



冬季大氣環流對南亞與 西太平洋天氣之關係

C. S. Ramage 著
張 瑞 翔 譯

冬季(11-4月)南亞及西太平洋天氣與大氣環流之關係已予發現。當十月開始,一支噴射氣流突出現於喜馬拉雅山南麓,直到來年之四月,其位置很少有變化,初夏時則開始消失。如此之現象與其連續性,在山之北麓尚未出現,其原因乃由於機械舉升作用和雪之融化所造成。幾乎所有之熱低壓均沿該噴射氣流而形成,並順其軌跡移動。有時移動冷面,當移行至其下層時,則變為暫時加強之現象。此噴射氣流當離開山地到達印度東北之高空時速度增強,其原因乃由於低空西風與孟加拉灣高空西南風合流結果造成。

緬甸上空強力輻合之西南風,以及印度東上空西風與西南風間之噴射氣流,可能增強下沉作用,而形成明顯之下坡運動。副熱帶之高壓脊向北移,同時氣壓剖面幾乎垂直,其南部則盛行著深厚之東風。

菲律賓東部與孟加拉灣之西南,有低空槽與高空輻散連同出現之現象,有利於該等區域熱帶風暴之形成。

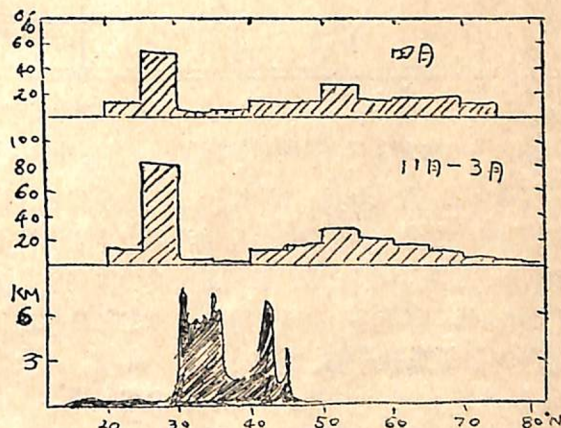
一、前 言

本文的主要目的,在找出冬季(11-4月)南亞與西南太平洋間天氣變化之主因。二次大戰期間,噴射氣流對北美天氣之變化已有簡述。Chaudhury 氏(1950)與葉篤正氏(1950)曾利用剖面圖,發現在南亞與西太平洋區,冬季有噴射氣流之出現,同時,Yin 氏(1949)併發現在印度初夏,其位移與季風之開始有關。Bolin (1950)與Thompson (1951)二氏對噴射氣流作更進一步之研究,均贊同上述兩區冬季天氣與噴射氣流有密切之關係。

本文附和葉氏之理論,即有兩支強烈之西風存在:一支在西藏高原之南邊,另一支在其北邊。南邊較強之一支在11-1月間其位置幾乎固定不變。其出現是突然的。當九月末或十月初在印度西北部首先明顯地出現,然後以大約3度/日經度之情形向下游前進。離開中國海岸後,由於北邊一支之合流而向下游增強。根據合流理論(Confluence theory),合併之結果加速其速度。但葉氏則認為該氣流仍然為兩支。葉氏與Chaudhury 氏指出印度及華南冬季之平均最大降水與南支噴射氣流相一致,由此可知南支之年際變化很小。Yin 氏又認為夏季季風橫貫印度及緬甸之北侵,則與西藏高原北部南支噴射氣流之突然移動有關。

二、南支噴射氣流

Bolin 氏(1950)在其山區對大規模氣流影響之理論中,基於均勻正壓大氣不受地表溫度之改變而導出一方程式。從該方程式,Bolin 氏推斷在亞洲此最強西風帶,經過西藏之喜馬拉雅山(H. T.)時被分裂為二:一支沿其南邊,另一支沿其北邊。1949年美國氣象局曾對80°E 之500mb 圖加以詳細調查,確定此持久性之南支噴射氣流,通常位於西藏高原之南不超過200哩,但北邊之一支尚未發現其相關之最大值(參看圖一)。



圖一: 80°E 500mb剖面圖上噴射氣流出現
頻率面 (1949-1950)

根據Queney 氏(1948)之調查,雖然無數學上數字之分析結果可資證明,但氣流在喜馬拉雅山山區間之水平溫度梯度非常明顯。故Bolin 氏之正壓(Barotropy)假定,對小型之範圍或可有用,但對如此龐大

之山區則必失敗。

為符合上述調查結果，又基於山區觀測台與同高度之自由大氣之情形相比較，得出一物理學之理論觀念如下：——許多研究者如 Schell (1934) Bhatia (1942) Eide (1944) 等氏發現，山區觀測台測得之氣溫較同高度自由大氣之溫度為低。其原因乃由於大氣沿山地舉升之直減率較自由大氣為大之故。同時其溫度差與風速之大小或山之高度成正比，又發現冬季雪面之日射熱較夏季地面或石面之日射熱小得很多。其實際觀測之結果如附表 (表一)。

