

# 西藏高原對其東側大氣下層所造成影響之實測研究

王 時 鼎

空軍氣象中心

(中華民國六十五年三月廿一日收件，同年四月廿一日修正)

## 摘 要

本文主要係為高空西風帶下風面之西藏高原東側，700 mb 層氣流型式之分析研究。發現實測流場中主要均屬中小幅度之運動系統。其基本上與流體流過圓柱後，所出現之各種流型略同。舉凡：尾流 (wake)，渦旋，渦旋流離 (vortex shedding)，風切線 (shear line) 等，均可察出。另發現高原所造成之地形性「射流」(shooting current) 每可顯著改變附近之大規模流型。而高原東側在低指標 (low index) 環流下之「風切線」，每為臺灣地區冬半年長期連續降雨，如「梅雨」，「春雨」，及「冬雨」之主要特徵。且某類「梅雨」型式，實際上每可逕認即為范卡門式渦旋列 (von Kármán-like vortex trail)。另外，高原附近之「熱力邊界層」(thermal boundary layer) 現象，亦經作個例分析。某些定量之調查與分析經予作出。對臺灣及華南區域冬半年環流型式及天氣預報，可望甚有裨益。

## 一、前 言

亞洲之西藏高原，正若北美之洛磯山，兩者對北半球大氣環流與氣壓系統運動，佔有極重要之支配性地位。然而兩者由於形狀不同，其影響之形式及程度亦各別。而其對大氣影響之程度言，西藏高原造成者，較洛磯山遠為複雜。後者為南北排列，正當高空盛行西風之衝，其最重要效應為氣流過山。而西藏高原為一略呈橢圓形狀之高原，長軸為東西向，超過 3000 公里。短軸呈南北向，逾 1400 公里。平均在 4000 公尺以上，突入對流層中約 1/3 之高度。就冬季言，強烈左右高空西風之運動，氣流越山與繞山兼而有之。低層西來氣壓系統更直接受其阻擋。而臺灣區域，即在其下風方向約 1600 公里之處。故以言冬季臺灣及華南華中等區域天氣預報，西藏高原之重要性不言而喻。有關西藏高原影響之有系統研究，似最先見於葉篤正等氏(1958)之「東亞大氣環流」一文。其有關動力效應部份，主要僅論及：(a)西風帶之分裂與滙合，(b)巨大東移槽之阻尼效應，(c)遮蔽作用。另外除討論高原對環流影響之季節性演變外，並就西藏高原究屬暖源或冷源作有探討。該文誠屬有關本研究最重要之論著，

但討論甚為簡略。如作日常天氣預報之應用，則距離仍甚遠。另外直接有關西藏高原論著重要者有葉篤正、陶詩言等 (1959) 之有關亞洲區域因西藏高原所造成六月及十月之兩次西風突變。以及陶詩言等之西藏高原夏季上空暖高壓生成與 inverse Hadley cell 等。最近美氣象學會會刊曾刊出葉篤正與張捷遷之有關西藏高原熱力效應對夏季東亞大氣環流影響之實驗模擬報導，以及 Manabe, S. and Terpstra, T. B., (1974)：「數值實驗所見山脈對大氣環流影響」，及蔡清彥、胡仲英 (1975)：「以相當正壓模式研究地形的動力效果」。此為就筆者所知有關西藏高原對大氣影響較重要研究。但實際就天氣預報觀點言此項問題遠為複雜。以下為本文擬作進一步探索者。

(一)西藏高原對其東側大氣下層所造成影響之實測研究。

(二)西藏高原對高空擾動之影響。

(三)西藏高原對臺灣中期天氣預報影響討論。

此處刊出者係第一部份，其餘參見氣象中心研究報告 (1976)。

有關西藏高原對大氣運動影響，如未考慮西風

中之波動因素，西藏高原之效應，基本上為帶流(zonal flow)過一浸體(immersed body)之問題。有關旋流(rotational flow)流越浸體現象，筆者等(1974)曾就颱風經過臺灣中央山脈為例，作過調查(該篇主要討論尾流(wake)問題)。重疊有擾動之帶流(zonal flow)過山，所造成問題之複雜性亦並不遜於「旋流」(rotational flow)。以下主要為就邊界層理論配合天氣圖之討論，特着重下游方向(亦即西藏高原東側方向)700 mb層上出現之問題。延用資料包括1964年至1976年者。

## 二、西藏高原地形

必需說明，此處所謂「西藏高原」係屬泛稱。實際如以地域分，應稱「青康藏高原」。圖1為根據日本氣象廳天氣圖所作3000公尺(略相當於700 mb層)等高線之廓線圖。其北限至 $40^{\circ}\text{N}$ ，亦即河西走廊南界之祁連山脈。如考慮上游氣流所受影響，似更需包括位於 $44^{\circ}\text{N}$ 一帶之天山山脈，因其係與蔥嶺相接。其東界略近 $103^{\circ}\text{E}$ 。南界達 $27^{\circ}\text{N}$ ，為坡度甚陡之喜馬拉雅山。西界遠達 $65^{\circ}\text{E}$ ，已進入阿富汗之區域。藉圖可見，西藏高原並非如一般氣象文獻中所簡化之長軸為東西方向之橢圓體。更正確言，高原東側較像傾斜之平板。此項分別對西藏高原東側邊界層中流型(flow pattern)研究極為重要，此將在以下各節中隨時論及之。另外，藉上兩圖可見自地面至700 mb層，均可謂係在



圖1 根據日本氣象廳天氣圖有關西藏高原部份之3000公尺(相當於700 mb層)等高線廓線圖。

Fig. 1. Configuration of the Tibetan Plateau as shown by 3000 m contour.

