



寒季中的東南亞熱帶擾動

C. S. Ramage 原著
殷來朝 譯

一、緒言

作者在一九五二年曾為文分析南亞及西太平洋的一般大氣環流現象，對於寒季(十一月至四月)中正常天氣的關係，因為高空天氣圖的型式，具有極大的持續性，所以乾燥區與潮濕區可以很明顯的劃分出來，從北緯十五度至二十五度，東經九十五度至一百二十度之間(附圖一)，約有一百萬平方哩面積內，在四百英里以上，對流層氣流

常有強烈的幅合現象，由於補償作用，在此區內的對流層中部空氣的沉降作用甚為活躍，降雨現象因而停止。

偶而遇到此種下沉作用一旦停止，則在該區域內即發生大雨，這種現象就是在熱帶氣旋或東風波時所產生，或者當一個熱帶低壓槽移進此區域之內加強時所發生，本文為證實此種情況，特舉出若干實例予以申述，俾供預報之參考。

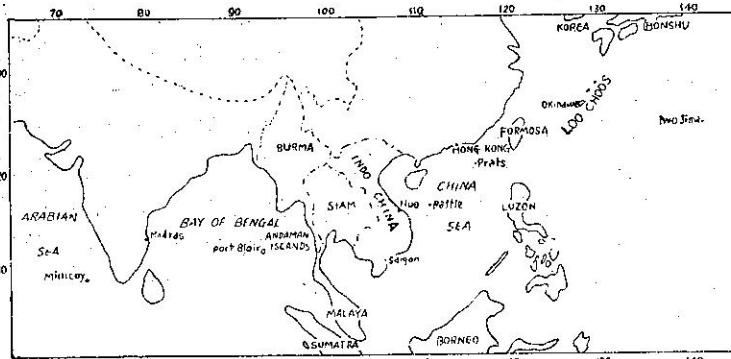


圖 1. 文內所提及各地各位置圖，斷線為地形10,000呎高度之等高線。

二、資料來源

根據美國氣象局北半球海平面及 500mb 圖，及一九四九至一九五〇年與一九五〇至一九五一年寒季中，原始天氣紀錄分析資料，其詳細情形則根據香港所繪製的每六小時地面圖及高空天氣圖，與飛機沿途報告，並經多次使用印度、泰國、越南及馬來亞各氣象機關所刊印的氣象或雨量紀錄，中國大陸在這幾年來沒有紀錄，但曾利用以前一九二九與一九三五年中國的地面觀測，及美國空軍部氣象處所印製的一九三七年天氣分析資料，以完成本文之製圖工作。

由於資料的來源不一，在舉例中的表示難求一致，其工作原則，是在可能時繪出 300mb 分析圖，否則就繪製 700mb 圖或地面分析，這些圖可由時間剖面圖予以輔助。

在舉例中，係採用通常的填圖法，風速為每時海里，長尾旗表示十海里，半長尾旗表示五海里，在時間剖面圖中，繪出二十四小時等壓面高差的變差線，這是依據填註在各時距中間所求得的差數而繪成的，(此方法係 Lopéz 在一九四八年所創者)，一般而論，此圖確能指明零等變值線與槽線或脊線之位置關係，較之根據只填二十四小時時距間所發生之風變而繪成之位置，更為接近確實，時間剖面圖及等壓面圖中的等高線數值單位均為百英尺，各圖中表示出地面上的界面位置，並以細點表示繪圖時間之前二十四小時以內有降水之區域，可能時並在時間剖面圖內繪出相對濕度大於百分之五十(50%)的頂限，以顯示濕度之分佈情形。

三、熱帶風暴及東風波

在十一月份左右，亞洲南部及東南部已建立起標準的冬季氣流型式，冬季中全球大部份地區的副熱帶高壓脊

位置都隨高度向赤道傾斜，到對流層上部常至接近赤道十至十二度緯度以內，但在中國海及菲律賓上空，高壓脊在700mb以上，即呈垂直，位於北緯十五度與十七度之間，在此脊線以南為深厚的東風區，仍然有夏季型的擾動不斷的發生，熱帶風暴或颱風在該區內可以持續數天，常常要等到有一次強烈的季風，將地面上乾冷的氣流注入到它們環流之內，才告消滅，東風帶內發生波動，亦屬常見之事，它們慢慢西移，在波槽的前部因為低層是幅散氣流天氣良好，在其後部則低層是幅合氣流，天氣有降水，在這個垂直脊線以北，則季風的上層為極方西風氣流所覆蓋，所有熱帶風暴或東風波，對於脊線以北的影響，僅限於最低層內，但它們也常能使其北方的比較淺薄的東風層幅合區所發生的雨區直達華南。

雷爾(Riehl)和夏復(Shafer)二氏曾於一九四四年指出，一個東風波之上如被另一個極方西風帶內低壓槽相重疊，則常致相互加強之後果，自然，當此種情況在華南發生時，雨量當較之任何一種單獨擾動所產生者為豐沛。

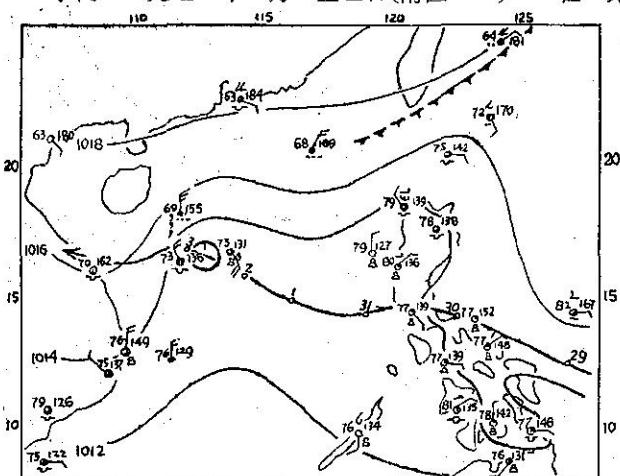
月變化——本文為便於分析起見，特將熱帶風暴日的定義規定為：某日內有一熱帶風暴中心位於中國海，在北緯十五度與二十五度之間並在東經一百二十度之西者，第一表即示五十年內各月份熱帶風暴日之總數，從十一月至二月，副熱帶之高壓脊，僅隨高度稍向南傾斜，因此在對流層的中上部，脊線以南之情況，常易發生熱帶風暴。但當季節漸深時冬季風更向南伸展，使其地面情況，漸漸不適宜於風暴之產生及持久，在三四月間，副熱帶上空的高壓脊，屢次自其冬季之正常位置向南移動，於是深厚之東風區距赤道之北太近，不足以使大規模的氣流系統有所發展，在冬季之中期，東風波比較風暴為常見，但它們甚少在副熱帶高空脊線以北極淺的低層東風區內降水。

