

TAMEX 期間台灣東南方中尺度低壓發生時 之垂直運動特徵

陳泰然 王重傑
國立台灣大學大氣科學研究所

摘 要

本文利用TAMEX期間所觀測發生於台灣東南方的8個中尺低壓個案，分析個案期間東港與綠島探空資料垂直-時間剖面分佈所顯示的垂直運動，並以熱力學法估算垂直速度，以探討背風中尺度低壓之旋生過程。結果顯示，所有個案低對流層均有迎風面上升與背風面下沉的現象。顯然背風面氣流下沉增溫，為中尺度低壓形成與加強的重要機制。

一. 前言

台灣地區梅雨季出現的眾多中尺度現象之中，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們所關切的課題（例如：徐，1971；陳，1978；1990b；陳與紀，1980）。這些中尺度低壓最常形成於台灣東南、西北與西南沿海區域（陳，1978；1990a），其生命期約12~15小時。平均而言，東南方的中尺度低壓比中央山脈以西者具有較長生命期及較大強度（即較低中心氣壓）。近年來，由於台灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）的實施，使得國內外許多專家學者對於發生於不同區域中尺度低壓的生成機制產生極高的興趣（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。對於東南方低壓形成機制的研究而言，因低壓區少雨且低對流層較暖較乾，故下沉增溫與垂直渦管拉伸過程被認為是低壓形成的可能機制（陳，1978；Wang，1989；Lin，1989；1990；Kuo and

Chen，1990；Wang and Chen，1990；Mannouji and Kurihara，1990；Sun et al.，1991；Lin et al.，1992）。另一方面，觀測研究（Wang，1989；Wang and Chen，1990）與模式研究（Sun and Wu，1989；Huang and Raman，1990）顯示地形對低層氣流的阻擋所伴隨的氣流分離過程，以及非絕熱加熱所伴隨的海風環流（Soong et al.，1989）亦均可能為東南方中尺度低壓的形成機制。

為進一步了解東南方中尺度低壓的形成及演變過程，本文利用TAMEX期間所觀測到的8個中尺度低壓個案（陳，1991），分析個案期間馬公、東港與綠島探空的垂直-時間剖面分佈所顯示的環境條件特徵，並估算中央山脈南部西側（東港）與東側（綠島）的垂直速度。中尺度低壓個案選取依陳（1991）所用標準，以去除日夜變化之高雄與台東氣壓差 ≥ 1.5 hPa持續超過6小時，即視為東南方中尺度低壓的存在，此種定義標準所選取之低壓與地面中尺度氣壓分析所得結果一致。圖1為TAMEX期間滿足此標準的8個中尺度低壓個案，其生命期各階段的定義為(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，至快速減小之第一小時為止；(c)減弱期：氣壓差仍為正值，但持續快速減弱至減弱趨勢變緩為止。