邊界層中。而就某些部份言，500 mb層亦在邊界層內。

## 三、冬期西藏高原鄰近各等壓層上之流型

為便於以下各節之討論，此處謹就西藏高原鄰近各等壓面之流場型式略作說明。圖2所示為冬季期間一般之500 mb、700 mb及地面層上氣流型式。一般言，在冬半年10月至翌年4月東北季風穩定存在期間，季風平均高度逐月均有不同(王氏, 1955)，但平均係在2000~1300公尺之間(10月最高)。故一般地面與850 mb層係屬中心平均位置位於蒙古之亞洲極地高壓所控制，而此季風厚度亦代表極地高壓之高度。此項季風之存在即與西藏高原有關。自700 mb以上，在冬季則均屬高空極地西風(upper polar westerlies)。由於700 mb平均高度係略在3公里，而西藏高原高度在4公里以上，故該層中，極地西風完全呈分支狀繞過高原，而有南支西風與北支西風之別。除山脈地區外，西藏高原係在500 mb層(約6公里)以下。故在500 mb上，極地西風已掩覆高原地區。惟高原上空應仍屬摩擦層範圍。其上風速一般言均較其四圍為小。由上敘述可見，基本上西藏高原在500 mb以下各標準等壓面層之影響，均為不同。最有興趣者為700 mb層。故以下有關邊界層中現象主要為出現於700 mb層上者。

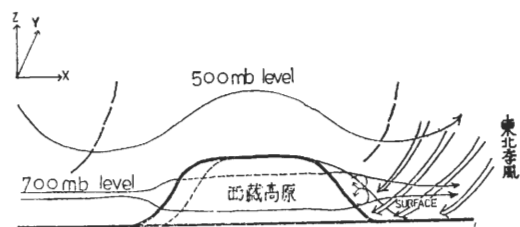


圖2 西藏高原及其鄰近之地面，700 mb及500 mb流場示意圖。

Fig. 2. Schematic model of flow patterns around the plateau on the 500 mb, 700 mb and ground level, respectively.

## 四、西風氣流下西藏高原下游方向700 mb層標準流型分析

於700 mb層上，在高原影響下，其東麓之青海東南端，四川及西康東南部一帶及其下游方向之流型為最有興趣者。葉篤正等氏(1958)論及西藏高

原所謂「遮蔽作用」即被形容該區為一「死水池」。並謂該區大規模之擾動近乎絕跡。但經實際調查，該區風速雖甚微弱，仍可明顯見出極有興之次綜觀 (sub-synoptic) 系統之環流型式。圖 3 係代表性流場之一例，為 1971 年 2 月 5 日 1200 Z 高原下游區域 700 mb 層流場分佈。圖 3b 為 500 mb 流型略圖。該圖為在 500 mb 層平直西風情形下甚多典型流型之一例。藉圖可見其流場型式與水流經過一圓柱，於雷諾數 (Reynolds number) 較小時之流型極見近似。在青海東端及西康之東南部，亦即高原東麓兩角上，有極明顯之兩個小渦旋。由於氣壓梯度為北低南高有如圖 3c 所示，故該兩小渦旋分別代表高壓與低壓。更嚴格言西藏高原東側就 4000 公尺等高線言，更略若方形 (見 1:13,000,000 中國地形圖，此處未附)，轉角明顯。此在流型上之重要性為，無論流動屬層流 (laminar flow) 或紊流 (turbulent flow)，其氣流分離點 (point of flow separation) 均不變。此在此處之應用為，該兩渦旋生成有其近似一定之位置。就圖 3a 中等風速線之分析，在高原東麓顯有一弱風區，此即所謂尾流區 (wake zone) (見圖中 10 哩/時之等風速線範圍)。由流體力學界流層理論，即足說明冬季四川一帶所謂「死水池」之存在。另外，藉等風速線分析可見高原兩側由於西風分流影響及固定邊界之摩擦效應，造成南北兩側之兩支地形噴射氣流 (orographic

jet)。必須說明者，當其吹離高原後應稱「自由噴流」(free jet)，由於擴散 (diffusion) 影響，必將向下游方向減弱，並趨不顯(但實際情形遠為複雜)。另藉氣流型式可見此屬封閉尾流 (closed wake)。重合點 (reattachment point) 約位於長江口。在重合點以西附近之尾流區中，並可見一數緯度長之微弱風切線 (shear line)。以上所述係屬冬季於平直西風氣流，且風速不太大情形下，高原東側，亦即臺灣上游方向之典型流場。實際情形，西風風速大小變化頗劇，兼之上游氣流之進入角 (incident angle) 隨時在變，間亦有顯著之西風波動或溫度場之效應界入。故大部份情形，並非如此處所述之典型流場分佈。關於此將於以下數節討論之。

### 五、渦旋流離 (vortex shedding)

以上所述係屬穩定情形。在實際 700 mb 天氣圖調查中，至少有兩種情形下，此滯留性渦旋係向下游流出。以下茲分述之。

#### (1) 范卡門狀之渦旋列：

討論流體過一圓柱或球體，當雷諾數大於某一值時，尾流中之渦旋即趨不穩定，並向下游移出。在西藏高原情形下，發現亦可有近似范卡門渦旋列存在。圖 4a 所示為 1972 年 6 月 21 日 12 Z 之 700 mb 圖。該圖日本氣象學家矢花和一 (1973) 曾用於釋述所謂「梅雨」。但該圖實際更適於用以佐證「范卡門渦流列」(von Kármán vortex trail)。藉圖可見西藏高原東側有一系列之中範圍低壓及高

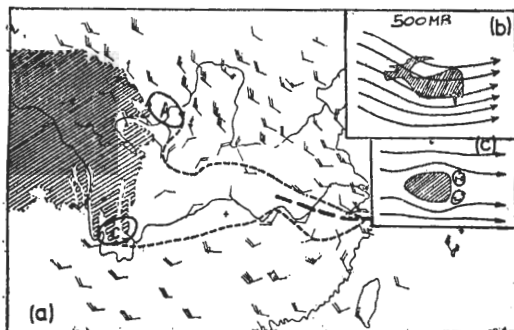


圖 3 a. 1971 年 2 月 5 日 12Z 700 mb 流場分析，示西風氣流流經西藏高原後下游方向之典型流場。  
b. 同時之 500 mb 流場略圖。  
c. 西藏高原東側當氣流具南北向氣壓梯度時渦旋之典型模式。

Fig. 3. Flow pattern for the Lee-ward side of the plateau at 700 mb level, showing the distribution of a wake zone.