第一表 中國海上熱帶風暴日數
(1884—1896, 1905—1939, 及 1946—1947)

月份	11月	12月	1月	2月	3月	4月
日數	99	18	3	1	3	4

舉例，一九五一年一月二至五日(附圖2—6)——在一九五〇年十二月三十日，有一颱風通過呂宋南部向西北

西進行，在此階段繼續減弱，當其通過中國海時，即有地面季風氣流進入此系統，至一九五一年一月二日1200GCT(圖2)，只有一個環流的跡象存在，其中心附近的風速，沒有超過每時二十五浬，因為新侵入的季風影響此區域，使中國海上的氣壓上升，但其環流雖弱，由中心向北延伸的槽線，仍有東風波之特性，足以使東沙島(Pratas)在三十一日及一日發生大雨，西沙群島(Pattle)正位於低壓路徑之南，普降雨二十六耗，在越南的東海岸順化(Hue)，則因受擾流之影響而產生十耗之雨量。



，並有一個氣壓高度值的最低值經過當地（見圖4）

與東風槽的同時，在極方西風帶內，也有一個明顯的槽自西方接近香港，其通過香港的過程，可從圖4內800mb以上的氣壓高度變差線的零線部份表示出來，這條等值線，和二日與三日之間約從800至650mb中的西風最大順轉，即表示在三日0000GCT有槽線正在香港上空600mb處，因為普通在本地區內，正常的氣流總是西南西北為多，由槽線之通過，乃使對流層中部的風向由南南西轉成西南，在對流層上部風向由西南轉成西，當對流層上部一槽線移近時，開始降雨，約在三日0900GCT槽線通過時，雨即停止。

香港二日和三日的探空紀錄（圖5），最低層的一百至一百五十百位米中的溫度平均降低攝氏3度，而濕度則增加，按香港的地面露點溫度，對於平流的溫度變化極為敏感，由於露點溫度是在穩定的停留狀態，（圖3），可知沒有冷空氣自北方侵入，其變化可能是由於上升作用，因為將二日的地面層空氣提高，大部是依濕絕熱變化而冷却的（圖5中點線A），此層之平均溫度恰與三日所測得者相近似。

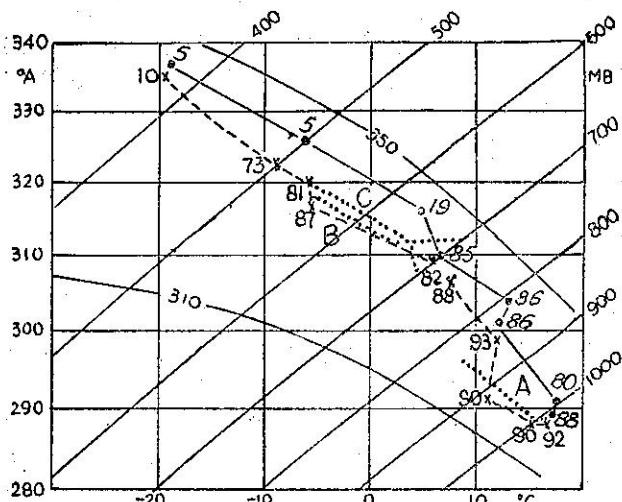


圖5. 香港1951年一月一日0000GCT(實線)及一月三日0000GCT(斷線)探空紀錄。

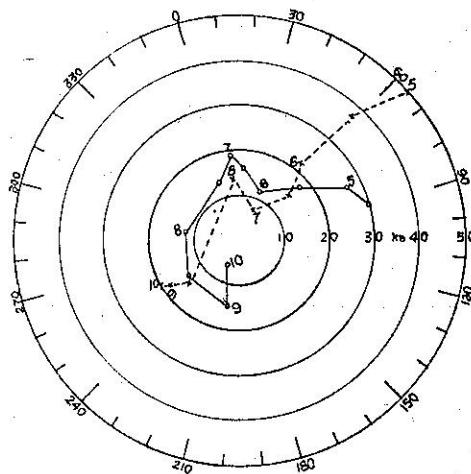


圖6. 香港1951年一月二日0000GCT(實線)及一月三日0000GCT(斷線)雷文探測高空風徑圖，各氣壓層係以百位米表示。

在磨擦層以上，由二日至三日的溫度變化（圖5），乃由於西風槽的通過，但與從地轉風風徑圖計算（圖6）所得之結果是矛盾的，風徑圖中顯示，在二日0000GCT有暖氣平流，其高度達450mb，因為在此層中二十四小時之後沒有地轉風的冷氣平流，故可假定在此十二小時之內暖氣平流之繼續至少要使溫度升高攝氏二度，而其實觀測到的是降低攝氏二度，因此欲解釋其溫度之變化，尤其是潮濕層之增厚，必須要歸因於垂直運動，假如非地轉風的水平平流可認為微小的話，由圖5內可見點線B內空氣，即從二日的潮濕層頂（700mb）自由升高而來，上升不久即遇凝結，乃按濕絕熱遞減率變冷，此空氣在三日必已到達550mb高度使其具有潮濕層頂之特性（雖然其相對濕度稍高）。此種上升作用，在二十四小時內平均升速約為每秒1.5cm，此數約與其下層的平均幅合每秒 0.5×10^{-5} 相當，另一方面，吾人可以假定暖氣平流在開始上升之先，已使溫度升高攝氏二度，在此種情況時，其空氣之上升應如圖5中點線C所示，在550與500mb之間即達到與三日實測相同之溫度，故吾人可以斷定，在700mb以上空氣的升高，不論先期有無暖流作用，均可導致溫度與濕度的改變。

