

梅雨鋒面之鋒生過程分析

林松錦
國立中央大學
大氣科學系

王溫和
陸軍氣象中心

(中華民國八十一年一月九日收稿；中華民國八十一年三月十七日定稿)

摘 要

在每年的初夏，當東亞地區正處於東北季風與西南季風的交替轉換季節，於天氣圖上從日本南方向西南延伸至華南地區經常可見有一近似滯留且略呈東西走向的鋒面。國內將這種鋒面稱之為梅雨鋒面，而日本則稱為"Baiu front"。在此時期的降水性質，一般皆屬於連續性的，間或夾帶著雷陣雨或豪雨，每每造成相當的災害。本文利用1979年FGGE Level III的網格點資料，並以位溫、比濕及相當位溫等不同形式的鋒生方程式來探討何種物理量的鋒生函數較能顯現出梅雨鋒面的特徵。此外，也藉由資料的診斷分析來了解鋒生過程中究竟何種機制最為重要。

分析結果發現，相當位溫的鋒生函數對於梅雨鋒面的鋒生過程有較理想的描述。因其在梅雨鋒面區不但有較大的正鋒生值存在，而且其鋒生區也有如鋒面般的帶狀結構。而這些帶狀結構的正鋒生值會隨著鋒面的移動而移動，與實際鋒面的發展情形相當配合。不考慮非絕熱效應時正鋒生值的大小，在1000 hPa以變形項與輻合項的貢獻為主，在850 hPa則以變形項最大，輻合項次之，扭轉項最小。分析結果亦顯示，伸張變形的作用大於切變變形，而且伸張變形在鋒生過程中幾乎都是正的貢獻。而切變變形的作用，在鋒面區裡有時為鋒生有時則為鋒消。這兩種變形作用在梅雨鋒面帶中，並未發現有偏重於鋒面的東段或西段的現象。

關鍵詞：梅雨鋒面，鋒生。

一、前 言

鋒面係指兩種不同秉性氣團的交界區，而在此交界區中溫度及風向有明顯的改變，並有降水的現象發生。由於原始鋒面的定義是近似溫度梯度的不連續帶，因此鋒生則可定義為此不連續帶生成的趨勢或加強已存在的不連續帶。然而實際大氣中鋒生過程是相當複雜的，Hoskins 與Bretherton (1972) 認為至少有八項因素會影響鋒面區溫度梯度的改變，這八項機制是1) 水平向的變形場、2) 水平向的風切、3) 垂直向的變形場、4) 垂直向的風切、5) 潛熱釋放、6) 地表摩擦、7) 亂流與混和作用、8) 大氣

輻射。從運動學上的觀點來看鋒生問題，當鋒生值為正時表示環境有利於鋒面的形成，反之若是鋒生值為負則表示不利於鋒面的形成。當然鋒生的正負值並不能絕對的表示有無鋒面的形成或生長，但引用它來描述鋒面形成與發展的過程是一種有用的觀念(Bluestein, 1986)。同時，雖然從運動學上的鋒生理論無法解釋各種動力間是如何交互作用的，但卻可藉其來診斷分析鋒生過程及探討各種機制之間的相對重要性以作為了解動力過程的基礎。

在每年的初夏時期，東亞地區正處於冬季盛行東北季風與夏季西南季風的交替轉換季節。在此季風交會轉換之際，於地面天氣圖上從日本南方海面

向西南延伸至華南地區經常可見有一近似滯留且略呈東西走向的鋒面，在國內把它稱為梅雨鋒面(Mei-Yu front)，而日本則稱之為“Baiu front”。由於東亞各地區的地理位置不同，因此梅雨期的時間也略有不同。以氣候的觀點來說，臺灣的梅雨期係指5月中旬至6月中旬，長江流域為6月中旬至7月中旬，而日本則是6月至7月。在梅雨時期，此間的降水性質，一般皆屬連續性，間或夾帶著雷陣雨或豪雨，每每造成相當的災害。因此極受當地氣象學者的重視，紛紛投入這方面的研究。結果發現梅雨鋒面的形成與水汽的供應有著密切的關聯，而水汽的來源主要是來自印度季風、南海南來氣流與西太平洋副熱帶高壓的西南氣流。此外在梅雨鋒面中，中尺度的氣旋是造成豪雨的主因之一，而據Chen與Chang (1980) 對一1975年6月中旬個案的研究，發現到梅雨鋒面的東段(日本地區)及西段(中國大陸地區)具有不同特性。在東段緯度較高，較具有中緯度的斜

壓性，西段較似熱帶系統，斜壓性弱，而有明顯的水平風切。梅雨鋒面可以說是副熱帶的鋒面，其與中高緯度的極鋒最大的不同特徵乃在於沒有明顯的溫度梯度，反而有顯著的水汽梯度和相當位溫梯度(Chen與Chang, 1980; Ninomiya, 1984)。因而認為用水汽或相當位溫的梯度來定義梅雨鋒面似乎較為恰當(Ninomiya, 1984)。一般而言大陸地區的梅雨鋒面其生命期並不算太短，而且其鋒面又常與日本鋒面合併在一起而成一近似東西走向的鋒面。所以用鋒生函數來看，其相對位置也應有明顯的鋒生正值存在，並也應隨著鋒面的移動而移動。故本文主要之目的即是想藉助鋒生方程式來探討位溫、比濕或相當位溫其中的那一個物理量較能顯現梅雨鋒面的特徵，並藉由資料的診斷分析來了解何種運動或物理過程是梅雨鋒面可能形成的主要機制。此外，Chen與Chang (1980) 指出梅雨鋒面的東、西兩段具有不同的特性。是故，在本文中也想以鋒生函數的觀點

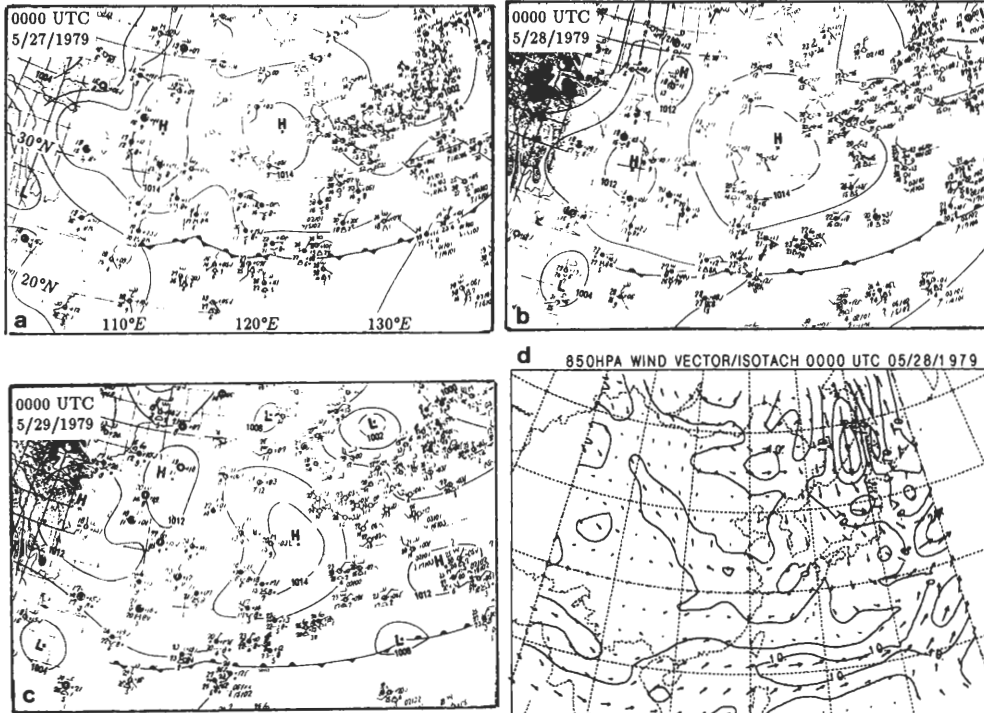


圖1 1979年5月27日0000 UTC至5月29日0000 UTC日本氣象廳地面天氣圖及850 hPa水平風場，等風速線間距為 5ms^{-1} 。

來分析梅雨鋒面東、西兩段其主要鋒生貢獻項是否有所不同？

二、個案綜觀天氣分析

本文採用的資料是ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts) 所分析1979年FGGE Level III 的 1.875×1.875 經緯度網格點資料。1979年為梅雨的正常年(劉, 1987), Ninomiya 與

Muraki (1986) 根據中國大陸和日本地區的天氣擾動情形及降雨量把該年的梅雨季分為四個時期, 分別為梅雨的前期 (pre-Baiu)、早期(early-Baiu)、尖峰期 (peak-Baiu) 及後期(post-Baiu)。所選取的三個梅雨個案恰巧分別處於上述的四個梅雨時期的早期、尖峰期及後期。

