

1945-46 年冬季中國上空對 流層上層的環流的研究*

葉篤正

摘 要

本文所述為 1945 年秋季和 1945—46 年冬季，中國上空對流層上層的結構。對流層上層的環流的主要特徵在於有兩支急流存在着，其中一支取道西藏高原的北面，另一支則繞經西藏高原的南邊。南支急流是主要的一支，其位置極端穩定，很少變動。它的速度在大陸上以至在大陸以外是順流而增的。它在 10 月中旬突然在華中及西南一帶上空生成並以每日約三個經度的速度向下游推進。

這支急流的南面是一帶絕對渦度極端均勻的地區。此區的絕對渦度在 12 月和正月皆為零。雖然絕對渦度可以為零，但在 5,000 米以上的高空中的環流是非常穩定的，在 3,000 米以下則經常有暖槽和冷脊，一個接着一個過去。

我們也曾把這種情況和沿着東經 76 度及沿美國東岸一帶的情況作過比較，看到沿着兩大陸東岸的基本環流的結構有若干差異，這種差異可以作為中國沿海冬季颱風可以形成而在加勒比海 (Caribbean Sea) 冷季內則沒有這類風暴存在的解釋。

以前，我們關於遠東高空環流的知識只限於對流層下層。竺可楨 (1934) 和涂長望 (1939) 兩氏首先對於此區域中的風的結構加以討論。後來，高由禧 (1949) 利用設在中國及其附近各國的 28 個測風站所得的記錄研究了高達 5,000 米高空中的風的情況並印編 3,000 米流綫圖月刊問世。

到了二次大戰末期，尤其在 1945 年，因戰爭的需要，在中國曾設了一些雷達站和無線電測風站 (圖 1)，從各站所測的記錄，我們可能將前人的研究予以擴充，把對流層上層中的風的情況也包括進去。本文所敘述的就是 1945 年秋季和 1945—46 年冬季期間對流層上層的結構的情況。除了利用無線電測風記錄外，我們也還要用到美國芝加哥大學所繪製的 300 毫巴高空圖。雖然研究所用的只是

* 原載瑞典大地季刊 (1950 年 8 月)。

一季的記錄，但我們所看到的主要特徵也許就是年年的情況。

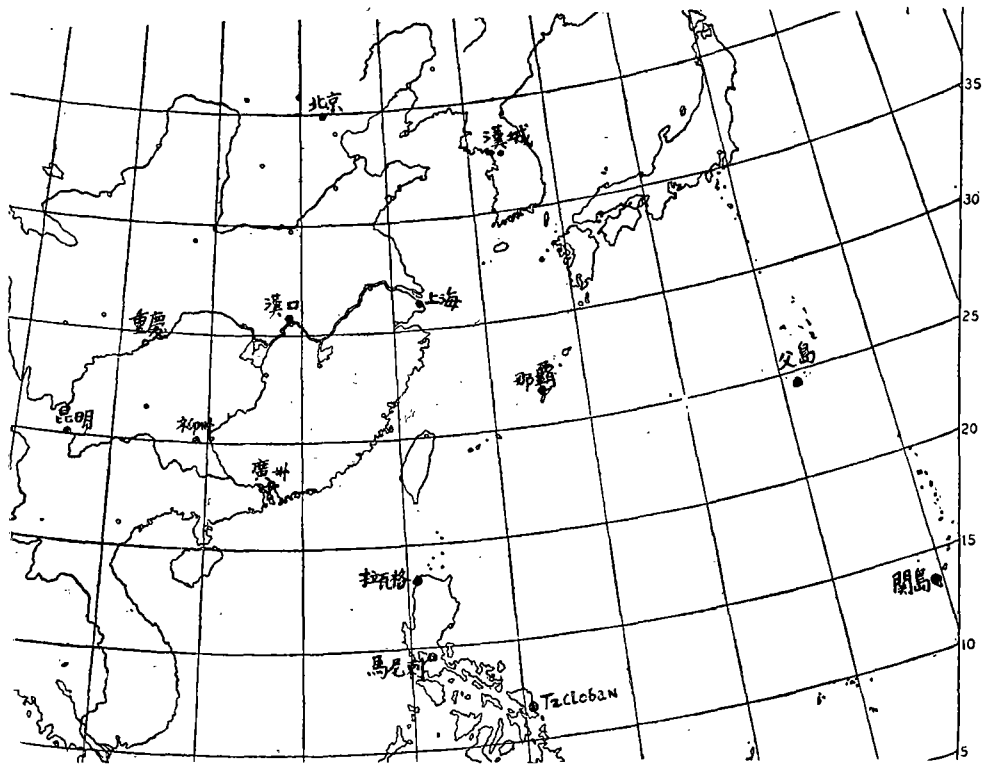


圖 1. 1945 年無線電測風站的分佈情形。

一. 冬季環流的來臨

圖 2 和圖 3 表示昆明和芷江在 1945 年 10 月內的風場的改變。約在 10 月中旬，兩站上空突然出現大風。在 10 月 13 日至 14 日之前，沒有測到過每小時 50 哩以上的風速，多數風速都比此數值小得多（昆明約為每小時 20 哩，芷江約為每小時 30 哩）。幾天以後，在 8,000 米至 10,000 米高度以上的風速經常在每小時 50 哩以上，有時達到每小時 75 哩以上，但在下方各層中的風速則變化很小或根本沒有變化。我們看到下層風速增大的時間要落後於對流上層的氣流加強的時間。

