

TAMEX 期間台灣西南部地區 弱綜觀強迫下之垂直運動研究

張子琦^{1,2} 陳泰然¹

¹國立台灣大學大氣科學研究所

²東南技術學院環境工程系

(中華民國九十年一月九日投稿；中華民國九十年四月十二日定稿)

摘 要

本文自 1987 年 5~6 月「台灣地區中尺度實驗」(Taiwan Area Mesoscale Experiment: TAMEX) 期間，選取弱綜觀強迫之環境下具有明顯海陸風局部環流之個案，利用地面氣象觀測與高空風觀測資料，以運動學法求取台灣西南部四個小局部區域內各高度之散度與垂直速度，配合降水觀測以討論垂直速度的日夜變化與台灣西南部地區海陸風環流之發展及其和對流降水的相關。

結果顯示垂直運動有顯著的日夜變化，上升運動主要發生在白天，並於午後達到最大值；下降運動主要出現在深夜至清晨，但強度較上升運動為弱。在海風發展較早和較強的日子，較早出現較強的上升運動；而在陸風發展較晚和較弱的日子，則較晚出現較弱的下降運動。此段期間台灣西南部降水量之日夜變化亦與垂直運動之日夜變化一致，西南部白天之降水量較夜間為多，且亦在午後達到最大，顯著的降水均發生在午後有地形坡度的內陸上升運動區內。比較台灣西南部四個小局部區域內的垂直速度分佈，有地形坡度的內陸區域垂直速度隨時間變化較平地區域為大，此可能乃因山區受太陽輻射增溫和冷卻的效應比平地區域顯著，同時該區東高西低的地形，白天亦有助於上坡風的發展和海風深入內陸後的舉升，因此加強了局部輻合與上升運動。

關鍵詞：垂直速度、海陸風、日夜變化、台灣地區中尺度實驗、運動學法

一、前言

氣候資料顯示，台灣地區降水量在 5、6 月的梅雨季存在著一顯著的相對最大值（陳與吳 1978），這段期間台灣西南部的降水量與降水機率明顯高於其他地區（陳 1978；陳與楊 1988a）。梅雨季的降水型態可以是連續性或間接性的（徐與紀 1974；Chen 1983, 1990），除了來自鋒面所伴隨的中尺度對流系統和層狀降水之外（Chen 1992），在沒有鋒面或其他天氣系統影響的弱綜觀環境下，則出現顯著的降水日夜變化（Bresch and Johnson 1990；Johnson and Bresch 1989, 1991）。

梅雨季弱綜觀環境下的降水，主要來自於午後至傍晚間發生的雷陣雨（林等 1992；陳與楊 1988a），過去的一些研究曾推論此應與海風局部環流帶入豐沛之水氣並遇到山坡地形造成舉升形成對流性降水有著密切關係。例如，紀與陳（1989）在 1986 年 6 月的個案分析中指出地形效應與日間海風造成之局部輻合，以及夜間陸風與中尺度對流系統（Mesoscale convective systems；MCSs）前緣外流邊界造成之低層輻合，是 MCSs 生成與加強的重要機制之一；陳與楊（1988b）分析 1975~1984 年梅雨季中對流降水資料，亦認為海陸風局部環流的發展與對流降水的日夜變化息息相關。紀等（1998）探討 1992-1995 年台灣梅雨季西南部對流發展與海陸風之關係，則發現白天陸上對流於海風及/或上坡風出現後開始發展，而西南部海上對流於夜間陸風發生後開始發展。陳與林（1995）分析 1992-1994 年 5-6 月梅雨季 24°N 以南中央山脈西側平均降水量日夜變化與地形高度之關連，發現該區梅雨季氣候降水量最大值出現在下午 4 點，且由平地向東隨地形高度增加而增

加，顯示上坡風與海風等局部環流所提供之舉升機制在梅雨季降水過程之重要性。

海陸風或山谷風環流均是一種局部性的熱力直接環流，在弱綜觀強迫的情況下是台灣南部地區一種盛行的大氣現象（蔡與童 1987）。台灣地區局部環流之形成與演變及其與降水之間的關連已普遍受到學者們的重視，並在複雜地形下進行數值模擬試驗（例如：Huang and Raman 1990；Soong et al. 1989；林與郭 1996），在台灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）的實際觀測個案中，周等（1997）發現午後由沿海地區深入之海風環流所提供之水氣，在山區雷雨系統的發展與維持占有重要角色，陳與楊（1988b）以及 Johnson and Bresch（1991）發現海風約由 0900 或 1000 LST 開始發展，林與盛（1990）則發現海風厚度可達 1 公里，回流最高可伸展到 1.5 公里以上；向岸的海風約在 1800 LST 後逐漸轉向為離岸的陸風，陸風的厚度僅在 500 公尺以下，且強度較海風弱。陳（1992）利用嘉義、台南、左鎮、甲仙及屏東等五站之 TAMEX 高空風觀測資料，分析中尺度低壓個案期間台灣西南部局部環流的演變，發現海陸風均可在 1500 公尺下發展，且均有上層（600-1700 公尺）之回流現象，亦均有往內陸變淺之趨勢。Johnson and Bresch（1991）曾利用 TAMEX SOP（Special Observing Period）期間之地面資料及探空，在由板橋、馬公、東港、花蓮四測站相連接而成的四方形區域中，計算台灣地區各層的垂直速度隨時間之變化，並配合山區及海岸降雨觀測，探討降水與垂直速度的關連，結果發現 76% 的上升運動極大值出現在下午至傍晚（1400 至 2000 LST），下沉運動主要發生在深夜至清晨（0200 至 0800 LST），這個變化與降水觀測非常一致，並顯示

海陸風局部環流在控制垂直速度日夜變化之重要角色。

上述過去諸多學者對台灣地區梅雨季弱綜觀強迫下之研究結果，均認為局部環流在提供舉升機制以激發局部對流發展占重要角色，唯對局部環流導致之上升運動與其日夜變化並無定量的分析。為瞭解台灣梅雨季裡降雨量與降雨機率最高的西南部地區，在弱綜觀強迫之環境下海陸風發展與降雨的關係，本文選取 TAMEX 期間三個完整跨越海陸風環流交替的時段個案，利用台灣西南部嘉義、台南、屏東、左鎮、甲仙等測站的地面與高空風場資料，求取此五測站圍成的四個小局部區域內垂直速度隨高度與時間的變化，以探討西南部地區海陸風環流之日夜變化及其與垂直運動之關連，並探討降雨與海陸風之相關。

二、資料與分析

本文自 1987 年 5~6 月 TAMEX 實驗期間選取三個弱綜觀強迫之環境下的完整海陸風個案，包括：5 月 19 日 0000 UTC 至 5 月 20 日 1200 UTC (個案一)，6 月 1 日 0600 UTC 至 6 月 2 日 1200 UTC (個案二)，6 月 14 日 0000 UTC 至 6 月 15 日 2100 UTC (個案三)。研究所需的風場資料 (垂直解析度為 100 公尺)，包括台灣西南部嘉義、台南、屏東、左鎮及甲仙等 5 個高空風測站之觀測 (表一)，顯見由台南向東經左鎮至甲仙的剖面地形高度緩升情況，而嘉義、台南及屏東三處則為於高度相近之平原。5 測站圍成的小區域如圖 1 所示，嘉義、台南及左鎮所圍成的範圍定義為區域 1，嘉義、左鎮及甲仙所圍成的範圍為區域 2，台南、左鎮及屏東所圍成的範圍為區域 3，左鎮、甲仙及屏東所圍成的

表一 嘉義、台南、屏東、左鎮及甲仙等五個高空風測站的代碼、經緯度及海拔高度。

測站	代碼	緯度 (°N)	經度 (°E)	海拔 (公尺)
嘉義	46746	23.47	120.38	28.0
台南	76743	22.95	120.20	16.1
屏東	76750	22.67	120.45	29.4
左鎮	TXN23	23.05	120.40	65.0
甲仙	TXP22	23.10	120.58	280.0

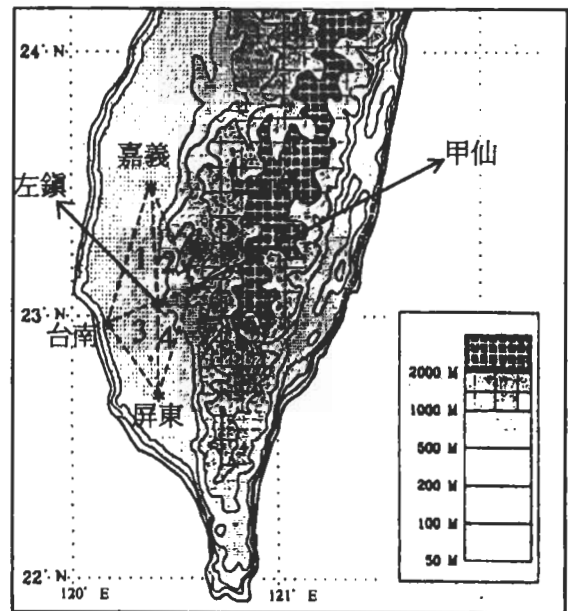


圖 1 1 公里網格間距地形高度經 5 公里 x 5 公里勻滑之地形等高線與嘉義、台南、屏東、左鎮及甲仙等五個測站的地理位置分佈及其所圍成的區域。

範圍為區域 4。研究所需的雨量資料來自環湖、甲仙、古亭坑、金山、萬山及美濃等六個雨量站 (表二) 每半小時的觀測紀錄，除區域 1 與 2 內僅各有一站之外，其他各區域均有 2 個雨量站。