表一：Peshawar (34°N 31°37'E) 自由大氣溫度與 Cherat (33°50'N 72°01'E) 觀測溫度之差 (差值為月平均差°C)

一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
2.6	2.2	2.1	1.1	1.2	0.0	0.6	0.8	1.0	2.2	2.0	1.0

(一) 噴射氣流之生成

初秋時，西風帶之強度開始增強，並向赤道發展，此強烈之西風，橫貫喜馬拉雅山之西北面，向上作



圖二：印度二月份之平均情況

左圖：12公里合成風之形勢

中圖：12公里輻散之分佈

右圖：降水量之分佈(時)

Namias 與 Clapp (1949) 二氏曾發表過「位寒冷亞洲大陸與孟加拉灣以及印度洋間之半永久性力管場或許對噴射氣流之復活有關」由於合流現象經常發生於上述有限地區，故可解釋為噴射氣流軸遠及 150°E 處而不變其位置之主因。

其實沿喜馬拉雅山南邊局部山地之機械影響，增強了正常之南北向溫度梯度；反之喜馬拉雅山北邊(山區之氣溫或較平原為冷)，此正常之溫度梯度予以破壞或甚至相反，結果北邊形成了一支極小之緯流風(Zonal flow)。

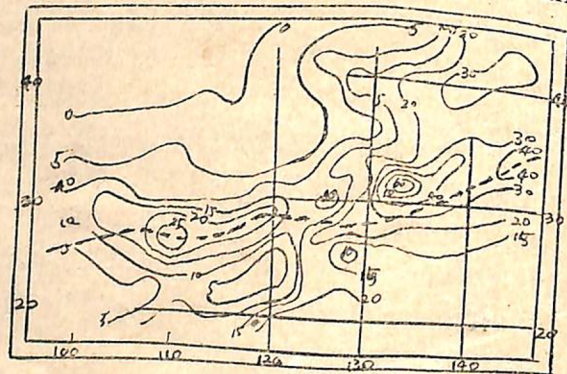
(二) 噴射氣流對天氣之直接影響：

如所衆知，噴射氣流軸與最大降水量軸兩者相符；且很多特殊的熱低壓不但沿噴射氣流軸而生成，同

強烈之發展。由於滑翔機之實驗報告，繼續不斷之舉升作用有時可超過山峯，結果造成北邊山區與南邊平原間強烈之溫度梯度。事實上印度北部14公里高空之等溫線與喜馬拉雅山平行可資證明。故山區因舉升而絕熱冷卻結果，形成了南北間之溫度梯度而導致了此噴射氣流，但其正確的動力原理尚未十分明顯。另一維持噴射氣流之因素乃由於山上雪量之增加而促進日射熱之減少，亦為其因素之一。當噴射氣流一旦在山區之西北形成後則沿山際向東南伸展，此一方面最適宜於噴射氣流之加強，最後則沿喜馬拉雅山之南邊固定不動。

十月與十一月間，印度半島之噴射氣流稍有變更。其原因乃由於此時印度上空之空氣較孟加拉灣上空更冷。且12公里之等溫線平行於孟加拉灣之東岸，在灣首之上空呈最大密集狀態。如此之現象，乃由於高層持久性之西南風隨高度增強並加速向下游運動，於仲冬達到最強烈之階段。此種現象在印度東北上空與噴射氣流相遇(圖二中之左圖)而形成高空合流之結果，並使噴射氣流之風速向東北增強。

時其整個的過程與行徑均沿該軸而行進[參見圖六與圖三 Miller and Mantis 1947]，Miller與Mantis



圖三：平均降水量(mm.)之情形，虛線為最大降水量軸

氏雖曾表示：「亞洲海岸區之地形與氣旋生成有密切之關係」。但事實上氣旋生成大都直接和噴射氣流之位置有關係。

在北美區，噴射氣流相伴極面南北移動；但在南亞及西太平洋區，除四月份有如是之情形外，無上述之現象發生。僅移動之極面系當其通過噴射氣流之下面時，有瞬時加強之現象。此在圖三中指示清楚。由圖三可看出五個移速不變之冷面移過後其平均降水量之分佈情形。

(三) 噴射氣流之分離 (Dissolution of the Jet)：

三月間，印度半島開始變暖，同時等溫線趨勢由西而東(即東西等溫)，雖然噴射氣流沿喜馬拉雅山仍保持其強度，但強烈之合流現象在印度東北之上空已不再存在，同時中國區與西太平洋區之噴射氣流勢力減弱，故降水區不若昔日之顯著。