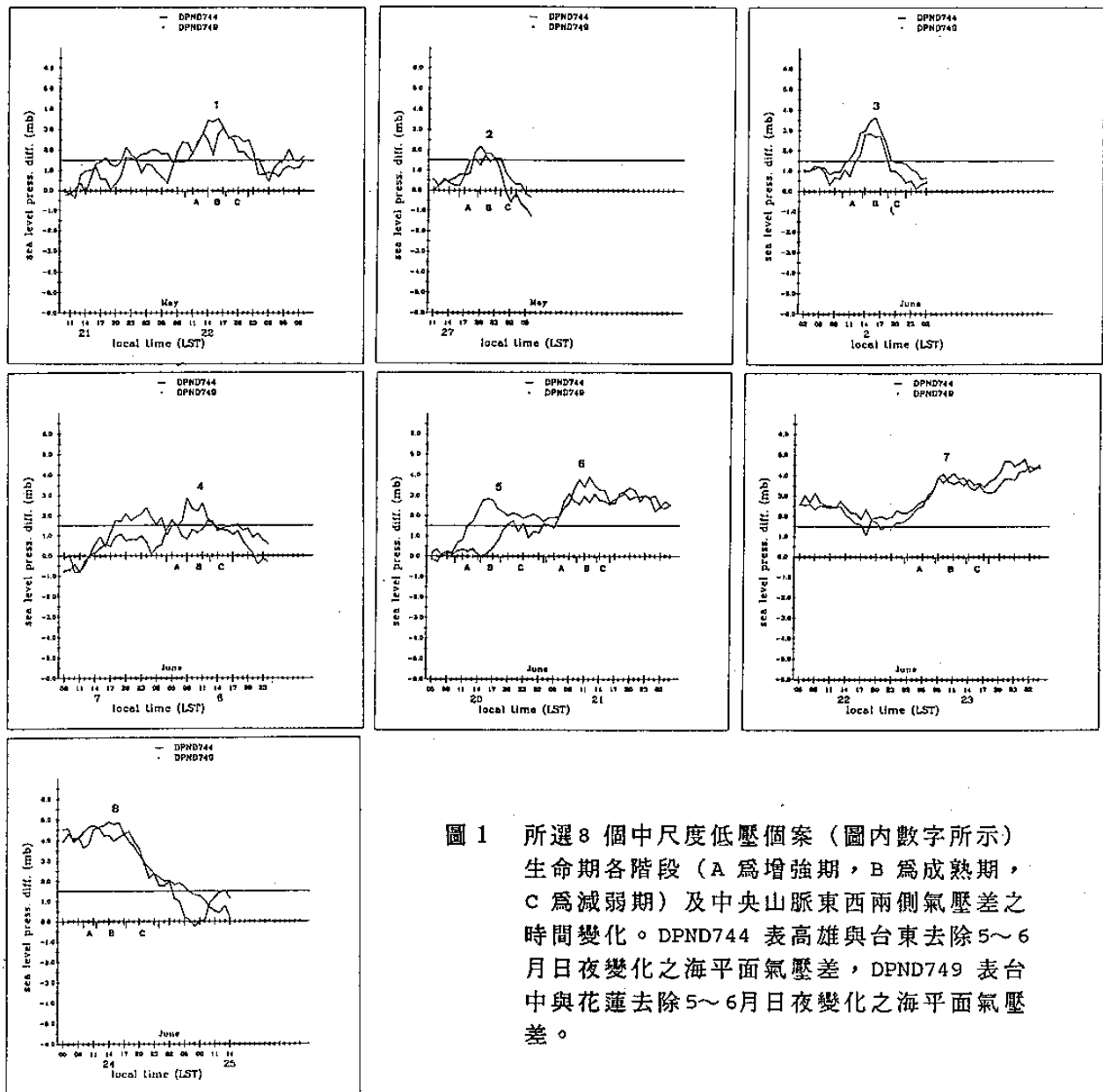


圖 1 所選 8 個中尺度低壓個案 (圖內數字所示) 生命期各階段 (A 為增強期, B 為成熟期, C 為減弱期) 及中央山脈東西兩側氣壓差之時間變化。DPND744 表高雄與台東去除 5~6 月日夜變化之海平面氣壓差, DPND749 表台中與花蓮去除 5~6 月日夜變化之海平面氣壓差。

二. 資料與分析

本研究所使用資料, 包括上述 8 個個案期間, 日本氣象廳出版的 12 h 間距 (0000 與 1200 UTC) 東亞各層天氣圖, 王 (1990) 出版的 TAMEX 各 IOP 期間地面原始天氣資料圖集, 台灣地區逐時地面密集觀測資料 (含船舶資料, 但非 IOP 期間則為每 3 h 間距), 以及馬公、東港與綠島等探空站每 3 h 資料 (非 IOP 期間則為 6 h 或 12 h 間距)。首先根據地面與船舶資料, 以 1 hPa 為間距分析 $119 \sim 123^{\circ} \text{E}$, $21 \sim 26^{\circ} \text{N}$ 範圍內之中尺度氣壓場分布, 以確定台灣東南方中尺度低壓及其鄰近區域之氣壓特徵。

為分析台灣南部於個案期間在偏西南氣流控制下, 所造成迎風面與背風面之特性差異, 選取東港

、綠島與馬公三測站 (分別代表迎風面與背風面之環境大氣), 利用 TAMEX 期間高垂直解析度之探空資料 (除一般之標準層及特性層外, 在 3000 m 以下每 50 m, 3000 m 以上每 150 m 均有一筆觀測紀錄), 在進行偵錯與修正後, 分析此三站之氣壓距平、溫度距平、溫度露點差、相對濕度、位溫、相當位溫及風場之垂直-時間剖面分布。因三測站於各個案期間之每 3 h 資料並非全部完整, 故除儘量選擇三測站於起、止均有資料之時段為使用資料外, 並以線性內差或外延法補足缺乏資料 (風場除外), 採 3 h 外延並將其變化量定為前 3 h 傾向的 1/2 (以避免上下層傾向外延可能產生之不合理現象)。此處剖面內的距平 (anomaly), 為突顯迎風與背風面之差異, 並未去除時間平均, 而係去除以東港、綠