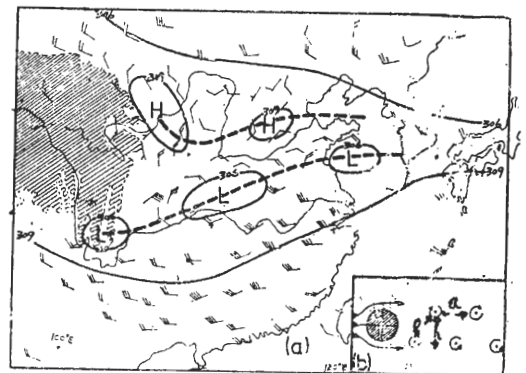


圖 4 a. 1972 年 6 月 21 日 12Z 700 mb 層之流場，示西藏高原東側范卡門式渦旋列分佈。  
b. 流動經一圓柱其後方渦旋排列模式。

Fig. 4. Flow pattern showing the von Kármán-like vortex trail.

壓，且彼此相間出現。另此處並附 Geokhlanyan (1972) 所作圓柱後方渦旋列模式，如圖 4b。該兩圖之基本型式為一致者。圖 4b 中之  $l$ 、 $a$  及  $h$  參數意義如圖示。本例之  $l$  (不同列間兩渦旋距離) 平均為 390 哩， $a$  (同列間鄰近兩渦旋距離) 為 500 哩， $h$  (兩渦旋列間距離) 為自 480 哩減至 180 哩。由於西藏高原之地形及沿海區常為冬季平均主槽位置之關係，高原東側每呈封閉尾流(closed wake) 型，故渦旋列之分佈亦然。Geokhlanyan 曾求得渦旋流離 (vortex shedding) 之週期公式為  $T = \frac{4a}{3u_0}$ 。其中  $\bar{a}$  為  $a$  之平均值 (見圖 4b)，此處略為 500 哩。 $u_0$  以尾流區南方之平均氣流表示 (因上游資料不足) 略為 30 哩/時。如此可求得週期為 22 小時，即略為一天。另該氏並藉簡單數學模式，求得因渦旋擴散 (eddy diffusion) 造成渦旋消失生命期。表示式為： $t_n = \frac{4D_n}{3u_0}$ ，式中  $t_n$  為某一渦旋之生命期， $D_n$  為某一渦旋與第一個渦旋中心之距離，藉此式可推算圖 5a 中於黃海渦旋之生命期為  $t_n = \frac{1110}{30} \times \frac{4}{3} \approx 51$  小時，即約為期兩天。核對本例前後各日 700 mb 型式。上兩數值，即渦旋流離週期略為 1 天，生命史為 2 天，不失為一近似值。又由於南支西風流速較大，渦旋列發展亦較完善，故該地地面圖上形成梅雨低壓。如此此處所得之  $T$  及  $t_n$  之值，頗可作預報梅雨低壓之參考。

## (2) 西北氣流情形下反氣旋渦旋之流離：

此處茲藉兩例以說明。圖 5a 為 1974 年 4 月 15 日之例。藉圖可見在西北氣流中有三個反氣旋式渦旋列。圖 5b 為 1971 年 2 月 6 日之例。在北支西風之南，有兩反氣旋式渦旋存在 (圖略)。必需說明者，上兩例之反氣旋式渦旋列，係由於北支西風自西藏高原北麓南下，因地形造成反氣旋式風切，進而造成渦旋。而後渦旋向下游流出，而產生此幅度甚小 (直徑僅約 200~300 公里) 之反氣旋式渦旋列。在反氣旋渦旋列區，一般天氣均甚佳。惟臺灣一帶類多為西北氣流轉而成槽之處，故天氣多有雨 (兩例均不例外)。值得注意者，由於西藏高原造成之中範圍反氣旋式渦旋列，均僅局限於 115°E 以西之華中與華南區域。因再向東移，於不利之氣壓梯度 (unfavorable gradient) 情形下，均自然趨於消失。一項極有興趣的問題，何以顯著西南氣流自

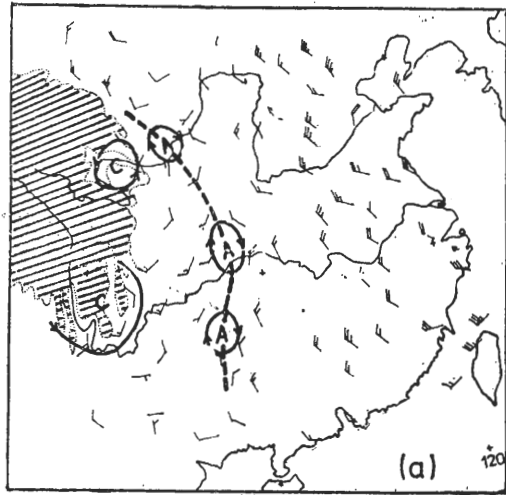


圖 5 1974 年 4 月 15 日 12Z 700 m 層之流場，示西藏高原北麓反氣旋渦旋流離 (shedding) 型式之一。

Fig. 5. Flow pattern showing the anticyclonic vortex shedding.

西藏高原東麓向上移動時，每呈單「西南渦旋」型式，而僅於西北氣流時才有反氣旋渦旋列。關於此將於討論「射流」(shooting flow) 時再行論及。又何以於「衝角」<sup>1</sup> (flow incident angle) 具相當大之值時，流出 (shedding) 現象方見顯著，關於此，Calvert (1969) 在「流動越過一傾斜圓盤之實驗」(experiment on the flow past an inclined disk) 一文中，亦經實驗證實，其所得結果為：

- (a) 渦旋逸出頻率隨衝角增加而增加，迄至 50° 之角度均如此<sup>2</sup>。
- (b) 渦旋列之逸出速度約為自由氣流速度 (freestream velocity) 之 0.6。(按上節 Geokhlanyan 者為 0.75)。
- (c) 此項逸出可以 Strouhal number,  $S = \frac{fd}{U_0}$  (式中  $f$  為渦旋流出頻率， $d$  為圓盤直徑，如成方形， $d = \frac{2l}{\pi^{1/2}}$ ， $l$  為邊長， $U_0$  為上游未受障礙物影響之流動速度) 表出，其值自 0° 至 40° 時，為作非線性之增加，其值 0.136 至 0.275。即逸出頻率可增至 1 倍。

