

## 亞洲南部與東部大規模夏季季風情況

德簡 H. Flohn 著譯  
以明

## 一、引言

在經典之氣候學教科書中，天氣與氣候之年中遞變乃藉月平均與月頻率加以說明。在日本若干地區初夏與晚夏有二個顯著之雨季，其間隔以約開始於七月上旬之乾季，上述觀念（藉月平均與月頻率以說明天氣與氣候之年中變化之觀念）使日本之二個雨季趨於均勻化。(Smoothing) 雖則遠在1876年 J. J. Rein 氏即曾提及此項日本夏季天氣之三重結構，且故岡田氏亦曾澈底敘述梅雨季節及其西風擾動，而整個夏季僅有一個雨季（此雨季與來自太平洋之季風氣流相關連）之假使仍廣泛地為人們所授受。就地理觀點而言，亞洲南部與東部之氣候，風景與經濟常被認為由夏季之內流之帶雨海洋潮濕空氣所支配。然自1930年後，高空觀測顯示大為不同之高空氣流形態。此項事實已為東亞氣象學者所熟知。雖則在高空資料方面，巨大之空缺尚有待填補。本文之目的在指出若干特殊之大規模遙遠相關，即東亞與南亞初夏雨季發生之空間與時間之相關。

## 二、特殊天氣(Weather Singularities) 及其遙遠相關

自基於日頻率之年中平均天氣遞變之微結構 (Microstructure) 研究開始，(即所謂特殊天氣) 作者發現在遙遠地區間之若干相關。例如九月下旬中歐及美國東部之反氣旋頻率在九月廿六日與廿日間有一最大值，(此在民謡中已熟知，即所謂秋老虎 Indian Summer， Altweibersommer) 與大阪反氣旋天氣之最高值同時出現。在作者另一研究中為上海 (1920-1939) 與大阪 (1883-1926) 提出此種微結構之二個完整例子。本文不擬討論大量之此項研究，迄1952年之此項文献作者已綜述於另一文中。Wahl 氏對此種特殊天氣在大氣環流方面之更一般性瞭解上貢獻良多。將東亞太平洋極鋒 (Pacific Polar Front 簡稱 PPF) 之北進，與間熱帶幅合帶之突變，(此項突變使印度之季風開始) 加以比較，並與中歐最顯著之鋒面雨最高值比較，吾人發現一驚異之事實，即平均而言，此等事件均發生於六月之中旬。

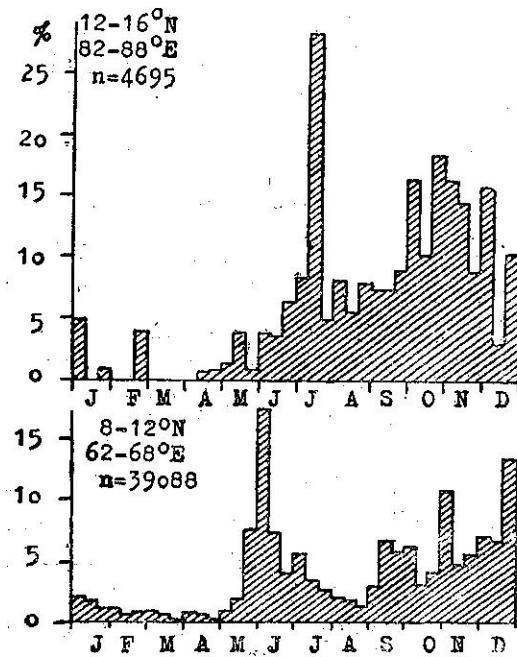


圖 1：印度洋上二地區之降水頻率年變化10日平均值。（據法國漢堡海洋氣象局之打洞卡資料）

表 ITC 之後退。在圖一之上圖中，在孟加拉灣中七月中旬有一更顯著之降水嶺峯值，但此圖所據之觀測次數，遠較下圖者為少，故其統計意義亦較遜。對此類事實之進一步研究，則預測每一年大規模（區域平均）雨季代表東亞之梅雨及其類似季節）之開始與終了日期，似能獲得頗為滿足之結果。