島及馬公三站於同高度資料之平均值，如此亦可去除日夜變化。

由於分析偏西南氣流之過山現象為此剖面分析的主要目的之一，因此除各氣象參數的變化外，山脈兩側所形成的垂直運動為我們所關心者。又因其反應在溫度距平與相對濕度（或溫度露點差）的變化上最為明顯，故在垂直運動的辨認上，以背風面（綠島測站）為例，定義在低壓生命期中，3000 m 以下低對流層存在一相對最大正溫度距平／最小相對濕度層，且其中心數值有隨時間逐漸增大／減小現象，而其所在高度亦有逐漸向下移動（向地面）的現象，則在缺乏或無明顯溫度平流作用狀況下，

可視為伴有氣流過山絕熱下沉運動。同理，在溫度變化上若低對流層出現封閉的暖中心並逐漸增強，且此非因正常之日夜變化而來，則當暖中心達最強時，可視為下沉作用亦達最強。此外，若有下沉運動，則絕熱增溫之靜力反應，地面應有氣壓負距平出現。迎風面（東港測站）上升運動的辨認，則採用與背風面者相反之定義。對於垂直速度的定量估計，本文使用氣壓坐標之熱力學法（thermodynamic method；參見陳，1987），並假設氣流近似絕熱，以水平溫度平流及／或局部溫度變率來估計垂直運動。

