

# 台灣梅雨季之中尺度現象：中尺度低壓

陳泰然

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十三年八月十五日收稿；中華民國八十三年十一月八日定稿)

## 摘 要

台灣梅雨季之眾多中尺度現象中，中尺度低壓因與降水／豪雨關係密切，且其形成與發展與中央山脈之地形效應息息相關，故為近年來學者們非常熱衷的研究課題。本文除討論中尺度低壓之氣候特徵與中尺度低壓與降水／豪雨之關連之外，並回顧各區域中尺度低壓之形成機制，同時也探討中央山脈東西兩側中尺度低壓生命期內各階段之結構特徵。對中央山脈以西之中尺度低壓而言，近地層摩擦過程對其動力應扮演重要角色，使其增強速率減緩。不論豪雨發生於低壓區內或其南側，對流與降水強度在低壓出現時均顯著增強。東西兩側之中尺度低壓形成，雖可能導因於不同機制，但渦管拉伸效應均為使氣旋式環流增強之重要過程。最後，對未來中尺度低壓急待研究解決的問題，提出一些看法與建議。

關鍵詞：中尺度低壓、中尺度渦旋、中尺度氣旋、豪雨

## 一、前 言

每當5-6月梅雨鋒面經過台灣及鄰近地區時，生命史短且垂直發展淺的中尺度低壓系統，常在台灣西北部、西南部與東南部及其鄰近海域形成，緩慢移動或近似滯留，影響台灣地區之降水。因此，在台灣梅雨季出現的眾多中尺度現象中，中尺度低壓與降水的密切關係，一直為氣象研究與預報作業同仁所關切的課題（徐，1971；陳，1978；1988；1990b；陳與蔡，1978；陳與紀，1980；陳與俞，1990）。陳（1978）利用台灣氣候梅雨期（5月15日-6月18日）之6年（1972-1977）資料，分析台灣地區中尺度低壓與降水量之關係，發現中尺度低壓總數與台灣各地降水量有顯著相關，在台灣西側兩者成正相關，在台灣東側則反是（圖1）。其分析之中尺度低壓出現頻率及生成頻率分佈顯示（圖2），有利於中尺度低壓形成之區域，中央山脈以西者，在盛行東北風之背風面，主要集中在具有氣旋式曲率的海岸附近；在台灣東南側者，則在盛行西南風之背風面。此種中尺度低壓的生命期平均約為12小時，在梅雨季後期之生命期有增長趨勢。

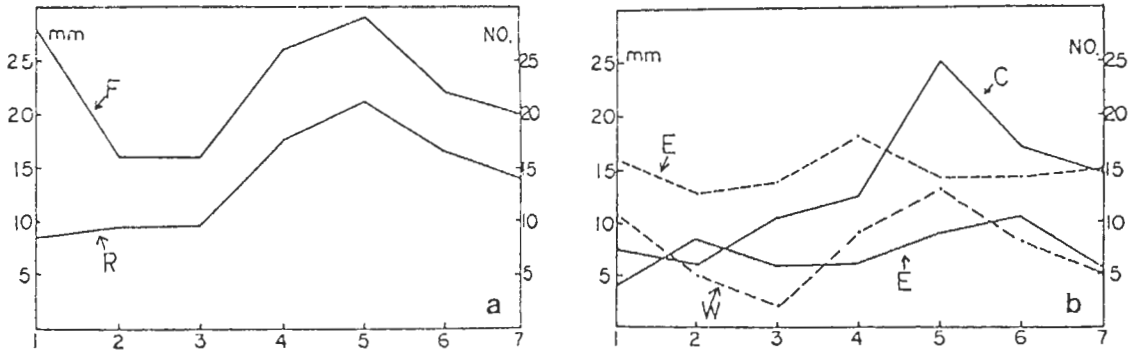


圖1 1972-1977年5月15日至6月18日各候於 $21^{\circ}$ - $26^{\circ}$ N與 $118^{\circ}$ - $124^{\circ}$ E內(a)低壓總數(F)與氣象局23個測站之候平均日雨量(R)與(b)中央山脈以東各站(台東、新港、花蓮、宜蘭;實線E)與以西中部各站(台中、嘉義、澎湖、東吉島;實線C)之各候日平均降水量以及以東(虛線E)與以西(虛線W)之中尺度低壓數目。X軸為候數，Y軸左側為日降水量(公厘)，右側為低壓數目(陳，1978)。

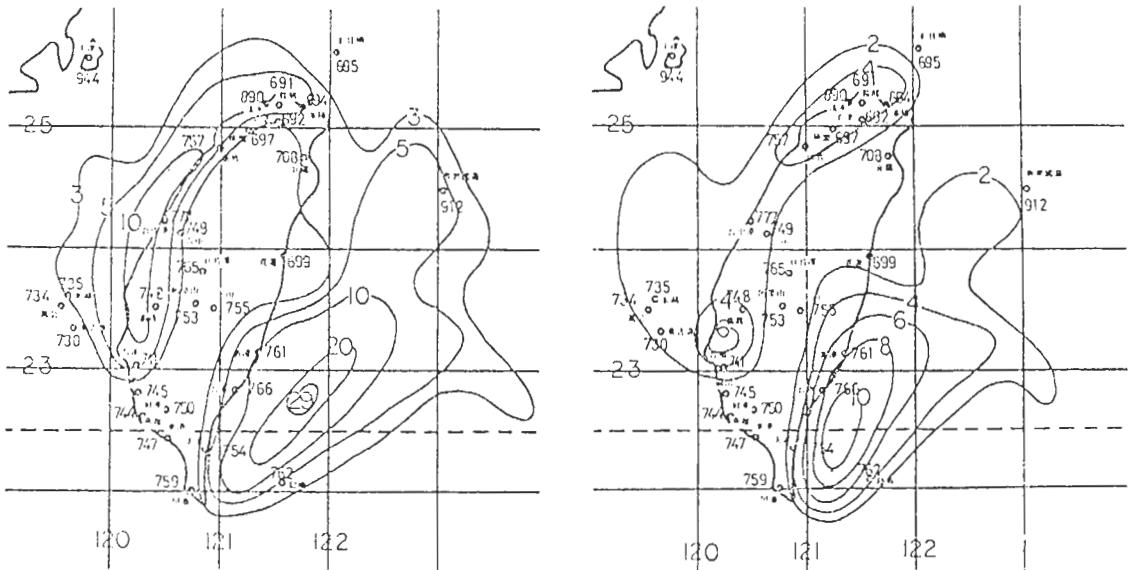


圖2 1972-1977年5月15日至6月18日間每 $0.5^{\circ}$ 度經緯度內之中尺度低壓(a)出現次數與(b)生成次數(陳，1978)。

隨後陳與紀(1980)以及陳與俞(1988)進一步研究台灣梅雨季之降水與中尺度低壓之關係，獲知中尺度低壓在導致台灣地區豪雨之重要性。例如低壓在新竹沿海時與降水之關係比在其他地區者密切，顯示除地形作用於原已存在的中尺度對流系統外，新竹沿海之中尺度低壓亦為增強西南氣流導致暴雨/豪雨(雨量 $>60$ 公厘/6小時)與大雨(雨量 $>10.1$ 公厘/6小時)之可能機制。徐(1971)分析1907-1970年台北豪雨，發現梅雨期之豪雨有70%伴隨鋒面上移動性中尺度低壓系統。陳與吳(1985)分析1965-1984年梅雨季台灣北部發生之35次豪雨個案，發現有中尺度低壓出現之個案計有19次，占55%，這些中尺度低壓大部份出現在台灣北部鄰近地區。其中移動性中尺度低壓除發生於地面之外，亦可在850 hPa上以中尺度氣旋式環流出現，在這35次

豪雨個案，出現此種850 hPa氣旋式低壓環流計有8次。1987年TAMEX IOP10期間於6月16-17日發生於台灣東北部之豪雨，亦因此種中尺度渦旋增強迎風面氣流之舉升作用而來(Chen and Liang, 1992)。