所選三個梅雨季台灣西南部海陸風環流盛行的個案，雖綜觀形勢各異，但均有顯著的海

表二 環湖、甲仙、古亭坑、金山、萬山及美濃等六個雨量測站之代碼、經緯度及所在區域。

測站	代碼	緯度(°N)	經度(°E)	所在區域
環湖	01077	23.15	120.41	區域 1
甲仙	01P66	23.10	120.58	區域 2
古亭坑	01P28	22.90	120.39	區域 3
金山	01P39	22.81	120.38	區域 3
萬山	01P26	22.92	120.70	區域 4
美濃	01P77	22.94	120.58	區域 4

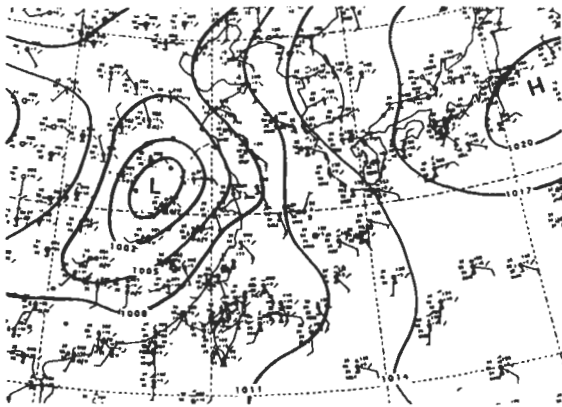


圖 2 1987 年 6 月 1 日 0000 UTC 地面天氣圖。測站符號為傳統填法，等壓線以 3 hPa 間距分析。

陸風發展及演變，故僅以個案二為例說明綜觀形勢與海陸風發展的關係如下。圖 2 為 6 月 1 日 0000 UTC (0800 LST) 的地面天氣圖，低壓位於華中之長江流域地區，太平洋高壓中心位於 35°N、142°E 之日本東方海面，台灣鄰近區域並沒有顯著的天氣系統，台灣附近在這種東高西低氣壓分布的弱綜觀強迫的環境下，環境風場盛行微弱的南風分量，該日台灣西南部有顯著之海陸風發展。圖 3 為個案期間台灣西南部 5 測站的高空風剖面分布，在 6 月 1 日 0600

UTC (1400 LST)，嘉義、左鎮、甲仙測站西南風的西風分量顯示海風的發展，6 月 2 日清晨台南、左鎮、甲仙測站的東風分量則顯示陸風發展的特徵；6 月 2 日 0600 UTC (1400 LST) 五個測站都觀察到更強的西風，顯然海風發展較前一日更強。

本文利用觀測高空風計算水平散度，以運動學法透過連續方程由下往上積分得各層之垂直速度。高度座標 (Z) 上的連續方程需考慮大氣密度的時間變化，為預報方程，在非彈性 (anelastic) 大氣的假定下，可忽略密度擾動隨時間的變化項；或考慮大氣為不可壓縮流體 (即 $dp/dt = 0$)，則 Z 座標上的連續方程可簡化為一診斷方程。等壓座標 (P) 上之連續方程無大氣密度的時間變化項，為一診斷方程，使用方便。雖高空風場觀測在 Z 座標，可直接使用 Z 座標之連續方程以求取垂直速度，但有密度時間變率項之假定；而透過 p 座標之連續方程求取垂直速度，雖需將 Z 座標上的風場內差至 p 座標上，但因無需任何假定，故本文以 p 座標之連續方程求取垂直速度，如下式 (1)：

$$\nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial \omega}{\partial P} = 0 \quad (1)$$

以區域 2 為例，首先讀取嘉義、左鎮、甲仙三個測站的高空風資料，利用線積分的方法，求取所選個案任一觀測時段、任一層高度，在此三角形區域內的水平散度。

$$\begin{aligned} \text{水平散度 } D &= \nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \\ &= \frac{1}{A} \int_A \nabla \cdot \vec{V} dA = \frac{1}{A} \oint V_n \cdot d\ell \quad (2) \end{aligned}$$

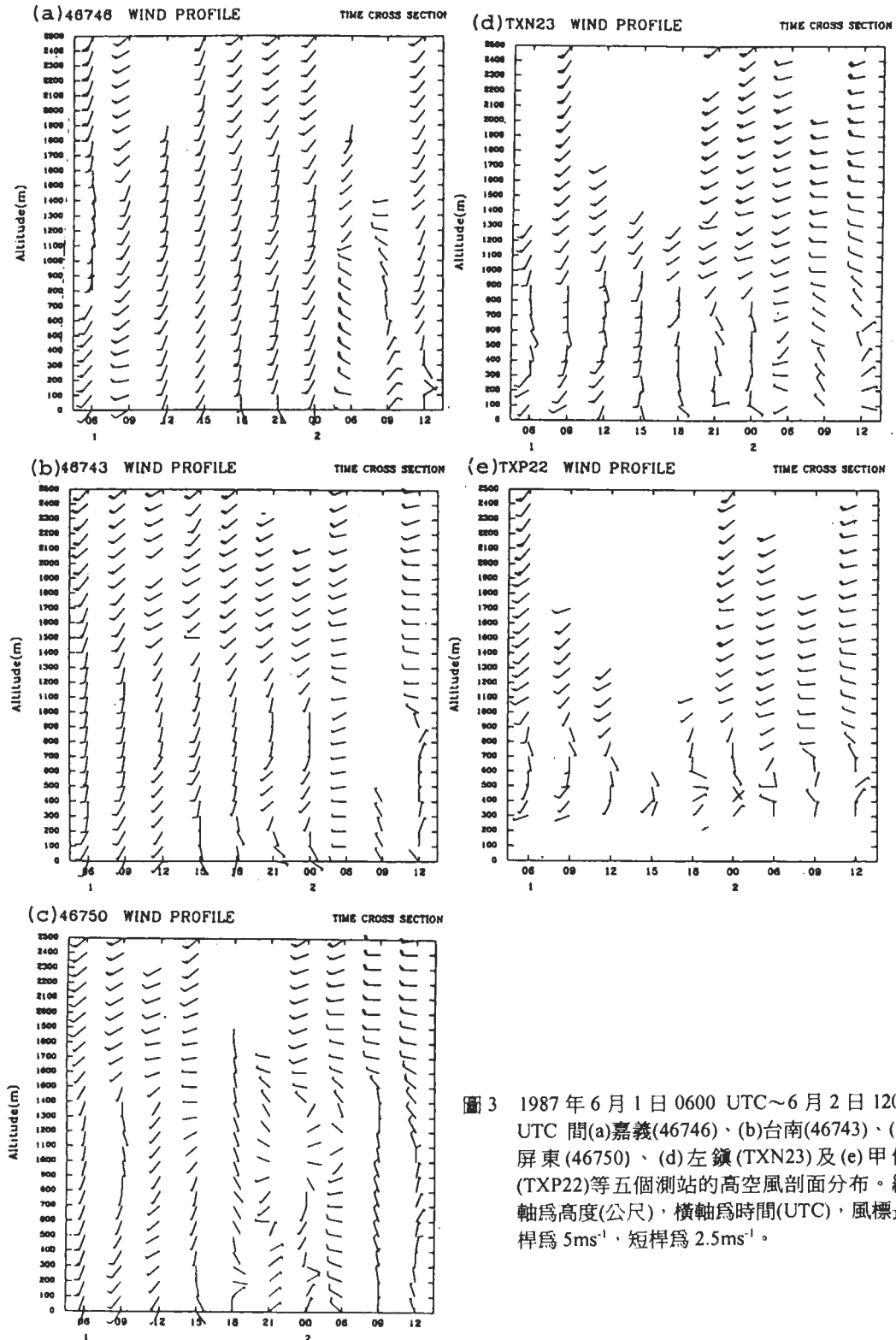


圖3 1987年6月1日0600 UTC~6月2日1200 UTC間(a)嘉義(46746)、(b)台南(46743)、(c)屏東(46750)、(d)左鎮(TXN23)及(e)甲仙(TXP22)等五個測站的高空風剖面分布。縱軸為高度(公尺)，橫軸為時間(UTC)，風標長桿為5ms⁻¹，短桿為2.5ms⁻¹。

圖 4 為 (2) 式內相關變數與定義之示意圖, A 為三測站所圍成三角形之面積, l 為沿三角形各邊界之長度, 三角形各頂點測站的風場可分解為垂直於兩測站連線的風向量, V_n 為各邊界兩端測站垂直於邊界風分量之平均。各高度上的散度再依標準大氣假定以 10 hPa 間距內差到 1000-750 hPa 間的等壓面, 雖將資料由 Z 座標內插至 p 座標可能產生一些垂直分布上的誤差, 但因本文主要目的在探討近地層局部環流導致之垂直速度日夜變化及其與局部降水之關係, 故此種可能誤差當不致影響所得結論。