四月開始，緯流西風帶北移，噴射氣流在喜馬拉雅山南邊亦時隱時顯，其消失之頻率隨季節之進展成正比(圖一)。每次之完全消失與夏季季風之北向波動相呼應(Yin氏1949)。最後噴射氣流再不出現，同時印度出現整個之夏季情況。

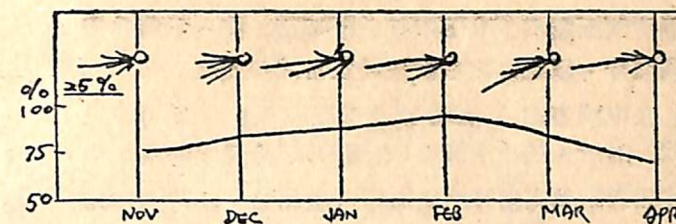
將十一月份突然出現之半永久性噴射氣流與四月份之忽隱忽現情形對比，因而造成了秋季天氣之穩定性，並增強其預報準確率。香港11月間僅有層狀雲出現，並相伴冷面之降水現象非常不明顯；但在四月則層狀雲間有積狀雲出現，並於冷面過境時，造成毛毛雨甚至大雷雨。

三、噴射氣流南邊之下沉現象

噴射氣流之南邊出現廣潤之下沉現象。對此現象之解釋芝加哥大學(1947)稱：噴射氣流最大西風帶之一部係吹偏南側並呈下沉現象，同時在其低層向北吹向極面。

在東南亞之上空，上述之下沉現象較北美尤為明顯與確定。噴射氣流南側正常之下沉現象，係發生在印度之西北部，但在印度之東北與緬甸上空因噴射氣流與高空輻合之西南氣流相並列(Juxtaposition)之結果，似乎形成了更為強烈之下沉現象(參見圖二)。上層之多餘空氣，可向南北自由流竄；但一區域若在緯度方面稍有阻礙時，則更呈下沉現象。

西南氣流對下沉作用之有力支持，可由香港之探空曲線表示之。仲冬時，有百分之九十的日子，其強烈之下沉逆溫，常自800-700mb起，高及300mb(參見圖四)。因為200mb或300mb之風向很少



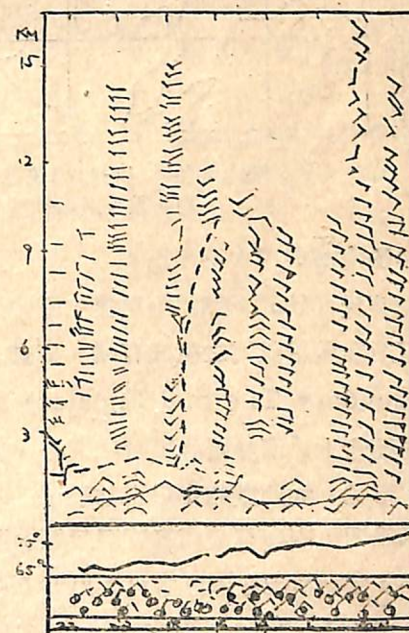
圖四：香港200mb之風向以及3年之下沉

有超過10%之風向為西北風者，故可推斷西南風較噴射氣流更為可能之有力淵源。此點可由下述兩點予以證明之：

①當孟加拉灣之西南風最強時，下沉現象大都在仲冬發生。雖然11月及四月之西北風較為常見，但下沉現象則不常見(參見圖四)。

②香港上空等熵層(Isentropic Layers)間之距離，較噴射氣流附近(鹿兒島)為小。因在北美之相關地點，其相反之情形亦為正確，因而 Palmén 與 Newton 二氏(1948)勉強地認為由該噴射氣流向南伸展之一力管環流(Solenoidal Circulation)。但如此之解釋不適宜於香港，或許是相伴此噴射氣流之子午環流(Meridional Circulation)很少對香港有影響之故。

最強之下沉現象通常局限在 17°-24°N 及 90°-105°E 間。其南部之高層東北季風與300mb間之溫度，較其更南為暖之現象非常顯著。故由此可知副熱帶高壓脊非常明顯地位於其正常緯度之北。葉氏(1950)曾對廣東——馬尼刺間之剖面加以分析(參見圖五)，明顯地表示圖五間有一近乎於垂直之軸線存在。圖五是香港以南區域之代表情形，如此之分佈情形沿



圖五：香港—新加坡間之剖面圖 (0700 G.C.T. Feb 9-1200 G.C.T. Feb. 12 1952)