隨着風力的突然增加，在 10 月中旬前後的 300 毫巴圖上的流場型式已有了顯著的不同。在 10 月初旬，等高綫的間隔頗為寬鬆，其方向也隨上空槽脊的來去作不規則的變化。此後，在北緯 30 度以南的區域內，無線電測風所得的記錄指出風速大為增加，等高綫顯著地增密。我們從等高綫的形狀來看，好像突然有一股強大的高空氣流繞道西藏高原南邊進入了中國。

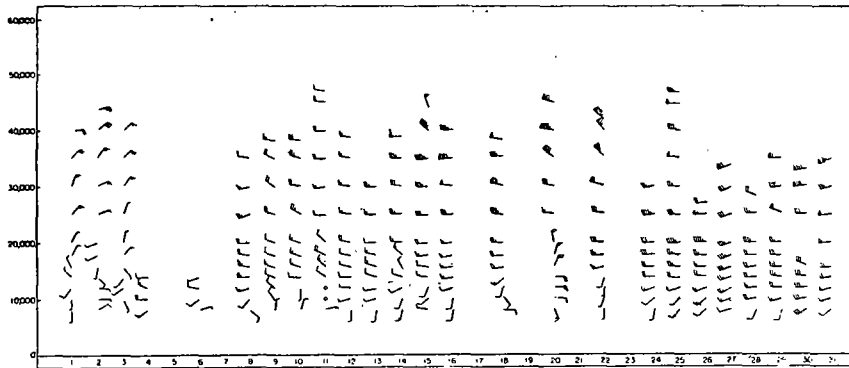


圖 2. 1945 年 10 月昆明站垂直時間剖面圖。風速符號：一豎表示每小時 10 哩，
一三角每小時 50 哩，一方塊每小時 100 哩，高度單位(呎)

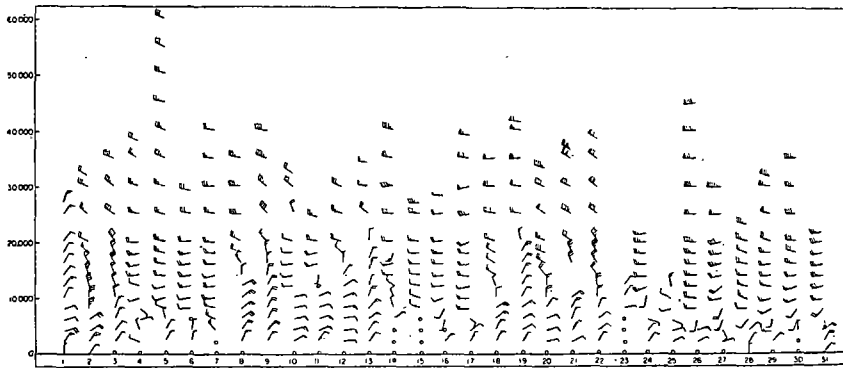


圖 3. 1945 年 10 月芷江站垂直時間剖面圖。符號說明同圖 2。

圖 4 是冬季環流開始後，在 300 毫巴圖上的流場型式的典型例子。雖然當時西藏高原上沒有測站，該處的等高綫的形狀不能肯定，但從鄰近測站的記錄來看，西風氣流無疑的是繞着高原分爲南北二支的。圖 4 所示的型式可以作爲整個冬季的代表型式。南支氣流的寬度越往下游越漸縮小（副熱帶高壓脊向北伸展），在遠離高原之外的地方，風速才能達到最大值。在高原背後有兩個渦旋，一作氣旋性旋轉，一作反氣旋性旋轉。11 月 4 日以及接連幾天的記錄都說明了圖 4 所示的分析是正確的。在高原背後發展而後向東移出去的渦旋時有所見，特別在東經 100—105 度附近，氣旋性渦旋的形成是一件非常有規律的事。在此區域內的平均情況中，甚至可以說得上有氣旋性的環流。

把 10 月中旬環流型式的迅速改變的情況和殷氏（Yin, 1949）的印緬夏季季風的侵入的分析一文作一比較頗爲有趣。他指出亞歐上空的西風帶向北稍移動一

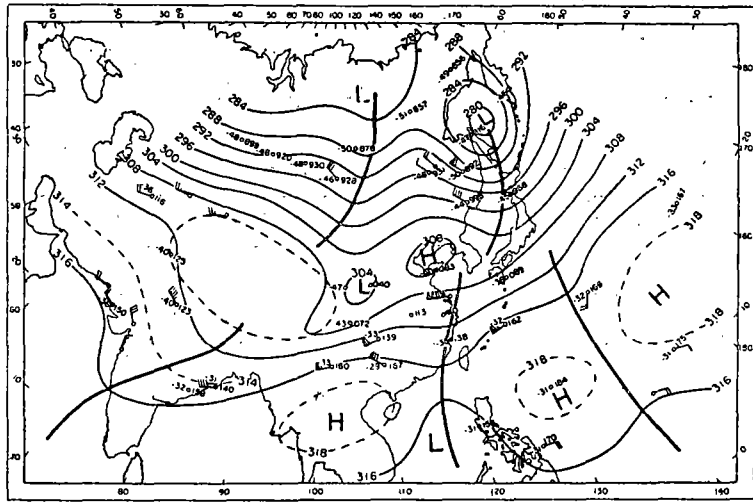


圖 4. 1945 年 11 月 4 日 0400Z, 300 毫巴圖。

點，便立刻取道高原北邊而不經過南面，喜馬拉雅山南面的冬季流場型式也迅速地過渡到夏季的流場型式。我們現在的記錄則倒過來說明環流從夏末型式突然過渡到冬季型式的情形。與此相聯有一件事值得注意：蕭德里（Chaudhury）所看到的 1945 年 10 月首次顯明地進侵印緬西北部的中緯度西風大約發生於圖 2 至圖 5 所示者一週之前。