因為這層空氣沒有潛在的不穩定，必須繼續經由上升運動而抬高，其潮濕層不但已加深了至少有150mb，而且還穿過冰點高度以上達70mb，這樣那些冰結的晶體凝結核有助於降雨的發展，其抬高過程中的穩定度，可由於層狀雲和連綿性雨反映出來（圖3），界面的抬升作用不能用以說明此種實測之變化，因為如在界面抬升中，其溫度的變化趨向，在920至830mb之間的逆溫層中應該是減小而不是增大的。

從上述推論而得之上升運動，可能是由二種因素之重疊使對流層下部產生幅合作用所致：

1. 在南方的熱帶擾動 自十二月中旬以後，比較穩定的季風氣流已佔領了華南及中國海北部（圖2），此氣流為大陸高壓環流的一部，與環繞於南方擾動，來自熱帶海洋的氣團性質各異，在東風槽內的熱帶空氣，從不伸

展到北緯二十度以北，但由於槽之誘導足以使華南上空800mb以下的東風氣流起了彎曲而明顯的影響那地方的天氣。

2. 在西風帶內的低槽 如假定幅合與輻散對於槽線的分佈是屬正常的話，則當槽線接近香港時，在低層幅合的上空應有高層的輻散，西風槽前部的上升適在香港和東風槽後部的上升互相重疊，因此使潮濕層空氣到達較大之高度。比較任何一種未經重疊的單獨槽所能產生者為厚。雖然這兩種遇在一起可以降雨，但他們單獨發生則不能降雨，由本例可看出重疊作用使潮濕層增厚的步驟，且有許多例證，在重疊擾動中的波幅是增大的。

香港的天氣在一月四日已經轉佳，東風槽不再有影響，而在西風槽後的沉降加溫，很快的將潮濕層頂高度壓低，(見圖4 50%相對濕度線)。

預報——整個冬季中吹過中國海的氣流下層具有二重特性，在北部者，為構成大陸高壓環流之一部；在南部者為副熱帶高壓脊之南的熱帶海洋氣團所構成之深厚東風氣流之一部，南部的天氣，在東風波前方是標準的好天氣，在其後方則呈不穩定；但北部的天氣，尤其是當西風帶中有擾動時，則在槽線的前方若干距離，便現不穩定，在其槽線通過後可能天氣更較惡劣。

在中國海上空的副熱帶高壓脊，很少具有顯明的劃區範圍，而在其南邊向西移動的風暴，經常均不轉向，即使轉向，亦必迅速減弱，而在脊線以北之風決無破壞力存在矣。因為這些風暴和波動都是作穩定的移行，所以依據它過去的路徑，作外延法的預報，結果必很圓滿，但在十二月和一月間的風暴，當它們通過中國海向西移行時，可能突然遇到東北季風侵入而被阻止，其行動即趨減慢而不規則且隨之而被壘塞。

3. 热帶槽 在冬季中，有兩股大規模氣流控制了亞洲南部及東南部，一股是屬於低緯度的極方西風帶，繞着喜馬拉雅山的南緣然後轉向東北東而越過華中和日本；另一股氣流則顯示源自赤道，從西南或西南西經過印度南部及孟加拉灣，然後速度稍加越過華南及琉球群島。這兩股氣流會合於緬甸、泰國、及越南北部與華南上空。作者(Ramage, 1952)曾指出此等地區在冬季中發生乾旱現象，乃是由於在高層有幅合作用而生下沉時其下方必有低層的輻散。