Riehl 等曾研討自北印至西藏高原北緣噴射氣流之大規模斷裂遷移。

1954年 Sutcliffe 及 Bannon 二氏指出下列三事之關係：即阿刺伯上空 200mb 之風自 W 轉為 E，在伊拉克上空極地對流上限轉變為熱帶對流上限，以及

印度麻拉巴海岸 (Malabar coast) 季風之開始。最近日本 Suda 與 Asakura 二氏指出印度季風之開始與日本梅雨之開始頗相吻合。然而對個別測站或地區似須作更詳細之研究。

在中歐  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$ W 附近之阻塞高壓以及隨後在  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ E 地區之高空槽與冷空氣，產生最顯著之降水與冷卻之頻率巔值。根據歐洲大規模天氣類型目錄，中歐具有北風氣流之大規模天氣類型有二個最高之頻率巔值，分別出現於六月十一日及五月卅一日，其頻率分別為 37% 與 33%（據 1881-1951 之紀錄）對於  $20^{\circ}$ W- $10^{\circ}$ E 地區之阻塞高壓，作者亦曾指出一頗相似之年變化趨勢。只有在五月廿五日至六月廿日之間，其頻率超過 25%。此項情勢連同其與亞洲南部與東部之遙遠關聯作用形成半球環流類型之一部，而此項環流類型顯然與中亞高山之熱力的與運動的影響相關。

### 三、西藏高原之作用

Riehl 等曾指出印度夏季風之前進乃與二事有關，即噴射氣流在熱帶之斷裂以及近乎同時在  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ N 處中亞山脈之北側形成一新噴射氣流。此諸現象顯為廣大而高聳之西藏高原所支配，此高原至少有  $1.7 \times 10^6$  平方公里之面積，其平均高度超過 4,500 公尺。

夏季在副熱帶地區，西藏高原以其起伏或頗平坦之草原或土地實為高聳之熱源，此事固易於了解。所有之探險家，自 1885 年左右之 Schlagintweits 及 900 年左右之 Sven Hedin 以至近代，均指出在此季節日間有積雨雲，有強烈颶及陣雨（帶有雹、雹或霰）之頻率頗高。此事為意大利至 Caracorum 之探險之觀測所證實。該次探險中於 1914 年夏季在 Depsang 高原 ( $35.3^{\circ}$ N,  $78.0^{\circ}$ E, 5,362m) 作每小時之氣象觀測，包括測風氣球與日射表。在此諸情形下可以假定夏季近中午時，地面空氣層（高至地面以上約 1,000-1,500m）之遞減率將為近乎乾絕熱率，在凝結高度以上則近乎濕絕熱，而在最低之一二百公尺空氣層內可能稍稍超過乾絕熱。加之亦可假定中午時地面風向與地面上 500-1,000m 處之代表性風向之偏角甚微，約為  $20^{\circ}$ 。此點亦為 Depsang 之唯一氣球測風紀錄所證實。