(一) 個案一：5月26日1200 UTC 至5月29日1200 UTC (梅雨早期)

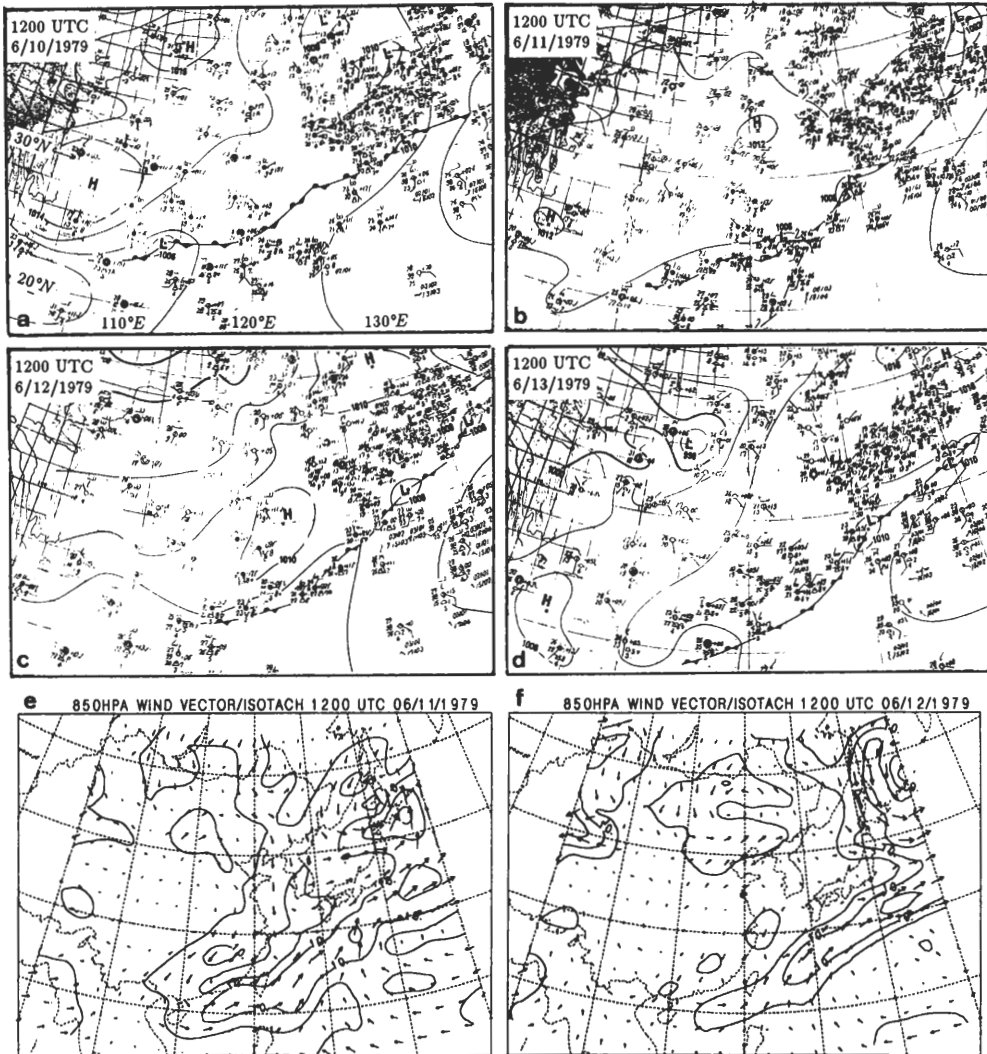


圖2 1979年6月10日1200 UTC 至6月13日1200 UTC 日本氣象廳地面天氣圖及850 hPa 水平風場，等風速線間距為 $5ms^{-1}$ 。

5月26日1200 UTC的地面天氣圖，在華南地區並無任何的鋒面系統，只有在庫頁島附近及日本的東南方海面上，各有一道鋒面(圖略)。5月27日0000 UTC(圖1a)時，從日本的東方海面上向西南延伸，途經台灣北部而至華南一帶，有一相當明顯的滯留鋒存在。而位於庫頁島附近的鋒面，稍微向南移動。此後在5月27日1200 UTC至5月29日0000 UTC期間(圖1b~1c)，此位於東亞的梅雨鋒面一直存在，近似滯留狀態，不過還可看出很緩慢地向南移動。此外，在這個案期間，西太平洋副熱帶高壓

的勢力一直局限於東經135度以東。而在梅雨滯留鋒的南面風系主要是來自南海的氣流為主(圖1d)。

(二) 個案二：6月10日0000 UTC至6月13日1200 UTC(梅雨尖峰期)

6月10日0000 UTC在華南、華中及日本東南方都有鋒面的存在。到了6月10日1200 UTC，華南的鋒面與日本的鋒面合併在一起，而成一近似東西走向的滯留鋒(圖2a)，12小時後接近台灣北部。此梅雨滯留鋒生命期相當長，一直到6月13日1200 UTC

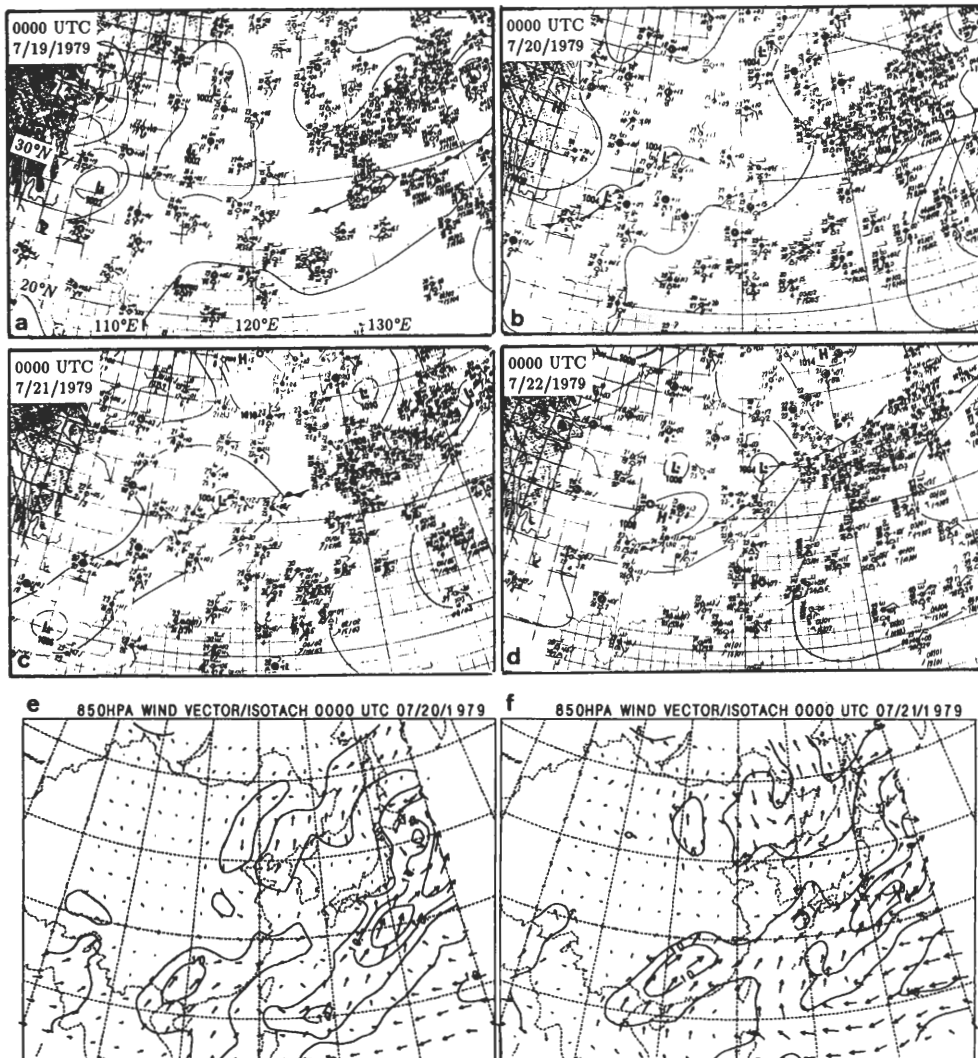


圖3 1979年7月19日0000 UTC至7月22日0000 UTC日本氣象廳地面天氣圖及850 hPa水平風場，等風速線間距為 5ms^{-1} 。

才南移通過臺灣(圖2b~2d)。而整個鋒面帶一直到6月17日0000 UTC才完全消失。而正當梅雨鋒面緩慢往南移時,在華中、華北一帶並不見有其他鋒面的生成,由於這個個案是在梅雨的尖峰期,且其生命期也較長,故所造成的降雨量較多。由850 hPa的水平風場(圖2e~2f),可見沿鋒面帶的南方有較強的風速帶存在,而此氣流乃是由南海的南來氣流與西太平洋副熱帶高壓的西南氣流輻合而成。大體而言在此個案中,副熱帶高壓的位置要比梅雨早期時偏北些,而副熱帶高壓的外圍環流也明顯地向西延伸。由於此個案的鋒面帶相當明顯,故本文中在舉例說明方面,常以此個案為主。