冬季環流的這種向東的進展也可以在它的下游看出來。10 月 21 日，沖繩島上空 8,000 米高度以上的西風風速迅速地增大；10 月 27 日硫磺島（Iwo Jima）上空的風速增大。因此，我們看出了 1945 年東亞上空冬季環流開始後，其順游而下的進展頗具規律。強烈的西風自東經 70 度前進至 140 度費時 20 天，或者說，其進行的速度為每日三個半經度。此速度比高空風速本身要小得多。環流型式從冬季情況改變到夏季情況的傳播狀態和我們認為西風同時在各經度上南侵的想法不同。我們現在似乎可以說，西風順游而下的進展乃是東亞的特殊現象，並且還可以說這種現象的產生是因環流上游部份受了喜馬拉雅山的影響的原故。

二. 1945 年 12 月和 1946 年 1 月西風的分佈

我們現在轉來研究嚴冬時的高空風場的結構。既然在 5,000 米以上的高空中的南北氣流非常微弱，因此我們就僅以西風的分力作為討論。圖 5 所示為西風的區域分佈情況。在中國東南部，西風顯然有一最大值；此最大值的存在和繞道

喜馬拉雅山南邊那支狹而強的西風的出現是一致的。我們從風速順游而增大的情況，可以看出這支氣流離開喜馬拉雅山附近區域後即行增強，它的中心並不緊接着喜馬拉雅山，而是處在相當遠的地方。山背後的風速相當小。山背後這個區域相當於強大氣流繞着光滑的圓筒而流時的停滯點。因為大氣並不是理想氣體，又因為它的運動並不是非旋轉的運動，所以在如圖 4 所示的停滯區域中可能有小型渦流存在，接近山地的地方，通常甚至還可能有輕度的東風。

北京的記錄需要特別說明。北京站遠處北方，不致為繞道喜馬拉雅山北邊的西風氣流所影響。（這支西風的存在問題下文再提）。在另一方面，我們所求到的北京的合成風是從次數不多而且有些還有問題的記錄中得來的，因此，圖 5 所

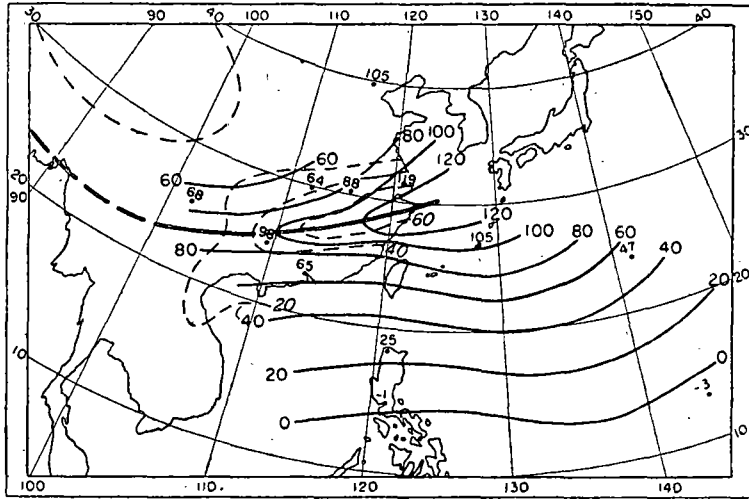


圖 5. 1945 年 12 月和 1946 年正月 13000 米高空中西風平均速度的分佈（以每時哩為單位）及冬季的平均降水型式（虛綫）。圖中數字表示平均速度，粗綫表示西風氣流的位置。

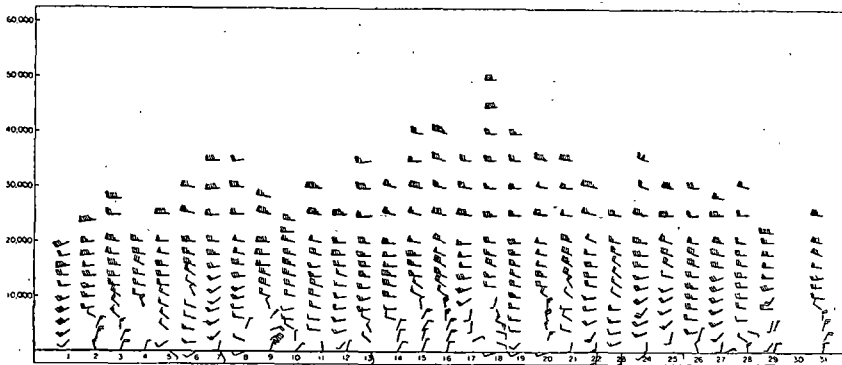


圖 6. 1946 年正月漢口垂直時間剖面圖。風速符號同圖 2。

示的分析就沒有包括中國北部在內。

(一) **風的定常性：** 上面的討論指出華中、華南上空冬季的西風是從繞過喜馬拉雅山南邊的一支西風演變而來的。如果這個結論是正確的，那末我們就應當看到高空氣流有高度的定常性。博非 (Boffi, 1948) 和芮爾 (Riehl, 1949) 兩人曾在穿過阿根廷的昂底山脈 (Andes Mt.) 的高空氣流中看到了這類的定常性。風的定常性 (S) 可以用百分數表示如下：