陳(1990a)利用1983-1987年5-6月梅雨季地面每6小時資料，以0.5×0.5度經緯度方塊網格，分析台灣地區中尺度低壓之氣候特徵，探討其頻率之時空分佈、生命期、旋生強度與強度日夜變化。發現主要旋生區類似圖2所示，在台灣東南近海、西北部與西南部沿海。其生命期之頻率分佈如圖3a所示，36-60小時之頻率相近，其餘則生命期愈短頻率愈高，唯在36-12小時間幾呈線性增加，而由12小時至6小時則幾呈指數增加。生命期平均為15.5小時，東側者較西側者為長，且強度較強，海上者較陸上者為強。圖3b與3c分別為東西兩側與海陸之旋生時強度之頻率分佈，顯見除均接近常態分佈外，西側較東側為多，陸上較海上為多，且各區最大頻率之中心強度各異。此外發現中尺度低壓之形成與強度日夜變化，可能均受氣壓半日波影響，唯強度大者所受影響較小。

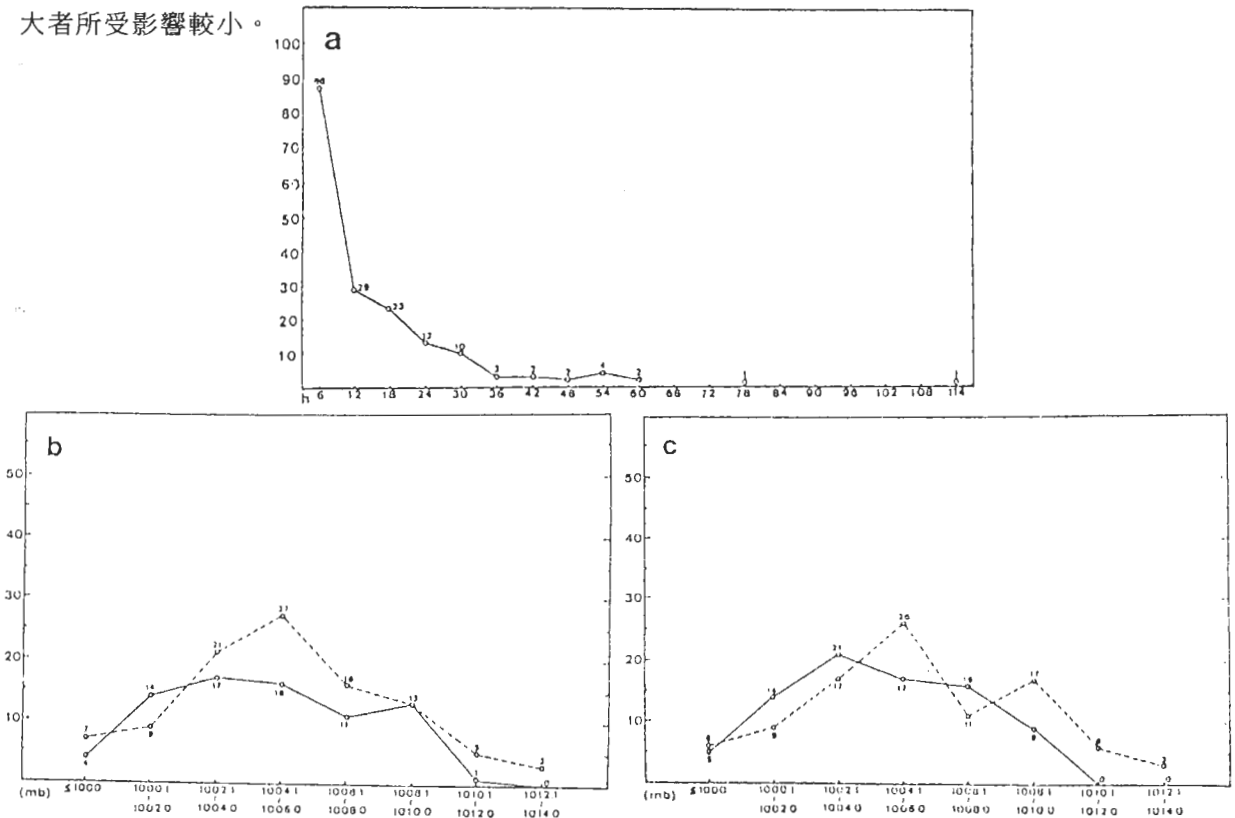


圖3 1983-1987年梅雨期台灣地區(a)177個中尺度低壓旋生個案生命期長短(X軸，小時)之頻率分佈(Y軸，次數)，(b)東側76個旋生個案(實線)與西側101個旋生個案(虛線)與(c)海上82個旋生個案(實線)與陸上95個旋生個案(虛線)，旋生時低壓中心強度(X軸，hPa)之頻率分佈(Y軸，次數)(陳，1990a)。

陳與俞(1990)則選取1986年5-6月TAMEX(Taiwan Area Mesoscale Experiment)第一階段實驗IOP2與IOP3豪雨個案，探討豪雨之時空分佈特徵及梅雨鋒與中尺度低壓在豪雨所扮演之角色，並研究中尺度低壓之結構與形成機制。發現西南部中尺度低壓之強弱似為決定南部地區豪

雨強弱之主要因子。此種水平尺度約150-200 km之淺中尺度低壓(局限在5000呎以下)之形成, Lin(1989)之半地轉數值模擬研究認為,可能由中低對流層之氣流結構與中央山脈之冷卻效應而來,但由此個案分析,似亦無法排除積雲潛熱加熱、海陸摩擦差異、氣旋式海岸地形與地形阻擋之分流效應等過程,在形成與加強之可能角色。近年來,由於台灣地區中尺度實驗計畫(TAMEX)的實施,使得國內外許多專家學者對於發生於不同區域的中尺度低壓生成機制,產生極高興趣(Chen, 1992)。這些包括西北側中尺度低壓的理論與模擬研究(Chern and Sun, 1989; Lin, 1989; Sun et al., 1991),以及西南側中尺度低壓的觀測研究(Chen et al., 1989; Chen and Hui, 1990; 陳, 1990b; 陳與俞, 1990)與模擬研究(Lin, 1989),所得結果將於第四章討論,這些均對於該區中尺度低壓形成的可能機制提供新的認識和了解。

上述這些研究結果顯示,梅雨期中尺度低壓(移動性/滯留性)與降水之關係至為密切,且有時與豪雨之發生直接關連。TAMEX實驗計畫有關中尺度低壓方面之應用研究問題之規畫(陳, 1986; 蔡等, 1988),除探討中尺度低壓與中尺度對流系統之關係外,亦興趣於中尺度低壓與降水強度及分佈關係之了解,以提供改進降水及豪雨預報之參考。1987年TAMEX計畫實施之後,在基礎研究方面,則重視在中尺度低壓之結構特徵及形成機制之觀測診斷分析與數值模擬之探討。有關這方面之回顧與評介,可參閱Lin(1993)之論文。本文除將分析中尺度低壓之時空分佈特徵及其與豪雨之關係外,亦將針對發生於不同區域之中尺度低壓,進行形成機制與結構特徵之探討。

## 二、中尺度低壓、中尺度渦旋與中尺度氣旋

在梅雨季之中尺度現象裡,陳(1978)及陳與紀(1980)以1 hPa為等壓線分析間距,若可分析出封閉等壓線且區內具有氣旋式風場者,定義為中尺度低壓。後來,陳與俞(1988)及陳(1990a)認為,只要以1 hPa為間距可分析出封閉等壓線者,即為中尺度低壓(mesolow)。在陸地上藉助稠密之地面測站資料,中尺度低壓存在之辨認當無問題;海上資料較為缺乏,雖然有時亦有額外之船舶觀測佐證低壓之存在,但是其出現頻率應屬低估。陳(1992)分析TAMEX中尺度現象,將風場具有封閉氣旋式環流者,定為中尺度渦旋(mesovortex);而當中尺度低壓區之風場具有氣旋式封閉環流且兩者中心一致者,定為中尺度氣旋(mesocyclone)。並以高雄與台東氣壓差之變化,定義東南部中尺度低壓之存在及生命階段。(a)增強期:氣壓差為正值且持續增加至最大值或至增加趨勢明顯減弱前1小時為止;(b)成熟期:由氣壓差最大值前1小時開始至快速減小之第1小時為止;(c)減弱期:氣壓差仍為正值,由持續快速減弱至減弱趨勢變緩為止。

圖4為1987年5月21日2300 UTC~22日1400 UTC(22日0700~2200LST)TAMEX地區地面氣流場與等壓線分析。21日2300 UTC時,台灣海峽南部為南/南南東風,台灣東南外海則盛行西南風,台灣西南沿海有明顯的分流現象,此時中尺度低壓存在於東南側之新港近海,與中央山脈之高壓形成一對西高~東低之中尺度高低壓系統。中尺度渦旋於22日0000 UTC出現在新港、台東間沿岸。中尺度低壓進入增強期後(0300 UTC),除低壓中心向西南西方接近台東外,渦旋亦向南移至台東附近,此時台灣西南部氣流由原來之東南東風轉變為西南風,顯見已有相當明顯的海風環流建立。當中尺度低壓進入成熟期(0600 UTC)之後,台灣海峽南部之盛行風