(三) 個案三：7月19日0000 UTC至7月23日0000 UTC (梅雨後期)

在梅雨後期時,西太平洋副熱帶高壓已往西延伸,而其外圍環流也可到達台灣附近。此時北方除非有較強的高壓系統南侵,否則一般鋒面很難南移到台灣上空,所以在此時期對台灣而言,早已是出梅了。7月19日0000 UTC(圖3a),在日本九州東南有一鋒面,而在中國大陸地區則不見有任何鋒面系統。到了7月19日1200 UTC,在大陸地區只有低壓存在,但仍不見有鋒面。7月20日0000 UTC(圖3b)在湖南、湖北與貴州一帶才有一不太明顯的鋒面存在,而位於日本附近的鋒面則往東北移。而後(圖3c~3d)其鋒面移動情形與個案一及個案二有點不同,其鋒面不但未向南移,反而是向東北移動,其原因與西太平洋副熱帶高壓的北移,有著密切的關係。而在850 hPa的水平風場(圖3e~3f),可見在台灣附近及日本東南一帶都是西太平洋高壓的西南氣流盛行之處。

三、相當位溫的鋒生函數

梅雨鋒與極鋒有一很大不同的特徵,就是極鋒有強的溫度梯度,然而梅雨鋒的溫度梯度並不明顯,但由於梅雨鋒面區含水汽豐富而有較明顯的相當位溫梯度。傳統上極鋒的鋒生函數皆以位溫梯度的變化率定義之。在本節中除了用傳統的鋒生來討論梅雨鋒面外,同時也嘗試用比濕及相當位溫來代替位溫,並以鋒生的觀點來看比濕或相當位溫的鋒生函數是否較能顯現梅雨鋒面的特性。由鋒生的定義

知道,當有持續的正鋒生值存在時,則表示鋒面有利於生成或發展的趨勢。反之,若鋒生值為負時,則不利於鋒面的形成。鋒生方程式則採用Ninomiya(1984)的形式,

$$\frac{d}{dt}|\nabla_h\theta| = FG1 + FG2 + FG3 + FG4 \quad (1)$$

其中

$$FG1 = \frac{1}{|\nabla_h\theta|} \left[\nabla_h\theta \cdot \nabla_h \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right]$$

為非絕熱項,

$$FG2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h\theta|} \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

為輻合項,

$$FG3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h\theta|} \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{1}{|\nabla_h\theta|} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

為變形項,包括伸張變形 $\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)$ 與切變變形 $\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)$ 效應,

$$FG4 = -\frac{1}{|\nabla_h\theta|} \left[\frac{\partial\theta}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \right]$$

為扭轉項。式中 (u, v) 為水平風場分量, (x, y) 為東西向及南北向的水平座標。(1)式中之 θ 可為位溫、比濕或相當位溫。

非絕熱效應對鋒生過程的作用,有正的影響,也有負的影響。若相對性地在暖區加熱,則有利於鋒生。相反地,相對性的在冷區加熱,則不利於鋒生。然而,在實際的大氣中,非絕熱項的處理是相當棘手的,一般所使用的方法都是利用參數化或是採用熱力方程式而間接求得。在綜觀尺度下,非絕熱效應主要是包括潛熱的釋放及可感熱的傳送。根據陳與紀(1978)、Chen與Chang(1980)和Tsay與Chen(1980)的觀測分析及Kuo與Anthes(1982)和Chou等(1990)的數值模擬,結果都顯示出,潛熱釋放在維持梅雨鋒面的環流,扮演著相當重要的角色。但由實際的觀測與實驗得知,即使不考慮潛熱釋放,鋒生過程仍可藉由其他機制產生。Fultz(1952)和Faller(1956)在不考慮潛熱問題下,利用流體實驗得出有類似鋒面的結構,而Voorhis與Hersey(1964)和Katz(1969)亦發現在海洋中也有類似大氣的垂直環流。

分析過程中曾以熱力方程式

$$\frac{d\theta_e}{dt} = \frac{\partial\theta_e}{\partial t} + u\frac{\partial\theta_e}{\partial x} + v\frac{\partial\theta_e}{\partial y} + \omega\frac{\partial\theta_e}{\partial p} \quad (2)$$

來間接估計非絕熱加熱率，並利用相當位溫的鋒生方程式來討論非絕熱項的作用。在含非絕熱效應項(FG1)，經由(1)式所計算的鋒生值大小，若將其與實際地面天氣圖對照，可發現在鋒面區雖有明顯的鋒生正值存在，但僅限於局部而已，而且也沒有像梅雨鋒面般有明顯的帶狀結構。由整個鋒生趨勢來看也相當的混亂，與鋒面系統的發展並不配合(圖略)。所以利用(2)式間接來估算非絕熱項的作用，顯然並不是很好的方法。此外，非絕熱效應較為局部，且其對鋒生的影響並非直接的。是故此後在本文中，對鋒生方程式中的非絕熱項暫不予考慮。當然如此作法，並不表示非絕熱項不重要。而是在東亞

地區，每逢梅雨時期，鋒面常生成於東北季風與西南季風交會的環境中，在此際於鋒面區常會有明顯的變形場與合流場存在。這兩種作用在鋒生過程中也是相當重要的機制(Satymurty 與 Mattos, 1989)，所以不考慮非絕熱效應，雖然在定量上不能確定，但至少在定性上的分析應不致於造成錯誤的結果。

(一) 位溫的鋒生函數

在梅雨早期的個案一中，5月27日0000 UTC時，地面天氣圖可見從日本東南海面上約沿著北緯24度向西延伸至華南一帶，有一明顯的鋒面(圖1a)。然而從位溫鋒生圖上(圖4a)看，在鋒面區的地方只有局部幾個地方有稍大正值而已。但不見其有成帶狀的結構，而且鋒生值的大小與其他地方相較之下，並不很明顯。反而是在庫頁島東邊的極鋒才有較

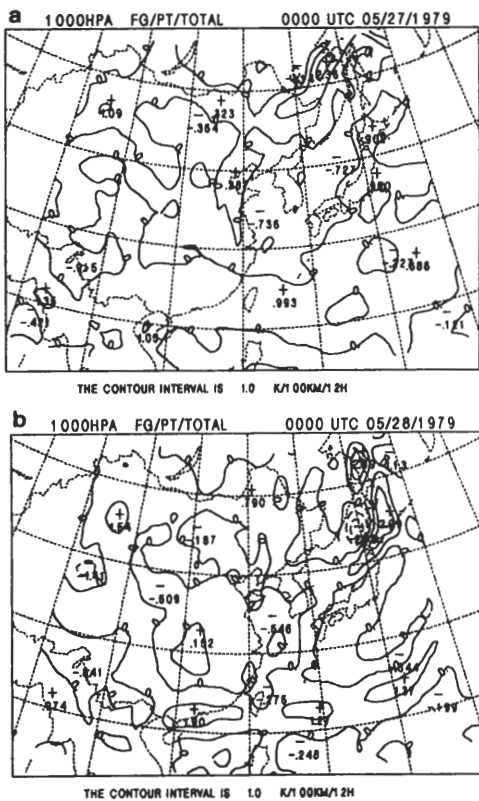


圖4 1979年5月27日0000 UTC及5月28日0000 UTC 1000 hPa之位溫鋒生值，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