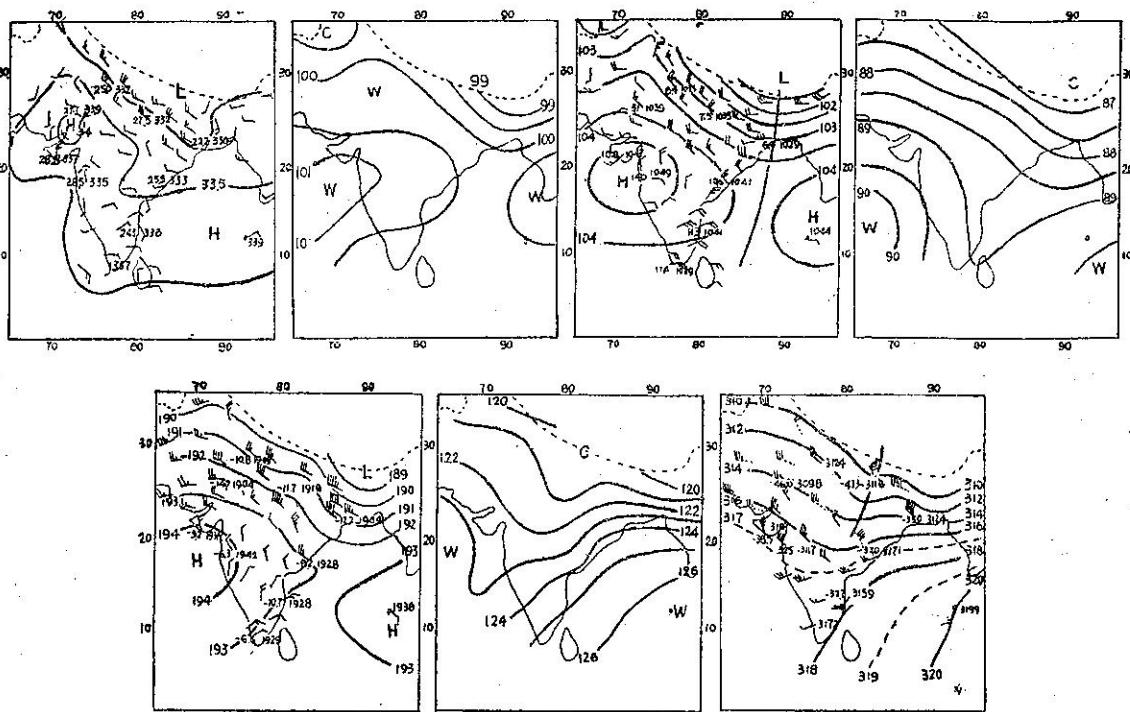


圖7. 1953年三月二十一日0900GCT各層天氣圖，上左至右：900mb等高線；700-900mb厚度；700mb厚度；700等高圖；700 500mb 厚度。下左至右：500mb等高圖；500-300mb厚度；300n b 等高圖，其中有400mb之風，係以斷矢線表示。

圖7是一九五三年三月二十一日0900 GCT 的各項分析圖，代表在冬季中印度與孟加拉灣一帶的正常溫度的立體分佈與盛行風的情形，在這圖中顯示在 500mb 以上和以下的等高線與厚度型式各不相同，在東經九十度附近的槽線，即在低緯極方西風帶的平均槽位置，此槽據殷氏 (Yin, 1949) 指出係由喜馬拉雅山脈向南突出的反射所致。因為此槽的軸線幾近垂直，並隨高度而趨消失，故不能認為與高空的西南風有關，高空西南風至少在印度區內是一種對流層上部的現象，與低層溫度分佈或地面狀態顯然無關。此西南風在印度南部上空的丁底約在 400mb 附近，因該層風向有極大之變動(見圖14)，在西南風與其下層風向之間有迅速之轉變。

熱帶槽的出發——關於對流層上部西南風之存在和持久目前尚無詳細解說，但可試就該項西南風型式偶而破壞時即顯然的影響到熱帶東南亞的天氣，作一說明，此種西南風之破壞，係由於在無測站的阿拉伯海上有一「熱帶槽」停留或發展後向東移動時所發生，此後我們即稱此為「熱帶槽」，其向東移動，通過印度南部時，可由高空風之轉變察知。在 500mb 以上，風向由西南迅速順轉為西北，在此時因槽線過弱，尚不足以明顯的影響 500mb 以下的風向或其幅散的分佈，而天氣仍屬良好，此槽線則繼續在西南風氣流中向東移動，當其到達東經九十度附近的地形槽區之後，此兩槽似即合併，在合併之後，熱帶槽即不再限制於空氣性質較為均勻的西南風帶之內，它接收了由低緯極方西風帶所吹來的冷流，即行加深，更重要的是這個合併的結果，使其成為大規模西風氣流中的一部份，這大規模的西風會橫掃北非，阿拉伯以及亞洲南部諸山脈。

槽之減慢與加深——當此熱帶槽進行時，它常常會加強，在槽線的前部，增進幅合氣流，使泰國與越南降雨。在極多數的場合，這些熱帶槽的加深約都在小亞細亞伊蘭地區內槽線加強後二天，及印度上空高壓脊加強後的一天才發生的。這些相互連繫的事實，指示出在氣流的下游可能有某種方式的能量傳播作用，其程序似與 Rossby (1945) 氏所提出者相同。

一個熱帶槽到了泰國或越南，可能停滯一星期以上，其理由在於低緯度極方西風之長波型式。Scherhag (1948) 曾製成一幅北半球冬季 500mb 平均高度圖，指出有一極方西風槽位於小亞細亞地區，其他氣象學者 (Eolin, 1950, Sutcliffe, 1951) 則確認這個槽是因為當地地形及熱力作用有利於長波槽之存在，可能是泰國和越南在小亞細亞氣流之下游一段距離，這距離常常接近於停留長波槽的波長，其波槽位置約沿北緯二十度，如確係如此，則一個熱帶槽一旦與低緯度極方西風槽相結合於孟加拉灣，而當時適有一長波槽在小亞細亞，則此熱帶槽勢必減慢。氣象學權威 (如Haurwitz, 1940; Petterssen, 1952) 未同意應用計算停留波長的公式於有限度的氣流之內，故現時尚無法使用計算法來檢驗上述結論是否正確。

當熱帶槽在泰國或越南停留時，副熱帶高壓脊位置即較平時南移的五度，而通過中國海的極面更為活躍，沿界面上各個波動都有豐富的降雨區向北或東北方延展，且常在琉球南方發展成封閉的地面上氣旋，這些活躍的結果，乃是由於熱帶槽的行動，恰如任何一個架冷的槽，在西風帶內一般，在槽線以東高層為幅散，低層為幅合氣流；至槽線以西，則高層為幅合，低層為幅散氣流，形成若干地面上的反氣旋新生氣流而天氣良好。

槽之減弱與消滅——熱帶槽最後消滅的初步現象，是印度南部上空重複出現西南風，向東北伸展，和低緯度的極方西風，重複建立起一個在高空幅合的正常氣流型式於熱帶槽地區，當槽線衰弱時，副熱帶高壓脊又復向北移，可假定是因為槽線東方高層幅散減弱之故，極面也向北移，此時界面上的擾動路線則橫過華南，大陸南部沿海地區，常為潮濕多雲的天氣，但無降雨，熱帶槽也常常在其原地消滅，但如遇小亞細亞的低緯部份的槽業已開始東移時，則此槽亦可東移，副熱帶高壓脊向北移至其正常之位置，則天氣回復正常。