$$S = \frac{R}{V} \cdot 100$$

式中 R 為矢量合成風的速度，V 為平均風速（不計較方向）。表 1 表示各測風站各高度上風的定常性。圖 6 為 1946 年 1 月漢口高空風的垂直時間剖面圖，可作為一個天氣實例。

表 1. 中國本部各測站風的定常性為高度的函數的情況

	廣 州	柳 州	昆 明	芷 江	漢 口	上 海	北 京
700 米	22	8	—	94	32	11	62
3000 米	65	89	81	47	57	84	84
7000 米	91	95	89	89	95	97	87
10000 米	85	96	86	94	97	98	89
13000 米	98	98	75	92	96	97	99

顯然，高空中的風的定常性是非常大的，這支持了高空氣流的來源的論點。從圖 2, 3 和 6，以及從表 1 都可看出，在比較低的各層中，定常性就比較小了。在接近地面的一層中，槽脊很多，一個接着一個向東移去。這種擾動隨高度而消失，到了 5,000 米就很難看見。所以槽區對其周圍而言必是暖的，脊區則必是冷的。在亞洲東面的沖繩島和硫磺島兩站，我們也可以看到熱力擾動一個一個過去。

奇怪，在 700 米高度上（正在季風環流內），風的定常性則是很低的（見表），只有芷江一站的情況和我們所預料的相符合，其近地面層及對流層上層的定常性都很高，而其中間層的定常性則較低。

(二) **急流和降水的分佈：** 上述高空風的定常性以及產生高空氣流的地形作用意味着 1945—1946 年冬季所見的風的分佈應該就是年年的情況。因此，我們可以把高空流場型式和冬季的平均降水型式作一比較（圖 5，採自美國出版的中

國氣候)¹。我們看到降水最多的地方實際上就是高空急流的中心區域。中心的南北兩面，降水都漸減小，尤其南面減小得更快。這種降水分佈的情況和斯達爾勒提 (Starrett, 1949) 在美國所看到的對高空急流而言的降水分佈情況完全一樣。這種急流區域中的降水分佈情況與推想的急流附近的垂直的環流的分佈是相合的 (芝加哥大學, 1947)。美國境內的對急流而言的降水分佈和中國境內的對急流平均位置而言的平均區域性降水型式如此顯著的一致性，只有當經過東亞的急流，其南北移動很小 (不僅日變小，年變也要小) 時，才有可能。

另外還有一點值得附帶說明一下，降水日數圖也指出有一顯著的最大降水區域沿着高空急流作東西向的分佈。在秋季內，高空急流的南邊至少還有一個降水日數比較少的區域；同時，根據劉恩蘭²的計算，沿着急流的軸線，有一雨量變化率最小的區域。

(三) 經向剖面圖：在 1945 年 12 月至 1946 年 1 月間有七個無線電測風站緊靠着東經 120 度，我們可以把這些測站的記錄順着 5,000 米高度上的平均氣流方向 (剛好是正西) 投影到 120 度的經綫上。這樣，雖然記錄不如我們所希望的那樣密集，但我們可能繪製西風風速分佈的垂直的時間剖面圖 (圖 8)。各站在該兩月內所測記錄，是自 40 次到 55 次。此外，記錄的頻率又隨高度而減少，有的

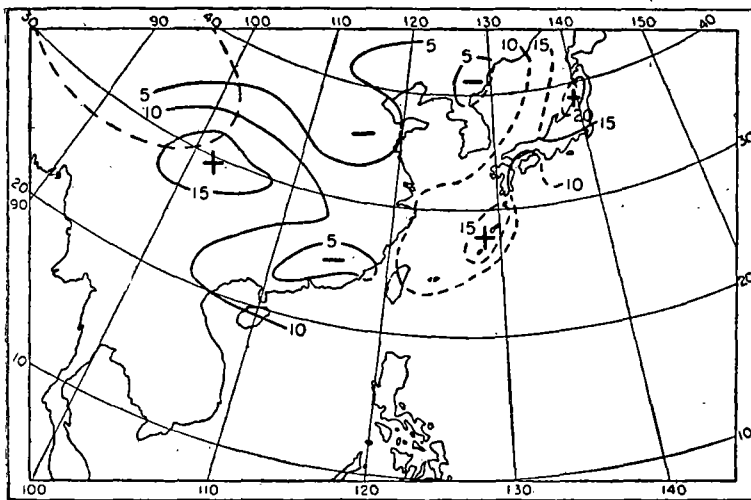


圖 7. 10 月平均雨日圖

1, E. R. Biel, Climate of China. (中國氣候)