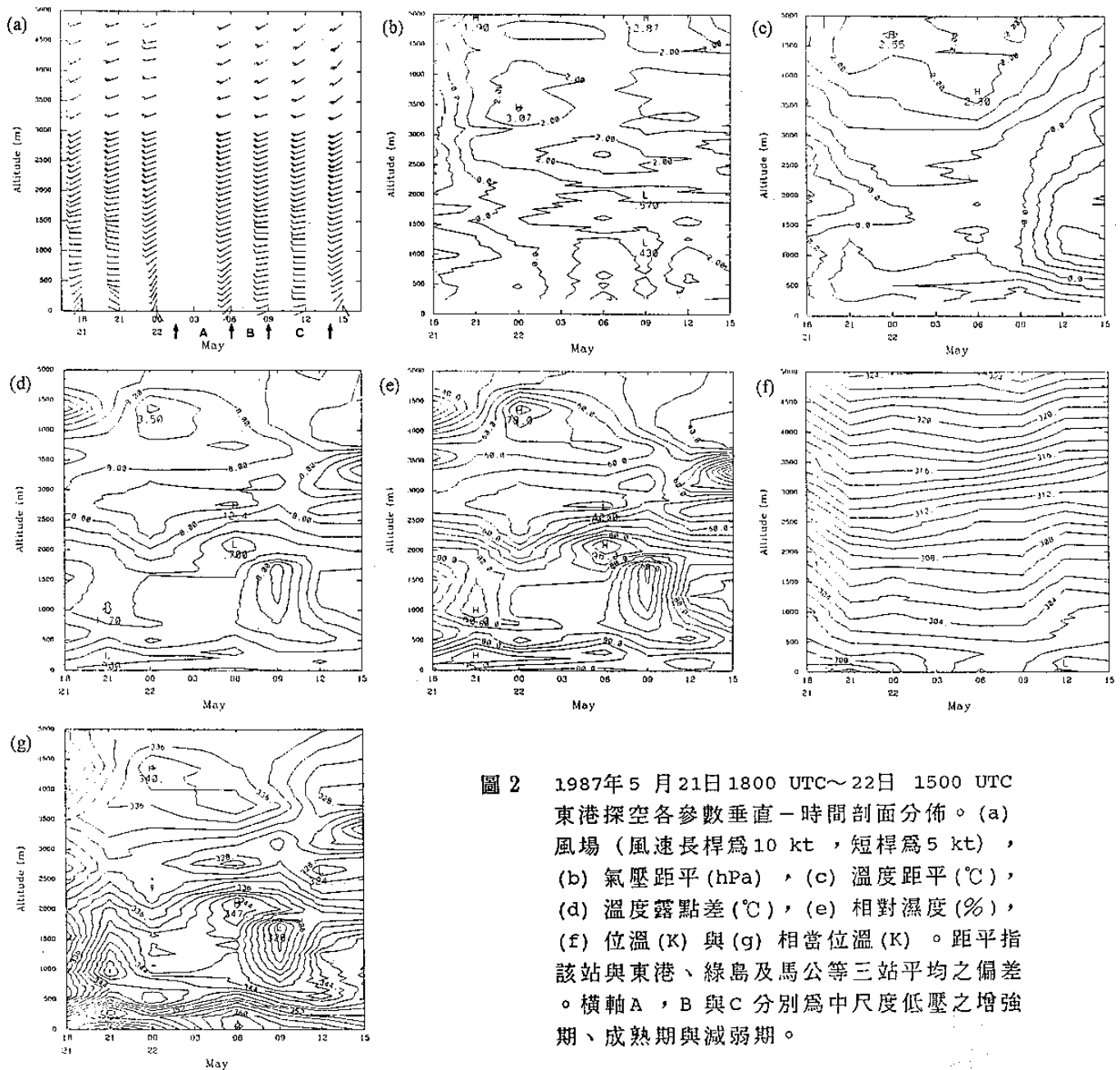
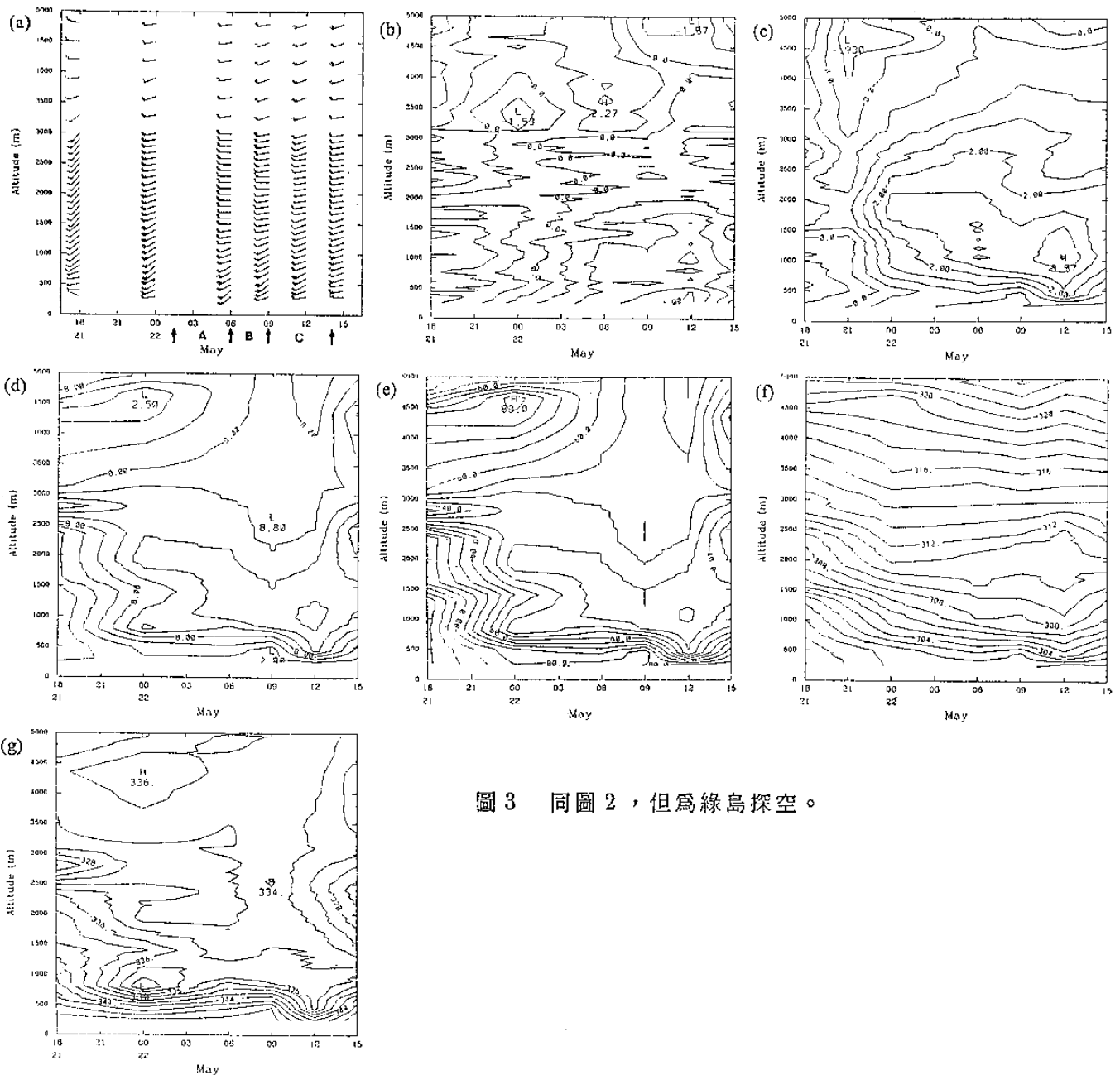


圖 2 1987年5月21日1800 UTC~22日1500 UTC 東港探空各參數垂直-時間剖面分佈。(a) 風場（風速長桿為10 kt，短桿為5 kt），(b) 氣壓距平(hPa)，(c) 溫度距平(°C)，(d) 溫度露點差(°C)，(e) 相對濕度(%)，(f) 位溫(K)與(g) 相當位溫(K)。距平指該站與東港、綠島及馬公等三站平均之偏差。橫軸A，B與C分別為中尺度低壓之增強期、成熟期與減弱期。