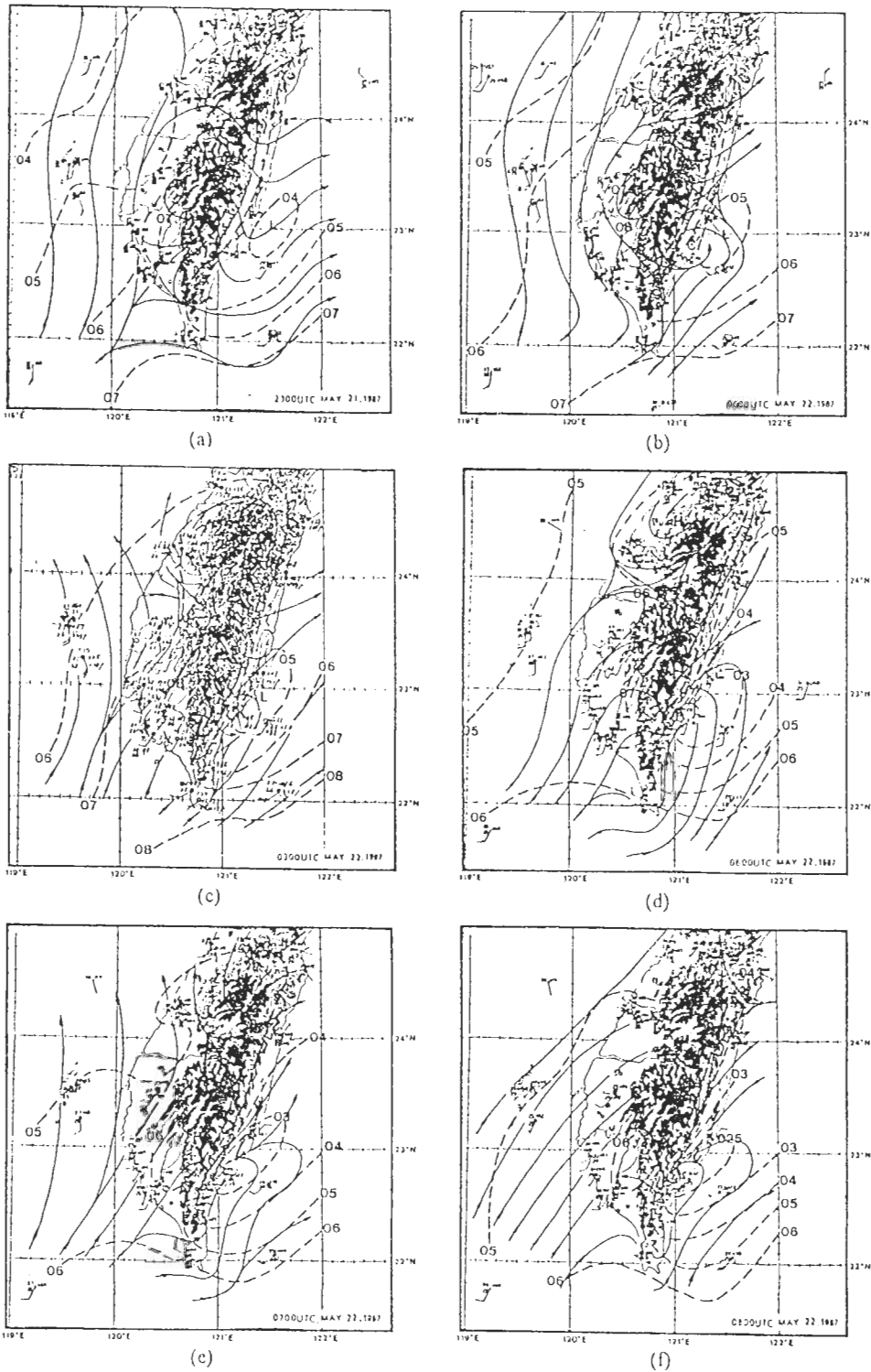


圖 4 1987年5月(a)21日2300 UTC，(b)22日0000 UTC，(c)22日0300 UTC，(d)22日0600 UTC，(e)22日0700 UTC，(f)22日0800 UTC，(g)22日0900 UTC，(h)22日1000 UTC，(i)22日1100 UTC，(j)22日1200 UTC，(k)22日1300 UTC與(l)22日1400 UTC之地面氣流線(實線)與等壓線(虛線，hPa，略去千位與百位)分佈。