2, 見 Boffi, J. A., 1948 年, 論昂底斯山脈對南美南部大氣環流的影響, 芝加哥大學碩士論文。

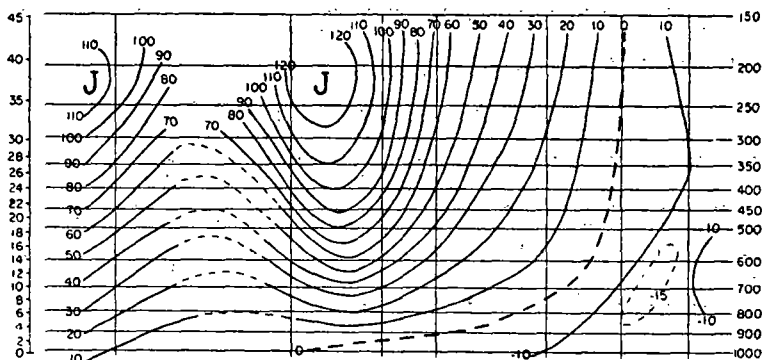


圖 8. 1945 年 12 月和 1946 年正月平均西風的經向剖面圖。
(風速單位為每小時哩數)

站在 13000 米高度上只有 10—15 次。上海北京間這個重要的區域則根本沒有測站，因此在剖面圖中，只得用虛綫表示這個區域（圖 5 及圖 13）。然而，上文談到高空風場的定常性既然很高，那末剖面圖中的主要特徵就應該是有代表性的。

圖 8 表示西風集中帶的兩個中心。圖中的記錄並沒有把北面的最大西風的位置指出來。但由每日的 300 毫巴圖可以指出經過西伯利亞的急流在北京和海參威間到達太平洋岸（圖 9）。西風經過北京時的強度可能不如圖中所示的那樣強，

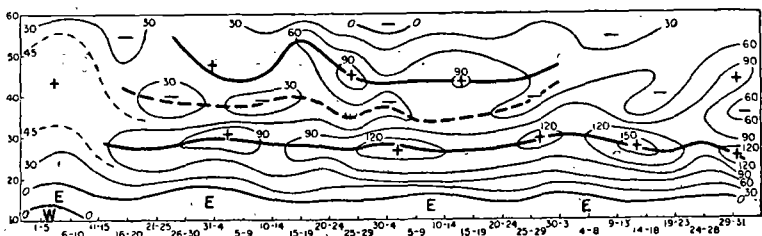


圖 9. 自 1945 年 10 月至 1946 年 1 月 300 毫巴高空中的地轉西風沿着東經 115 度的時間剖面圖。

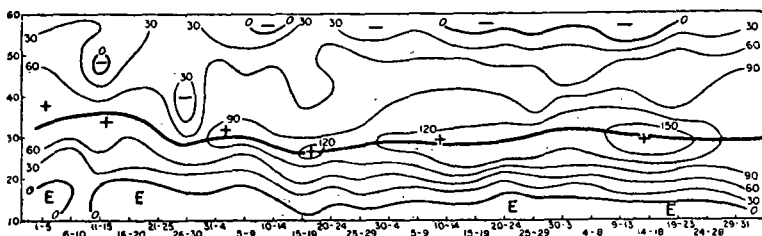


圖 10. 自 1945 年 10 月至 1946 年 1 月 300 毫巴高空中的地轉西風沿着東經 135 度的時間剖面圖。

同時在討論圖 5 時我們也提到北京站有些記錄還有問題，因此，我們現在能有信心說明的只是：強大的西風分爲二支。

南支急流的中心位置可在圖 8 以及圖 5 和圖 9 等圖中看到。在風速最大的那一層中，南支急流的估計強度約爲每小時 150 哩（在上海 12000 米高度上測得的最大平均風速爲每小時 120 哩）。因爲對流層下層和中層的風速在沖繩島上空最大，那末南支急流軸線的垂直坡度無疑是向北傾斜的。可是，這個特徵不一定完全正確，因爲沖繩島位在那些主要測站之東若干度，而且急流強度向下游增加（圖 5）。

南支急流的南面，等風速綫差不多是上下垂直的。此區域中的斜壓性必然很高。副熱帶高壓脊的脊線約在北緯 30 度處和地面相交；此脊綫起初隨高度向赤道傾斜得很利害，到了北緯 16 度時已高達 5000 米，自此以後，差不多是垂直的，在馬尼刺上空 6000 米以上則是完全垂直的。

（四）與西經 80 度和東經 70 度兩處情況的比較：將圖 8 所示東經 120 度處的高空風場和東經 76 度（蕭德里，1950）及西經 80 度（赫斯，1948）兩處的情況作一比較很有意義。在作此等比較時，我們還是假定我們的記錄是冬季的平均情況。蕭德里和赫斯兩人繪製剖面圖所用的記錄是用地轉運動公式從氣壓記錄中計算出來的，而圖 8 則是用實際的記錄繪製的。

在熱帶區域之外，圖 8 和蕭德里的剖面圖很爲一致。在東經 76 度處，一支主要的西風剛剛經過喜馬拉雅山南邊，另一支次要的西風則經過山之北邊。這兩支西風正好相當於圖 8 所示的急流。蕭德里的剖面圖中還有第三支急流，其位置剛在東經 120 度副熱帶脊綫所在的地方。關於這點不同之處，本文不予解釋。