註 1：衝角為零，表氣流係與西藏高原長軸平行，即東西向。

註 2：在西藏高原情形為在 320 度方向之西北氣流或 220 度之西南氣流。

按  $s$  與  $f$  (頻率) 成比例。

上述結論可作研究高原東側渦旋流出頻率預報之參考。茲以此處所附兩圖為例，流出週期，如以上節之 Geokhlyan 公式推算，均為一天左右(圖 5a 平均為 24 小時，圖 5b 為 25 小時)。與上節所得之值 (22 小時) 甚為一致。如用 Calvert 以自由氣流速度之 0.6 值，即週期略大。但均略在觀測誤差值之允許範圍。另外，深值注意者渦旋間之距離，或稱波長，亦見有一定範圍，約在 300 至 500 哩之間。與一般高空西風波動之波長相較，略小一級 (order)。Rossby 數 ( $R_0$ ) 略近於 1。故其顯非在地轉平衡狀態下。故該項系統持續性或生命期均不長。

### 六、西藏高原東方尾流 (wake) 之型式

西藏高原對下風面最大之影響，厥在尾流 (wake)，或俗稱「死水池」。尾流之發展係依賴 (a) 氣流之性質、(b) 障礙物之形式、(c) 下游之氣壓梯度。尾流區之特徵為天氣穩定，並易為冬季中緯度冷高壓堆 (dome) 之所在，故對於我人區域天氣預報極為重要。根據實際調查，西藏高原東側之尾流，在基本上略可分為三種型式，即：

(1) 封閉尾流 (closed wake)——此可藉圖 6a，1975 年 11 月 20 日 1200 Z，700 mb 高原東方沿 100°E、105°E、110°E、115°E 及 120°E 經度線之上風速剖面以表出。圖中並註明各經線與山脈 3000 公

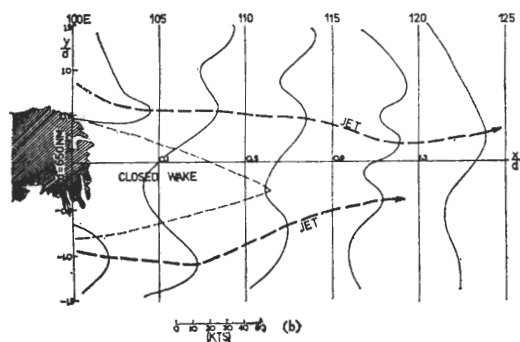


圖 6a. 1975 年 11 月 20 日 12Z 700mb 層沿 100°E、105°E、110°E、115°E 及 120°E 經線之風速剖面圖，示西藏高原東側之「封閉尾流」(closed wake) 流場特徵。

Fig. 6a. Horizontal wind profiles for 700 mb level along selected longitudes, showing the distribution of a closed wake.

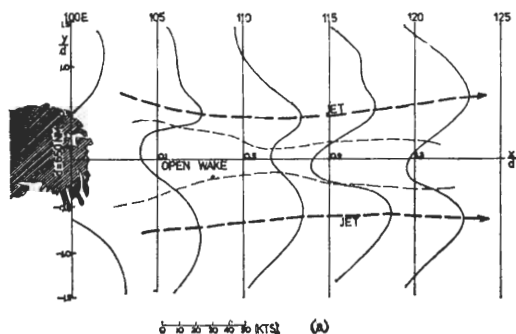


圖 6b. 1976 年 4 月 4 日 12Z 700 mb 層沿 100°E、105°E、110°E、115°E 及 120°E 經線之風速剖面圖，示西藏高原東側之「開放尾流」(open wake) 流場特徵。

Fig. 6b. Horizontal wind profiles for 700 mb level along selected longitudes, showing the distribution of an open wake.

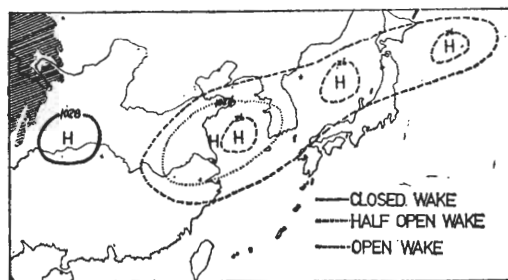


圖 6c. 上述三類尾流 (wake) 之地面圖型式。粗線為圖 6a 情形，斷線為圖 6b 情形。均示尾流區係以地面高壓相連。

Fig. 6c. The surface pressure patterns associated with the open (Fig. 6b), half open and closed wakes (Fig. 6a), respectively.

尺高度廓線之相對距離  $\frac{x}{d}$  ( $d$  為西藏高原闊度以 650 哩計算)，各為  $-0.14$ 、 $0.14$ 、 $0.5$ 、 $0.9$ 、 $1.3$ 。其縱軸係以西藏高原南北向之中點為中心 (略在  $32.5^\circ\text{N}$ ) 並亦以相對距離  $\frac{y}{d}$  表出 ( $y$  為距  $32.5^\circ\text{N}$  處之距離)。橫軸為風速 (哩/時)。並附標尺。計風速剖面在縱軸之東方為西風，西方為東風。圖中以風速等於或小于 10 哩/時作為尾流區之界線 (以點線表示)，由地形所造成之最大風速軸以附有箭頭之粗段線表示。尾流區外至最大風速軸間稱自由切變層 (free shear layer)，尾流區中之弱風變線則以段點線表出。

(2) 半封閉尾流 (half-open wake)——以 1975

年11月16日 1200Z 之圖為代表(圖略)。

(3)開放尾流(open wake)——以1976年4月4日1200Z 之圖為代表,見圖6b。說明同圖ba。

以下為三種尾流性質之比較討論:

(1)此處之判別標準定為,尾流區(即風速小於或等於10哩/時之區域)東西「相對長度」小於1.0以下時稱「封閉尾流」。尾流區東西向相對長度在東亞天氣圖均未見其消失者,稱「開放尾流」。而尾流區在兩者之間即大於或等於1.0,但並非無限者稱「半封閉尾流」。