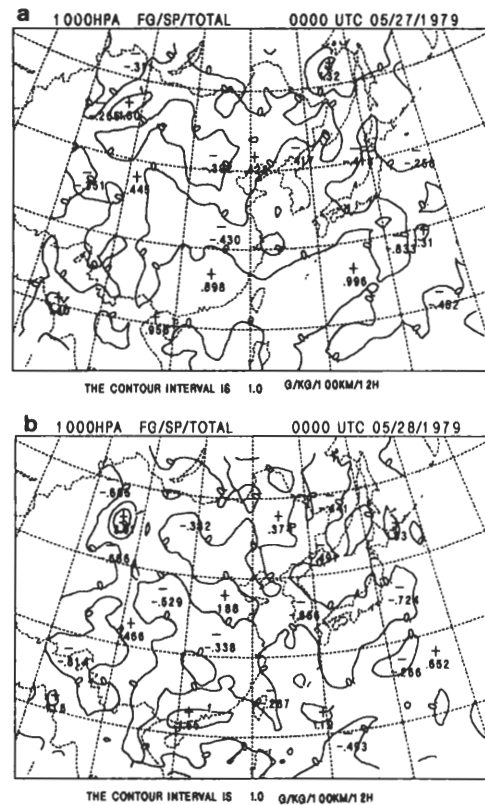


圖5 1979年5月27日0000 UTC及5月28日0000 UTC 1000 hPa之比濕鋒生值，等值線間距為 $1.0g/Kg/100Km/12h$ 。

明顯的正值存在。在5月27日1200 UTC時，在台灣附近的鋒生值比12小時前的稍為明顯，鋒面西段的部份略可見類似帶狀的結構，至於在鋒面的東段，並不見有較大的正鋒生值(圖略)。到了5月28日0000 UTC (圖4b)，雖有比較明顯一點而且也有成帶狀結構的正鋒生值，但其大小與其他地方比較起來仍嫌不夠明顯。所以相對地，用來描述梅雨鋒面生長的趨勢並不明確。

若利用梅雨尖峰期的個案來分析，所得的結果與個案一的情形類似(圖略)。雖然在鋒面位置上有稍大的正鋒生值，卻都只局限於局部地方。且其正鋒生值成帶狀結構的現象並不顯著，是故無法完整地表現出梅雨滯留鋒面的特性。更何況其鋒生值大小也不明顯，若與其他無鋒面地方相比之下，差別並不會太大。因此，以鋒生的觀念來看，用位溫的鋒生函數並無法完整的來描述梅雨鋒面的特徵。

(二) 比濕的鋒生函數

因為梅雨鋒面南方有西南氣流攜入大量的水汽供應，鋒面區內也有明顯的水汽梯度，故在此亦嘗試以鋒生的觀點來看，是否水汽梯度的變化趨勢會比位溫明顯。圖5為個案一的比濕鋒生 $(\frac{d}{dt}|\nabla_A q|)$ 之分析結果。如圖所示，可見比濕的鋒生值一般都很小，雖在鋒面地區有較大一點的值存在，但依然缺乏明顯的帶狀結構。因此用比濕的鋒生函數來診斷梅雨鋒面，顯然仍是不理想的。

(三) 相當位溫的鋒生函數

相當位溫同時具有水汽與溫度的特性，以其來計算梅雨鋒生函數或許會比位溫或水汽來得有效。

(1) 個案一(梅雨早期)

5月26日1200 UTC時，在地面天氣圖上華南地區並未見有任何鋒面，但在東海、湖南及海南島附近已可見正的相當位溫鋒生值(圖略)，此表示這一帶有利於鋒面的形成。到了5月27日0000 UTC (圖6a)，由日本的南方海面，約沿著北緯22至25度間向西延伸到廣東一帶有一正鋒生區，而此位置恰是鋒面的地方(圖1a)。此外，在庫頁島附近也有一明顯的正鋒生值，這是因那時此地也有一極鋒存在，而這個極鋒在前一節用位溫的鋒生函數也可解析出(圖4a)。而在此整個個案中緬甸(北緯20度，東經95度)，與蒙古(北緯45度，東經100度)附近經常是

一個低壓區，所以在這兩個地區時常會有正鋒生值存在。然而在華中地區由於有高壓的存在，所以其鋒生值較小，甚至為負值，這與低壓區有利於鋒生，而高壓區不利於鋒生的觀念是符合的。5月28日0000 UTC (圖6b)，位於華南一帶的鋒生正值區已稍

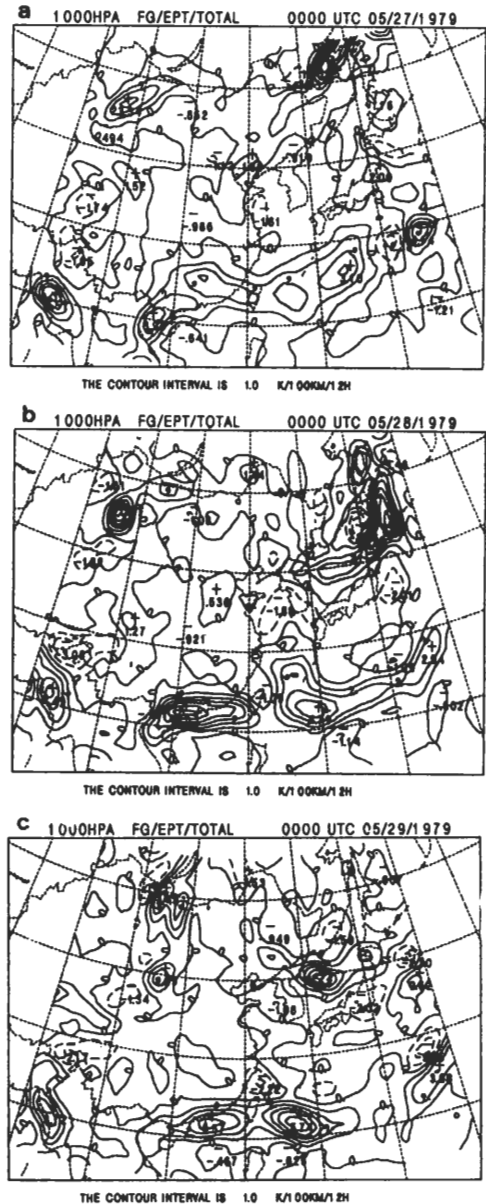


圖6 1979年5月27日0000 UTC至5月28日0000 UTC 1000 hPa之相當位溫鋒生值，等值線間距為1.0°K/100Km/12h，每24小時一張。

往南移，之後在臺灣南部呈滯留狀態(圖6c)，此情形與實際上鋒面的移動是相當一致。

(2) 個案二(梅雨尖峰期)

6月11日0000 UTC (圖7a) 可見從日本本島向西南延伸至廣東沿海附近有一相當大的正鋒生值，而

在當時的地面天氣圖上此區已有一滯留鋒存在。12小時後，此鋒面稍向南移而通過台灣中部(圖2b)，而正鋒生帶也有往南移的現象(圖7b)。6月12日1200 UTC 時，廣東沿海一帶已脫離鋒面帶的區域(圖2c)，故其鋒生正值消失(圖7c)。而後此鋒面一直

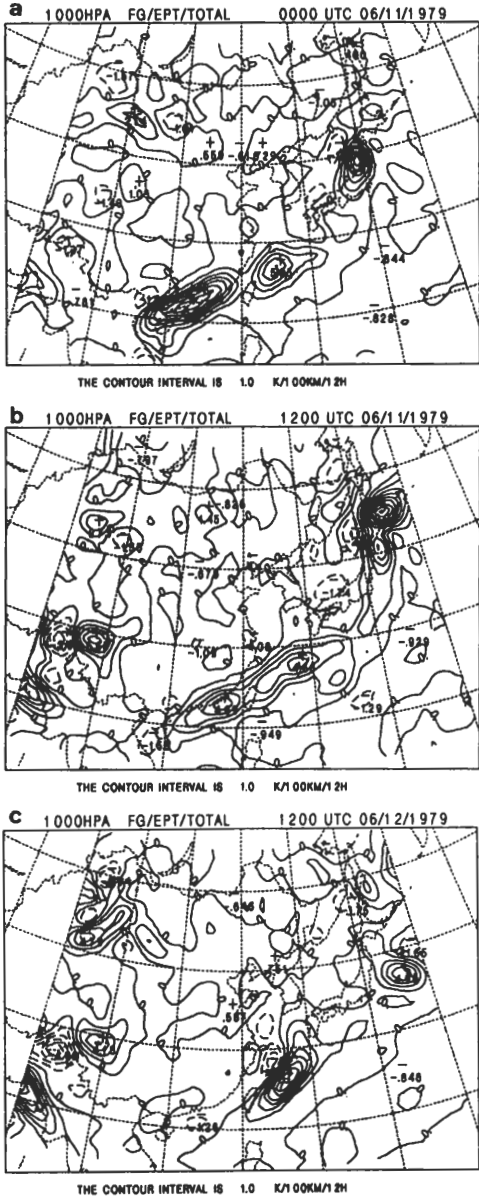


圖7 1979年6月11日0000 UTC至6月12日1200 UTC 1000 hPa之相當位溫鋒生值，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ ，日期及時間如圖示。