我們試把那兩個大陸東岸剖面圖比較一下，就可看出主要急流的中心的高度差不多是相等的。北美洲上空的急流的速度比亞洲上空的小，此中原因，可能是因爲美國上空最強的急流的緯度位置有相當變動，而中國上空的則比較穩定的原故。該兩剖面圖都指出在山之北面各有一支次要的急流。不過，北美洲上空的兩支流的中心的間隔不如東亞的來得清楚，這可能又是因爲急流位置有所變動的原故。在西經 80 度處比較低的各緯度上的等風速綫隨高空的傾斜不如在東經 120 度處利害，而且反氣旋切變的強度也比較小（圖 13）。我們從此事實，也可看出北美洲急流的位置有所變動。此外，在北美洲和中美洲，副熱帶脊綫的位置偏南了 4—5 個緯度，同時它在熱帶中的坡度也不如在西太平洋內時那樣陡。

圖 5、圖 8 以及蕭德里的剖面圖最後證明了在亞洲上空，對流層內的空氣多半繞着喜馬拉雅山而流，而美洲上空，空氣則多從山頂上流過去。這就說明這兩地方的山峯對於這兩區域內的高空氣流有着不同的動力效應；我們在作理論分析以及估計下游系統如槽脊等的位置的影響時，必須計及這種動力效應。

三. 急流的和副熱帶高壓脊的位置及急流強度的變動

爲了進一步證實高空流場那種高度的定常性，我們作了圖 9 和圖 10 二圖，表示了 1945 年 10 月至 1946 年 1 月間，300 毫巴等壓面上西風的分佈的連續情況。圖中所示的西風速度是用地轉風公式從前面引言中曾提到過的每日的 300 毫巴圖上算出來的。我們把在東經 110—120 度之間以及東經 130—140 度之間，每天 300 毫巴高度南北梯度平均起來，然後由此把 5 天平均的地轉風計算出來，填在圖上加以分析，並以時間剖面圖的形式表示之。圖 9 代表東經 110—120 度（中心在 115 度）的情況，圖 10 代表東經 130—140 度（中心在 135 度）的情況。

兩圖中最明顯的特徵就是約於 10 月 15 日出現在東經 115 度，稍後出現在東經 135 度的主要急流中心的穩定不動的位置。中心位置擺動的範圍很狹小，在東經 115 度時，它的擺動和平均位置之差不及一個緯度，在東經 135 度時，不及兩個緯度。中心區域內的西風速度則多變化，自 10 月至寒季中期，風速一般都是增大的。

圖 8 明顯地指出在稍北的地方有第二支西風。這支西風在 1945 年 11、12 兩月內繼續不斷地出現在中國，其時，它所處的平均緯度爲北緯 15 度。到了 1946 年 1 月裏，雖然觀測記錄仍然指出了這支西風，但已經不如以前那樣清楚。由於它的位置和強度有了相當的變化，在圖 10 內就看不見了。我們一查天氣圖就可明白。北支西風的強度，不論在什麼時候都不如南支的強，北支中的最高風速約爲每小時 100 哩，南支中的則已達每小時 175 哩。二者的差異，在 5 天中的數值如此，在每天中的數值也如此。

我們除了看到急流中心的定常性外，還看到副熱帶高壓脊在北太平洋西部的熱帶部分內也只有很小的變動。這也藉由每日的無綫電測風時間剖面圖看出，尤其是在馬尼刺和關島的上空可以看出這個現象。馬尼刺和關島兩站在冬季中期的合成風差不多等於零（圖 5 及圖 8）。這種微小的合成風不是由於在平均情況下互相消掉的高空西風和東風的交替互換而產生的。對流層上層中的風速，天天都

是輕微的。這和在夏季內當一連串的高空大型渦旋過境時的情況正好是一個對比 (芮爾 1948a)。

在東太平洋上空，尤其在夏威夷諸島附近上空，情況正好相反。該區夏季高空風最為穩定，在冬季有大槽大脊過境時，高空風則最富變化。太平洋東部熱帶區域的雨季是在冬季，其西部熱帶區域的雨季則在夏季。因此，高空流場最不定常的季節便是雨季時節。其他乾季裏的高空風都比較定常。

西太平洋熱帶區域和加勒比海兩處的高空環流也有很大的差別。在美國東部，副熱帶高壓脊位在北緯 10 度以南，而在西太平洋，它却位在北緯 15 度的地方 (圖 13)。加勒比海冬天的天氣受它上空西風中帶那些來來去去的槽和脊所控制。該處的西風帶有一向北的分支，從墨西哥灣直下安底里斯山 (Antilles)，風速往往很大。在波爾多黎哥 (Puerto Rico, 18°N) 上空，時常測到過每小時 80 哩的 WNW 風，高空合成風甚至還達到過每小時 45 哩 (斯湯 Stone, 1942)。

我們現在不能解釋兩大陸東面低緯度區域中的流場型式為何有此顯著的差別。不過加勒比海上空西風的存在防止了該區內冬季發生熱帶風暴的任何可能性則至為明顯 (芮爾, 1948 b)。在另一方面，因為西太平洋的副熱帶高壓脊總是維持在北緯 15 度附近，高空動力條件對於此區域內的風暴的形成，基本上是有利的，一旦有了產生熱帶氣旋的其他天氣條件，便會發生颱風。實際上，大家都知道多數冬季內總有幾個這樣的氣旋要形成的。