(2)藉圖6a-b可見,弱風區(尾流區)之軸略均以西藏高原南北向之中間點(即約 $32.5^{\circ}\text{N}$ )之聯線相一致。且無論開放或封閉尾流均略呈三角狀向中間軸收縮。

(3)三類尾流兩側最大風速值比較:一般言,「開放尾流」者有最大強度,且在「自由切變層」處有最大之風切。鑒於本類尾流區延長最遠,而兩側之最大風速軸之風速又為最大,似應另有其熱力及動力上之維持條件存在。

(4)上經言及尾流區在地面圖上為大陸分裂高壓中心位置所在。另並可見開放尾流型有最長之東西向高壓帶(圖6c)。其與尾流之關係:因尾流區屬弱風區,易使冬季極地高壓外流之冷空氣在該處積聚。另外,由於高壓區空氣外流,引起高層空氣下沉,動量向下輸送,亦可能為700mb層開放尾流得以維持之一項因素。

(5)此尾流區與華中、華南及臺灣區之天氣分佈係密切關連。尾流區天氣良好,但尾流區南端之「自由切變層」有着顯著之氣旋式曲度(即地形西風噴射氣流之左側),常與陰雨天氣相偕。

(6)一般言,尾流區之顯著發展係在高空極地西風呈東西向分佈,且其上擾動不顯著時。故西風環流指標值一般言係為偏高或接近當時候(5)日平均值。

## 七、中國南部冬半年長期惡劣天氣之支配者——西藏高原東側之風切線(shear line)

就天氣觀點言,高空西風氣流受阻於西藏高原,於其下游方向所出現現象中最重要者,似應為風切線(shear line)。風切線與尾流恰代表高原影響之兩種完全不同之型式。以下為有關西藏高原影響

兩極端現象——尾流與風切線——之比較討論。

(1)尾流代表平直帶流(zonal flow)下之高原效應,係在高指數情形下出現。其控制範圍下,天氣類多良好,且在地面為高壓區(參見圖6c)。而風切線一般言,係屬低指數環流下之高原效應。在其控制區下,天氣類多惡劣並與鋒面相偕。

(2)尾流區一般風速均較小。而風切線恰相反,一般風速均較大。且因有顯著風切變,有最大渦度,故易生擾動(見圖7,1976年3月21日12Z之例)。

(3)圖8中四例為四次東西向風切線情形下,700mb層風切線沿 $110^{\circ}\text{E}$ 經線南北方向之溫度、高度剖面。各代表華中梅雨、臺灣梅雨、冬雨及春雨情形。藉圖可見,西藏高原東方之風切線,除有顯著之風切外,並有顯著之溫度或密度變化,故實際係具冷鋒之性質。另由700mb層高度剖面可見,梅雨型與冬雨及春雨兩型者,截然不同。並顯見梅雨型天氣係肇因於低壓輻合區(處高度偏低),而冬雨及春雨係肇因於滯留性質之鋒面。Phillips(1951)曾注意到美洲區對流層頂附近西風槽處,連續氣流轉變為風變線之事實,惟此與西藏高原東側風變線不同,其上並無此處所述密度不連續。另外,西藏高原東側700mb層上尚有一類極為重要之風變線,即由西南季風與高空西風帶中脊下高壓東風所產生之風變線。例見圖9,1975年6月26日,1200Z 700mb圖。藉圖可見,此項風變線有較前類南北兩支西風輻合造成者,有更大之風變值。就四川三峽處兩測站700mb圖層之風變,可見其相對渦

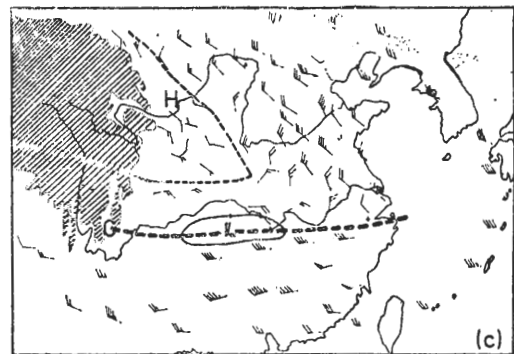


圖7 1976年3月21日12Z 700mb流場分析,示風切線之極端型式(說明同圖8a)。

Fig. 7. Flow pattern associated with a shear line.

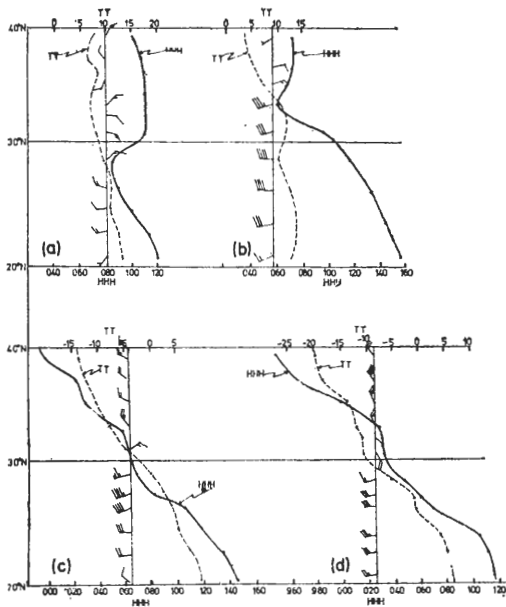


圖 8 與「臺灣梅雨」(a-1975年6月11日 12Z 700 mb), 「華中梅雨」(b-1972年6月21日 12Z 700 mb), 「臺灣春雨」(c-1976年3月21日 12Z 700 mb), 及「臺灣冬雨」(d-1968年2月3日 12Z 700 mb) 相連之 700 mb 層風變線, 沿 115°E 經線之高度、溫度及風之剖面圖。示不同地面降雨型式下風變線之特徵。

Fig. 8. Wind and temperature profiles along 115°E for certain typical shears.