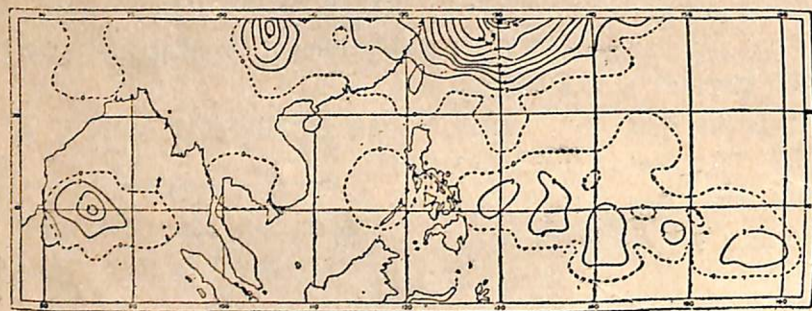
140°E 有同一情形存在。另一方面，沿 76°E 與 78°E

之平均剖面圖與 170°E 附近之剖面圖，都表示副熱帶之高壓脊，以正常之坡度位於正常之緯度處。

在中國方面，有時東北季風前緣之冷面可達及 10°N 附近。給予下沉區域(圖四)以少量之降水，但當其經過副熱高壓脊之南緣時可能加強。此可由1952年2月 "Sydney" 號行駛於香港與新加坡間時，沿途舉行一連串之探空觀測看出(圖五)。該船於二月九日 0700 G.C.T 開航時，一衰弱而乾燥之冷面正橫過香港南移。後該面速度變慢，當10日 0000 G.C.T 時，該船正通過副熱帶高壓脊之南邊，發現有適當之降水量，並附有低雲出現。

四、熱帶風暴

冬季在北半球能形成風暴之區域，僅限於 70°E 與 160°E 間(參看圖六)，經常發生於菲列濱的東部與孟加拉灣之西南部。



圖六：冬季(11-4月)低氣壓之生成區域(1932-37)
圖內數字表示緯度 2.5 度半徑內發生之氣旋數

(一)中國南海與西太平洋區：

葉氏(1950)認為副熱帶高壓脊之北移，與其他地區冬季熱帶氣旋之生成有關。事實上，第二熱赤道(Secondary Thermal Equator)之強烈下沉現象，再配合上述副熱帶高壓脊之北移，有利南邊斜壓東風之形成。如此數種作用之結果，則產生水平向之氣旋式風切，因而有足夠之緯向分速，而適宜於風暴之發展。此種情況在圖五中可看出 9°N - 14°N 之紀錄情形。南海內，1.5公里以下，冬季風始終保持乾而乏之反氣旋式東北風。故雖然高層之風向適宜，但該強低層環流使熱帶風暴之產生不可能。

(二)孟加拉灣區：

如前所述，孟加拉灣區副熱帶高壓脊之坡度及其

活動區域，與其他之熱帶區相似。然該區之西南部有一熱帶風暴之最高頻率出現，其原因或許由於四圍地形所造成。3 公里之下方經常有一半永久性槽存在於孟加拉灣上空，但在其南部約 8 公里之上空，位於副熱帶高壓脊下方東風層間，因西南——東北向等溫線之作用，產生了輻散現象。

五、結 論

(一)冬季南亞與西太平洋區，大氣環流型式與其相伴之天氣非常穩定。平均情況與實際情況頗為相似。

(二)上述兩區天氣穩定之原因，可能係受地形之作用，即西藏高原與印度半島確定了此環流型式。

(三)冬季喜馬拉雅山南麓噴射氣流之突然出現以及其春季之消失現象，可解釋係由於山地之動力舉升作用與西藏高原積雪之原因。

(四)孟加拉灣上空噴射氣流與西南風連同支持之結果，或許促使下游強烈之下沉作用，因而使副熱帶高壓脊位向北移。

(五)西太平洋深厚之斜壓東風與孟加拉灣西南部高層屬輻散連同低層輻合之聯合作用，都有利於熱帶風暴之生成。反之南海區低層之東北季風，則否定了上述之結果。

(六)根據以往之討論，對本區域中三正常環流型式，有修正之必要。本區之中緯度環流圈受到限制，在印度與中國區之上空，該中緯度圈之活動範圍僅約五個緯度，尤其沿 90°E 之活動範圍尚不足五個緯度。中緯度圈之運行與沿噴射氣流軸運行之低壓相間而行，同時對 23°N 以南很少有直接之影響。赤道環流圈較為強勁有力，其強度與位置很少有變化。三度空間好像一巨大螺旋。高空向極之氣流橫貫孟加拉灣與泰、緬區，並自緬甸以東沿 19°N 緯度帶開始下沉。同時低空向赤道之氣流，整個地橫貫中國海，其勢力遠及菲列濱之東部。香港上空 1-3 公里南來氣流之出現頻率，指出 20°N 以北之若干下沉氣流，侵入中緯度環流圈。