三. 垂直-時間剖面分析

以迎風面（東港）與背風面（綠島）3000 m以下探空資料溫度距平與相對濕度以及地面附近氣壓距平等之時空變化，可定性推論東西兩側的垂直運動。各個案之時間-垂直剖面分析，特別是代表背風面之綠島測站剖面，清楚顯現在各個案期間之背風面相同高度層（特別是2000 m以下）均有溫度逐漸升高且濕度逐漸降低的現象，故得以藉此推估垂直運動發生的時段與高度層。以個案一為例，圖2為東港探空在中尺度低壓個案期間及前後，各參數的垂直-時間剖面分佈。氣壓擾動顯示，中低對流層在剖面分析期間有升高趨勢，在增強期已出現正

距平，此正距平在成熟期達最大值，減弱期減小。風場垂直變化，在增強期及之前低對流層有順轉，為暖平流現象，成熟期之後則風向幾無垂直變化，即溫度平流不顯。溫度距平顯示，1000 m以下之近地層與1000~3000 m氣層在中尺度低壓生命期之溫度變化有很大差異，前者在生命期內溫度持續增高為正距平區，後者在增強期及成熟期無甚變化，成熟期之後顯著降低為負距平。濕度場分佈顯示，在生命期間僅成熟期2000 m附近較為潮濕，500~2000 m氣層則有成熟期之前變乾之後變濕的趨勢。溫度距平於成熟期之後所顯現的中低對流層溫度下降，亦反應於位溫分佈的變化。相當位溫分佈顯示，潛在不穩定層於增強期及成熟期存在於1500 m以



下，減弱期則局限於500 m 以下。

圖3 為綠島探空在中尺度低壓個案一期間及前後，各參數的垂直 - 時間剖面分佈。氣壓擾動的變化幾與東港相位相反，在剖面分析期間中低對流層有降低趨勢，增強期已具負距平，且負距平值在成熟期達最大值，減弱期500 m 以下負距平減弱並出現正距平值。風場垂直分佈，顯示生命期各階段1500 m以下各層風速均較東港為強，且向上均呈微弱順轉，與大尺度環境場的微弱暖平流現象一致。

溫度距平的變化與東港者大異其趣，中低對流層在增強期及之前呈快速增溫趨勢且已為正距平區，此正距平在生命期中隨時間增大，於減弱期1000 m附近達最大值(+3.57℃) 此種溫度變化趨勢，亦顯現於位溫的分佈，即在垂直剖面裡等位溫線隨時間由上向下伸展。濕度變化與溫度變化具有很好的負相關，即溫度升高時濕度下降（空氣變乾），亦在減弱期1000 m附近達最乾（溫度露點差14℃，相對濕度40%）。相當位溫顯示，潛在不穩定層在生命期

表一 各中尺度低壓個案期間垂直 - 時間剖面分析所顯現低對流層之氣壓距平、溫度距平與相對溼度之相對最大/最小值發生時刻（月/日/UTC）、高度與大小，以及據此所判定之垂直運動（溫度距平與濕度之相關以及其間變化之相關）發生時段與高度。判定標準以上升冷卻相對濕度高與下沉增溫相對濕度低及其變化為原則。