四. 300毫巴高度上西風速度和渦度的月平均剖面圖

圖 11 a-b 以西風月平均剖面圖的形式總結了圖 9 和圖 10 中所示的記錄。為了便於表示風的對最大西風而言的結構，我們在這裏是根據南支急流的位置求平均數值的。南支急流的平均緯度位置，在東經 115 度為北緯 28 度，在東經 135 度為北緯 30 度。在東經 115 度時，最大風速由 10 月的每小時 75 哩增至正月的每小時 135 哩。雖然我們是用這樣的辦法求取平均數值，但在北方還顯然有一支次強的西風。在 10 月至 1 月四個月中，在急流的南邊都有一支每小時 10 哩的東風，其位置在急流中心之南 15 個緯度的地方。在這四個月中除了 10 月外，在東經 135 度的急流速度要比它在東經 115 度時高出每小時 10-15 哩。

圖 12 a-b 表示絕對渦度 (e_a) 隨緯度的分佈，是用

$$e_a = f - \frac{\partial n}{r \partial \phi} + \frac{u}{r} \tan \phi \dots \dots \dots (1)$$

這個公式從圖 11.a—b 中計算出來的。上式中， f 為地轉偏向力參變數， u 為西風速度， r 為地球半徑， Φ 為緯度。因為風向差不多都是正西的，(1) 式的用處當不成問題。

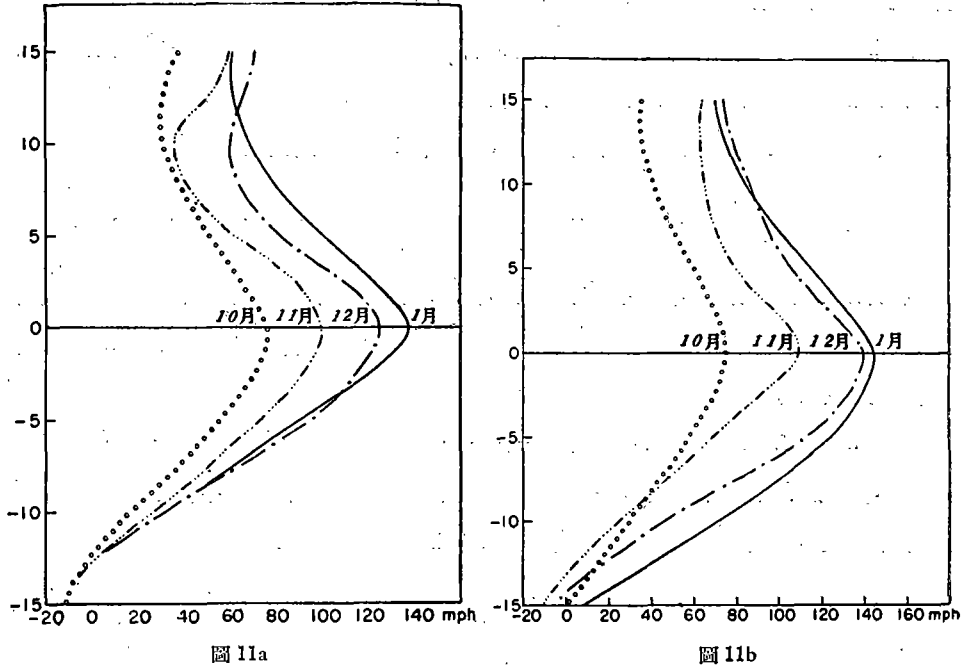


圖 11. 300 毫巴高度上，(a) 沿東經 115 度及 (b) 沿東經 135 度西風對南支急流的中心而言的月平均剖面圖。

各渦度曲線的一般形狀都很相似，月與月之間並沒有突變，從東經 115 度到東經 135 度也沒有突變。渦度最大的區域是在急流中心之北 2—5 個緯度的地方。1 月內的最大渦度竟達到 1.3×10^{-4} 秒⁻¹，差不多等於地球極地的渦度。在急流的南面，有一帶很寬廣的區域，其中絕對渦度很低，而且還頗均勻，在 12 月和 1 月兩月內，其值為零。穿過最大西風的區域，渦度梯度特別大，幾乎可說是不連續的。這些特徵和其他氣象工作者（如柏爾梅 Palmén，牛頓 Newton 1948）發表過的描述相同。急流北面的小渦度梯度和羅斯貝 (Rossby 1949) 所假想的渦度剖面也是一致的。

把那沿二經向的四條剖面作一比較，可以看出渦度隨時間的分佈的變化很有趣。自夏季至冬季，急流北面的渦度一般加強，而其南面的渦度則減弱。這一特徵可能表現在所有的經綫上，因為從夏季到冬季，各處急流的速度都是有增無

減的。按規矩說，在中緯度和低緯度區域內，因為風速的變化比較小，渦度的相反的變化和環流定理的要求是一致的。可是，按動力學來說，我們要解釋這一變化到是一個難題。這中間需要有一種能逆着渦度梯度而把低緯度上的渦度輸送到高緯度上去的機構作用才行。