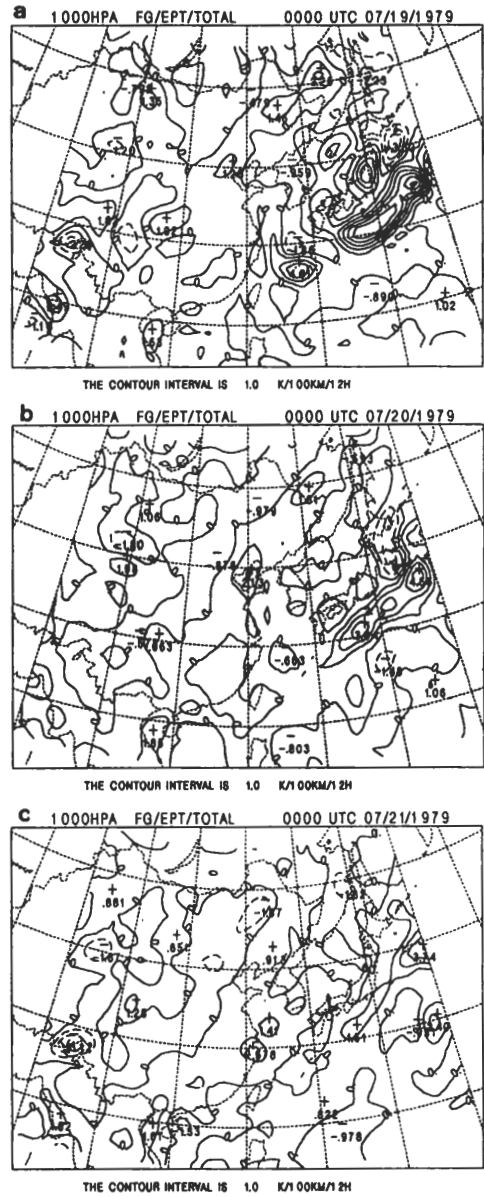


圖8 1979年7月19日0000 UTC至7月21日0000 UTC 1000 hPa之相當位溫鋒生值，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ ，每24小時一張。

存在，在日本、琉球群島及台灣東部一帶，都有明顯的正鋒生存在。直到6月17日0000 UTC，鋒面系統才完全消失，因此在圖上的正鋒生區也不見了(圖略)。

(3) 個案三(梅雨後期)

7月19日0000 UTC (圖8a) 在日本東南的海面上有明顯的正鋒生區，而此地正是鋒面的位置(圖3a)。12小時後此一正鋒生區依然存在，顯示出此地對於鋒面生成或形成的趨勢十分有利，而事實上的確有一鋒面在此。而此時在中國大陸地區仍不見有較大的正鋒生值。到了7月20日0000 UTC (圖3b)，位於日本附近的鋒面略往東北移動，由鋒生圖(圖8b)來看大陸地區才有稍大的鋒生值存在。這時在華南地區雖也有一鋒面，但其鋒生值卻相當小，顯示此時華南地區其環境並不怎麼有利於鋒面的形成。此後日本天氣圖上在中國大陸地區雖仍有鋒面(圖3c)，但其鋒生值卻一直都不大，而在日本附近的鋒面帶其鋒生值雖變得較不明顯，可是兩者在位置上還是很吻合(圖8c)。

從梅雨的早期至其尖峰期(個案一及個案二)對相當位溫鋒生函數的分析，都能看出在梅雨鋒面的附近一直有很明顯的正鋒生值及類似鋒面的帶狀結構存在，這表示此區鋒面生成的趨勢相當有利或對已存在的鋒面來說也比較不易消弱。此外，此帶狀的正鋒生值也會如鋒面般的移動，與實際上鋒面的移動十分吻合。雖然有時在某些局部地方也會有較明顯的鋒生值，但不致於和梅雨鋒面相混淆。因為在華南地區的梅雨鋒面，經常與日本附近的鋒面連成一近似東西或東北、西南走向的滯留鋒，是故其相對的鋒生區也應有成帶狀的結構。因此，相當位溫的鋒生函數是可用來診斷與描述梅雨鋒面的位置與其移動情況。對梅雨後期(個案三)來說，大致上，在日本附近的鋒面帶仍然可看出有較明顯的鋒生趨勢，然而在中國大陸地區鋒面附近，卻始終不見有大的正鋒生值存在。可是在7月20日0000 UTC (圖3b)時在華南生成的鋒面一直到7月23日0000 UTC才移開，期間停留約有3天之久，這與鋒生值所顯現的並不十分配合。為了要進一步了解實際原因，特對此個案的鋒面帶，再作其他場的分析。

由許多個案的研究，發現梅雨鋒面具有明顯的相當位溫梯度，然而此並不表示有大的相當位溫梯度就是梅雨鋒面所在。在7月19日0000 UTC時，鋒

面是位於日本東南的海面至琉球群島附近，由圖9a可看出此區有較大的相當位溫梯度。7月20日0000 UTC (圖9b)，在日本的附近還可看到有明顯的相當位溫梯度，但在中國大陸的鋒面的位置上(圖3b)，卻不見有明顯的相當位溫梯度存在，反而在大陸東南的沿岸一直有一不弱的相當位溫梯度存在。關於這點不難理解，因為在此期間這個地區是西太平洋副熱帶高壓的外圍環流(西南氣流)盛行的時候，而由西南氣流帶來的潮濕空氣與大陸較乾燥空氣間會有較明顯的水汽梯度，所以也會有明顯的相當位溫梯度。由個案二及個案三的850 hPa風場(圖2及圖3)比較不難發現，兩個個案最大的差異在於個案二中梅雨鋒面位於東北與西南氣流的交匯，而個案三中大陸東南沿海的最大相當位溫梯度處並未有風場交匯的配合，亦即缺少變形及風切的作用。

梅雨鋒面的第二個特徵是在鋒面區往往是對流

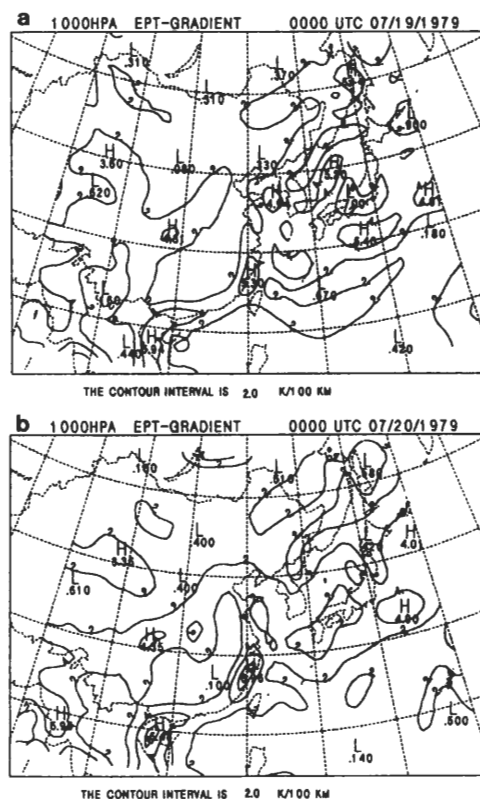


圖9 1979年7月19日0000 UTC及7月20日0000 UTC 1000 hPa之相當位溫梯度，等值線間距為 $2.0^{\circ}K/100Km$ 。

中性穩定或對流不穩定。由圖10中850 hPa 相當位溫的垂直梯度來看，出在華南及華中一帶的鋒面卻都是在對流穩定的大氣下。這也顯示出當時的環境不太具有梅雨鋒面的特性。

無論是極鋒或是梅雨鋒，其鋒面帶都會有明顯的氣旋式(正)渦度存在，故也可用此來輔助判斷鋒面位置。由1000 hPa 渦度分析(圖略)顯示，大陸地區在有鋒面時(7月20日0000 UTC至7月22日0000 UTC)，其鋒面區的渦度都很小。由850 hPa 看(圖11)雖有較明顯的渦度，但在位置上與鋒面並不很配合，而且其正渦度區也沒如鋒面般有明顯的帶狀結構。

因此，從以上對相當位溫的梯度、對流穩定度及渦度的分析可知在梅雨後期，中國大陸地區並不

具有梅雨鋒面的特徵。而事實上在7月的下旬，大陸一帶的天氣常受到來自低緯度的熱帶系統侵襲，以及一些由於西藏高原作用而產生的背風低壓，或是當地局部由於熱力影響所引發的熱低壓(thermal low)所控制，卻很少是在東北季風與西南季風互作用下。所以此時不具有梅雨鋒面的特徵是可理解的。是故雖然日本地面天氣圖上可見在華南一帶有關鋒面的存在，但經由資料的分析後，發現這個鋒面並不明顯，有可能只是低壓而已。