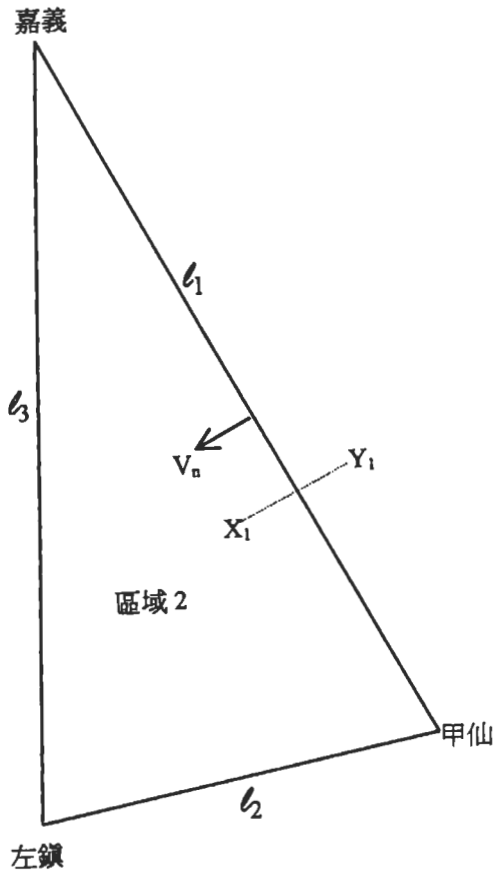


圖 4 水平散度與垂直速度計算示意圖。 l 為三角形邊長, V_n 為垂直於兩測站連線之風分量。

由於研究區域內有不同地形高度, 故積分時需以受地形影響的垂直速度為下邊界條件。為求得合適的下邊界條件, 利用台灣地形圖, 估計各區域邊界上的地形, 以有地形坡度的區域 2 為例 (圖 4), 在連接嘉義與甲仙的直線上, 選擇直線兩側的 X_1 、 Y_1 兩點, 求取在地形圖上的高度值差與 X_1 、 Y_1 之距離, 跨越嘉義與甲仙連線上的平均地形斜率 $\partial h_1 / \partial n_1$, 即由沿著直線兩側所選之數對 X_n 、 Y_n 求得; 同樣估計連接甲仙與左鎮的直線兩側的斜率 $\partial h_2 / \partial n_2$, 以及連接左鎮與嘉義的直線兩側斜率 $\partial h_3 / \partial n_3$ 。設 V_1 、 V_2 及 V_3 為垂直於三角形各邊界之最低層風速分量, p 座標下受地形影響的垂直速度下邊界條件, 在靜力平衡假設且局部氣壓變率與水平氣壓平流較垂直氣壓平流為小之情況下 (在弱綜觀強迫下合理), 可由下式 (3) 求得:

$$\omega_0 = -\rho g w_0 = -\rho g \left(V_1 \frac{\partial h_1}{\partial n_1} + V_2 \frac{\partial h_2}{\partial n_2} + V_3 \frac{\partial h_3}{\partial n_3} \right) \quad (3)$$

由 (3) 式計算出不同區域的垂直速度下邊界條件後, 利用 (1) 式 p 座標的連續方程由下往上積分求出各等壓面上的 ω 。高空風的觀測誤差與風速大小與觀測高度成比例, 本文有興趣之垂直速度演變主要在近地層 2500 公尺內, 若以 Kurihara (1961) 研究為例, 750 hPa 以下探空風速誤差在 1.3 m/s 以內, 假定高空風觀測的誤差與此相近, 則計算之散度與垂直速度誤差累積仍在可接受範圍 (O'Brein 1970), 故並未進行類似 O'Brein (1970) 對散度與垂直速度的誤差的校正。

三、結果與討論

(一) 垂直速度

圖 5 與圖 6 分別為 5 月 19 日與 5 月 20 日 (即個案一) 各區域垂直速度之垂直剖面日夜變化。5 月 19 日 0000 UTC 時, 區域 2 與區域 4

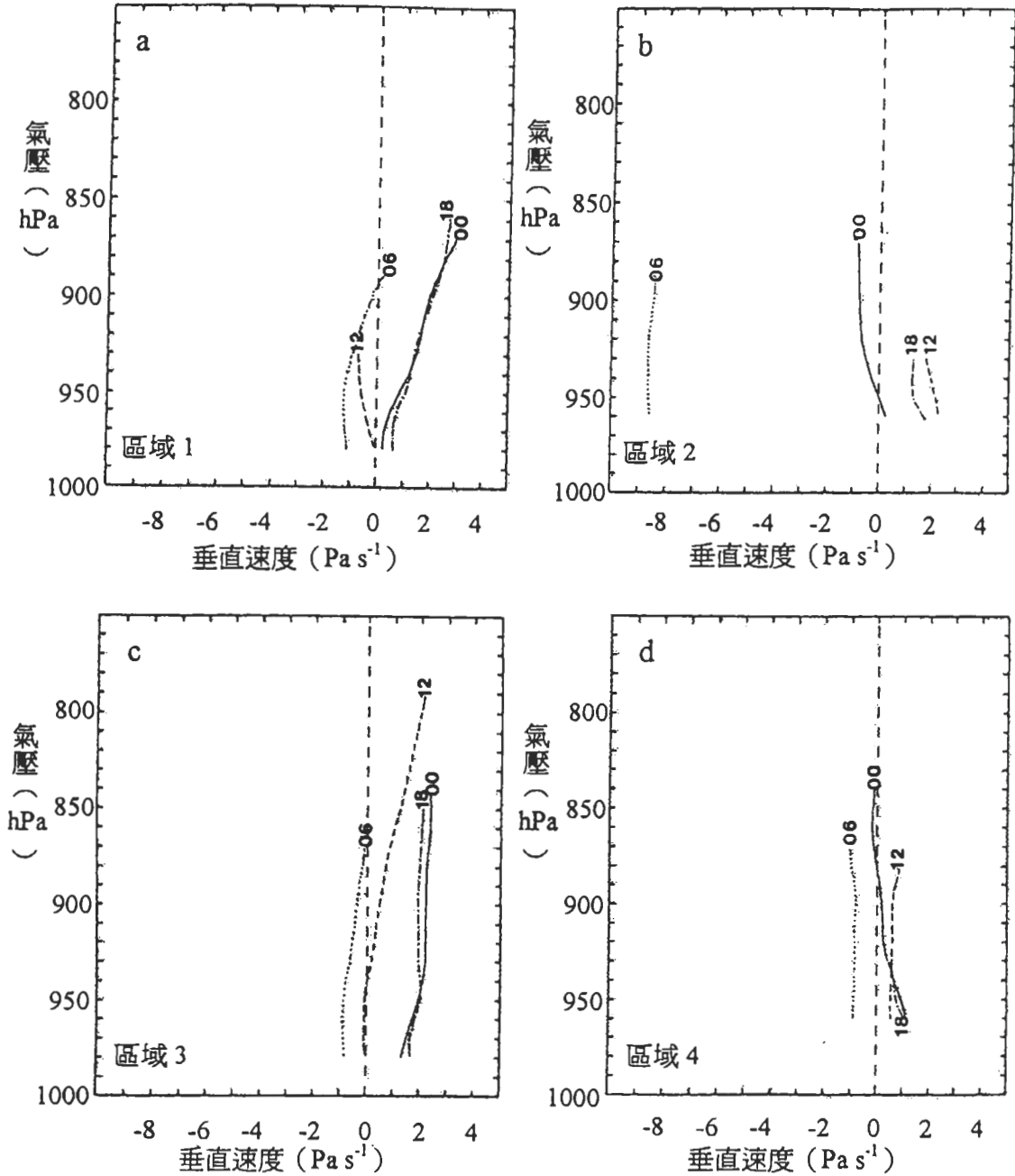


圖 5 1987 年 5 月 19 日 (a) 區域 1、(b) 區域 2、(c) 區域 3 及 (d) 區域 4 垂直速度在 0000 ~ 1800 UTC 期間隨高度的變化。縱軸為氣壓 (hPa), 橫軸為垂直速度 (Pa s^{-1} , 即 $10 \times \mu\text{bs}^{-1}$)。