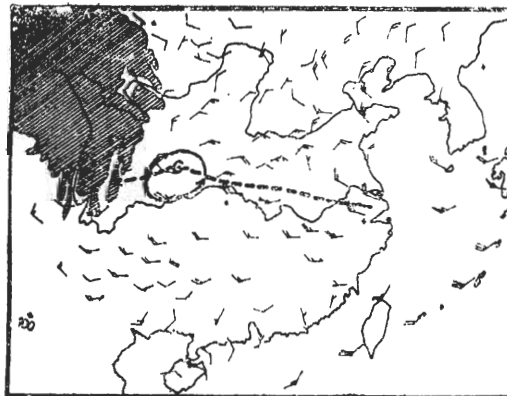


圖 9 1975年6月26日 12Z 700 mb 圖, 示由西南季風與北支高空西風所造成之風變線。

Fig. 9. Flow pattern showing the wind shear caused by the monsoon and upper westerlies.

度竟達  $2 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ , 較地球渦度 ( $f$ ) 猶大約一倍。比較當日之 500 mb 圖 (圖略), 可見風變線

南側之西南風並非高空極地西風 (按極地西風在低層係隨高度增加, 而西南季風則隨高度減小)。在本圖例 500 mb 層上, 可見根本已無南支高空西風之痕跡。且風變線南側之風係屬隨高度減小者, 故為西南季風。本類風變線雖具強烈風切, 但無高空之顯著西風擾動相聯, 故似僅能產生初夏梅雨型之穩定波。此項風變線南北向變動遠較南北兩支西風所造成者為大, 此亦為本類重要風變之特徵。

### 八、地形性西北射流 (shooting current) 與「成槽」作用

首先必須說明, 此處之射流並非為地形性噴射氣流 (orographic jet), 而係專指由於高原地形造成東側之強烈西北氣流或西南氣流之謂。而地形性噴射氣流, 乃指高原南北兩側之強風帶。此處所謂「射流」, 可使西藏東側之北支西風槽迅速加深, 故稱「成槽」作用。其波幅增大並非由於斜壓不穩定或其他動力效應, 而係完全由於西藏高原東側之機械作用。當其一經出現時, 每可在甚短時間內, 使高空波型完全改觀, 並強烈影響華南及臺灣一帶之天氣變化。以下為根據實例之討論。圖10各表1975年11月21-22日 1200 Z, 700 mb 沿西藏高原東側之氣流圖。藉圖10可見, 西藏高原北麓已出現西北氣流, 但僅及 35°N 以北。35°N 以南, 有明顯之南支西風。兩支西風重合點 (point of reattachment), 約在 110°E 經度。極可注意地, 僅 24

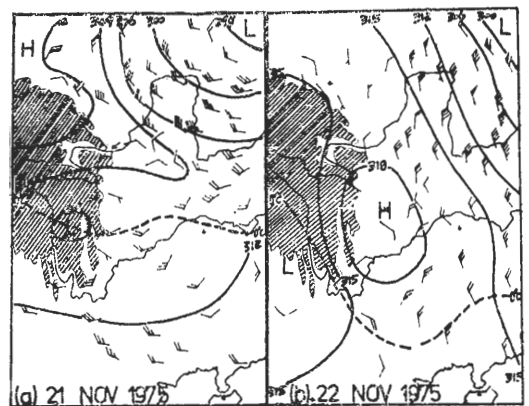


圖 10 1975年11月21-22日 12Z 700 mb 氣流圖, 示西藏高原北麓西北氣流所造成之「射流」(shooting current) 現象。(a) 21日, (b) 22日者。

Fig. 10. Northwest shooting current caused by the plateau.



小時後(圖10b),高原北麓之西北氣流已衝至 $18^{\circ}\text{N}$ ( $0^{\circ}\text{C}$ 等溫線亦見顯著南移,見圖中粗斷線)。計24小時南移達17個緯度。致西藏高原南麓之南支西風完全消失(由西南風轉為東南風)。而使華南天氣型完全改觀。於23日臺灣天氣亦因之好轉。深值注意者,如為西南氣流,此項效應則遠不顯著,並涉及「成脊」及「成槽」作用。有關此項事實,謹略作討論如下:

(1)西藏高原東側有如河渠之壁,而當西北氣流情形,恰足使氣流順流南下。因地轉風速大小與 $f$ 及 $\rho$ 均成反比,故如其他條件均同,向南氣流必將加速。

(2)當西北氣流加速移向下游時,其本身有若超梯度風(supergradient winds),偏向力出超,故更使氣流向南進行。在本例沿西藏高原東麓南下氣流,至 $28^{\circ}\text{N}$ 後更因之折而向西,而呈反氣旋式。在此情形,北來氣流輻散作用亦有助之。類此雖屬非地轉風(ageostrophic wind),風有沿等壓線吹向高壓分力。但高原東麓屬尾流區(wake),氣壓梯度微弱,減速作用遠不若上述加速作用顯著,故西北氣流可向南到達甚低緯度。且由於絕對渦旋度不減定理,偏東側氣流必將轉成氣旋式,而成深槽,亦

即「成槽作用」(troughing effect)。此項事實頗與Long (1951)所得實驗結果相一致。

(3)強西南氣流吹向高緯,以 $f$ 、 $\rho$ 均增,故風速將減弱。另外偏向力係使其折回南方,故雖風向北(氣壓較低)方向吹送,具加速作用(根據自然坐標 $\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{ds}$ ),故仍難造成如西北氣流之「射流」現象。惟此時在其東方產生「成脊」(ridging)效應。此亦為高原影響臺灣天氣變化之一項重要因素。

(4)由於700 mb較諸500 mb層之地形效應更見顯著,故射流現象亦然。此可參見1975年11月26日1200Z之例(圖略)。

(5)射流現象使高原東區槽線遠為偏南。常見於初夏期間,北支西風之高空槽猶接近臺灣區域( $25^{\circ}\text{N}$ )。例見1972年6月10-11日500 mb圖(圖略)。

又圖11為1974年12月1-15日700 mb層沿 $105^{\circ}\text{E}$ 經線之上逐日溫度時間剖面圖。藉圖可顯見,就其影響範圍,及溫度波動之波幅言,「西北射流」均遠較「西南射流」為顯著。與上述之理論推論,甚為一致。