個案	氣壓距平	溫度距平	相對濕度	所判定之垂直運動
個案一	東港 5/22/0600 250~700 m ~ +2 hPa	5/22/0600 無負中心	5/22/0600 2100 m 96 %	上升運動: 5/22/0000~0600 1400~2100 m
	綠島 5/22/1200 250 m ~ -4.5 hPa	5/22/1200 1050 m +3.57 °C	5/22/1200 1100 m ~ 39 %	下沉運動: 5/22/0000~1200 2000~500 m
個案二	東港 5/27/0600 600 m +4 hPa	5/27/1500 550 m -1.37 °C	5/27/1200,1500 350~600 m > 90 %	上升運動: 5/27/0600~1500 300~600 m
	綠島 5/27/0900 0~500 m ~ -6 hPa	5/27/1500 500 m +1.43 °C	5/27/1500 400~1400 m ~ 68 %	下沉運動: 5/27/0900~1500 ~2500~400 m
個案三	東港 6/2/0600 650 m +3.4 hPa	6/2/0900 1600 m -0.97 °C	6/2/0600 2600 m, 100% 6/2/0900 1800 m, 92 %	上升運動: 6/2/0000~0600 ~ 2000~2600 m 6/2/0000~0900 ~ 1300~2500 m
	綠島 6/2/0600 400 m -6.33 hPa	6/2/0900 500 m +2.73 °C	6/2/0900 850~1950 m ~ 43 %	下沉運動: 6/2/0000~0900 2500~500 m
個案四	東港 6/8/0900 400 m +4.27 hPa	6/8/0300,0600 1000~1500 m < -1 °C	6/7/1800~ 6/8/1200 0~500 m, >90%	上升運動: 6/8/0000~0600 ~ 1000~2000 m
	綠島 6/8/0900 800 m -6 hPa	6/8/0600 1300 m ~ 2.3 °C	6/8/0600 1100~1900 m < 65 %	下沉運動: 6/8/0000~0600 2000~1100 m
個案五	東港 6/20/0900 700 m +2.73 hPa	6/20/0900 1200 m < -2 °C	6/20/0000 700 m 100 %	上升運動: 6/20/0000~0900 500~1500 m
	綠島 6/20/0900 300~700 m < -2 hPa	6/20/0900 1300 m 3.1 °C	6/20/0900 1200~2000 m < 55 %	下沉運動: 6/20/0000~1200 2000~700 m
個案六	東港 -	-	6/20/2100 1900 m 100 %	上升運動: 6/20/1800~2100 ~ 1200~1900 m
	綠島 -	-	-	-
個案七	東港 -	-	無最大中心	上升運動: 不易辨認
	綠島 -	-	-	-
個案八	東港 6/24/0000~ 0600 250 m, +4 hPa	6/24/0600 700 m -3.0 °C	無最大中心	上升運動: 不易辨認
	綠島 6/24/0600 250 m -4 hPa	6/24/0600 700 m +3.0 °C	6/24/0600 700~1200 m < 50 %	下沉運動: 6/24/0000~0600 2500~700 m

中逐漸增厚，由增強期800 m 向上增厚至減弱期的2500 m。

8 個中尺度低壓個案期間及前後東港與綠島探空之垂直-時間剖面分析，所顯示的低對流層氣壓距平、溫度距平與相對濕度等之相對最大/最小值特徵，以及由剖面分析推論求得的垂直運動時空分佈如表一所示。除個案六與七部份時間無觀測資料，垂直運動不易或無法辨認（或推論）外，其他個案皆顯示迎風面上升運動與背風面下沉運動的特性。迎風面上升運動絕熱冷卻伴隨負溫度距平或較低溫度，地面附近則為氣壓正距平；背風面下沉運動絕熱增溫伴隨正溫度距平或較高溫度，地面附近則為氣壓負距平。大部份的上升運動發生在 1000 ~ 2500 m，而大部份的下沉運動則發生在 500 ~ 2500 m。

四. 熱力學法估算垂直速度

表二 假定絕熱過程，以熱力學法 $[\omega \sim (v_s \partial T / \partial s + \partial T / \partial t) / (\alpha / C_p - \partial T / \partial p)]$ 計算東港（西側）與綠島（東側）850 hPa 之垂直速度 ($\mu b s^{-1}$)。式內 v_s 與 $\partial T / \partial s$ 分別為沿氣流線之風速與溫度梯度，其餘為常用符號。

測站	個案	時間 月/日/UTC	$\frac{\alpha}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial p}$ ($10^{-2} K hPa^{-1}$)	$v_s \frac{\partial T}{\partial s}$ ($10^{-5} K s^{-1}$)	平流項 導致的 ω	傾向項 導致的 ω	傾向項最大值 所在高度 (gpm) 及導致的 ω	ω
東 港	1	5/22/00	3.559	-3.00	-0.84	0.78	-2.21 (2700 m)	-0.06
	2	5/27/12	3.791	4.25	1.12	-0.81	-2.36 (SFC)	0.31
	3	6/ 2/00	2.864	-0.75	-0.26	-0.11	-2.75 (2750 m)	-0.37
	4	6/ 8/00	5.307	-1.50	-0.28	0.79	-0.96 (650 m)	0.51
	5	6/20/00	5.549	-1.50	-0.27	-0.56	-1.70 (SFC)	-0.83
	6	6/20/12	5.272	-5.00	-0.95	-2.63	-4.57 (1800 m)	-3.58
	7	6/23/00	-	-	-	-	-	-
	8	6/24/00	-	-	-	-	-	-
綠 島	1	5/22/00	3.609	0.00	0.00	0.90	2.05 (500 m)	0.90
	2	5/27/12	3.631	1.25	0.34	1.28	4.08 (650 m)	1.62
	3	6/ 2/00	3.141	0.50	0.16	1.97	3.34 (500 m)	2.13
	4	6/ 8/00	3.727	-0.75	-0.20	2.48	2.98 (1800 m)	2.28
	5	6/20/00	3.743	-1.00 (700 hPa)	-0.27	0.99	1.11 (1300 m)	0.72
	6	6/20/12	-	-	-	-	-	-
	7	6/23/00	-	-	-	-	-	-
	8	6/24/00	2.633	3.75	1.42	2.46	2.46 (1300 m)	3.88

利用東港與綠島以及鄰近地區的分析資料，以熱力學法求得8 個個案生命期間850 hPa 垂直速度，結果如表二所示。求取850 hPa 垂直速度的理由，除因其為標準層資料較全之外，表一所示定性推論求得的垂直運動大都亦涵蓋 850 hPa (~1500 m)。估算結果除個案二與四之東港外，其餘均和表一結果一致，皆有西側上升與東側下沉的特性。個案二與四之東港探空最大溫度傾向分別出現在地面與650 m，故主要上升運動層應在850 hPa 以下。西側上升運動約在 $0.1 \sim 3.6 \mu b s^{-1}$ 之間，東側下沉運動約在 $0.7 \sim 3.9 \mu b s^{-1}$ 之間，且一般而言下沉較上升為強。

五. 討論

8 個中尺度低壓個案期間，台灣南部中央山脈西側均存在中尺度高壓，此與東側低壓形成西側高

表三 經時間－垂直剖面分析所估計之迎風面上升運動(↑)與背風面下沉運動(↓)的發生時段以及地面分析所顯示之高、低壓中心出現時段(具封閉等壓線包圍)比較,箭頭表示存在於分析時段之外。各個案地面分析之高低壓達最強時並以max表示(根據中心氣壓值與其周圍之氣壓梯度決定)。

個案一			個案二			個案三			個案四		
時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析	
	↑	↓		↑	↓		↑	↓		↑	↓
5/22			5/27			6/2			6/8		
07			14			07			02		
08			15			08			03		
09			16			09			04		
10			17			10			05		
11			18			11			06		
12			19			12			07		
13			20			13			08		
14			21			14			09		
15			22			15			10		
16			23			16			11		
17			00			17			12		
18			01			18			13		
19			02			19			14		
20			03			20			15		
21						21			16		
22						22			17		

個案五			個案六			個案七			個案八		
時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析		時間 LST	剖面分析	
	↑	↓		↑	↓		↑	↓		↑	↓
6/20			6/21			6/23			6/24		
07			03			02			05		
08			04			03			06		
09			05			04			07		
10			06			05			08		
11			07			06			09		
12			08			07			10		
13			09			08			11		
14			10			09			12		
15			11			10			13		
16			12			11			14		
17			13			12			15		
18			14			13			16		
19			15			14			17		
20			16			15			18		
21			17			16			19		
22			18			17			20		
23			19			18			21		
00			20			19			22		
01			21			20			23		
02			22			21			00		
03			23			22			01		

～東側低的中尺度高低壓系統組合。因垂直運動發生時,伴隨的絕熱增溫或冷卻效應將反應至地面氣壓變化,對地面中尺度高、低壓之生成加強應有影響,故由垂直－時間剖面分析求得的垂直運動發生時段決定後,將其與由迎風面高壓與背風面低壓之出現時段及強度最大時間比較,結果如表三所示。顯示除無法辨認出上升運動之個案外,上升運動發生時間與迎風面中尺度高壓增強時間均相當一致,絕大部份高壓並均在上升運動期間達到最強,且於上升運動消失前/後減弱。中尺度低壓則由於一般持續時間較長,故常於下沉運動增強前即已出現,但各個案之低壓均於下沉運動發生時段之後期或下沉運動減弱前後達到最強。此種發生於迎風面與背

風面的中尺度高低壓組合系統形成位置和強度變化與垂直運動的密切關連,顯示迎風面地形舉升與背風面下沉的絕熱過程在形成中尺度低壓的重要性。此外,比較迎風面高壓與背風面低壓達到最強的時間,則有低壓較為落後的現象(平均約落後3.5 h),此一“時間延遲”現象的時間差,約為氣流於東港過山抵達綠島所需之平均時間,故除顯示垂直運動在中尺度高低壓產生的重要性外,亦支持中尺度低壓期間背風面氣流係由迎風面氣流下沉而來之論點。