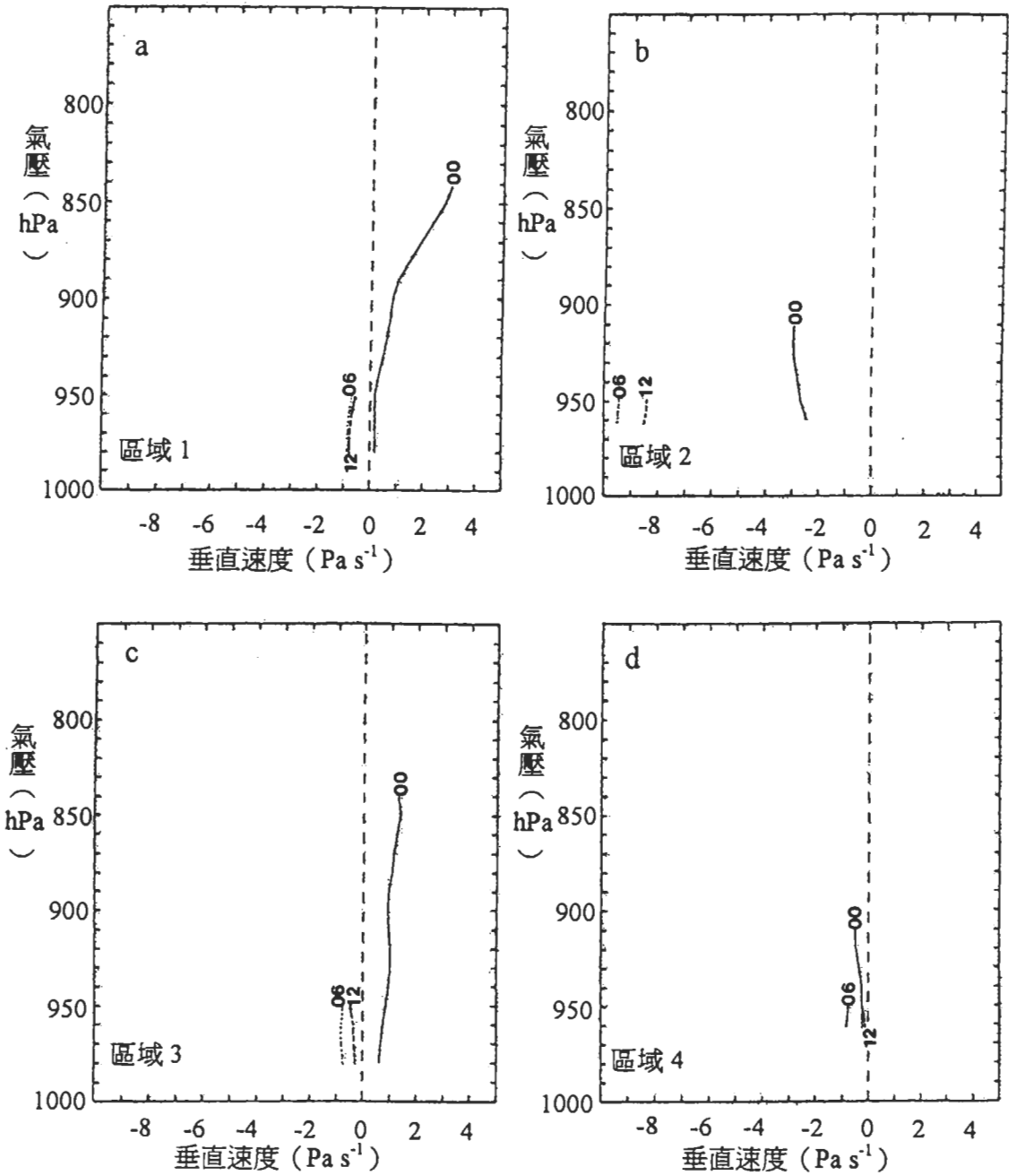


圖 6 同圖 5，但為 5 月 20 日 0000~1200 UTC。

已有微弱的上升運動，而區域 1 與區域 3 仍籠罩在下降運動範圍內，圖 7 之高空風剖面分布顯示此時左鎮 400 公尺以上與甲仙 700 公尺以上已由夜間的陸風環流（下坡風）轉變為上坡

風環流，在有地形坡度的區域 2 與區域 4 因地形舉升故有上升運動。0600 UTC 時，各測站高空風顯著的西風分量顯示西南部正盛行海風與上坡風，各區域內出現當日最大的上升運動，

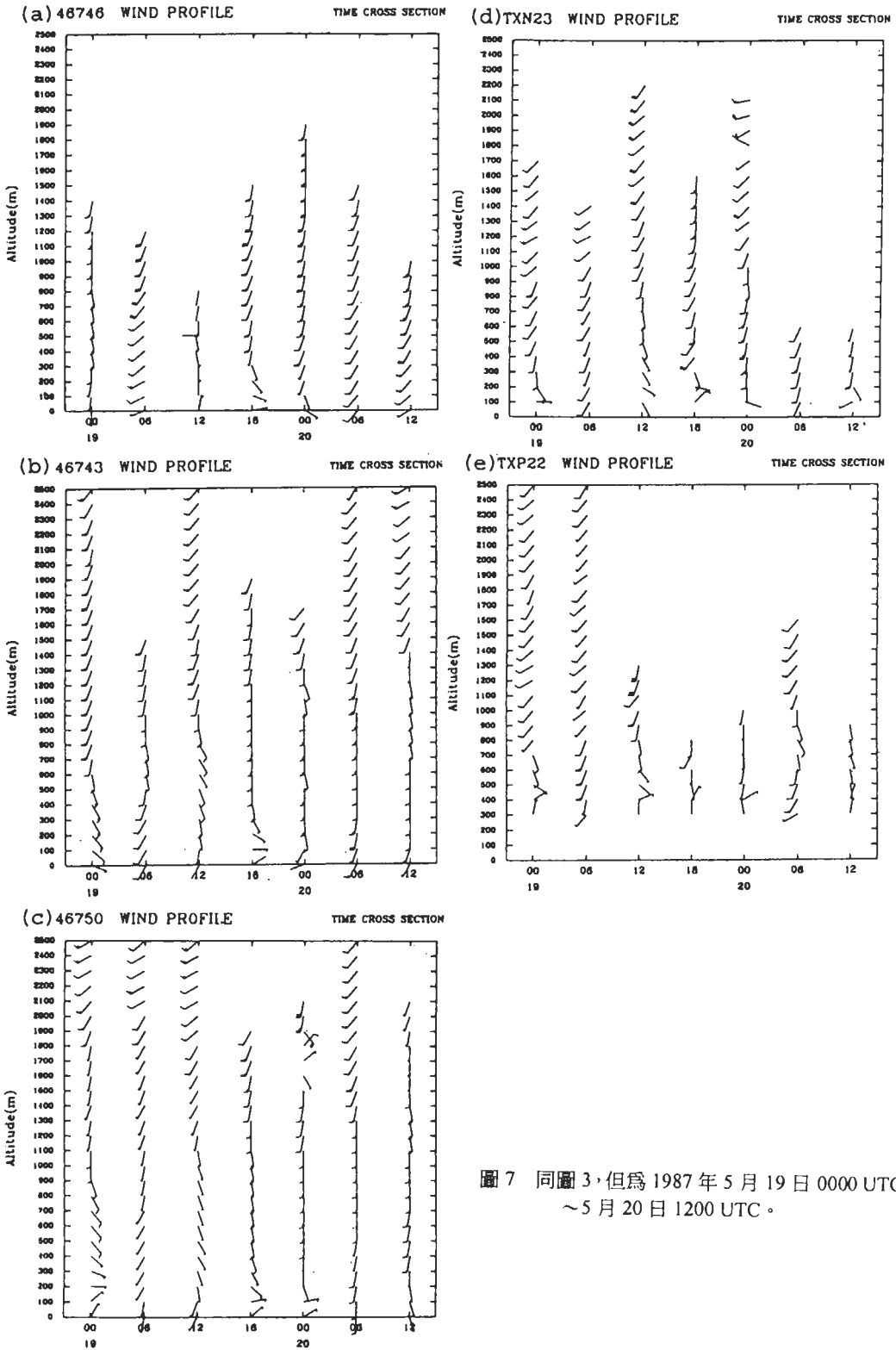


圖 7 同圖 3, 但為 1987 年 5 月 19 日 0000 UTC ~ 5 月 20 日 1200 UTC。

然區域 2 的上升速度居 4 個區域之首，在 960 ~ 890 hPa 間約達 -9 Pa s^{-1} ($-90 \mu\text{bs}^{-1}$)，表示近地層有很強的上升運動。區域 2 與區域 4 的地形同為東高西低，但區域 2 的地形斜率大於

區域 4，海風在區域內 2 可能受較強的地形舉升，故呈現較強的上升運動。1200 UTC 時，除區域 1 外，其他各區域均已轉變為下降運動。近地層風向在太陽輻射加熱的效應消失後，明

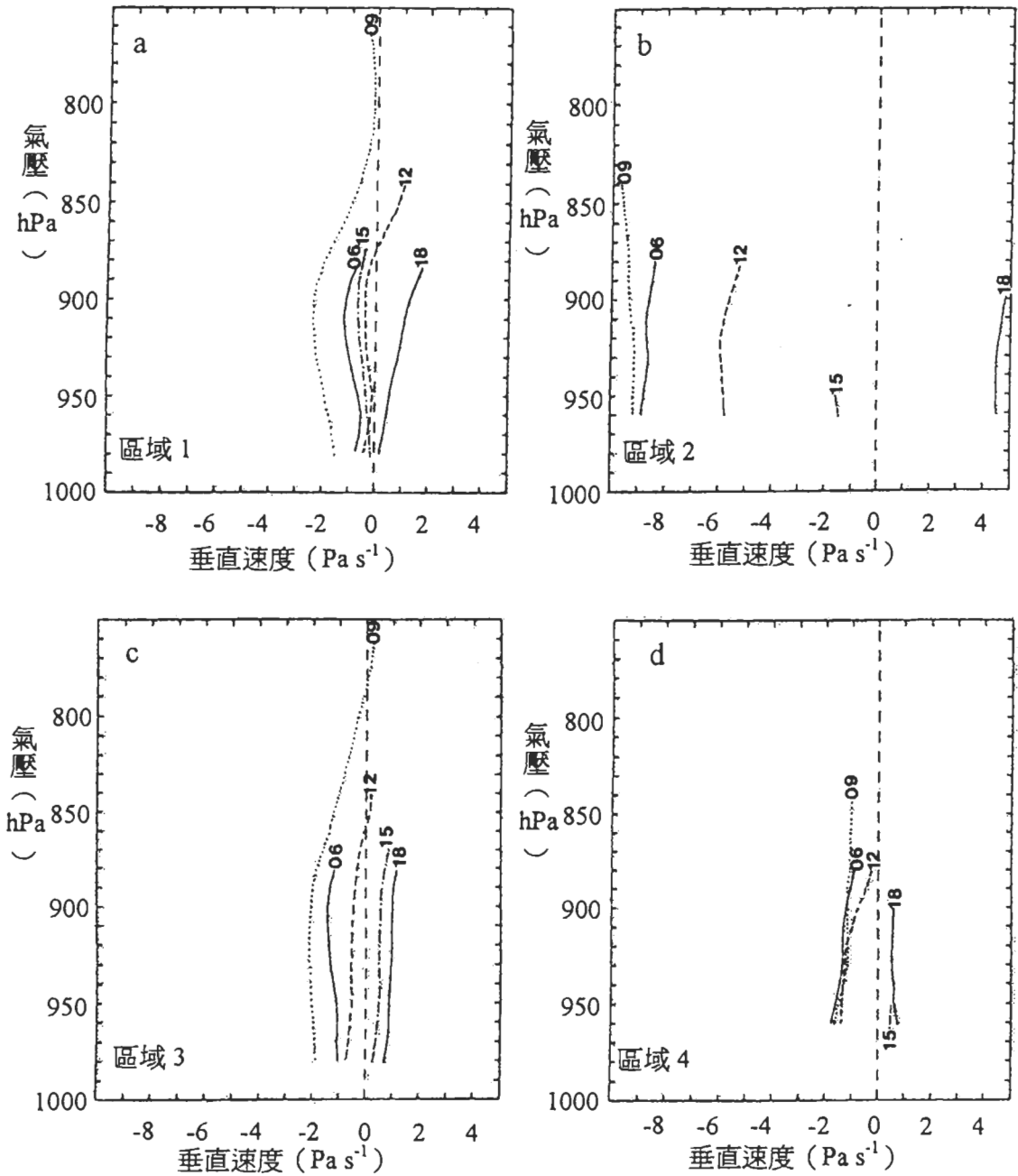


圖 8 1987 年 6 月 1 日 (a) 區域 1、(b) 區域 2、(c) 區域 3 及 (d) 區域 4 垂直速度在 0600~1800 UTC 期間隨高度的變化。縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為垂直速度 (Pa s^{-1} ，即 $10 \times \mu\text{bs}^{-1}$)。

顯由向岸風逐漸轉為離岸風。1800 UTC 時，各區域均由下降運動籠罩，各測站在 300 公尺附近觀測之離岸風，顯示此時台灣西南部近地層大氣正盛行陸風與下坡風。

5 月 20 日 (圖 6) 0000 與 0600 UTC 各區域內的垂直速度與 5 月 19 日 (圖 5) 同時間的分布類似。但區域 2 在 20 日 0000 與 0600 UTC 低對流層的上升速度較前一日同時段更大，且

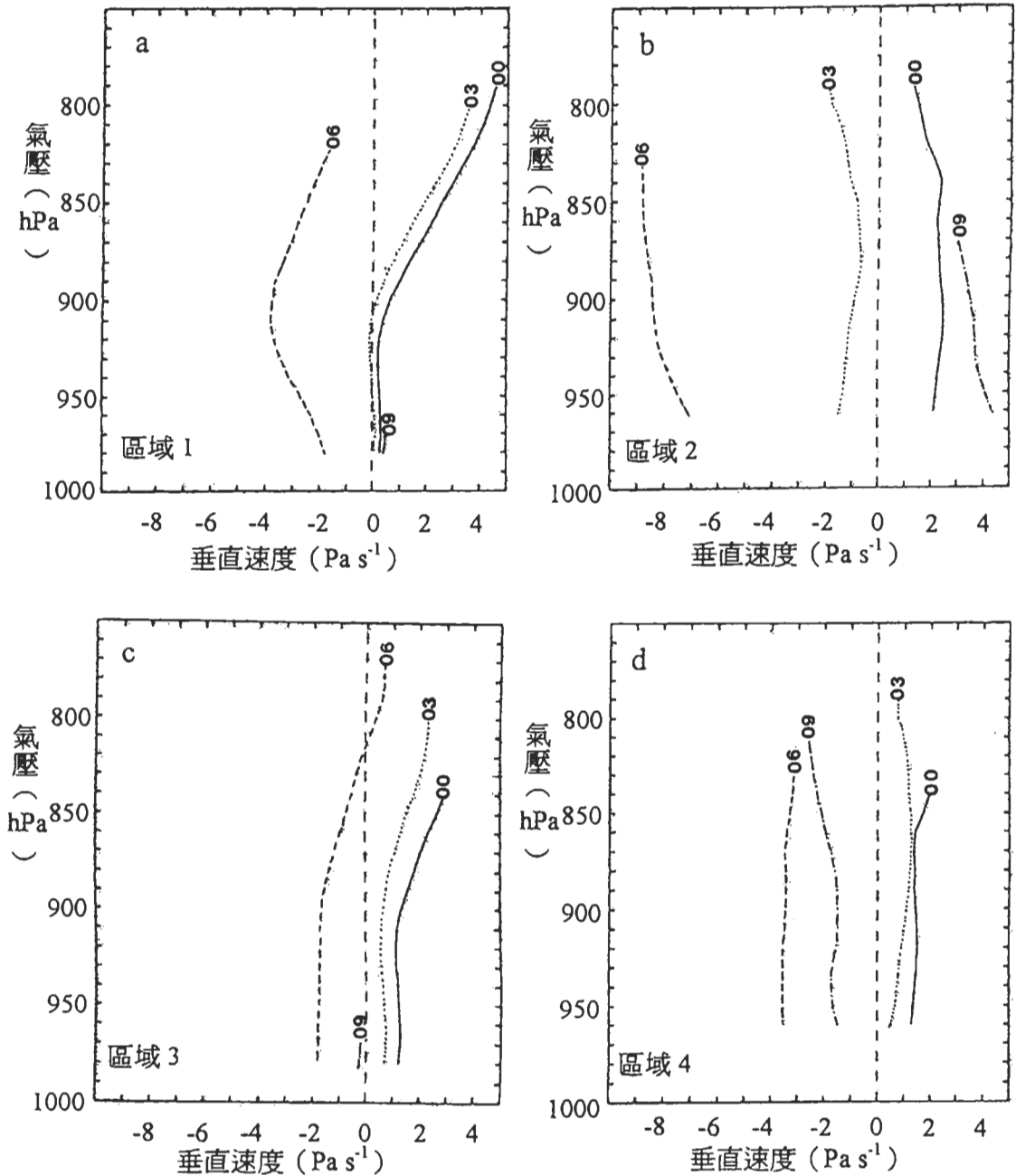


圖 9 同圖 8，但為 6 月 2 日 0000~0900 UTC。

至 1200 UTC 時上升速度仍大。由嘉義測站地面觀測資料顯示，20 日 0000、0600 及 1200 UTC 的氣溫均較 19 日同時段為高，該日的雲量觀測

紀錄自 0600 UTC 後亦明顯減少，顯示晴空之下太陽輻射加熱地表的效果顯著，顯然該日午後海陸溫差較前一日大，嘉義與台南兩沿海測站

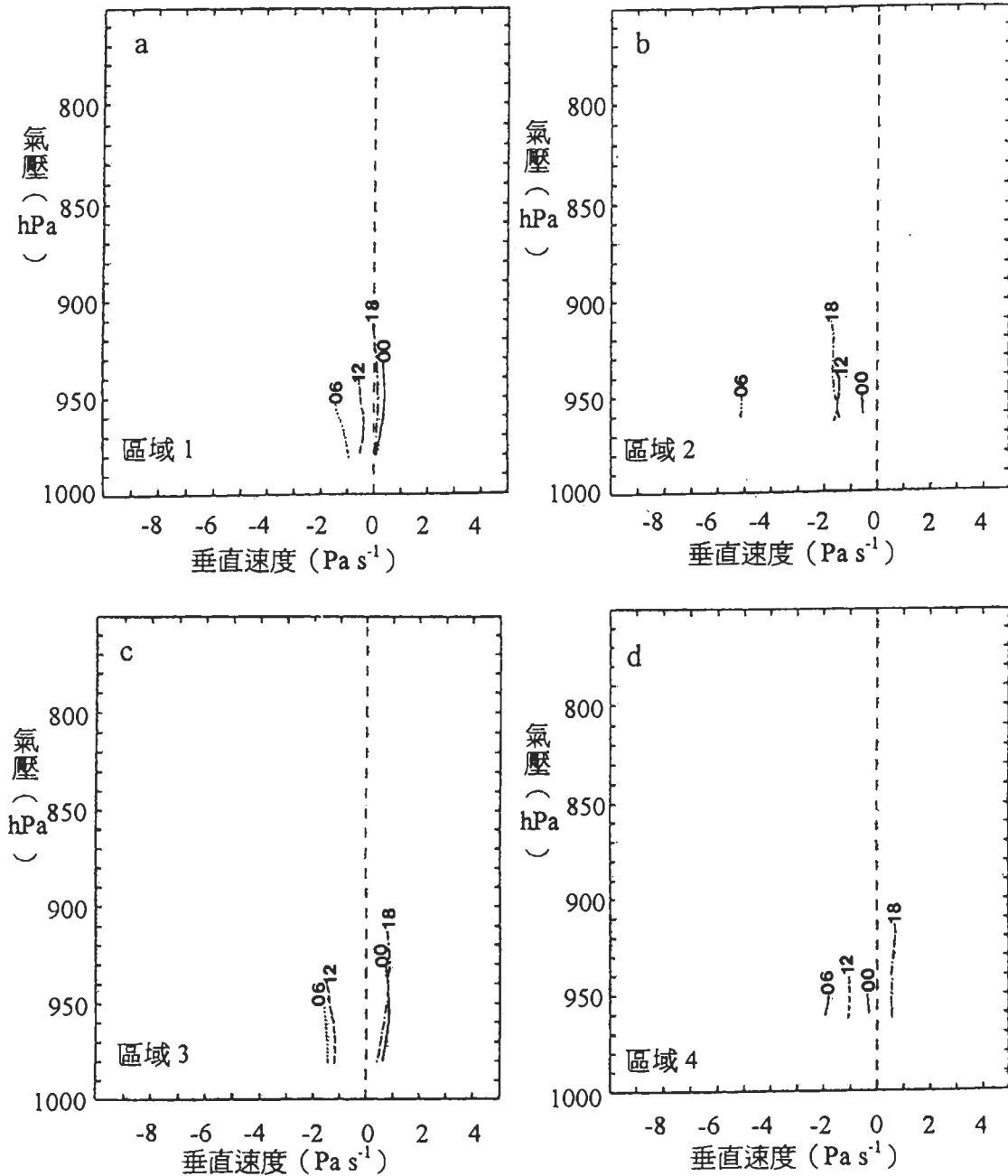


圖 10 1987 年 6 月 14 日 (a) 區域 1、(b) 區域 2、(c) 區域 3 及 (d) 區域 4 垂直速度在 0000~1800 UTC 期間隨高度的變化。縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為垂直速度 (Pa s^{-1} ，即 $10 \times \mu\text{bs}^{-1}$)。

在 1200 UTC (圖 7a、b) 近地層仍可觀察到海風，左鎮與甲仙兩山區測站在 0600 UTC 與 1200 UTC 兩時刻亦較前一日同時刻有較強的海風與上坡風，使得山區出現較大且較持久的上升運動。

圖 8 與圖 9 分別為 6 月 1 日與 6 月 2 日(即個案二)各區域垂直速度之垂直剖面日夜變化。6 月 1 日上升速度最大值各區域均同時發生在 0900 UTC，最小值亦均同時出現於 1800 UTC。

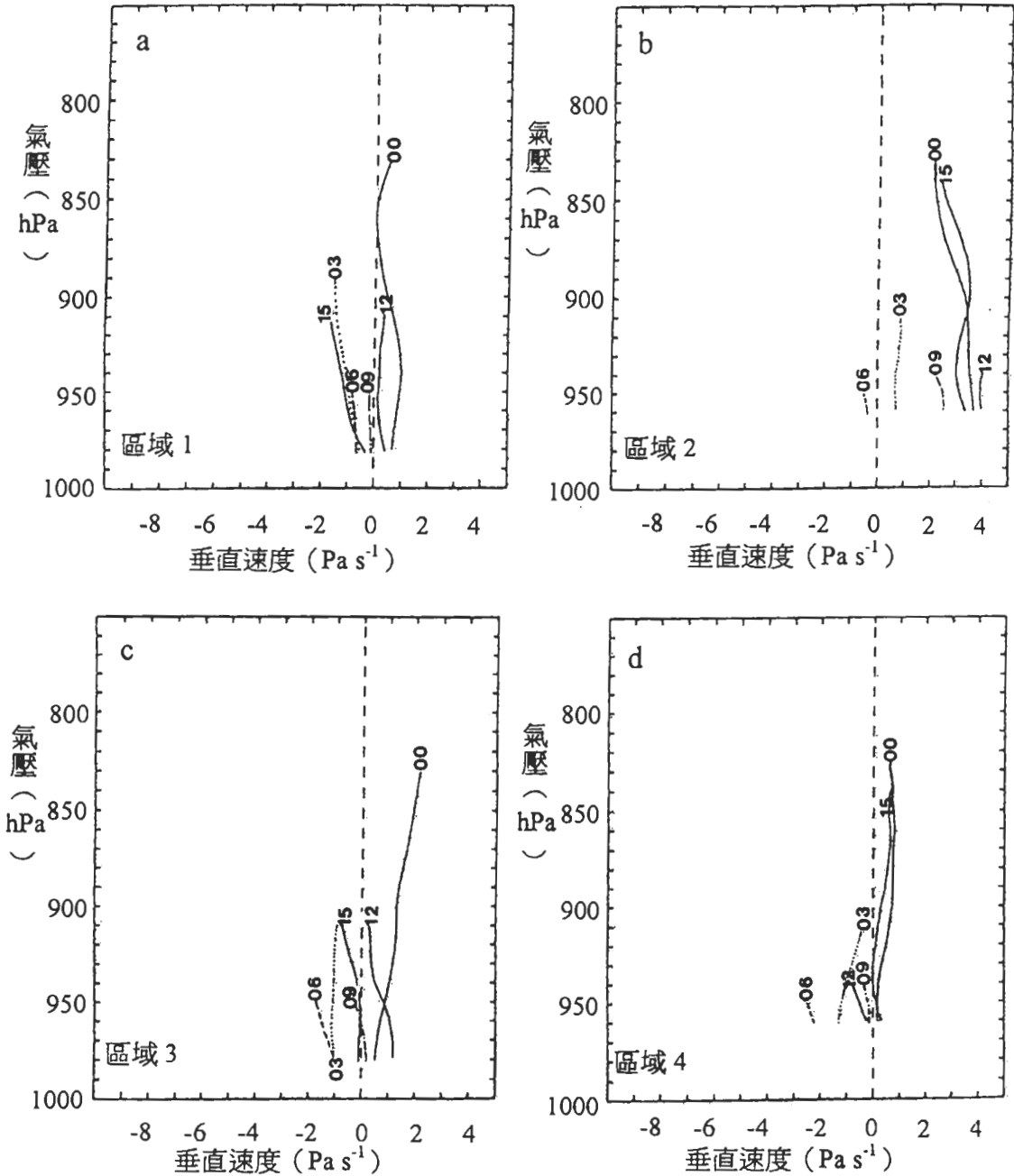


圖 11 同圖 10，但為 6 月 15 日 0000~1500 UTC。

由嘉義測站的觀測紀錄顯示，該日雲量較個案一為少，地面溫度亦較高，顯示該日太陽輻射對地表與近地層大氣的加熱效應較強。另由高空風場觀測中顯見（圖 3），至 0900 UTC 時海風與上坡風仍為台灣西南部盛行的環流。1800 UTC 時各區域均籠罩在下降運動裡，此時左鎮與甲仙兩測站陸風與下坡風的發展較 1500 UTC 時更為成熟。與個案一相同的是區域 2 依舊是四區域中上升速度最大值發生的地方，在該日 0900 UTC 時約達 -10 Pa s^{-1} ($-100 \mu \text{ bs}^{-1}$)，同時在 1800 UTC 時也出現最強的下沉運動，約為 5 Pa s^{-1} ($50 \mu \text{ bs}^{-1}$)。

6 月 2 日觀測之雲量較前一日顯著增多，太陽輻射的加熱效應在 0300 UTC 前可能尚未反應到近地層大氣的垂直運動中，至 0300 UTC 除區域 2 外，其餘三區仍為下沉運動。3 小時後（0600 UTC），四區域均轉變為上升運動，此時各測站亦可觀測到海風或上坡風的發展，但 0900 UTC 嘉義測站近地層已轉變為離岸風，台南與屏東兩沿海測站的風向亦由向岸轉為平行海岸線，顯示該日台灣西部海風環流發展得較晚且較弱，此時區域 1、3 及 4 仍處於上升運動區內，但區域 2 可能反應了陸風提早取代海風的狀況，已轉變為下降運動。