四、變形、輻合及扭轉效應對鋒生的影響

由上節的分析可知，利用相當位溫的鋒生函數

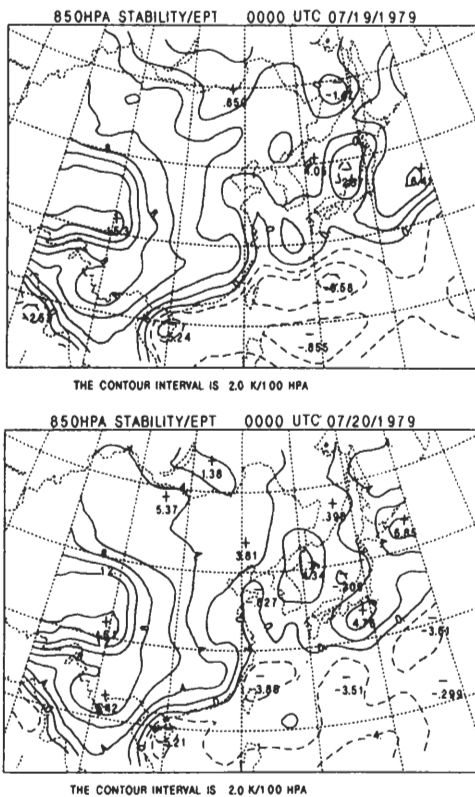


圖10 1979年7月19日0000 UTC及7月20日0000 UTC 850 hPa之對流穩定度，等值線間距為 $2.0^{\circ}K/100hPa$ ，實線表對流穩定，虛線表對流不穩定。

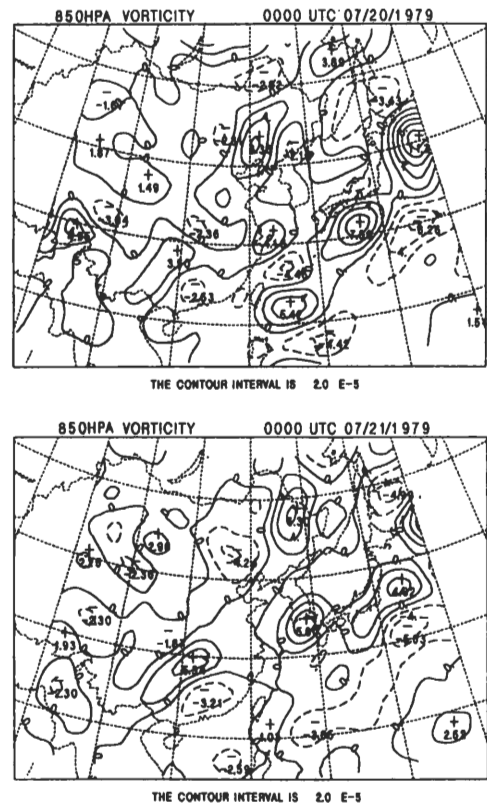


圖11 1979年7月20日0000 UTC及7月21日0000 UTC 850 hPa之渦度場，等值線間距為 $2.0 \times 10^{-5}s^{-1}$ ，實線表正渦度，虛線表負渦度。

可以用來診斷分析梅雨鋒面的發展與其特性。然而在不考慮非絕熱作用時，由(1)式可知鋒生值的大小乃是由變形項、輻合項及扭轉項等作用所組成。至於鋒生過程中，何種物理或運動過程會是主要機制，本節將再進一步探討。

(一) 變形、輻合及扭轉的作用

現就利用個案二來作分析，圖12是1000 hPa 變形效應對鋒生的貢獻，圖13則是1000 hPa 輻合效應的貢獻。因垂直速度在1000 hPa 相當小，所以扭轉效應也相當微弱，故在1000 hPa 此效應不予考慮。在此個案中，6月11日0000 UTC 至6月13日0000 UTC 間，從日本向西南延伸至台灣、廣東一帶滯留鋒存在(圖2)。而由圖12可發現變形項在此鋒面帶附近有較大的值；同樣地，輻合項(圖13)在此區也

有較大的值，不過它的大小比變形項小一些。若從850 hPa 較高層來看(圖14與圖15)，仍然以變形項與輻合項的貢獻為主，但是在這一層上，在同樣的鋒面帶中，顯然變形項的值要比輻合項大得多。而在此層上，扭轉項(圖16)的值仍然不大。整體而言，在地面上(1000 hPa) 鋒生的貢獻，主要是來自變形項與輻合項，然而在較高層(850 hPa)，鋒生主要是變形項的貢獻，輻合項次之，至於扭轉項的貢獻，不論是在1000 hPa 或850 hPa，其作用都相當微小。

(二) 伸張變形項與切變變形項

由於變形項在鋒生過程中，扮演著主宰的角色，所以在此對變形項作更詳細的討論。一般而言，鋒生函數的變形項又可分為伸張變形與切變變形兩部份。變形項在數學上的表示法如下所示(以相當

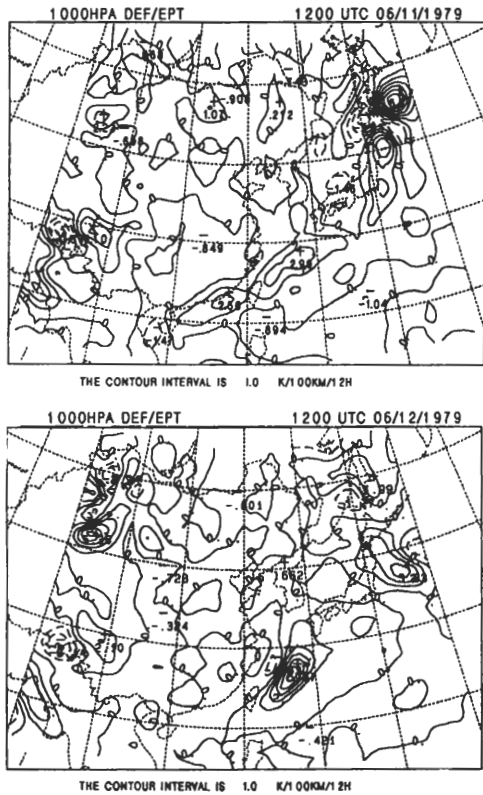


圖12 1979年6月11日1200 UTC 及6月12日1200 UTC 1000 hPa 相當位溫鋒生值之變形項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

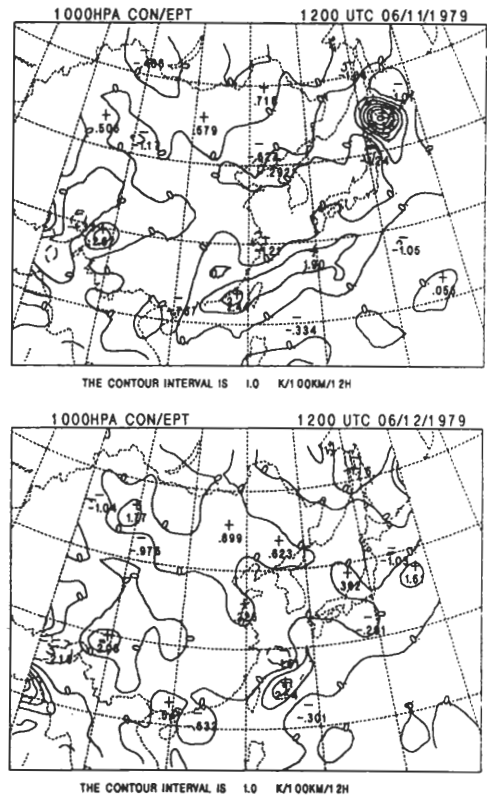


圖13 1979年6月11日1200 UTC 及6月12日1200 UTC 1000 hPa 相當位溫鋒生值之輻合項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

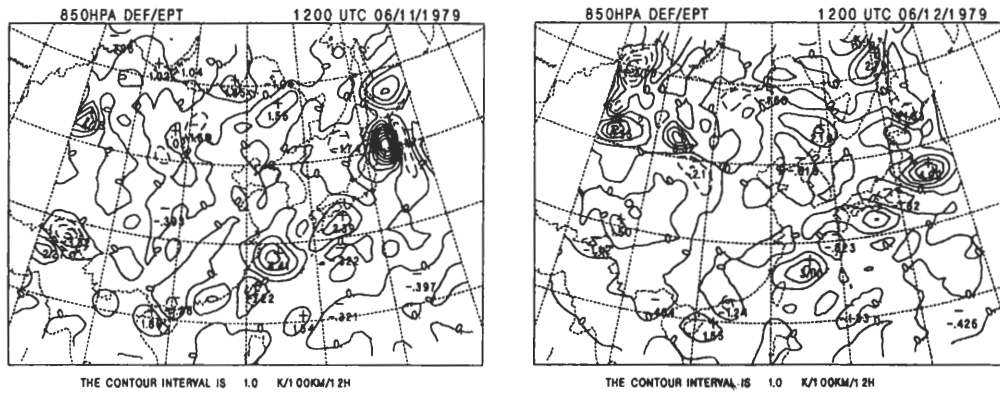


圖 14 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 850 hPa 相當位溫鋒生值之變形項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