就理論而言,當氣塊以接近絕熱狀態移動時,未飽和時位溫(θ)為一保守量,飽和後相當位溫(θ_e)為一保守量,利用此一觀點比較迎風面與背風

面的 θ 或 θ 。剖面值，並考慮盛行氣流速度，可以初步估計背風面低對流層空氣，是由迎風面那一層高度的空氣而來，從而區分是否有氣流越山現象。由各個案三個生命階段在台灣南部的降水分佈（參見陳，1991；圖45~52），顯見個案一與個案三降水量均相當少，而個案四與八降水量最大。茲以個案一為例，其 θ 與 θ 。垂直-時間剖面（圖2，3）均顯示背風面成熟期低對流層（約2000 m以下）空氣所具有的 θ 或 θ 。值，與數小時前（此個案約4 h）迎風面較高層空氣之 θ 或 θ 。值相同（平均約相差700~900 m），顯示背風面氣流可能主要係由迎風面中低對流層直接沉降而來。由於此個案在分流層內之夫如數(Fr)很小（陳，1992），氣流所具有之動能較弱而不易越山而過，故降雨亦少，低層空氣多被山脈阻絕於山前或繞山而過，可能促使中對流層之西風氣流在山脈背風區快速下沉，絕熱增溫結果形成十分乾暖的低壓，此個案在低壓乾暖特性方面，為最強個案（表一）。

表二所計算的850 hPa 垂直速度，在顯示降水量較大的個案四與個案八，背風面亦有較強的下降速度（2.28與3.88 $\mu b s^{-1}$ ），且主要由傾向項而來。由於背風低壓乾暖程度不僅與垂直速度大小有關，亦與其發生時段長短、所在高度及其他因素有關，故彼此強度並無絕對之關係。另外，背風乾暖性質最強的個案一與三，顯示背風面由傾向項而來的最大下沉運動均出現在靠近地面處（500 m），因而由中低對流層下沉而來的氣流，在地面附近能有較其他個案更為明顯之氣壓反應。

六. 總結

本文利用TAMEX 期間資料，選取台灣東南方8個中尺度低壓個案，分析個案期間東港（迎風面）與綠島（背風面）各氣象參數垂直-時間剖面分佈所隱含的垂直運動，並以熱力學法估算垂直速度，以探討背風面中尺度低壓的形成過程，結果可摘述如下：

1. 由絕熱假定的熱力學法求得的垂直速度顯示，除個案二與四東港上升運動在850 hPa 層以下之外，各個案850 hPa 皆有西側上升與東側下沉的特性，上升速度約在0.1~3.6 $\mu b s^{-1}$ 之間，下沉速度約在0.7~3.9 $\mu b s^{-1}$ 之間，一

般下沉較上升為強。

2. 所有個案期間均顯現中央山脈西側氣壓高與東側氣壓低的西高~東低中尺度高低壓系統組合，且西側上升運動發生時間與迎風面中尺度高壓增強及達到最強的時間一致，東側下沉運動亦與背風面中尺度低壓增強及達到最強的時間一致，顯示氣流越山於背風面下沉絕熱增溫在形成中尺度低壓的重要性。
3. 迎風面降水量較少的個案，背風面下沉空氣顯然並非由迎風面低層空氣越山下沉，而係由中對流層空氣下沉而來；迎風面降水量較多的個案，背風面亦有較強的下沉運動，此主要可能為迎風面低層潮濕空氣凝結潛熱釋放後，越山下沉而來。

致謝

我們感謝林玲妃小姐在本文完稿方面的協助，本研究在國科會專案計畫NSC 81-0202-M002-513支援下完成。

參考文獻

- 王時鼎，1990：台灣區域TAMEX 期間中尺度資料主觀分析。I. TAMEX各IOP 期間地面原始天氣資料圖集（第一冊，第二冊），國科會防災科技研究報告，479 頁。
- 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彙編，國科會，150~157。
- 陳泰然，1987：天氣學原理。聯經出版社，337 頁。
- 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, 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。
- Chen, G.T.J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 497-516.
- 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.
- 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., 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, 166-173. [Available from Mesoscale and Microscale Meteor. Div., NCAR, P. O. Box 3000, Boulder, CO 80307]

The Vertical Motion during the Occurrence Period of Mesolow to the Southeast of Taiwan in TAMEX

George Tai-Jen Chen Chung-Chieh Wang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

Abstract

Eight cases of mesolows occurred to the southeast of Taiwan during the TAMEX period were selected in this study. Time-cross sections at Tung-Kang and Lutao were analyzed to derive the vertical motion qualitatively for the west and the east sides of the Central Mountain Range. Thermodynamic method was used to estimate the vertical velocity quantitatively. Results showed that the upward motion on the windward side and downward motion on the leeward side prevailed in the lower troposphere during the occurrence period of mesolow. Obviously, the leeside subsidence warming is the primary mechanism responsible for the formation and intensification of the mesolow.