圖 10 與圖 11 分別為 6 月 14 日與 6 月 15 日（即個案三）各區域垂直速度之垂直剖面日夜變化。6 月 14 日（圖 10）全天各區域之垂直速度隨時間均呈規律且典型的日夜變化，0000 UTC 時，近西海岸的區域 1 與區域 3 仍處於下沉運動中，但靠近內陸山地的區域 2 與區域 4 已出現微弱的上升運動，由高空風場觀測（圖 12）顯示該日左鎮、甲仙測站之上坡風較嘉義、台南及屏東的海風建立為早。當 0600 UTC 地面

加熱達最大值時，各測站均可觀察到海風或上坡風的發展，各區域亦都盛行上升運動，其中仍是以區域 2 的上升速度最大。1200 UTC 時，四個區域內上升速度均較 0600 UTC 為小，1800 UTC 時，區域 1、3 及區域 4 均是下降運動區，但區域 2 則仍有與 1200 UTC 時相當的上升速度，此時除嘉義外，各測站風向已轉變為離岸的陸風或下坡風。6 月 15 日（圖 11）各區域垂直速度之日夜變化十分規律，與 6 月 14 日無異，但該日是降水較多的一天，此降水與垂直速度的關係，將於下節中討論。

由垂直速度的計算結果顯示，TAMEX 期間台灣西南部地區在弱綜觀強迫環境下垂直運動有顯著的日夜變化，上升運動主要發生在白天，於午後達到最大值，三個案裡之最大值可達 $-100 \mu \text{ bs}^{-1}$ ，下降運動主要出現在深夜至清晨，但強度較上升運動為弱，最大值僅達 $50 \mu \text{ bs}^{-1}$ ，此結果與 Johson and Bresch (1991) 對 TAMEX SOP 期間分析的垂直運動日夜變化型態一致。配合近地層的高空風觀測，討論垂直速度與局部環流發展的關係，發現在海風發展較早和較強的日子，較早出現較強的上升運動；而在陸風發展較晚和較弱的日子，則較晚出現較弱的下降運動。

比較台灣西南部四個小局部區域內的垂直速度分佈，發現區域 2 出現四區域內的上升速度最大值的頻率極高，位於有地形坡度的區域 2 與區域 4 之垂直速度隨時間的變化亦較平原地區為大。此可能乃因山區受太陽輻射增溫和夜間輻射冷卻的效應比平原地區顯著，同時區域 2 與區域 4 東高西低的地形，白天亦有助於上坡風的發展和海風深入內陸，如此地形加強局部輻合與上升運動，為發生對流降水的極有利條

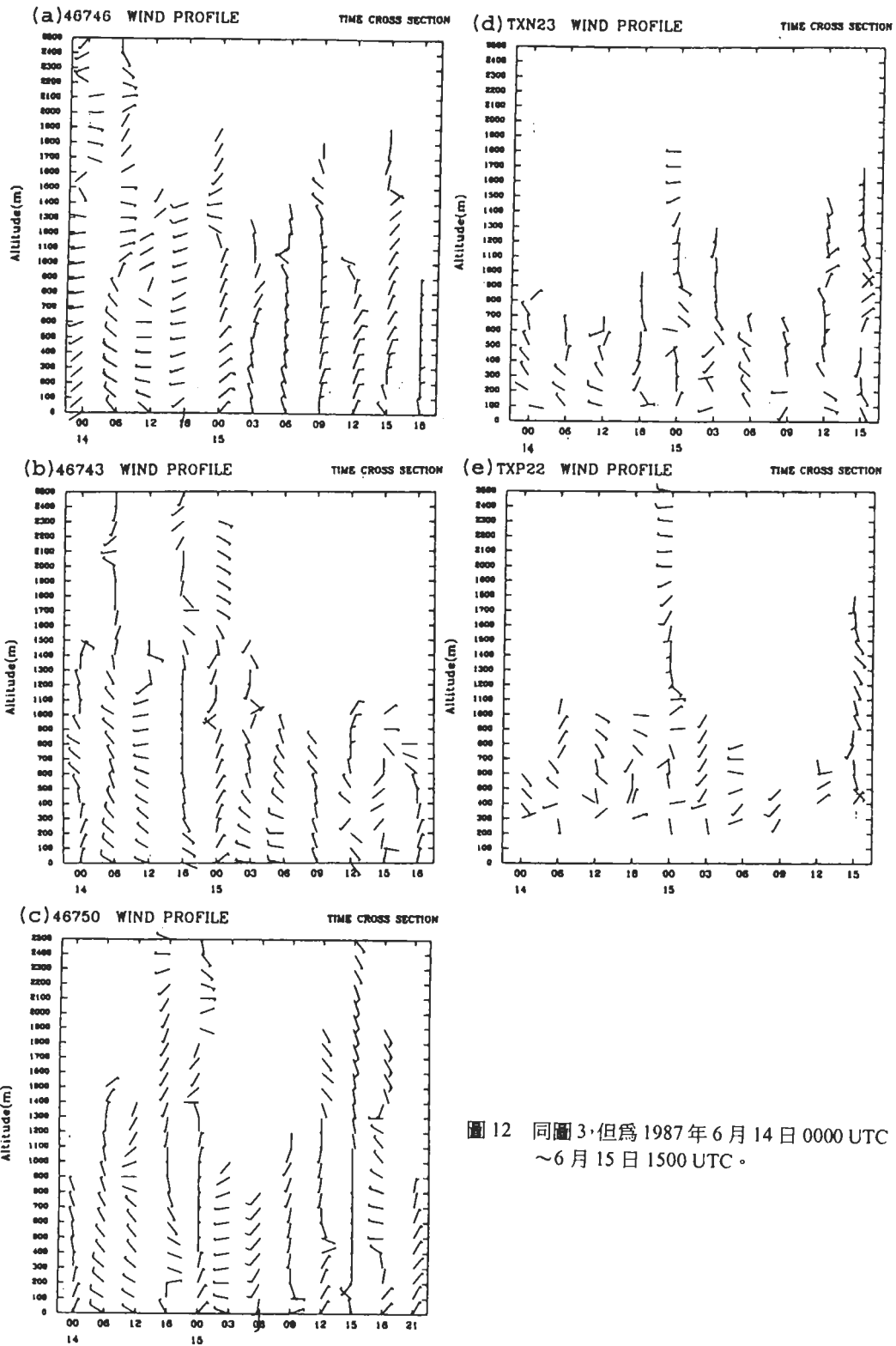


圖 12 同圖 3, 但為 1987 年 6 月 14 日 0000 UTC ~ 6 月 15 日 1500 UTC。

件。Johoson and Bresch (1991) 分析 TAMEX 期間的一個弱綜觀強迫環境下的個案，由全台灣累積降雨量的分佈發現，對流降水多發生在 100-500 公尺的山坡上，此種降水之高度分布亦與上述山坡有較強舉升的結果一致。

(二) 降水

個案一期間區域 1 與區域 3 的降水觀測資料完整，但區域 2 與區域 4 的資料則從缺，故此個案中僅討論區域 1 與區域 3 的垂直運動與降水紀錄之關係。如圖 5 所示垂直速度自 5 月 19 日 0000 UTC (0800 LST) 開始計算，個案開始前的凌晨因有微弱鋒面系統通過台灣，層狀降水使區域 1 與區域 3 在該日清晨各有 3 公厘與 6 公厘累積雨量。在鋒面向東南移出台灣地區後的弱綜觀強迫環境下，該日各小局部區域中出現顯著的局部環流與垂直速度日夜變化，然均未有降水。5 月 20 日，區域 1 在 0500~0530 UTC (1300~1330 LST) 出現了 20 公厘的雨量，但區域 3 整日並無雨量紀錄。衛星雲圖顯示該日 0300 UTC 時有對流系統在西南部山區發展 (圖 13)，而圖 6 顯示 5 月 20 日區域 2 在 0000 UTC 已有 2 Pa s^{-1} 的上升速度，區域 4 亦處於微弱的上升運動區中，午後區域 1 內降水出現時間與該區上升速度最大值發生的時間接近，顯然此次降水屬局部性對流型態，此對流實為海風環流局部輻合效應所提供之舉升機制作用在不穩定大氣之結果。

個案二期間雖有東北-西南走向的微弱鋒面移經台灣地區，但台灣南部僅雲量增加並未造成降水，故各區域中均無降水紀錄。由前一節的分析可了解 6 月 1 日~2 日上升速度最大值各區域均同時發生在 0600~0900 UTC (1400~1700 LST)，區域 2 依舊是四區域中上升速度與

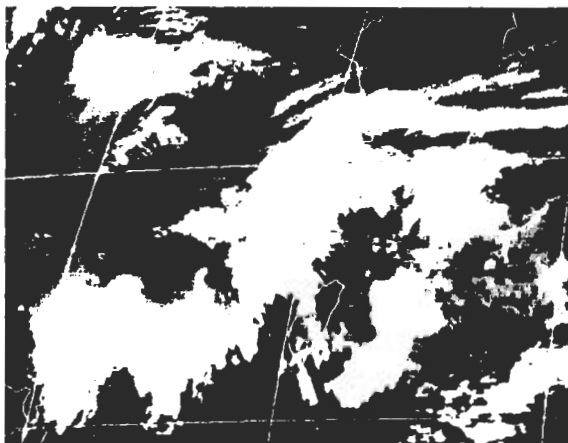


圖 13 1987 年 5 月 20 日 0300 UTC 紅外線衛星雲圖。

下沉運動最大值發生的地方。本個案期間雖處鋒面過境前後，但海風與上坡風仍為白天主宰台灣西南部的局部環流，故垂直運動之日夜變化亦極明顯。

個案三中的降水比前兩個個案明顯，雖然各區域在 6 月 14 日全天都沒有觀察到降水，但是 6 月 15 日區域 1 在 0700~0830 UTC (1500~1630 LST) 有 30 公厘的雨量，區域 2 在 0700~0830 UTC (1500~1630 LST) 有 12.5 公厘的雨量，0830~1000 UTC (1630~1800 LST) 在區域 3 有 34 公厘的雨量，區域 4 則全日無降水。經前章之分析，垂直速度在本個案期間有十分規律且典型的日夜變化，6 月 15 日在區域 1、2、3 內顯著的降水均出現在午後上升運動最大值發生時，盛行的海風或上坡風等局部環流的發展與近山邊的區域 2 附近氣流受到地形舉升作用，配合該日低層潮濕水氣與不穩定大氣等有利條件而形成對流。由高空風場與衛星雲圖 (圖 14) 顯示，該日對流系統在區域 2 附近生成後漸向西南移動，造成區域 1 及隨後區域 3 在 90 分鐘內有 34 公厘的累積雨量。

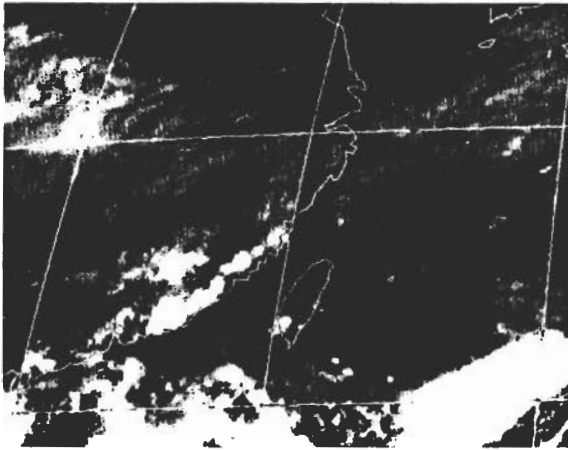


圖 14 1987 年 6 月 15 日 0900 UTC 紅外線衛星雲圖。

台灣地區梅雨季弱綜觀強迫下的降水，主要來自於午後至傍晚發生的對流性降水（林等 1992；陳與楊 1988 a）。由本文三個個案分析可知，TAMEX 期間弱綜觀強迫下西南部降水量之日夜變化與垂直運動之日夜變化型態相似，白天的降水量較夜間為多，且在午後達到最大值，顯著的降水均發生在午後內陸的上升運動區內，顯見地形上坡風與海風等局部環流所提供之舉升機制在降水過程之重要性，Johanson and Bresch (1991) 對 TAMEX 期間弱綜觀強迫下降水呈現顯著日夜變化的原因亦有相似的推論。局部環流輻合與地形所提供之舉升機制，除了在激發午後對流發展占有重要角色之外，或許也是豪大雨的發生頻率有顯著的日夜變化之因素（陳與林 1997）。此外，個案 3 的對流降水先於內陸山區之區域 2 發生，隨後對流系統向西南移行後造成區域 3 的降水，此與紀等 (1998) 分析梅雨季台灣西南部陸上對流於海風及/或上坡風出現後在西部山坡先行發展，並於下午發展成熟後向西南移動的型態相似，其移動可能和對流下衝流與盛行風和海風產生的額外局部

輻合，激發新對流往盛行風上游持續發展有關。

四、總 結

過去諸多學者之研究結果均認為，台灣地區梅雨季弱綜觀強迫下局部環流在提供舉升機制以激發局部對流發展占重要角色，唯對局部環流導致之上升運動與其日夜變化並無定量的分析。為瞭解台灣梅雨季裡降雨量與降雨機率最高的西南部地區，在弱綜觀強迫之環境下垂直運動大小及其與海陸風環流發展和降水的關係，本文選取 1987 年 5-6 月 TAMEX 期間三個完整跨越海陸風環流交替的時段個案（5 月 19-20 日、6 月 1-2 日、6 月 14-15 日），利用台灣西南部嘉義、台南、屏東、左鎮、甲仙等測站的高空風觀測資料，以運動學法求取西南部四個小局部區域內垂直速度隨高度與時間的變化，配合降水資料以討論垂直速度的日夜變化與海陸風環流之發展及對流降水的相關性。結論可歸納為以下數點：

1. TAMEX 期間弱綜觀強迫下垂直運動與海陸風環流均有顯著的日夜變化，上升運動主要發生在白天，於午後達到最大值，三個案裡之最大值可達 $-100 \mu \text{bs}^{-1}$ ，下降運動主要出現在深夜至清晨，但強度較上升運動為弱，最大值僅達 $50 \mu \text{bs}^{-1}$ 。當海風發展較早、較強時，越早出現越強的上升運動；當陸風發展較晚、較弱時，越晚出現較弱的下降運動。
2. 垂直速度隨時間的變化，在台灣西南部有地形坡度的內陸山區較平原地區來得大，可能因山區受太陽輻射增溫及冷卻的效應比西海岸顯著。同時東高西低的地形，白

天亦有助於上坡風的發展和海風深入內陸，如此地形加強局部輻合與上升運動，為發生對流降水的極有利條件。

3. 降水量之日夜變化與垂直運動之日夜變化型態一致，白天之降水量較夜間為多，且亦在午後達到最大，顯著的降水幾乎均發生在午後內陸的上升運動區內，顯見上坡風與海風等局部環流所提供之舉升機制在梅雨季降水過程之重要性。

致 謝

本文在國科會專案計畫 NSC90-2111-M-002-001 支持下完成。

參考文獻

- 周仲島、張茂興及何台華，1997：山區雷雨系統之降水與運動場結構分析。大氣科學，25，483-510。
- 林沛練與盛揚帆，1990：TAMAX 期間台灣地區海陸風特性之初步分析。天氣分析與預報研論文彙編，中央氣象局，133-144。
- 林沛練、陳台琦、梁丕賢及盛揚帆，1992：台灣地區局部環流之特性及其與深對流關係之探討。天氣分析與預報研論文彙編，中央氣象局，69-95。
- 林熹閱與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學，24，249-280。
- 徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，10，4，25-44。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中尺度天氣系統分析。台灣地區災變研討會論文集編，國科會，150-157。
- 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。

陳泰然與林宗嵩，1995：嘉南地區定量降水預報整合計畫（I）子計畫三：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告 NSC84-2621-P-002-001B，113 頁。

陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5，2，1-16。

陳泰然與楊進賢，1988a：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。大氣科學，16，151-162。

陳泰然與楊進賢，1988b：台灣梅雨期對流降水之氣候特徵。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，565-571。

紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，59-75。

紀水上、陳泰然及郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。大氣科學，26，1-17。

蔡清彥與童雅卿，1987：台灣南端局部環流之研究。大氣科學，15，1，69-88。

Bresch, J.F. and R.H. Johnson, 1990: Rainfall and vertical motion associated with TAMEX precipitation systems. *Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR*, 24-26 September, 84-89.

Chen, G. T. J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in subtropical China, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 306-312.

Chen, G. T. J., 1990: Overview of Mei-Yu Research in Taiwan, *East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*. P. Sham and C.P. Chang, Eds., World Scientific Publishing Co., 14-37.

Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 197-516.

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.

- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1989: Interaction between sea and land breezes and deep convection over Taiwan. *Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei*, 22-30 June, 1-5.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540-2557.
- Kurihara, Y., 1961: Accuracy of winds aloft data and estimation of error in numerical analysis of atmospheric motions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 331-345.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- 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.

Vertical Motions Modulated by Local Circulations over Southwestern Taiwan during TAMEX

T. C. Chang^{1,2} George T. J. Chen¹

¹ **Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

² **Department of Environmental Engineering, Tung Nan Institute of Technology**

(Manuscript received 9 January 2001 ; in final form 12 April 2001)

ABSTRACT

Characteristics of vertical motions over southwestern Taiwan in weakly synoptic forcing condition during May-June 1987 Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) were studied using surface and upper-air observations. Vertical motion was computed over four local-scale areas using kinematic method.

Under the weakly synoptic forcing days, the sea breeze typically prevailed in the daytime and land breeze occurred at night. Diurnal variation of the vertical velocity was mainly controlled by the land-sea breezes and the associated slope winds with upward motion occurring in the sea-breeze period and downward motion in the land-breeze period. Upward motion occurred in the daytime and reached a maximum in the afternoon. Downward motion occurred in the nighttime and was weaker than upward motion. Diurnal variation of rainfall was apparently modulated by these local circulations. Generally, rainfall maximum was observed during the period of the strongest upward motion. Upward motion due to sea breeze convergence and upslope wind provided an essential triggering for the initiation of afternoon convection.

Key words: Vertical motion, Land-sea breezes, Diurnal variation, Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX), Kinematic method