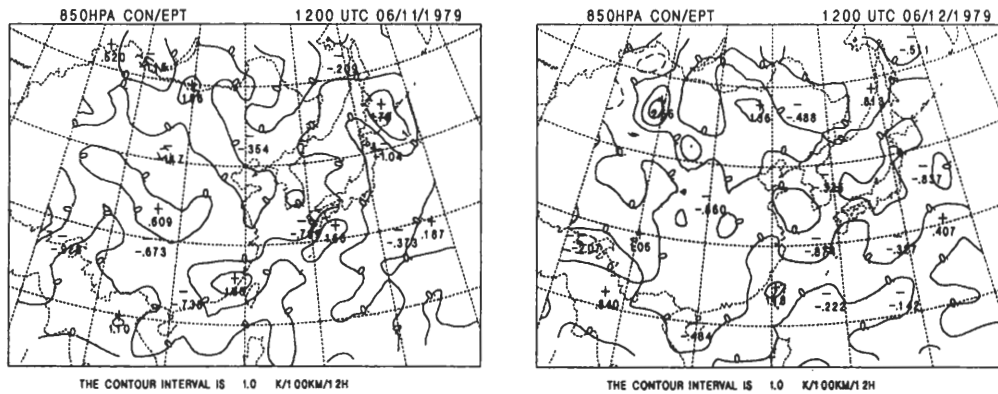


圖 15 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 850 hPa 相當位溫鋒生值之輻合項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

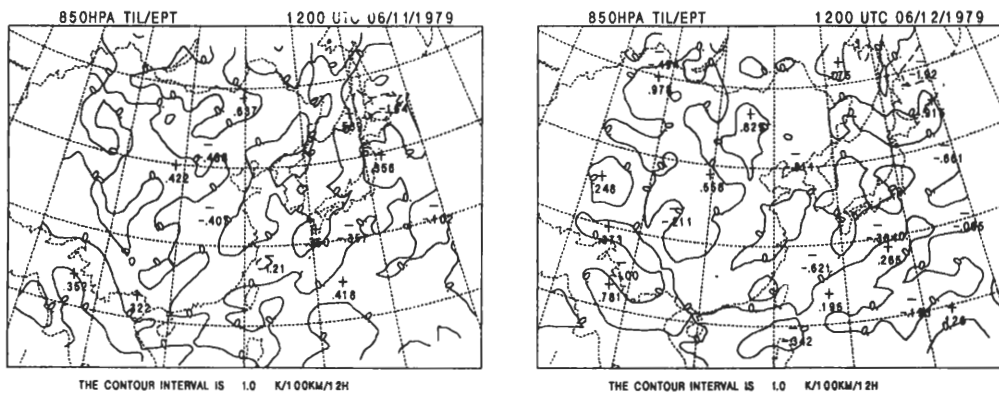


圖 16 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 850 hPa 相當位溫鋒生值之扭轉項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

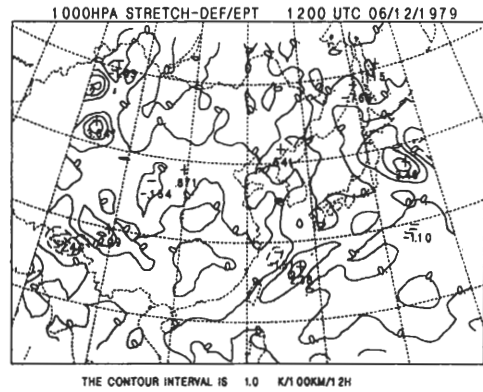
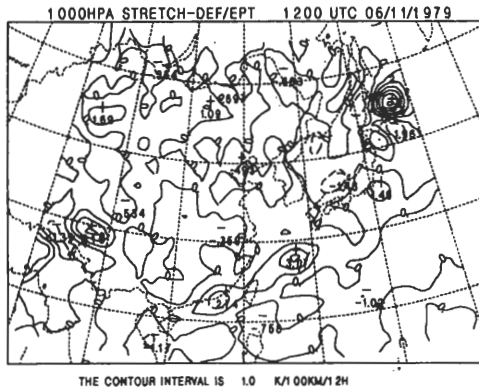


圖 17 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 1000 hPa 相當位溫鋒生值之伸張變形項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

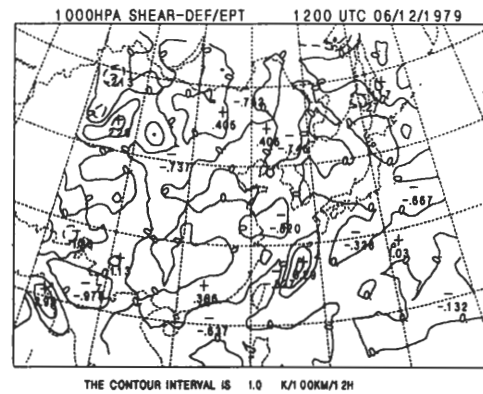
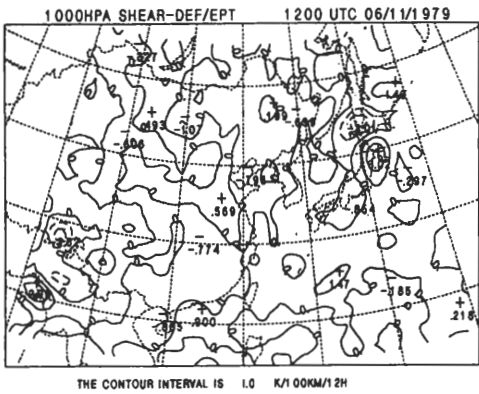


圖 18 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 1000 hPa 相當位溫鋒生值之切變變形項，等值線間距為 $1.0^{\circ}K/100Km/12h$ 。

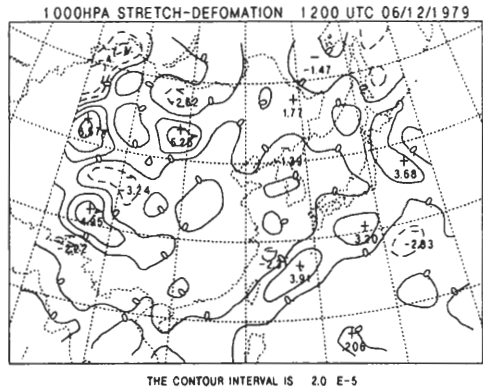
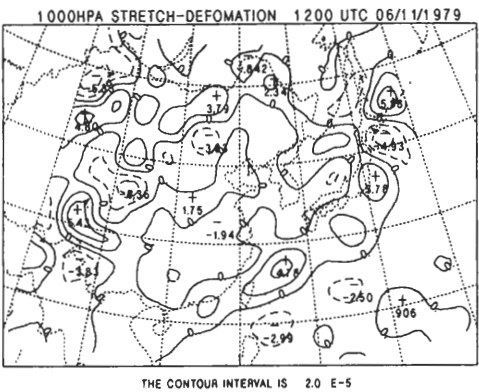


圖 19 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 1000 hPa 水平風場之伸張變形場，等值線間距為 $2.0 \times 10^{-5}s^{-1}$ 。

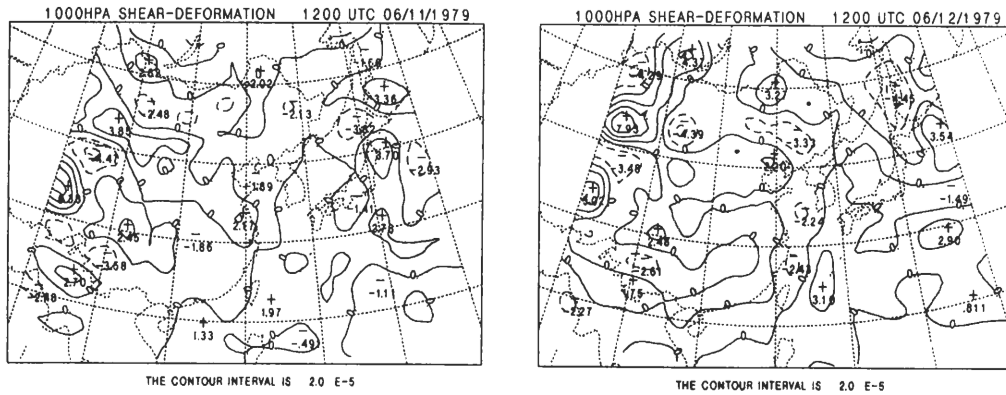


圖 20 1979 年 6 月 11 日 1200 UTC 及 6 月 12 日 1200 UTC 1000 hPa 水平風場之切變變形場，等值線間距為 $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