月變化——此種情況在每個冬季內可能有三次至六次，但在一月中旬以前發生者不多見，此後便逐漸增加，成為這帶乾燥地區中三四月份主要雨量的產生者，這種現象發生的月變化，可能是由於季節的改變，在印度的西部和南部上空西南風勢力破斷的頻率增加所致，其理由則尚未能完全明悉。

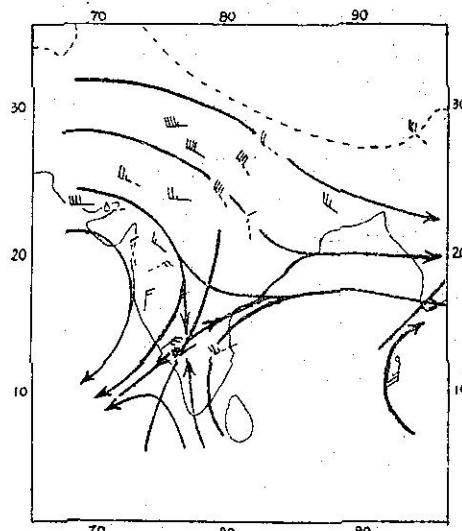


圖8. 1953年三月二十三日0000GCT
300mb氣流圖

舉例，一九五三年三月二十一日至四月三日（圖7—18）——在這段時期開始時，即因為有一個熱帶槽向東移動，橫過印度南部，使高層的西南風破壞，這槽線和孟加拉灣上空的赤道東風波相重疊，當它移到泰國時即行加強，同時在副熱帶的高壓脊已減弱，在越南上空的熱帶槽吸進一個在香港附近原已退却的低槽後，立即成為一個停留槽，滯止於越南海岸之外，在此槽線以東，有低氣壓在中國海的極面上生成，並發生廣泛的雨區，此種情勢的顯著現象可綜合的分述如下：

上層西南風 在一九五三年三月二十一日（圖7右下方），西南風控制了印度南部及孟加拉灣，並與較北方的

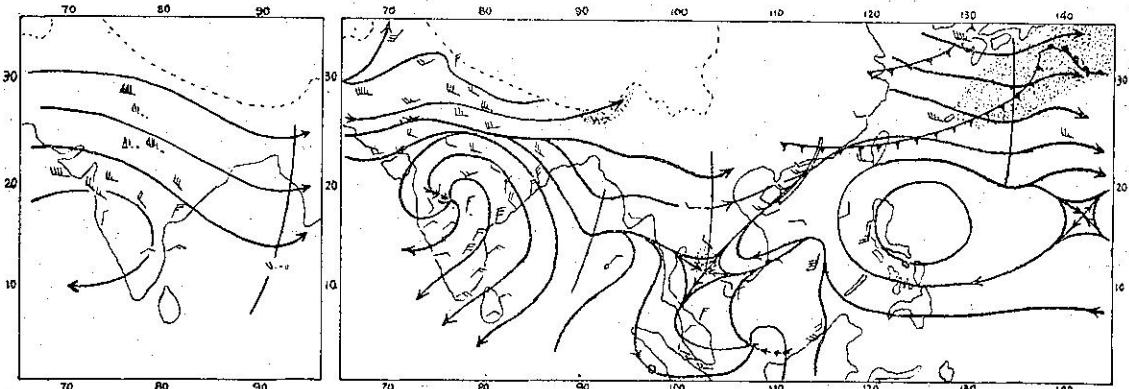


圖9. 1953年三月二十五日天氣圖：左：0000GCT 300mb氣流圖。右：0000-0300GCT 700mb氣流圖，雙線表示300mb槽線位置，有熱帶槽穿過孟加拉灣，斷矢線表示中心48小時來之移動。