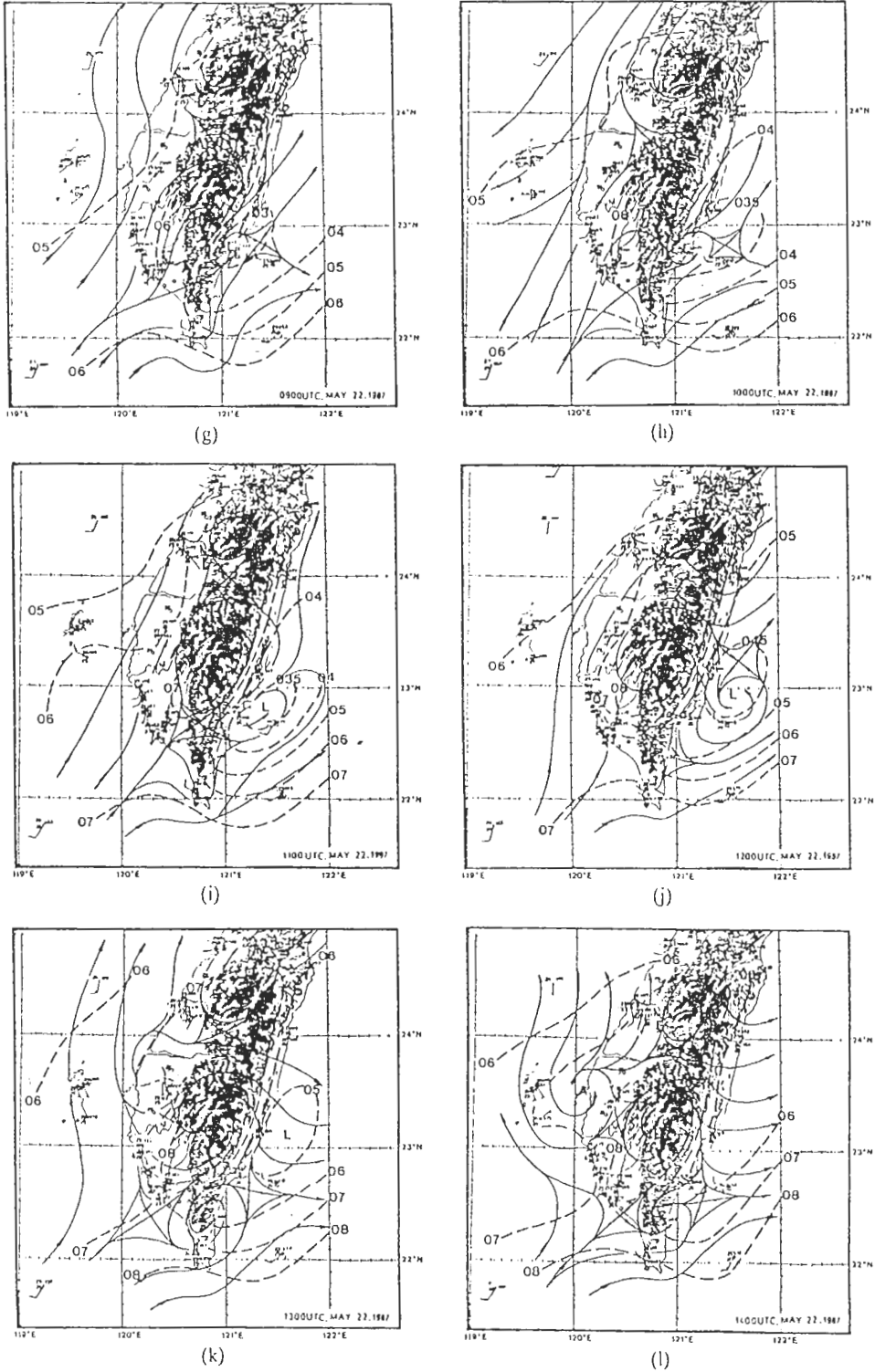


圖4 (續)。

漸由偏南風轉為西南風，渦旋中心則均位於台東西側並未移動。此期間低壓中心氣壓逐漸下降加深，至0800 UTC達最強，中心位置亦由0600 UTC之台東近海緩緩向西移至沿岸，與渦旋中心相重疊，形成一具封閉環流與等壓線之中尺度氣旋。氣流場分析顯示，0300~1000 UTC間，西南氣流越過南部山脈之現象似較為明顯。減弱期後(1000 UTC)，中尺度氣旋除中心氣壓值逐漸上升減弱外，其位置亦於1100與1200 UTC分別向東與東北移至綠島北方海面。1300 UTC時低壓中心持續北移至新港外海，渦旋則已消失，低壓僅具氣旋式氣流，低壓持續減弱，終於1400 UTC消散，此時台灣東方與東南近海僅存一中尺度低壓槽，唯中央山脈之中尺度高壓仍然明顯。由此個案之分析顯示，中尺度低壓與中尺度渦旋可獨立存在，亦可同時存在成為中尺度氣旋。而兩者間質量場與風場之相互調整，究竟係單純之系統移動現象或是地轉調整過程亦或是氣流過山下沉與渦管拉伸作用等同時並存，均需進一步研究才能澄清。圖5為TAMEX IOP2期間，所觀測到的中尺度低壓與中尺度氣旋個案(Kuo and Chen, 1990)。台灣東南側與花蓮外海之中尺度低壓，風場結構大異其趣，東南側者氣流經過低壓中心，花蓮外海者則具氣旋式封閉環流，為中尺度氣旋，該區較為暖乾，顯示下沉絕熱過程在其形成亦有重要角色。此個案之低壓出現位置，不論在東南側或在花蓮外海，均為在氣候上預期有較大機率出現中尺度低壓之區域(參見圖2)。

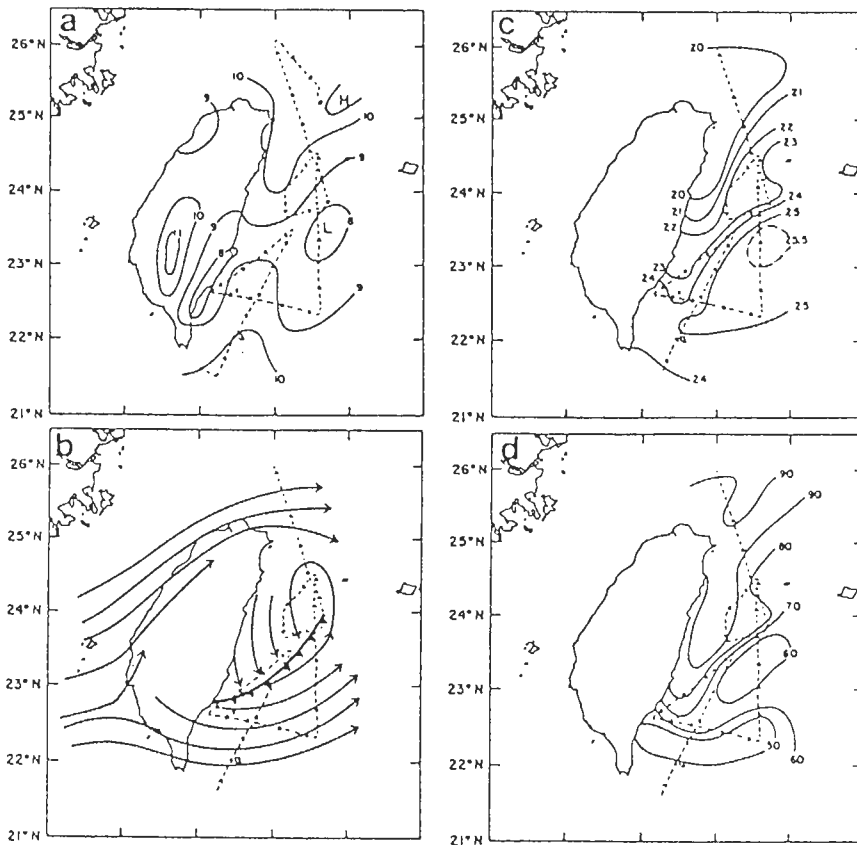


圖5 1987年5月16日1800 UTC (a)海平面氣壓(hPa)，(b)900 hPa氣流線，(c)900 hPa溫度(°C)與(d)900 hPa相對溼度(%)。虛線箭頭為P-3飛行路徑(Kuo and Chen, 1990)。

### 三、中尺度低壓與豪雨

個案顯示，台灣梅雨季之豪雨與中尺度低壓密切關連(陳與紀，1980; 陳與俞，1988; 1990)。在1983-1987年梅雨季發生的30個豪雨個案中，有18個個案伴隨中央山脈以西之中尺度低壓者，其中豪雨可發生在中尺度低壓區或在其南側。這些中尺度低壓之存在及所在位置，在中央山脈以西陸地上之分析當無問題，在台灣海峽上則利用每3小時之地面分析，藉助低壓系統移動性質以及時間連續與空間外延之假定，往往亦可確定其存在及概略位置。在陸上及海上分析中尺度低壓之例子，可參閱陳與俞(1990)及陳等(1992)文章內之附圖。因此，雖然低壓在海峽上之精確位置並不容易掌握，但是若為探討豪雨發生於低壓在海峽上時之南部地區降水時間變化問題，而非在探討低壓之確切位置、結構與演變方面之問題，低壓存在海峽上之分析應可接受。圖6至圖8為其合成降水與衛星觀測對流活動變化之分佈。圖6為豪雨發生於中尺度低壓以南，各區之代表性測站合成降水時間分佈。中部地區雨量以梧棲、台中與嘉義三站代表，中部山區以日月潭、玉山與阿里山代表，南部地區以台南、高雄與恆春代表。在中尺度低壓出現前12小時及前6小時，中部地區降雨強度很小(圖6a)，出現時急速增大約10倍，在出現後6小時達最強，12小時後急速減弱。中部山區之降雨強度變化(圖6b)，在中尺度低壓發生前後6小時之間與中部地區者相似，幾呈線性急速增大，唯12小時後僅稍減弱。低壓在海峽上之南部地區雨量變化(圖6c)，在中尺度低壓出現前增大，出現時達最大，出現後減小。低壓在西北部沿海之南部地區雨量(圖6d)，則似中部地區者，亦以中尺度低壓出現後6小時達最強。顯見降雨時間分佈，中部地區與南部地區(低壓在西北部沿海)極為相近(圖6a,d)，均於低壓出現前0-6小時開始增強，於低壓出現後6小時達最大。中部地區與中部山區之降雨時間分佈(圖6a,b)，雖然均在中尺度低壓出現後6小時達最強，但中部山區降水在12小時後僅稍減弱，而中部地區則急速減小。南部地區之豪雨個案，中尺度低壓在海峽上與在西北部沿海之雨量時間分佈最大不同，在於前者於低壓出現時最強，後者在6小時後最強(圖6c,d)。顯然，發生在中尺度低壓以南豪雨之降雨強度，不論各區均於中尺度低壓出現時至出現後6小時之間達到最大，顯示低壓環流在加強盛行暖溼西南氣流對於產生豪雨之重要性。