位溫為例)

$$FG3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h \theta_e|} \left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{1}{|\nabla_h \theta_e|} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

其中等號右邊第一項稱為伸張變形，其代表風場的伸張變形 $(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y})$ 對相當位溫梯度場 $(\frac{\partial \theta_e}{\partial x}, \frac{\partial \theta_e}{\partial y})$ 的作用；而等號右邊第二項稱為切變變形，其代表風場的切變變形 $(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})$ 對相當位溫梯度場的作用。現仍以個案二為例來說明兩種變形效應對鋒生的貢獻。圖 17 是鋒生伸張變形項的分析，其在鋒面區有較大的值，而且具有帶狀的結構。然而切變變形項(圖 18)，在鋒面區只有局部的正值，且其大小與非鋒面區相較之下，並不很明顯。由圖 17 與圖 18 的分析，可知在梅雨鋒面區伸張變形項要比切變變形項大得多。至於兩者是否能具有帶狀結構之特徵，也可由風場的變形場分析看出端倪。圖 19 與圖 20 分別是 1000 hPa 風場的伸張變形場與切變變形場分析，可見在鋒面附近伸張變形場其較大值處的型態與鋒面帶很像，而切變變形場只有局部幾處有較大值而已。這顯示出在鋒面區一直都有顯著的伸張變形場存在，而切變變形場則僅局限在幾處。整體來看，對此期間的梅雨鋒面而言，鋒面區具有明顯的伸張變形場存在，然而切變變形場並不顯著。是故在適當的溫度場配合下，在鋒生過程中整個變形項的貢獻主要還是來自伸張變形項；而切變變形項雖有時

也有較大的值，但卻僅限於局部，一般而言，其作用並不明顯。此外，伸張變形與切變變形在鋒生過程中的作用，並未見有偏重於鋒面的東段(日本南方海面)或鋒面的西段(中國大陸地區)。

五、討論與結論

由氣候資料顯示梅雨鋒面帶是一明顯的降雨區。然而這種副熱帶鋒面，經資料分析可知，在鋒面帶並沒有很明顯的位溫梯度，反而有較大的相當位溫梯度及具備有中性穩定或對流不穩定的大氣特性。這與中高緯度的極鋒有明顯的溫度梯度及相當穩定的大氣，有很大的不同。但無論是對極鋒或梅雨鋒而言，在低層都會有明顯的氣旋式渦度。此外，水氣的供應雖然對梅雨鋒面相當的重要，但以本文中這幾個個案來說，在梅雨鋒面位置上的水汽梯度雖然有稍大一點，卻不如相當位溫的梯度來得明顯。

本文中分別利用位溫、水汽及相當位溫的鋒生方程式來診斷梅雨鋒面的發展特徵，結果發現以相當位溫的效果最理想。因其在梅雨鋒面位置上的鋒生值不但有很明顯的正值存在，而且這些正鋒生值具有如鋒面般的帶狀結構，並會十分吻合地隨著鋒面帶的移動而移動。雖然本文中的鋒生大小並未考慮非絕熱作用，但其鋒面帶附近鋒生值的特徵與鋒面實際情形相當一致。而個案三(梅雨後期)中，在

中國大陸地區正鋒生值並不大，除了鋒面不明顯及缺少變形及風切的效應外，是否與非絕熱的忽略有關？若果真如此，伴隨非絕熱作用應該會有較明顯的渦度及伸張變形場存在。而事實上，渦度場與伸張變形場於此期間在鋒面區並不明顯，更何況其垂直速度與溫度平流(圖略)也都不大，所以非絕熱的作用在此個案中的大陸地區並不會太大。是故在忽略非絕熱作用，尤其是在變形、輻合及扭轉等項也同時不大時，用鋒生函數來描述鋒面時，須特別的小心。為了能更客觀的判別起見，對於其他場(如渦度、變形場、輻合度...等等)的分析也應該一併考慮。此外，在不考慮非絕熱效應下鋒生函數的大小，在地面上(1000 hPa)以變形項與輻合項的貢獻為主，然而在較高層(850 hPa)以變形項最重要，輻合項次之，而扭轉項最小。而變形項又可分為伸張變形與切變變形，其中又以伸張變形的作用最為明顯，而且它在鋒面帶中對鋒生的作用幾乎都是正的貢獻。至於切變變形對鋒生的作用則不固定，由鋒生值看其在鋒面帶有正的貢獻也有負的貢獻。所以說，鋒生過程中最主要的影響是來自伸張變形的作用。Chen 與 Chang (1980) 分析 1975 年的個案，指出在梅雨鋒面的西段會有較明顯的風切存在。然伸張變形及切變變形對鋒生過程的影響係風場與熱力場的交互作用，在本個案中變形效應對鋒生的影響並未見有明顯的偏向於鋒面東段(日本地區)或西段(中國大陸地區)的情形發生。最後，仍須再次強調的是，在本文中的鋒生函數並未考慮到非絕熱項對鋒生過程的影響。是故為求在定量上能更準確，未來的研究則須採用適當的方法來解決此非絕熱問題。此外，由以上的分析也可發現在鋒面帶附近，一直都有正的鋒生值存在，這表示鋒面應會持續著加強。但實際上，在鋒面附近並未觀測到有明顯之相當位溫梯度的增加，可見是有一些鋒消作用被忽略了。而這些鋒消作用可能是來自地表的摩擦、亂流的混和以及大氣的輻射作用，甚至非絕熱項的作用都是有可能的原因之一。

致 謝

本文為國科會專題研究計劃 NSC80-0202-M008-10 之部分成果，承國科會經費支援，謹此誌謝。也謝謝審查者提供寶貴的意見與建議。

參考文獻

- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。《大氣科學》，5，35-46。
- 劉復誠，1987：台灣地區顯梅空梅 500 mb 高度及海面溫度距平特徵之研究，《氣象學報》，34，125-140。
- Bluestein, H.B., 1986: Fronts and jet steaks: A theoretical perspective. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Edited by P.S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 173-215.
- Chen, G.T.J., and C.P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer Monsoon trough (Mei-Yu) over southern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Chou, L.C., C.P. Chang and R.T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Faller, A.J., 1956: A demonstration of fronts and frontal waves in atmospheric models. *J. Meteor.*, 13, 1-4.
- Fultz, D., 1952: On the possibility of experimental models of the polar front wave. *J. Meteor.*, 9, 379-384.
- Hoskins, B.J., and F.P. Bretherton, 1972: Atmospheric froto genesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, 29, 11-37.
- Katz, E.J., 1969: Further study of a front in the Sargasso Sea. *Tellus*, 21, 259-269.
- Kuo, Y.H., and R.A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc Japan*, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., and H. Muraki, 1986: Large-scale circu-

- lation over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 409-429.
- Satymurty, P., and L.F.D. Mattos, 1989: Climatological lower tropospheric frontogenesis in the mid-latitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1355-1364.
- Tsay, C.Y., and G.T.J. Chen, 1980: Dynamic processes for vertical motion in a Mei-Yu system. *Paper Meteor. Res.*, 3, 67-77.
- Voorhis, A.D., and J.B. Hersey, 1964: Oceanic thermal fronts in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.*, 69, 3809-3814.

A Study on the Frontogenetical Processes of Mei-Yu Front

Song-Chin Lin

Department of Atmospheric Sciences
National Central University

Wen-Ho Wang

Chinese Army Weather Center

(manuscript received 9 January 1992; in final form 17 March 1992)

ABSTRACT

During the early-summer season in the East Asia, when the prevailing wind changing from northeasterly to southwesterly, a quasi-stationary and nearly east-west oriented front usually can be observed extending from southern Japan southwestward to southern China. Such a front is called a Mei-Yu front in China and a Baiu front in Japan. The precipitation during this period is usually continuous and often characterized with hazardous rainfall. In this study by using FGGE Level III data, frontogenetical functions in terms of potential temperature, specific humidity and equivalent potential temperature are computed to understand the frontogenetical processes of Mei-Yu front.

Results show that frontogenesis in terms of equivalent potential temperature has better description on the frontogenetical processes of Mei-Yu front. Positive values of frontogenetical function are found in the frontal area, the structure and movement of this positive frontogenetical area also consist with the development of the Mei-Yu front. When diabatic effect is not considered, deformation and divergence are the major contributions to the positive frontogenesis at the 1000 hPa level. While at the 850 hPa level, deformation plays the dominant role and the twisting term has the least contribution. As for the deformation contributions to the frontogenesis in the frontal area, the effect of stretching deformation is almost always frontogenetical and the effect of shearing deformation may sometimes be frontolytical. The effects of both types of deformation on the frontogenetical functions are similar in the eastern and the western section of a Mei-Yu front.

Key words: Mei-Yu front, frontogenesis