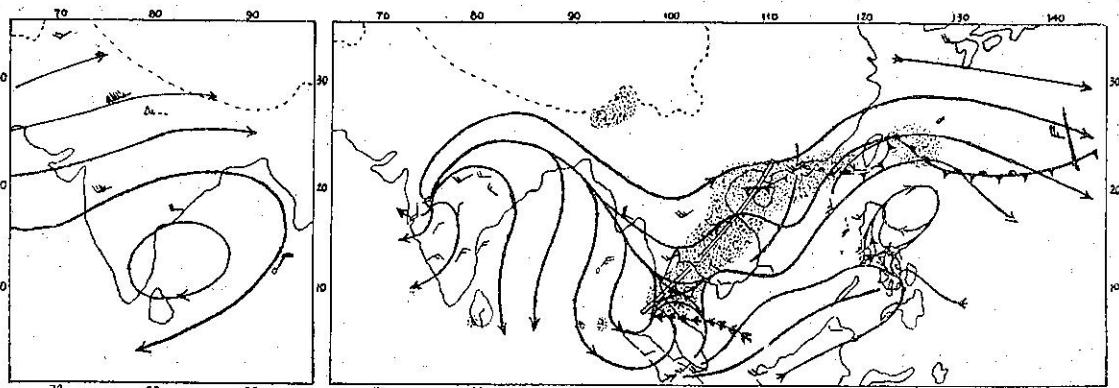


圖10. 說明如圖9. 惟日期係1953年三月二十七日，熱帶槽位置穿過越南。

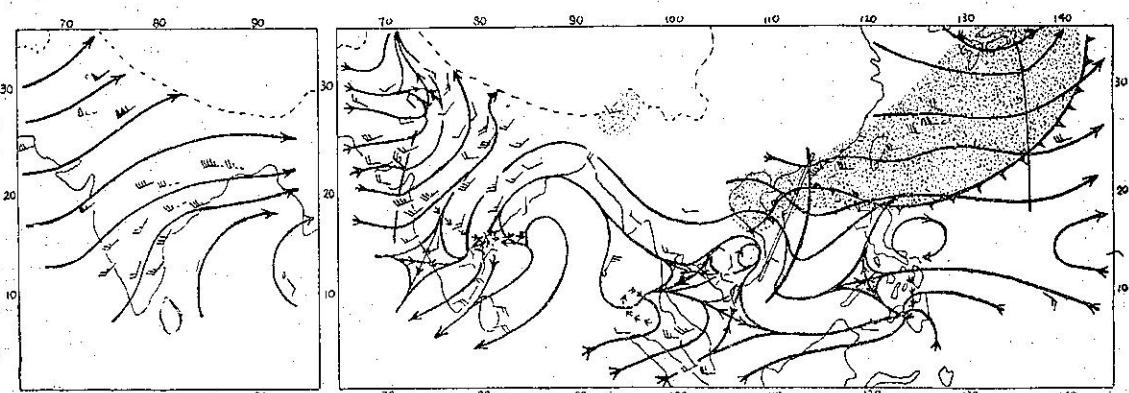


圖11. 說明如圖9. 惟日期係在1953年三月二十九日，熱帶槽穿過中國海西部。

極方西風相會合，此會合地帶即在低層副熱帶高壓脊的上方。在二十三日（圖8）有一個熱帶槽既始將此氣流型式完全破壞了，在槽線以西形成了反氣旋氣流，沒有到二十九日，西南風又復出現於印度南部上空（圖11左），它們又穩定的向東北伸展，取一張四月二日的圖（圖13左）即可指出它們已重複出現於正常的區域。

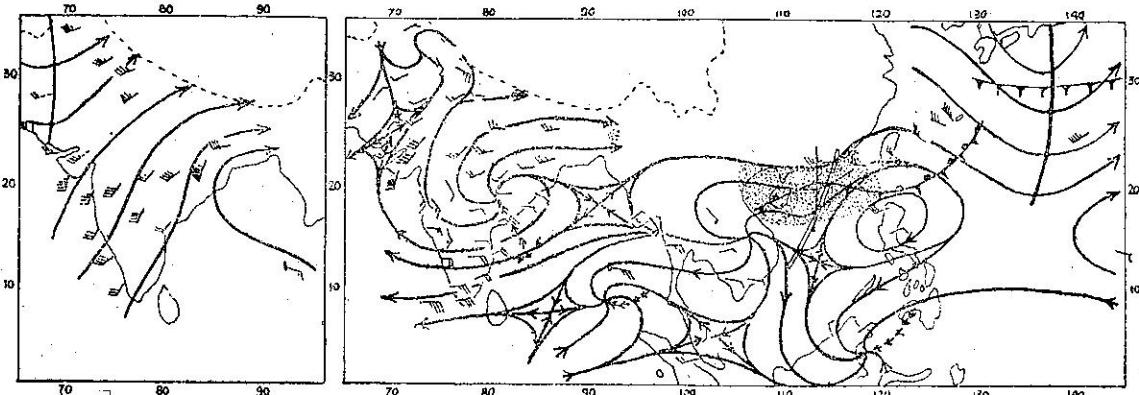


圖12. 說明如圖9. 惟日期係1953年三月三十一日，熱帶槽穿過中國海西部。

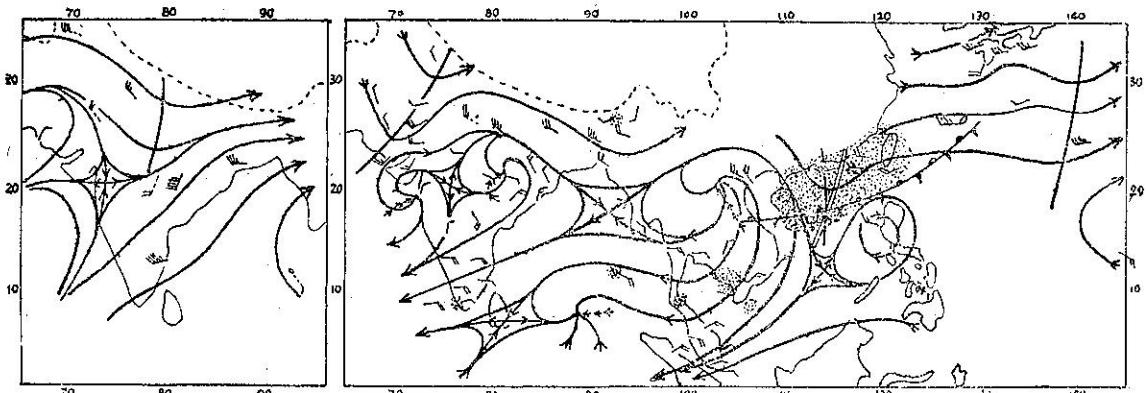


圖13. 說明如圖9. 惟日期係1953年四月二日，熱帶槽穿過中國海中部。

熱帶槽 此槽在二十三日自阿拉伯海東移（圖8），僅影響印度南部500mb以上的風（圖14），它既沒有使印度降雨也沒有使安達曼群島降雨，此槽經過伯來爾港的（Port Blair）的時候是在三月二十五日1200 G.C.T.（圖15），在伯來爾港二十六日有新增強的偏北風到達低層，即表示此槽可能已和在北面的低緯度西風相併聯，到二十七日，泰國和越南便發生廣大的雨區（圖10右），西貢上空的氣壓高度也下降並使西風層底降低（圖16），這是表示槽已加深。這時的槽僅作緩慢的向東移，此槽線在二十七日經過香港向東，隨後整個對流層的風向都成順轉（圖17），在西貢方面槽線是在二十八日一早過境的，只在對流層中部發生風向之順轉，但在400mb以上風向又反轉，然後又轉成東風，這樣似乎是在倒退而且可能在對流層上部已形消失，在二十七日之後，650mb以下的熱帶槽停止