至此吾人已能應用探險隊之所有氣象觀測紀錄以大約計算 500mb 之高度，溫度與結冰高度等。作此項計算時曾非常審慎，尤其是對溫度表可能遭受輻射

誤差之溫度紀錄摒棄不用，如此計算之結果，連同近中午之地面風顯示藏高原上空對流層中部有一熱性反氣旋存在。該處 500mb 高度之溫度（圖 2）微高於

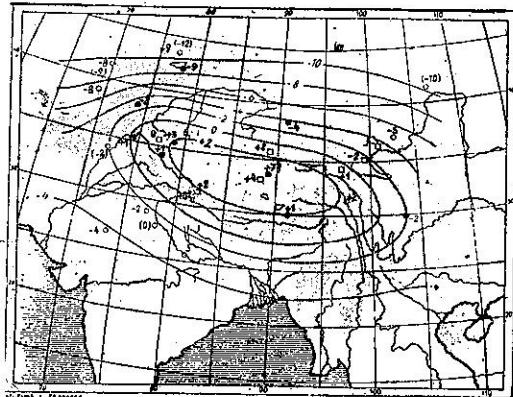


圖 2：中亞高原上空七月與八月 500mb 之溫度

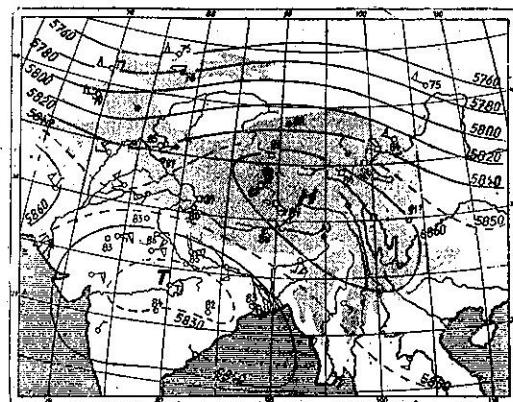


圖 3：中亞高原上空七月與八月之 500mb 等高線。

- 所據資料：  
a = 高空資料  
b = 固定測站  
c = 探險隊觀測  
d = 測風球之合成風  
e = 中雲之雲向  
f = 地表中午風向

$0^{\circ}\text{C}$ ，假定為  $+1^{\circ}\text{C}$  或  $+2^{\circ}\text{C}$ ，此為北印之高空測站（約  $-2^{\circ}\text{C}$ ）連同其北方之東風予以證實。是則該處夏季對流層中部之溫度乃高於大氣中同高度之其他地區。此項高溫乃因副熱帶高山特殊之輻射平衡所產生，緬甸與阿薩密上空 500mb 之東南風，喜馬拉雅山南緣之東風，連同新疆東部來自西北之雲向以及 Caracorum 來自 WSW 之雲向證實西藏高原上空對流層中部有熱性反氣旋之存在，（見圖 3）在此地區迄

1956年尚無高空資料可用。移行之高空槽僅偶能在短時期內掃除高原上空之熱空氣，然後西向風見於北印上空300mb附近，從而發生季風之斷裂。

作者之意見認為如吾人考慮及西藏高原之季節性增暖，（其作用有如一電鈕）則印度上空對流層風之大規模變向作用最易了解。此項增暖作用逐漸減弱北印上空之西來副熱帶噴射氣流，然後使高達20km之南北向氣壓與溫度梯度變為與原來者相反，並在西藏以北生一新噴射氣流（ $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$ ）。圖4所示為1956年

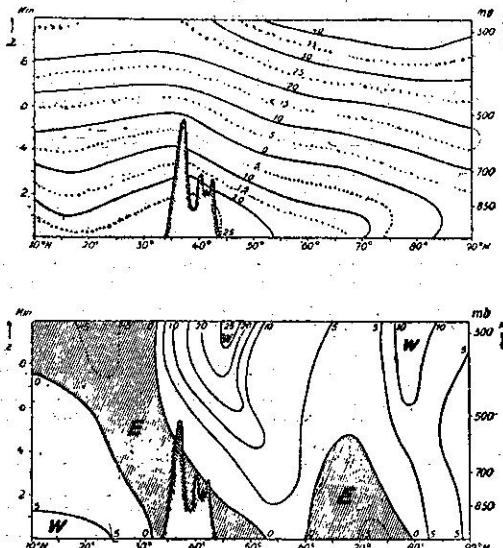


圖4：沿 $75^{\circ}$ E 對流層內溫度與東西向風分速之平均南北剖面圖，1956年7月。

7月沿西經 $75^{\circ}$ 之平均情況剖面圖，此為夏季之典型例子。在此圖中印度上空西南季風高達六公里，乃為大陸赤道西風之一部。此項赤道西風與溫帶西風之間隔為副熱帶東風。溫帶西風之噴射氣流軸在 $45^{\circ}$ N附近，其最大風速出現於西伯利亞北岸附近。