## 九、西藏高原所造成之熱力邊界層現象

### (1)對流層下層熱力邊界層及其影響

最值注意者,為高原東麓近地面層,於大陸分裂高壓出海時之熱力邊界層(thermal boundary layer)效應。因該處屬「死水池」,或稱「尾流區」,風速甚弱。非絕熱之日射增溫,甚易積聚於該處,並產生「自由對流」(free convection)。而使該處在700 mb層以下均為「熱源」(heat source)。故祇要冷高壓移出,則易生成「熱低」。另一重要現象,為自雲貴高原南來氣流所造成暖氣平流,一般每先有日射增溫造成「熱低」,然後誘生伴隨顯著暖氣平流之強烈西南氣流。圖12所示為1976年4月21日1200Z,西藏高原東麓地面,850 mb及700 mb天氣圖。藉圖可甚易見出「華西熱低」生成之兩項基本條件,即上述之(a)非絕熱增溫,(b)對流層下層西南暖氣平流。冬半年期間「熱低」產生後,天氣圖演變有二:一、造成深厚冷鋒(deep cold front);另一為熱力邊界層向東平流及擴散,最後產生長江波(例見1976年2月26-27日天氣圖,圖略),或梅雨低壓(此為穩定低壓,而長江波每

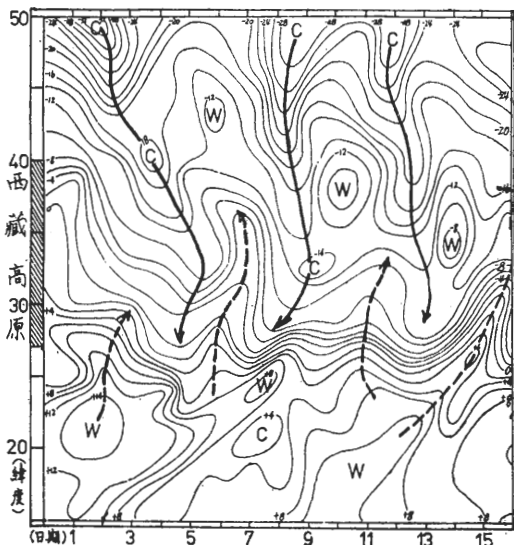


圖11 1974年12月1-15日700 mb層沿經 $105^{\circ}\text{E}$ 線之溫度場分析,示「射流」現象等引起之溫度波動情形。圖中粗實線表北支「射流」軸,粗虛線表南支「射流」軸。

FIG. 11. Temperature fluctuation caused by the NW and SW shooting currents, respectively.



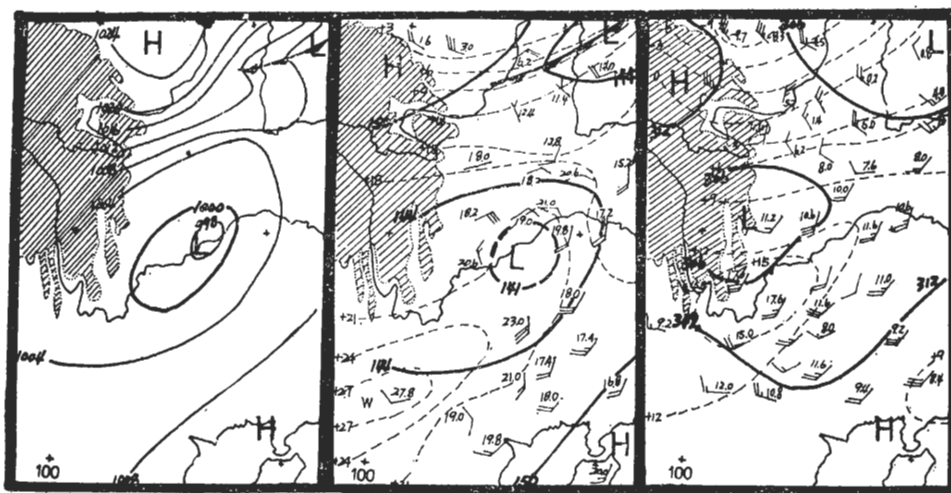


圖12 1976年4月21日 12Z 地面、850 mb 及 700 mb 天氣圖，示「熱低壓」(heat low) 之發展。圖中之虛線為等溫線。

Fig. 12. Heat low in the wake of the plateau.

為不穩定者，且多呈單波形式)，影響華南及臺灣全區天氣。

(2)對流層中層熱力邊界層

此處僅討論 700 mb 層者。在 700 mb 層上，西藏高原東麓同受高原之熱力效應及上述之低層熱力效應影響。特以初夏以後為顯著。圖 13 所示為 1972 年 6 月 19 日 1200Z 之 700 mb 層天氣圖，圖中繪有等溫線及等風速線。藉圖可見，由於夏半年期間西藏高原已屬熱源（葉篤正等 1958），即由於該熱源影響，而使南支西風更分為兩支。一支自西南略向東北呈反氣旋式曲率，吹向臺灣，另一支則自西南圍繞西藏高原呈氣旋式吹送。此項氣旋式氣流，顯與西藏高原為一熱源情形下所造成之環流（即「熱低」）相一致。即由於「熱低」發展，垂直運動顯著，西藏首府拉薩該日曾有雷雨，沿高原東麓測站並有陣雨發生。

十、結 論

以上係就筆者調查 1964~1976 年，特別為 1971 年後 700 mb 層以下天氣圖型式，所作對西藏高原下風方向流場之實測研究。綜上討論可得：

(一)在冬季 700 mb 層上，西藏高原東方下風區，亦即華中、華南及臺灣一帶，所出現之若干流型，基本上與流體流過圓柱後所出現之流型略同。舉凡：尾流 (wake) (圖 3)、渦旋 (eddy) (圖 3, 4, 5)、渦旋流離 (vortex shedding) (圖 4, 圖 5) 等

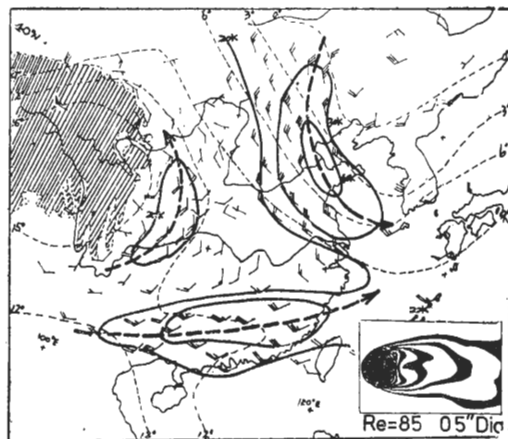


圖13 1972年6月19日 12Z 700 mb 氣流場與溫度場型式，示夏季期間西藏高原成一「熱源」(heat source) 後，對 700 mb 層流場之效應。附圖所示為熱源位於圓柱中，周圍流體流動時之所謂「強迫對流」模式。

Fig. 13. Flow pattern caused by the plateau as a heat source in the westerlies.