圖 13 進一步說明了渦度隨緯度的分佈，並且也進一步比較了一下由無線電所測得的風速以及用地轉風公式所計算出來的風速。在此圖內，緯度是依照餘弦尺度劃在橫坐標上的。按照卓爾柏格 (Solberg 1936) 的意見，如果

$$f = -\frac{\partial u}{r \partial \Phi} \dots \dots \dots (2)$$

那末在東西對稱的氣流中便有“動力的不穩定性”存在。我們在這裏已把因緯度的曲度所生的效應省去了，因為我們所首先關心的是低緯度區域。求 (2) 式對緯度的積分，得到

$$u = -2 \omega r \cos \Phi + \text{常數} \dots \dots \dots (3)$$

式中 ω 為地轉角速度。在一種用圖 13 的坐標為坐標的圖中，方程 (3) 式乃是一條直線。在我們的情況中，我們令 $\Phi = 15^\circ N$ 時 $u = 0$ 來決定積分常數。

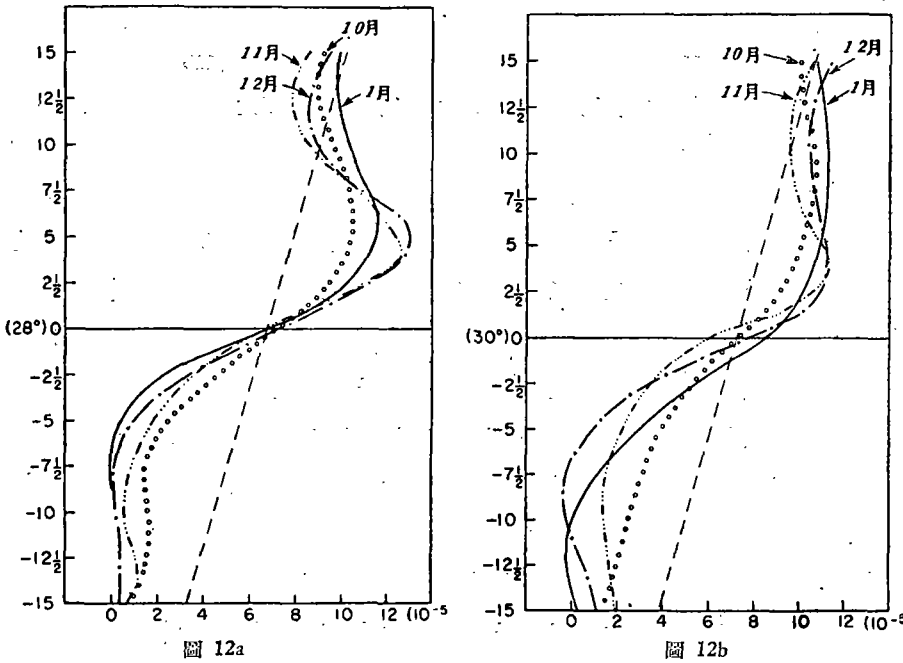


圖 12. 絕對渦度的月平均剖面。根據圖 11a—b 中的記錄沿 115°E 和 135°E 計算而得。

圖 13 中的粗綫是 10000 米高度上的風的分佈記錄採自 8 圖。圖中的小 × 表示在 300 毫巴圖上，東經 120 度處的地轉風的對應數值。我們看出在北緯 30 度以南，實際的風和地轉風差不多相等。在緯度 18—29 度之間，風的剖面幾乎是一直綫，這表示動力的不穩定性，和圖 12 a, b 所示的情況一致。但是這個區域的風是極度定常的，這是一個很有意義的事實。

北京站的實際的風和計算出來的風還是不一致。我們把風的剖面的兩種可能的答案都劃上了，因為我不知道是到底那一種是正確的。

爲了好作比較，美國東面（西經 65 度）的對應風速的分佈也一併採用在圖內。我們看到此區域中的反氣旋性切變比西太平洋的弱得多，急流中心比較靠北，副熱帶高壓脊綫比較靠南。

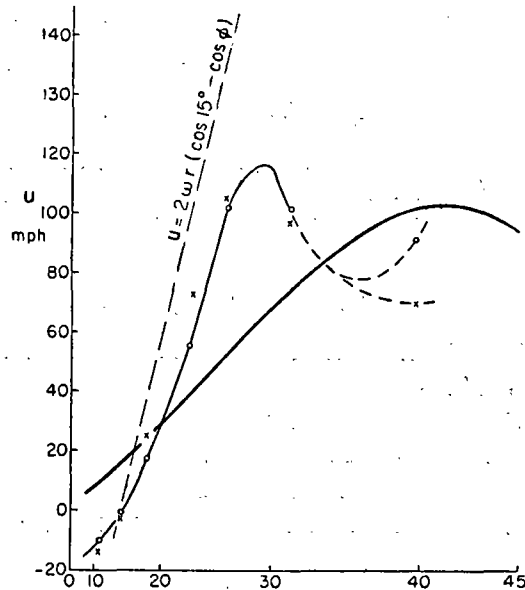


圖 13. 1945 年 12 月和 1946 年 1 月沿 120°E (細實綫) 及沿 65°W (粗實綫) 兩處 300 毫巴平均西風的比較圖。橫坐標的單位爲緯度的餘弦尺度。直虛綫爲在 15°N, $u=0$ 時的零值絕對渦度綫。小圓圈爲在 10000 米高度上所測得的風，小 × 表示 300 毫巴上的地轉風。

五. 結 論

遠東冬季環流的最顯著的特徵之一就是強烈的西風的突然來臨。在 1945 年，西風在 10 月中旬開始來臨華中及西南一帶，並以每日約三個半經度的速度有規律