在西藏中部與東部熱性反氣旋之形成通常發生於夏至前約15–30日，同時使受地形影響之高空槽發生位移。在 $90^{\circ}$ E附近（孟加拉灣）之寬廣低壓槽，（如Riehl及Ramaswamy所述者）以前在喜馬拉雅山南麓生成，此時消滅，而在山脈背風面之東亞槽則加深。在華西上空相當涼爽之西北氣流與自西南來之暖濕空氣之幅合作用（為Thompson所述）使因地形作用而固定於 $30$ – $35^{\circ}$ N之鋒區加強，對於梅雨季節有重要之影響。在上流於 $68^{\circ}$ E附近有一新高空槽趨於生成，此槽亦先形成於喜馬拉雅與帕米爾天山之間之土耳其斯坦低地。相似之槽脊情形亦見於北美夏

季，在西部山脈之兩側以及 $105^{\circ}$ 與 $122^{\circ}$ W間之高地。

因之下述二事實之大規模遙遠相關乃由於西藏高原上空氣之季節性之加熱而生，此一遙遠相關即自伊拉克至中國大陸南岸整個地區風之改變與亞洲南部與東部夏季雨之開始之相關。然阻塞反氣旋與噴射氣流在歐洲與阿拉斯加地區之斷裂又同時發生，如何能與此項事實發生連繫尚未十分明瞭，但此一半球性問題必須與東西環流強度聯同研討，如Wahl氏所提者。

西藏高原季節性增熱之主動作用之假定為若干有關印度夏季風開始之統計研究所證實：

1) 如在Leh ( $34.1^{\circ}$ N,  $77.6^{\circ}$ E, 3514m) 六月較平均為甚暖（或甚冷）則季風開始日期在半島南部（Travancore-Cochin）為五月廿六日（或卅日），在緯度 $18$ – $20^{\circ}$ 附近為六月五日（或十日），在德里 ( $28.5^{\circ}$ N) 為六月卅日（或七月六日）。德里之季風開始日期與Leh七月份溫度之相關係數為 $r=0.41$ 。在 $20^{\circ}$ N (Kolaba)之季風開始日期為Leh之六月溫度之相關係數亦為 $-0.41$ 。

2) 季風自南而北發展之時間關係頗為微弱而不顯著，西爪哇 ( $6$ – $8^{\circ}$ S) 乾季之開始與 $17^{\circ}$ N附近季風開始之相關僅為 $+0.24$ ；而 $17^{\circ}$ N附近季風開始時間與新德里季風之開始之相關竟為負數，即 $-0.17$ 。

此外須說明者即當六月份半球緯流指數 (Hemispherical zonal index) 高於正常值之年份，德里季風開始於六月廿八日；而當緯流指數為正常或低於正常值時，季風開始之平均日期為七月四日。

#### 四、一般性之問題

當述及亞洲南部與東部之氣流與輻合帶之分布時必須計及西藏上空之副熱帶反氣旋之持續性，在 $700$ mb 及 $500$ mb高度，有一東風區分隔溫帶西風與赤道西風。所謂印度夏季季風之孟加拉分支形成此副熱帶東風之一部份。且為自阿刺伯分支而來之一強烈而波動之輻合區 (ITC) 所分隔。此阿刺伯分支如自西非海外大西洋經非洲與亞洲南部延伸以迄太平洋中馬利安納群島之赤道西風之一部。記住此點則可知東亞之PPF (Pacific Polar Front) 乃為居溫帶西風中之一輻合區與鋒區，而不能認其為印度ITC之延續，如若干著名之教科書與論文中所常論及者然。由於地面氣壓之強烈緯向差別，副熱帶東風在二地區自地面被抬至約 $700$ mb高度；即在 $40$ – $60^{\circ}$ E附近，該