東移並倒退至香港以西（圖17），然後又停止，其縱軸隨高度向東傾斜，延伸方向自西南至東北，從越南之東以至香港附近，槽線以東之沉降逆溫消失，槽線以西有沉降現象，天氣良好，在西貢之西風衰弱（圖16），顯示二十九日槽已開始減弱，當印度南部高空之西南風向北伸展恢復高層幅合的正常型式之際，此槽線之減弱一直在繼續中（圖13左），最後此槽線在二日向東移過香港，該處天氣即轉晴朗。（圖17及18）。

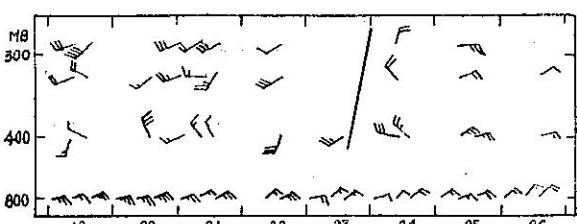


圖14. 馬達拉斯(Madras) 1953年三月十九日至二十六日時間剖面圖。

能量的轉移 在三月二十四日沿東經五十度發生低緯與中緯槽的重疊，在二十六日，北印度上空已建立起高層脊線，第二日在熱帶槽線以東便發展成廣大雨區(圖10右)，表示槽已顯然加強。此種情況可能是能量之向下游轉移，乃由於小亞細亞方面槽之重疊而獲加強所致，其移動的速度為每天二十度經度，頗與 Rossby (1945) 的公式所計算出的北緯二十五度處之數值相符， $C_g = u + 1.7(L^2)360$ ，式內 C_g 為波群速度， u 為基本緯流速度， L 為長波之波長，其距離以經度表示。在印度西部，300mb高空之持久西南風，重疊於一個停留的低壓上方(圖11及12)，表示沿東經五十度的低槽係停滯而活躍的。在三十一日西方槽的低緯部份開始移過印度(圖12左)繼續減弱，很快就變成不顯著的力源。

極方西風槽 在三月二十一日有一微弱槽在低緯西風中向東移動，通過北印度(圖7右下)，槽之南端於三月二十三日2100GCT 通過伯來爾港(圖15)，使500mb以上的風轉向，但無雨，以每小時約二十五浬的速度向東移，在二十五日槽漸近香港，該處氣壓高度(圖17)首先減低然後復升。雖然風向未有順轉，惟推測此槽已到達遙對小亞細亞槽為穩定波長之地區，然後又行倒退，之後，它可能是被一個移近越南的熱帶槽所吸引進去了。

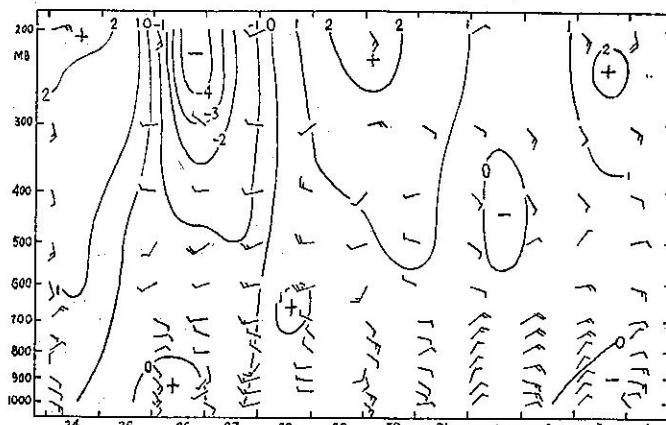


圖16. 西貢 (Saigon) 1953年三月二十四日至四月四日時間剖面圖。

赤道氣團之擾動 有時候在副熱帶高脊的向赤道一邊，發生一個低壓區域，類似東風波，慢慢的向西移動，在三月二十五日(圖9右)此種波動進入婆羅洲(Borneo)與馬來亞(Malaya)之間。西貢地方(圖16)800mb以下東風增強而順轉，且氣壓高度變化為正值，表示此低壓在二十六日已趕過測站所在的經度以西，在二十七日(圖10右)，其西移被阻於安達曼群島(Andamans)之東南。因在彼處北方有一熱帶槽向東移，暫時重疊於此低壓之上，在伯來爾港(圖15)及馬來亞(圖10右及11右)的高空西南風均加強並發生雨區。這些都表示此低壓在二十六日至二十九日重疊後已獲加強之象徵，此種事實，亦與東風波之例相似，在西風帶之槽重疊於東風波之上。在伯來爾港地方，由二十七日至三十日，500mb以下發生強大的東北東風切，這表示冷空氣是在東南方，可能此種重疊乃是由於有冷空氣輸入赤道擾動所致。此後，當熱帶槽向東移去之時，即有大量的寒冷空氣被切斷在安達曼群島之東南。到二十九日，此種赤道擾動又恢復其活動向西移去，其槽線係在三十日與三十一日通過伯來爾港，會有雷雨發生，風向順轉(圖15)，至於馬來亞則風力低減(圖12右)。

中國海上的極面 在二十四日和二十五日有一冷面經過中國向東南移(圖9右)，此冷面經過香港時情況正

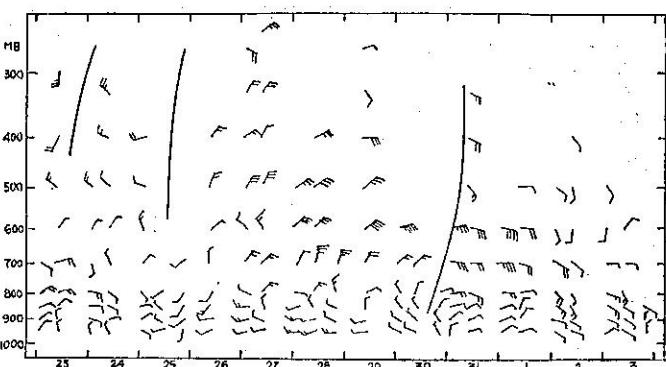


圖15. 伯來爾港 (Port Blair) 1953年三月二十三日至四月三日時間剖面圖。

副熱帶高壓脊 在二十一日，700mb層之副熱帶高壓脊位於北緯十九度，顯示沒有中心區域之結構，到二十五日(圖9右)就分裂為兩個中心，一在印度，一在菲島之東。當熱帶槽增強之時，此二中心向南移動並縮小。其開始復原的象徵可從西貢的時間剖面圖中察出(圖16)。西貢 400mb 以上的氣壓高度線從二十八日開始上升，這可能是由於熱帶槽的減弱及副熱帶高壓脊向西伸展所致。在二十九日(圖11右)另有第三個中心在越南上空 700mb 發現，到了三十一日(圖12右)熱帶槽便不再有什麼作用的現象。在這一連串變動之後，普通的高層幅合氣流又告回復原狀，副熱帶高脊又復位於北緯十九至二十度(圖13右)。