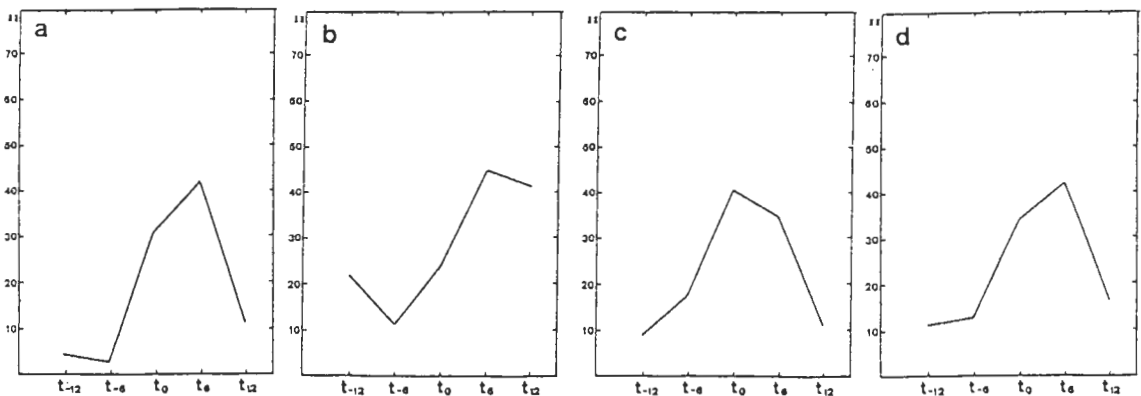


圖6 1983-1987年梅雨季(a)中部地區(梧棲、台中、嘉義)，(b)中部山區(日月潭、玉山、阿里山)，(c)南部地區/低壓在海峽(台南、高雄、恆春)與(d)南部地區/低壓在西北部沿海，豪雨發生在低壓以南，在低壓出現前後各12小時間(X軸)之合成降水量(mm/6h)變化。



圖7為豪雨發生於中尺度低壓環流內，各區之代表性測站合成降水時間分佈。北部地區(北部及北部山區)雨量以淡水、台北、竹子湖與四十分等四站代表，中部地區雨量以梧棲、台中與嘉義等三站代表，中部山區雨量以日月潭、玉山與阿里山等三站代表，南部地區以台南、高雄與恆春等三站代表。北部地區(圖7a)在中尺度低壓出現前12小時尚無降水，前6小時僅有少量降水，中尺度低壓出現時顯著增加，之後6小時增加更速，12小時後則迅速減小。中部地區(圖7b)在中尺度低壓出現前12小時與前6小時，降水量均小，中尺度低壓出現時急速增加達最強，6小時後迅速減小，12小時後更為減小。中部山區(圖7c)之雨量變化與前兩者不同，在中尺度低壓出現前6小時雨量最小，而後幾呈線性增大至12小時之後。南部地區(圖7d)與北部地區之分佈極為相似，均在中尺度低壓出現時急速增加，在出現後6小時達最大，之後減小。顯見，北部地區與南部地區之降雨時間變化之分佈極為相近(圖7a,d)，均於低壓出現時顯著增強並於之後6小時達最強，中部地區與中部山區之降雨時間變化(圖7b,c)則大異其趣。唯各區降雨強度均於低壓出現時顯著增加，顯示中尺度低壓環流對形成豪雨之重要性。

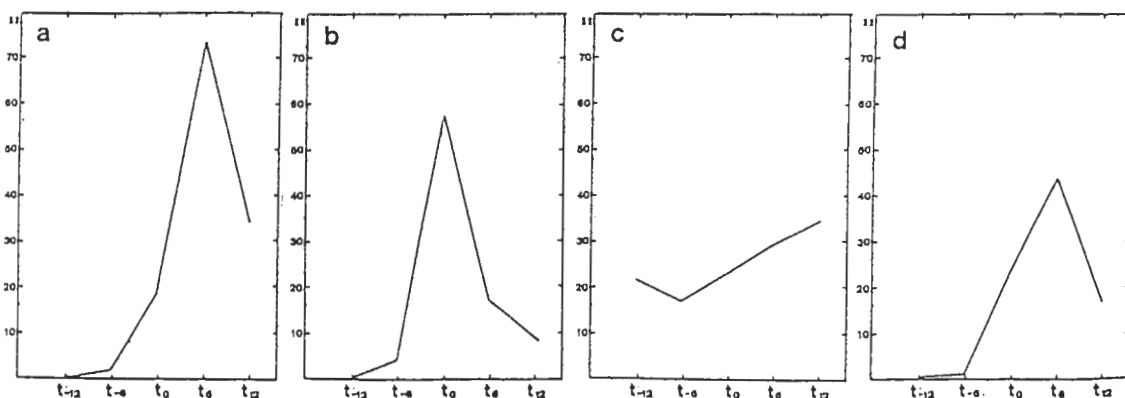


圖7 1983-1987年梅雨季(a)北部地區(淡水、台北、竹子湖、四十分)，(b)中部地區(梧棲、台中、嘉義)，(c)中部山區(日月潭、玉山、阿里山)與(d)南部地區(台南、高雄、恆春)，豪雨發生在中尺度低壓區內，在低壓出現前後各12小時間(X軸)之合成降水量(mm/6h)變化。

為探討中尺度低壓以南發生豪雨之對流演變，分析中心以南 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 經緯度範圍內，在低壓出現前後各12小時間之深對流面積演變，並比較雲頂溫度 $-51.3^{\circ}\text{C}$ 、 $-61.5^{\circ}\text{C}$ 與 $-70.0^{\circ}\text{C}$ 之面積變化，結果如圖8a所示。 $-61.5^{\circ}\text{C}$ 與 $-70.7^{\circ}\text{C}$ 雲頂溫度之對流面積在中尺度低壓出現前3小時已見增加，而 $-51.3^{\circ}\text{C}$ 面積則略減少，唯變化量均不大。此種變化或因地面中尺度低壓分析之時間解析度為6小時，故可能有部份個案之中尺度低壓在3小時前已出現之故。各不同雲頂溫度之對流面積，在中尺度低壓出現時增大，出現後3小時迅速擴大達最大值。之後面積逐漸縮小，但其縮小速率較中尺度低壓出現前之擴大速率為慢，在12小時後仍與中尺度低壓出現時之面積相近。顯然，中尺度低壓南側之深對流發展，因低壓之出現而增強。中尺度低壓區內發生豪雨之個案，在低壓出現前後各12小時內，各不同雲頂溫度所占面積在 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 低壓環流範圍內之演變，如圖8b所示。顯見中尺度低壓出現前變化不大，出現之後對流面積急速增大。 $-61.5^{\circ}\text{C}$ 與 $-70.7^{\circ}\text{C}$ 面積於之後3小時達最大，隨後減小至9小時後約與中尺度低壓出現時之面積相近。而 $-51.3^{\circ}\text{C}$ 面積於低壓出現後增大，至之後9小時達最大，12小時後已因MCS之移出而不復見。顯然，中尺度低壓環流內之深對流發展，因低壓之出現而增強。為分離中尺度低壓對MCS之可能

影響，將 MCS 面積標準化 (normalize)，取當 MCS 已伸入中央山脈以東，但在以西分析範圍內之面積仍占 50% 以上且最接近 50% 之時間為標準化參考，計算當 MCS ( $-51.3^{\circ}\text{C}$ ) 在山脈以西的面積及占總面積%，並求取 MCS 各時間對應面積 (總面積  $\times$  %)。圖 8c 為平均之標準化面積與強度變化。顯見，中尺度低壓形成之後，在低壓環流區內之 MCS 強度迅速增強，範圍擴大，於 6 小時後雲頂溫度達最低 ( $-68.9^{\circ}\text{C}$ )，於 9 小時後  $-51.3^{\circ}\text{C}$  對流範圍達最大。

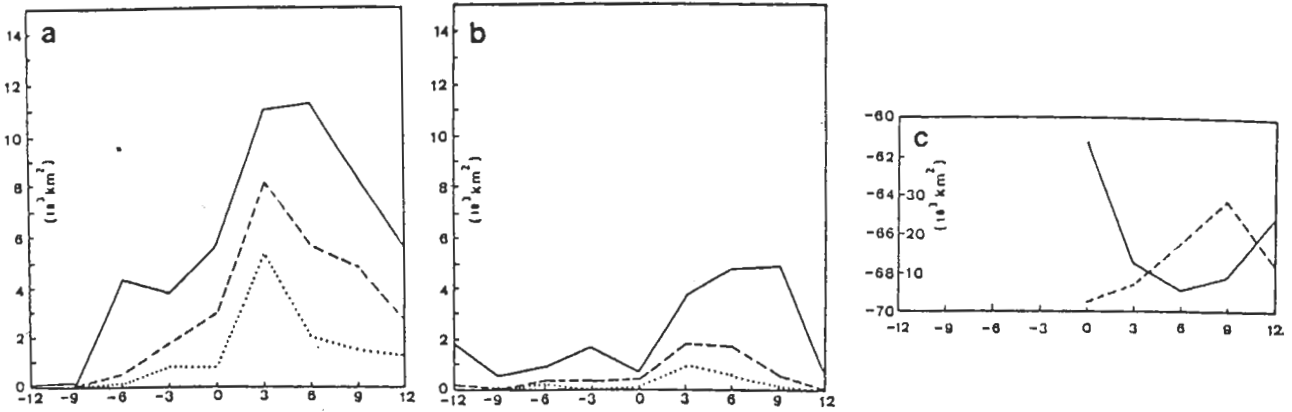


圖 8 1983-1987 年梅雨季 (a) 中尺度低壓以南發生豪雨的個案，在低壓出現前後各 12 小時內 (X 軸)，低壓中心以南  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  經緯度範圍內，雲頂溫度  $-51.3^{\circ}\text{C}$  (實線)、 $-61.5^{\circ}\text{C}$  (虛線) 與  $-70.7^{\circ}\text{C}$  (點線) 之面積 (Y 軸)，(b) 中尺度低壓內發生豪雨的個案，在低壓出現前後各 12 小時內 (X 軸)，以低壓中心為中心的  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  經緯度範圍內，雲頂溫度  $-51.3^{\circ}\text{C}$  (實線)、 $-61.5^{\circ}\text{C}$  (虛線) 與  $-70.7^{\circ}\text{C}$  (點線) 之面積 (Y 軸) 與 (c) 中尺度低壓內發生豪雨的個案，在低壓出現前後各 12 小時內 (X 軸)，MCS 低於  $-51.3^{\circ}\text{C}$  的標準化面積 (Y 軸，虛線) 及 MCS 強度 (中心最低雲頂溫度，實線)。在此標準化面積，即以中尺度低壓出現時間或 MCS 開始形成或移入分析範圍內 ( $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  經緯度) 時間為標準化參考，以計算  $-51.3^{\circ}\text{C}$  MCS 在範圍內面積及其占總面積%，並求取此 MCS 各時間之  $-51.3^{\circ}\text{C}$  對應面積 (即總面積  $\times$  %)。

#### 四、形成機制

台灣梅雨期之中尺度低壓，在不同地理區域之形成機制，一直是氣象界同仁共同興趣的重要研究課題。對於東南方之中尺度低壓，不論是觀測研究 (陳, 1991; 1992; Kuo and Chen, 1990; Wang, 1989; Wang and Chen, 1990) 或模式模擬研究 (Kuo et al., 1989; Lin, 1989; 1990; Mannouji and Kurihara, 1990; Sun et al., 1991; Lin et al., 1992)，皆顯示下沉增溫與垂直渦管拉伸過程為可能形成機制，並導致低壓區乾暖低對流層與較少降水。另一方面，觀測研究 (Wang, 1989; Wang and Chen, 1990) 與模擬研究結果 (Sun and Wu, 1989; Huang and Raman, 1990) 顯示，低層氣流因山脈阻擋效應所伴隨之氣流分離過程，以及非絕熱加熱所伴隨之海風環流 (Soong et al., 1989)，亦均可為台灣東南側產生中尺度低壓之機制。

對於台灣西北沿海之中尺度低壓形成過程，Chern and Sun (1989)與Sun et al.(1991)等之模擬研究認為，下沉增溫與梅雨鋒後盛行東北風時該區因地形阻擋缺少冷平流，可能為主要因素。Lin (1989)之非線性半地轉模擬研究，發現在盛行正壓西南氣流之下，可因非絕熱冷卻過程於西北沿海低壓區增強水平輻合。至於台灣西南部之中尺度低壓區，觀測研究認為對流加熱（陳，1990b；陳與俞，1990）與中央山脈阻擋使冷空氣無法入侵該區（Chen et al.，1989；Chen and Hui，1990；Chen and Liang，1992），為低壓形成之可能機制。Lin(1989)之非線性半地轉模擬研究，發現在盛行斜壓西北氣流之下，非絕熱冷卻效應可在西南部低壓區增強輻合。顯然，梅雨季中尺度低壓在不同地理位置之產生機制，雖均與地形效應有關，但均可能有所不同，對於不同環境條件下確切形成過程之了解，則有賴進一步之觀測診斷分析與數值模擬研究。

## 五、結構特徵

### (一)中央山脈以西

Chen and Wang (1992)分析1985-1987年中央山脈以西的5個中尺度低壓(氣旋)個案，求取生命期各階段之合成結構。他們以低壓環流內之平均風速、最大風速以及中心附近之平均相對渦度等三項參數，定義中尺度低壓之生命期。此三參數顯著增大至顯著減小之時段定為成熟期，之前為形成期，之後為消散期。圖9為其成熟期之氣壓、風場、渦度、散度與雲頂溫度分佈(形成期與消散期圖未示)。合成氣壓場顯示，形成期至成熟期之中心氣壓下降且中心以南之氣壓梯度增強，成熟期至消散期則中心氣壓升高且梯度減弱；風速改變與氣壓梯度之改變一致。若以中尺度低壓區之氣旋式環流範圍定義水平尺度大小，則中尺度低壓由形成期之220公里增大為成熟期之270公里，消散期減小為120公里。氣旋式渦度最大值出現在低壓中心，由形成期之 $1.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ 增大為成熟期之 $2.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，減弱期減小為原來之 $1.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。低壓中心之輻合變化，與渦度變化相似。形成期至成熟期之平均輻合變化約為 $-1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，若僅由渦管拉伸過程，則在2小時內即可使渦度由 $1.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ 增至 $2.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。實際上，由形成期發展至成熟期平均約為9小時，因此近地層之摩擦過程在中尺度低壓之動力應扮演重要角色。平均雲頂溫度顯示，在成熟期低壓中心以南之西南風速增大區之上，明顯降低。因此，低壓中心及其南側之對流與豪雨之發生，顯然與中尺度低壓之增強密切關連。此現象亦顯示在中尺度低壓之氣旋式環流內平均雲頂溫度之變化，由形成期之 $-3.4^{\circ} C$ ，下降為成熟期之 $-19.3^{\circ} C$ ，消散期升高為 $-8.6^{\circ} C$ 。

### (二)台灣東南側

1987年TAMEX期間發生於台灣東南側之8個中尺度低壓個案，其生命期各階段之合成結構均經求取，唯本文僅就成熟期之氣壓、風場、渦度、散度、溫度與露點分佈，示於圖10。有關此區中尺度低壓生命史各階段之定義，如第二章內所述。顯見，於成熟期時西高～東低之氣壓形式，如同個別個案分佈一般，實乃氣流在迎風面上升絕熱冷卻與在背風面下沉絕熱增溫之靜力反應。低壓中心氣壓由增強期之1005 hPa，下降為成熟期之1004 hPa，再減弱期上升至1005.5

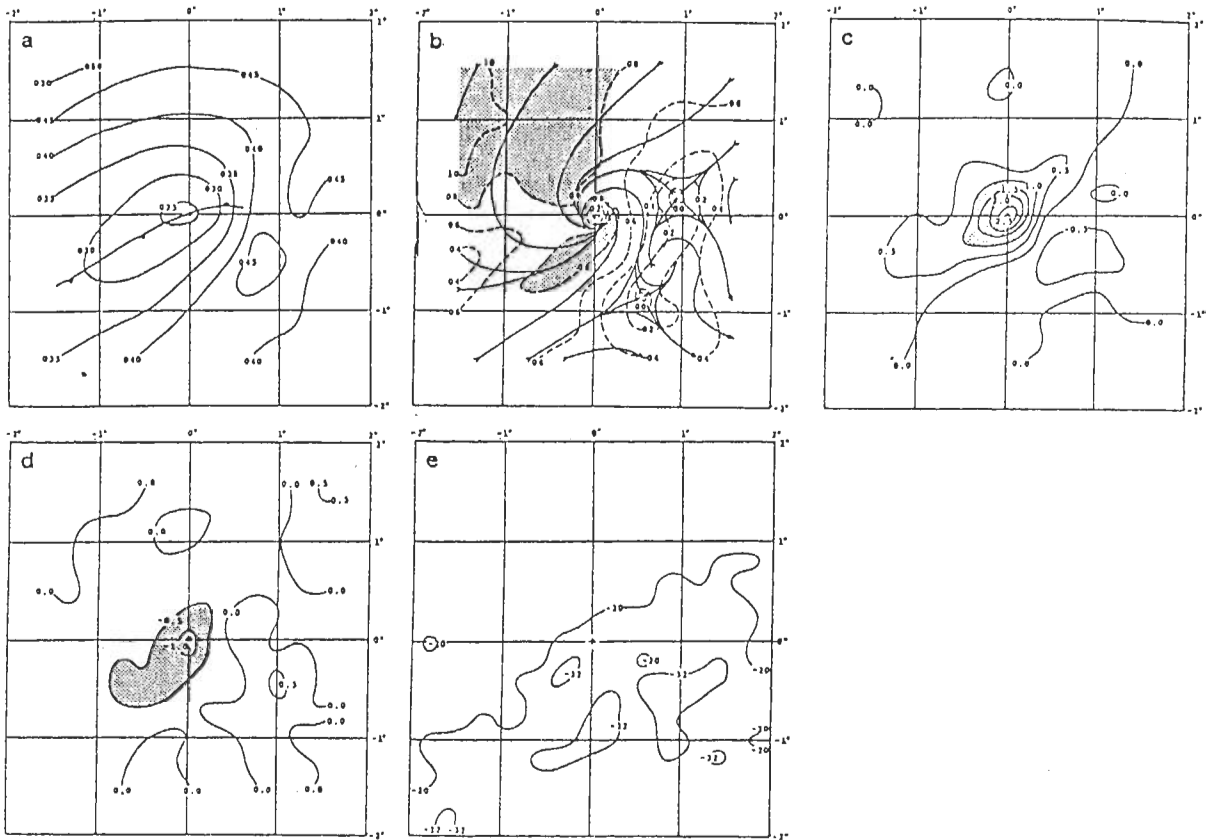


圖9 1985-1987年梅雨季台灣西部5個中尺度低壓(氣旋)於成熟期之合成結構。(a)氣壓( $\times 0.1$  hPa, 千位與百位略), (b)氣流線(實線)與等風速線(虛線,  $\text{kt}/\times 0.5\text{ms}^{-1}$ ), (c)渦度( $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ), (d)散度( $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ )與(e)平均雲頂溫度( $^{\circ}\text{C}$ )。(b)內陰影區為大於 $8 \text{kt}(4 \text{ms}^{-1})$ , (c)內為渦度大於 $1 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 與(d)內為輻合大於 $-0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ (Chen and Wang, 1992)

hPa。低壓範圍之氣壓梯度變化，亦於成熟期達最大，且在高低壓中心之間（南部山區），各階段之氣壓梯度均為低壓範圍內最大區域。在分析區內主要由盛行西南風主宰，並在低壓中心東南側達最強，呈現噴流形式(jet-like pattern)之結構。此最大西南風速區呈西南~東北走向，其風速由增強期之 $6.1 \text{ms}^{-1}$ ，增強為成熟期之 $7.7 \text{ms}^{-1}$ ，於減弱期減弱為與增強期相同的 $6.1 \text{ms}^{-1}$ 。高壓中心西北側與西側以及低壓中心東南側與南側，氣流與等壓線之間有明顯的地轉風關係，但高低壓中心之間山區之地轉風應為強烈北風，實際風則微弱，且北風僅在減弱期較為明顯。低壓中心附近氣流，於增強期及成熟期均有微弱的氣旋式環流，於減弱期更為顯著。此外，低壓中心西北側迎風面之偏南氣流以及西南側之偏西風與東南側之西南氣流，均反應地形阻擋及氣流之偏轉效應。

各階段的渦度分佈形式相似，由西北往東南呈負~正~負之波狀排列，且主軸呈東北~西南走向，此主要乃反應在盛行西南風下之風切效應。最大西南風兩側之氣旋式渦度及反旋式渦度最大值，均於成熟期西南風速最強時增強，減弱期氣旋式渦度因曲率效應之增強而再增強。

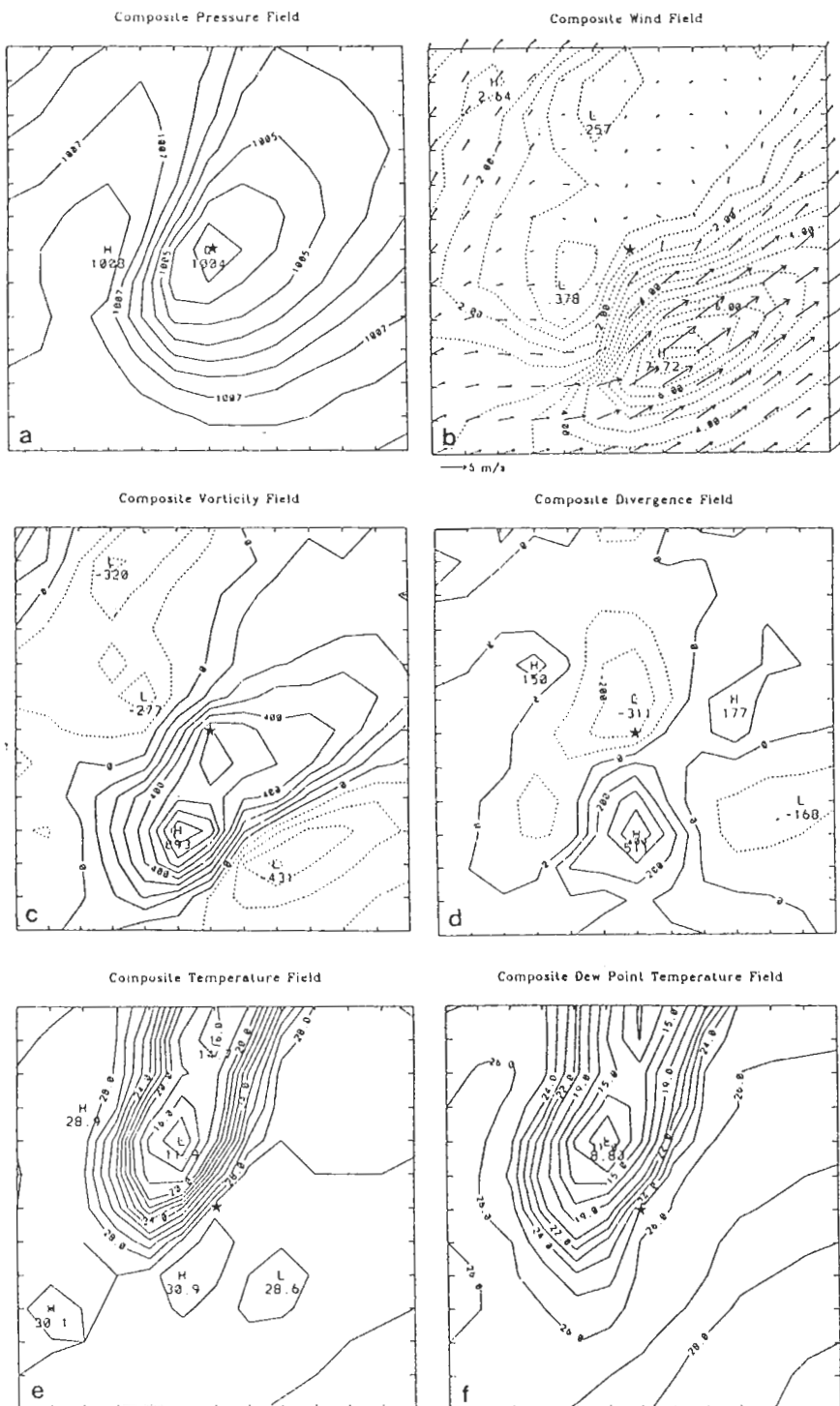


圖 10 1987年TAMEX 期間台灣東南方8個中尺度低壓個案於成熟期之(a)氣壓(hPa), (b)風場(虛線風速為 $ms^{-1}$ ), (c)渦度( $10^{-7} s^{-1}$ ), (d)散度( $10^{-7} s^{-1}$ ), (e)溫度( $^{\circ}C$ )與(f)露點( $^{\circ}C$ )合成結構。星號為中心位置, x,y 方向為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 之經緯度網格。

低壓中心之渦度由增強期之  $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，增強為成熟期的  $6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，減弱期更增強為  $8 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。低壓中心西側之高壓區，為反旋式渦度區。各階段低壓中心南側與東南側之輻散～輻合雙組合系統之散度分佈，實乃最強西南風速區上下游之速度輻散與輻合之反應。此雙組合系統之正負中心強度，亦於成熟期西南風最強時達最強。低壓北側及西北側，各階段皆為輻合，而低壓中心則由增強期幾無輻散／輻合，轉變為成熟期很強之輻合 ( $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$ )，此輻合於減弱期稍減小為約  $-1.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。低壓中心西側之高壓，主要為輻散區。

各階段低溫區位於低壓中心西北側，且幾呈南北走向，此乃反應山脈地形之高度效應。低壓中心及其東北、東與東南區域之溫度，均於成熟期增高，於減弱期下降，中心溫度由增強期之  $28^\circ C$  升高為成熟期之  $> 29^\circ C$ ，減弱期下降為約  $28.2^\circ C$ 。低壓中心附近西北方之溫度梯度，亦於成熟期達最大(此時山區最低溫亦達最大值)，減弱期變小。除中心西北方之外，低壓中心附近梯度微弱。與風場比較，顯示低壓中心在增強期有微弱冷平流，成熟期與減弱期轉為微弱暖平流主宰。露點與溫度分佈形態極為類似，在低壓中心西北側為最小區域，且該區幾呈南北走向，亦為山區高度效應之反應。低壓中心及其東北、東與東南區域之露點，由增強期升高至減弱期，低壓中心之露點在增強期為  $24.5^\circ C$ ，成熟期增高為  $25^\circ C$ ，減弱期再增高為  $26.2^\circ C$ 。

上述中尺度低壓生命期各階段之氣壓、溫度、露點、風場、渦度與散度之合成結構顯示，低壓於成熟期之中心氣壓達最低，中心溫度達最高，中心輻合達最大，中心東南之西南風亦達最強。中心之氣旋式渦度及中心附近之氣旋式環流於減弱期達最大，此可能因成熟期該區輻合最強，使氣旋式渦度透過渦管拉伸效應而增強之故。此外，西高～東低之氣壓分佈以及中心西側南北走向之最低溫度區與最低露點區，均為地形高度效應之反應，而地形之阻擋及氣流之偏轉效應在各階段皆極明顯。

## 六、總結

本文針對台灣梅雨季發生於台灣東南側、西北沿海與西南部之中尺度低壓，除回顧其氣候特徵、中尺度低壓與降水／豪雨之關連以及形成機制外，並探討中尺度低壓、中尺度渦旋與中尺度氣旋之演變以及中央山脈兩側之中尺度低壓合成結構特徵。中尺度低壓之水平尺度小，垂直發展淺，且多發生於沿海或近海。由於高空資料及海上觀測資料的缺乏或時空解析度的不足，因此，其結構特徵僅能倚重地面觀測，且合成法成為為了減輕資料不足所產生困難的常用方法。雖然，若要了解中尺度低壓之三維結構及其形成與發展之動力過程，除應借重模式之模擬研究之外，透過良好規畫的實驗計畫，以獲取必要資料，可能是不得不然的選擇。

中央山脈以西之中尺度低壓與降水及豪雨之關連，除在預報作業上之意義外，低壓之形成／加強與對流潛熱釋放間之交互作用，可能為未來模擬研究的重要課題。對於東南側中尺度低壓之形成，在盛行西南氣流受中央山脈阻擋，可能產生之爬山或繞山效應，以及其伴隨迎風面降水之多寡等問題，可能在學術上與應用上均為值得進一步探討。如圖4所示，在東南側之中尺度低壓與中尺度渦旋之分合過程，以及中尺度氣旋之形成，在動力上亦是值得進一步探討的課題。

## 誌謝

感謝莊振威先生與徐培書小姐在本文完稿各方面之協助，本文在國科會專案計畫NSC84-2111-M002-021 AP2支持下完成。

## 參考文獻

- 徐晉淮，1971：台北地區豪雨之研究。氣象學報，17，3，49～71。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文集編，國科會，150～157。
- 陳泰然，1986：台灣地區中尺度實驗(TAMEX)之實驗設計。國科會防災科技研究報告，75-01，93頁。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1990a：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73～84。
- 陳泰然，1990b：台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213～228。
- 陳泰然，1991：台灣梅雨季之中尺度現象研究(一)。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1991-001，136頁。
- 陳泰然，1992：台灣梅雨季之中尺度現象研究(二)。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1992-001，185頁。
- 陳泰然、王重傑與紀水上，1992：梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓個案研究。大氣科學，20，319-339。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫之先驅研究。國科會防災科技研究報告74-25號，108頁。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7，39～48。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水研究(一)。國科會防災科技研究報告77-30號，130頁。
- 陳泰然與俞家忠，1990：鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色:TAMEX第一階段之兩個個案。大氣科學，18，129～147。
- 陳泰然與蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡 $\omega$ 值之分析。台大大氣科學系研究報告Mei-Yu-002，44頁。
- 蔡清彥、洪秀雄與陳泰然，1988：TAMEX後續研究之規畫。國科會研究計畫報告，NSC-77-0202-M002-11，39頁。
- Chen, G.T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Chen, G. T.-J., and C.-Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 25-41.
- Chen, G.T. J., and C. C. Wang, 1992: The composite structure of mesolows accompanying heavy rainfall in the Taiwan Mei-Yu season. *TAO*, **3**, 533-556.
- Chen, Y.L., and N.B.F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2649-2667.

- Chen, Y.L., Y.X. Zhang, and N.B.F. Hui, 1989 : Analysis of a surface front during the early summer rainy season in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 909-931.
- Chern, J.D., and W.Y. Sun, 1989 : Lee cyclogenesis and interaction between front and mountain. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 343-346.[Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- Huang, C.Y., and S. Raman,1990 : Numerical simulations of Taiwan island circulations: diurnal modification. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, 24-26 September, 199 - 203. [Available from Mesoscale and Microscale Meteor. Div., NCAR, P.O.Box 3000, Boulder, CO 80307]
- Kuo, Y.H., and G.T.J. Chen, 1990 : Taiwan Area Mesoscale Experiment: An overview. *Bull Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.
- Kuo, Y.H., J.W. Bao, and S. Chan, 1989 : Structure and dynamics of the mesolow observed during TAMEX IOP-2. PartII:mesoscale numerical simulations. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 339-342.[Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, ROC]
- Lin, Y.L.,1989 : A study of flow over a mesoscale mountain with diabatic heating. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei,22-30 June, 327-333. [Available from the Dept. of Atmos.Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- Lin, Y.L.,1990 : Formation mechanisms of Taiwan mesolows during the Mei-Yu season. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, 24-26 September, 174-181.[Available from Mesoscale and Microscale Meteor. Div., NCAR, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307]
- Lin, Y. L., 1993 : Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *TAO*, **4**, 381-420.
- Lin, Y. L., N.H. Lin, and R.P. Weglarz, 1992 : Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 43-67.
- Mannouji, N., and K. Kurihara,1990 : A numerical experiment of TAMEX IOP # 13 by the spectral limited area model of the JMA. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, 24-26 September, 121-126.[Available from Mesoscale and Microscale Meteor. Div., NCAR, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307]
- Soong, S.T., M. Mathur, and W. K. Tao, 1989 : The effect of topography and diurnal heating cycle on airflow and precipitation in Taiwan. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 304-309. [Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl.Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- Sun, W.Y., and C.C. Wu, 1989 : Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 173-176.[Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl.Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- Sun, W.Y., J.D. Chern, C.C. Wu, and W.R. Hsu, 1991 : Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2558-2573.
- Wang, S.T.,1989 : Observational study of the orographically induced disturbances during TAMEX. Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22 - 30 June, 279-286.[Available from the Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, R.O.C.]
- Wang, S.T., and G.T.J. Chen,1990 : On the formation and structure of mesolows in TAMEX. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, 24-26 September, 166-73.[Available from Mesoscale and Microscale Meteor. Div., NCAR, P. O. Box 3000, Boulder, CO 80307]



## Mesoscale Feature in the Taiwan Mei-Yu Season: Mesolow

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

### ABSTRACT

Mesolow is one of the many mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. Numerous researchers get interested in the mesolow study in recent years mainly because it is closely related to the heavy rainfall as well as to the topographical effects of the Central Mountain Range (CMR). In this paper, climatological characteristics, the mesolow-related heavy rainfall, and formation mechanisms of the mesolow are reviewed and discussed. The composite structure of the mesolows observed to the east and west of the CMR was investigated. It was found that the boundary layer frictional process plays an important role in the mesolow dynamics to slow down the intensification rate to the west of the CMR. Intensification of convection and rainfall rate over the mesolow and its immediate south is closely related to the formation of mesolow. Vortex stretching process is suggested to be an important mechanism for the circulation intensification over mesolow both to the east and the west of the CMR. Finally, the unresolved issues related to the mesolow are proposed and discussed.

Key words : Mesolow, Mesovortex, Mesocyclone, Central mountain range.