區為西北氣流所控制，以及在  $100\text{--}120^{\circ}\text{E}$  地區，該處顯然有一來自 S 或 SW 之不顯著弱氣流，將潮濕之赤道空氣帶向鋒區。但因東風仍存在於高空，故不應將意義迥然不同之二幅合混為一談，此二幅合區通常為一巨大之伴有副熱帶幅散之東風帶所分隔。

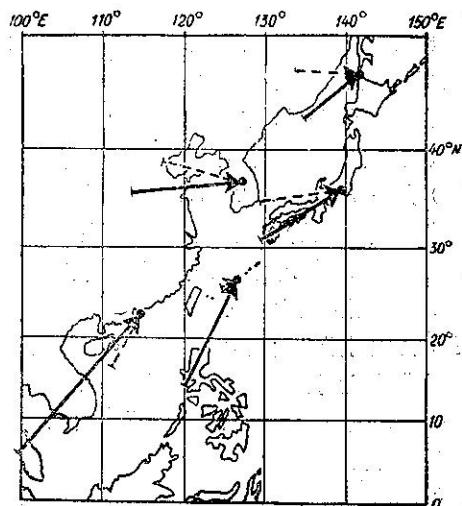


圖 5：1,000 與 700mb 間（箭頭）及 700 與 400mb 間（虛線箭頭）水汽之平均傳佈圖。（1952年7月）

在一近日之研究中，Flohn 與 Oeckel 二氏曾指出在 1952 年 7 月，在韓國與日本上空有自西至東之淨水汽傳送之存在。在沖繩與華南（香港）水汽之傳播集中於較下層（大多在 700mb 以下）且大致自西南而來。此項結果與以前教科書之見解迥異，但與北美東岸之類似研究發現頗為吻合。是以海洋與大陸間之水循環（Hydrological cycle）乃頗為複雜，在潮濕地區陸上之實際年蒸發量微小於海洋之蒸發量，而自

大陸向海洋傳播水汽並非不可能之事。

「季風」一詞之原來意義僅為控制性風系之季節性遞變而已。就吾人對於①降水，②風之垂直分速與幅合以及③低雲與中雲之主要氣流三者間關係之現狀智識觀點而言，似不宜將降水與雲量之年中遞變包括於季風一詞內。據 Woeikof, Hann 等氏，此項見解常見於氣候學教科書內。Chromow 與作者曾獨立地指出大規模季風之物理原因並非（亦不一定）在每一場合為海陸之差別加熱作用而起，而係行星風帶之季節性移動使然，尤以熱帶為然。在太平洋中部，ITC 在全年中始終位於  $0^{\circ}$  與  $10^{\circ}\text{N}$  之間。但在大陸上，（如非洲）ITC 在七月位於  $18^{\circ}\text{N}$  至一月則移至  $15^{\circ}\text{S}$ ，由於亞洲大陸之過分加熱，印度夏季 ITC 竟達  $30^{\circ}\text{N}$ 。如 ITC 與赤道間之距離超過一臨界值（約  $10^{\circ}$  緯度），則在該區形成非停留性之準地轉西風（Unstationary quasi-geostrophic westerlies），在此等地區，行星氣壓帶與風帶乃發生巨大之季節性之隨緯度之變化。（當然隨其胞形結構而定）而在某一地點乃產生季風之風變。是以似可假定在一均勻之陸面地球上，行星風帶之季節性移動為最大，從而發生一連串有季風變化之東西向地帶，就物理觀點言，此項假設之作用乃由於陸面對於輻射平衡之季節性變化熱力反應所致，與此相反者，在一均勻之水面地球上，行星風帶之位置大致全年不變，如在中太平洋然。（完）

原文題目：Large-scale aspects of the “Summer monsoon” in south and east Asia.

原文刊載：75th anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan.