sutcliffe 及 A. G. Forsdyke: The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting, Q. J. Royal. Met. Soc. Vol. 76, No. 328, 1950, pp. 189-218.

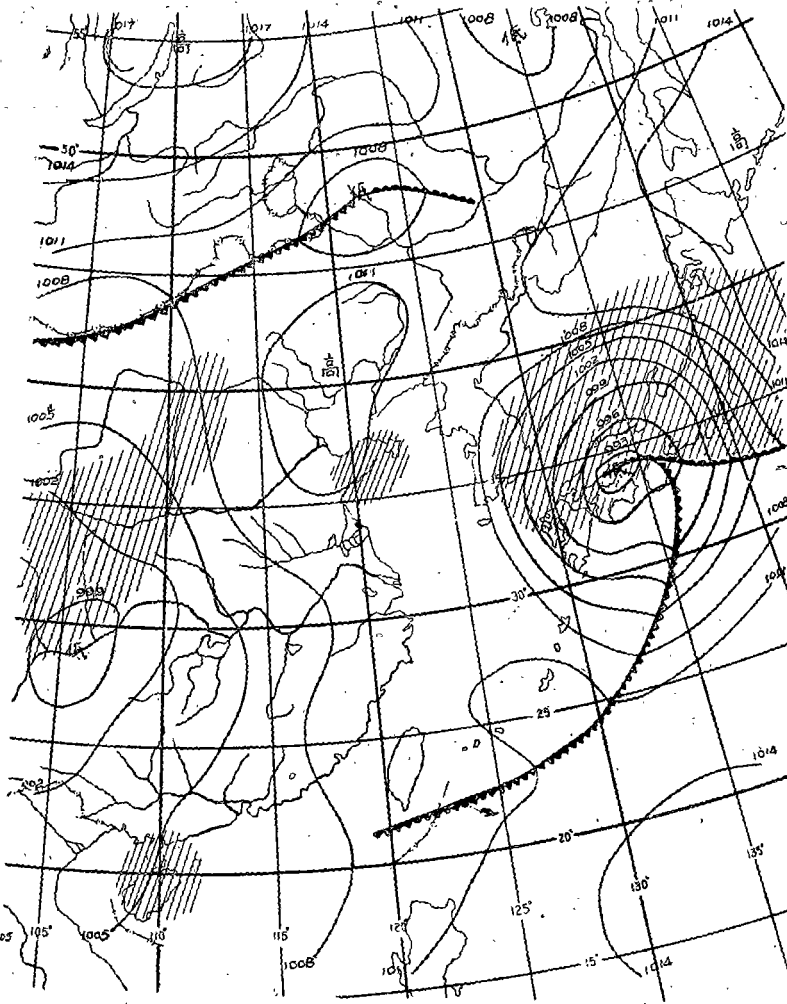


圖 15 某年 5 月 29 日 0000Z 地面天氣圖

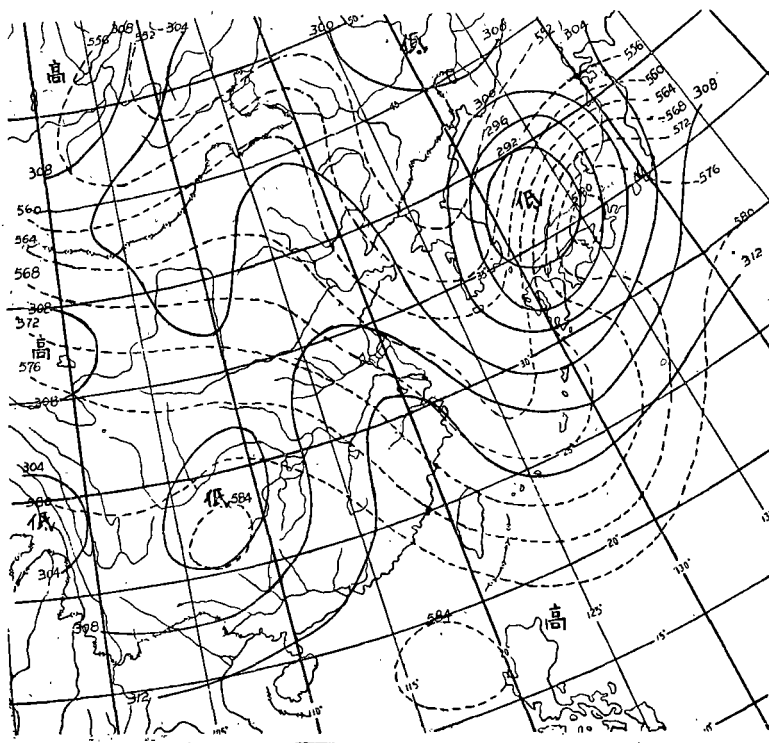


圖 16 某年 5 月 29 日 0300Z 700 毫巴等壓面圖 (說明同圖 2)