，均可在風場分析中察出。

(二)由於西藏高原東側更像傾斜之平板，故地形摩擦所生成之渦旋略均有一定位置（圖 3），其大小略為 300~400 公里。當氣流進入角為零，亦即平直西風時，在一般出現之風速（在 700 mb 層為 20~40 kts）下，時可見此類中小幅度渦旋之產生。

(三)於西北氣流下，可發現「渦旋流離」現象特為顯著，其流離週期經計算略為一天，生命期為兩天，與本文實際觀測所得甚為一致。

(四)西藏高原東側之「尾流」，略可分為三類，即：(1)封閉尾流 (closed wake)，(2)半封閉 (half closed wake) 尾流與(3)開放尾流 (open wake) (圖 6)。並發現穩定之尾流區略均與地面分裂高壓位置一致 (圖 6c)。

(五)西藏高原東側另一極重要現象為「風切線」(shear line)。發現顯著之風切線均有溫度(密度)不連續(圖 8)。當其出現時，每與地面之滯留鋒或中小幅度之穩定低壓相連。並與華南及臺灣一帶連續惡劣天氣偕隨。發現華中與臺灣之「梅雨」，及臺灣之「冬雨」、「春雨」現象，均與該風切線有關。

(六)「尾流」與「風切線」各代表冬季高原東側兩類極端之流型。兩者所伴隨之天氣現象，基本上完全不同(尾流情況為穩定良好天氣)。環流指標型式亦完全不同，「尾流」時為高指標，「風切線」時多為低指標。

(七)西藏高原另一項重要影響，為造成如超梯度風式之「西北射流」，而使極地西風在高原東方有最南位置(圖 10)。由於其「成槽」作用，每使臺灣天氣受到影響。有關「西北射流」生成，並經略作理論探討。

(八)有關西藏高原所造成「熱力邊界層」(thermal boundary layer) 現象探討所得為：(a) 仲冬期間對流層下層熱力邊界層位置係出現於尾流區，肇因於日射，再繼以暖平流。其重要性係生成熱低壓(圖 12)。而後誘生強冷鋒，或長江波與梅雨型低壓。(b) 在初夏與夏季，熱源在西藏高原。其重要性為使 700 mb 層產生環西藏高原之低壓環流，致更有助於西藏上空之熱力對流(圖 13)。

(九)由於西藏高原阻擋作用，在其南麓一帶常造成最強溫度梯度，惟波幅甚小。反之，北麓由於「射

流」，可使冷空氣衝至甚南，且其波幅變化亦大(圖 10)。「射流」為以上所討論之各種大氣現象中，惟一顯著受地球轉動影響者。

誌謝：本研究進行期間，得獲業師鮑咸平博士，就一般流體過障礙物問題，隨時請益，特為誌謝。另本項研究計劃，係在國家科學委員會支援下完成。在此謹致最高之謝意。

### 參 考 文 獻

- 王時鼎、林則銘、俞家忠，1975：颶風侵襲時臺灣海島對風場分析與預報之影響，大氣科學(中國氣象學會)，2, 23-36。
- ，1955：臺灣冬季季風天氣及其預報，氣象學報，1, (1), 17-23。
- ，1976：亞洲地形性擾動之性質及其與臺灣地區冷季中期預報之關係，氣象中心研究報告，011號，25-56。
- 矢花和一，1973：梅雨期之熱帶氣流與亞熱帶氣流之相互作用，日本天氣，9(9), 449-454。
- 蔡清彥、胡仲英，1975：以相當正壓模式研究地形的動力效應，大氣科學(中國氣象學會)，2, 63-67。
- CALVERT, J. R., 1969: Experiments on the flow past an inclined disk, *J. Fluid. Mech.*, 29, 690-704.
- GEOKHLANYAN, T. K., 1972: Cloud eddies in wakes of islands, *Advance in satellite meteorology*, 238-247.
- LONG, R. R. and D. FULTZ, 1951: Two dimensional flow around a circular barrier in a rotating spherical shell, *Tellus*, 3, 61-68.
- MANABE, S. and T. B. TERPSTRS, 1974: The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments, *J. Atmo. Sci.*, 31, 3-42.
- NEWTON, C. W. and J. E. PHILLIPS, 1951: Structure of shear lines near the tropopause in Summer, *Tellus*, 3, 154-171.
- YEH, T. C. and OTHERS, 1958: On the general circulation over Eastern Asia, *Tellus*, 10, 299-312.
- , 1958: The abrupt change of circulation over the northern hemisphere during June and October. *The Atmosphere and the Sea in Motion*, 249-267.

## Observational Study on the Boundary Layer Features in the Lower Atmosphere Caused by the Tibetan Plateau

SHIH-TING WANG

*Air Force Weather Central, Taipei, Taiwan*

### ABSTRACT

This study is the first part of the research entitled "the nature of the atmospheric features caused by the Tibetan Plateau and their relationships to the extended forecasting in Taiwan during the cold season", aiming at the extensive investigation on the boundary layer phenomena in the wake of the plateau. The subtopics include: (1) Typical flow patterns downstream from the Tibetan Plateau. (2) Vortex shedding: (a) von Kármán-like vortex trail, (b) Anticyclonic vortex shedding. (3) The wake patterns and their associated surface features—separated high cells. (4) The shear lines and their associated surface features—stable waves and quasi-stationary fronts. (5) The "troughing" effect caused by the NW "shooting flow" and the "ridging" effect caused by the SW "shooting flow". (6) Interaction between the phenomena in the mechanical and thermal boundary layers in the situation of the Tibetan Plateau.