常，當地二十五日天氣由良好有輕霧而轉成增強之東風，雲量增加（圖18），在正常情況之下，中國海上的極面位於高空西南風之沉降區下方，都是很微弱而不活躍的。在冷流隨強烈的季風侵入後，偶而亦可發生對流性陣雨。

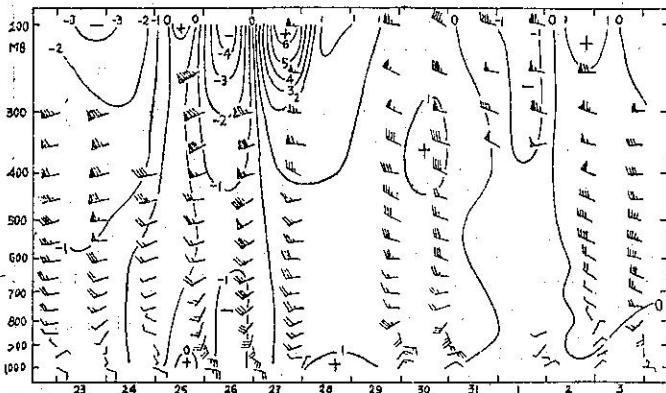


圖17. 香港1953年三月二十三日至四月四日時間剖面圖。

沿極面上則雖有從北方下來的新空氣，但無上坡運動或降雨，當熱帶槽到越南時，一般現象的分佈是這樣的，在一九五三年三月二十六日0600GCT，香港氣壓開始下降，露點上升，中雲出現（圖18），在南方的界面上發生波動向北推移，表示在接近的槽線前方高空幅散作用已甚顯著，在此波動繼續發展之中（圖10右），香港氣壓繼續下降並開始下雨，暖面部份的前方有強烈的雷雨，在三月二十七日0900GCT（圖18）通過測站，十二小時以後冷面過境則無降雨，因此後測站在槽線以西（圖17），高空的幅合氣流阻止了雲之產生。此極面仍繼續活

躍着，香港又連續經過三場暖面雨，日期是在三月二十八，三十及四月一日（圖18）。此等情況與第一次不同，在第一次時，界面從未到達測站地面，其波動係在南方向東移去的，極面在更東部亦甚活躍，在二十七日，臺灣北方生成一個波動低壓（圖10右），在其向東北移時更增強了。當熱帶槽在二日向東移去之後（圖17），此極面便消弱以至於沉寂。

上述例子所表現的，雖不能明瞭熱帶槽的起源，但它們可能是在印度產生的，而在其向下流移動中，可使天氣隨之發生變化，高空的西南風似乎有主要的影響力，當西南風系統被破壞時，即出現一個熱帶槽，當西南風回復原狀時，熱帶槽便歸消滅，在熱帶槽活躍時，僅與中緯度的長波主槽有緯度上之差異。此波動的產生因為在低緯度之故，並不具有像那北方波動中的合圍環流，但它們有助於所有其他波動的降雨。

預報——熱帶槽的預兆僅限於對流層上部，故需要有一張適當區域的 300mb 高空圖，並以時間剖面圖為輔助，藉以推知其存在及向東之移動。當此槽經過東經九十度以東時，在小亞細亞之槽即行加深，繼之在印度的高空脊加強。這樣就是警告你在二十四小時內熱帶槽有加深之可能。

副熱帶高脊以北，槽線以西各地區天氣晴朗。而當槽加深以後，在槽線之東的極面區內即行降雨，其影響地區之廣闊及強度，須視界面上擾動情形強弱而定，此等擾動最容易從雨區來判定其位置及移動路徑，因為它們對地面的東北東或東北風氣流方向可能不發生轉變的影響。

印度南部高空的西南風重複出現，預示熱帶槽即將衰弱，當西南風接近喜馬拉雅山脈南面的極方西風時，高層幅合即將加強，槽線的消滅可以預知。

直到二次世界大戰為止，遠東天氣圖範圍沒有超過中國西部的，其後雖增加若干區域使包括印度，但仍嫌不足，因在近東方面發生變化，由於能量之轉移關係，可能顯示出在四十八小時內遠東天氣的演變。（完）

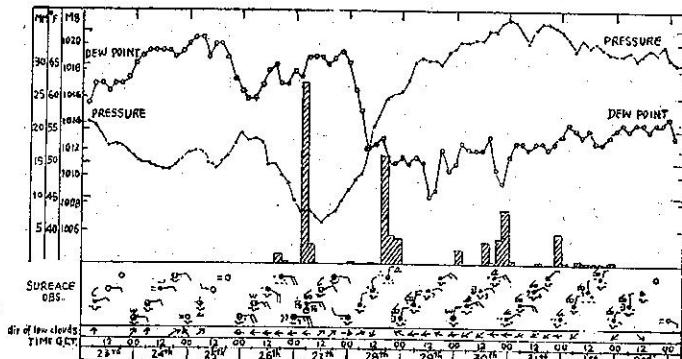


圖18. 香港1953年三月二十三日至四月二日氣象紀錄圖，氣壓已經日變化修正，雨量係按每三小時內降水量填入。