

# 夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討

## 第二部份：環境風場的影響

陳輝堂\* 陳景森

國立中央大學大氣物理所

(中華民國七十六年六月三十日收稿；九月五日完稿)

### 摘 要

本文主要的目的在利用二維地形座標的數值乾模式，來探討環境風場對於由地表加熱，所引起的輻合場及垂直運動場的影響。如果整層風場皆吹東風，則在西面斜坡地因地表加熱所引起的上升風（向東），與環境風場的東風作用，在該地區會形成低層輻合以及垂直運動，此與 Banta (1984, 1986) 觀測與模擬的結果相似。輻合區及垂直運動場會從斜坡地往西移至平地，這種移動的原因，是受到東風平流及水平混合的作用。在模擬3至4小時後，垂直速度可達 $1\text{ m/s}$ 以上，如果有適當的水汽配合，在斜坡地上方的垂直速度場可以促進雲雨的生成與發展。

另外，如果在前面所提到西面斜坡地的輻合區，看成是有降水發生的對流系統，假設降水後的再蒸發，可以產生冷卻降溫的作用，則這種降溫會在斜坡地形成局部的輻散區。在輻散區的東邊有局部上升風形成，阻止原先的輻合區往西移動；而在輻散區的西邊有向西的下沉風，推動新生的輻合區迅速地往西移動。

關鍵詞：雲模擬、斜坡、輻合

### 一、緒論

低層輻合與垂直運動場對於對流系統的生成及發展，有很密切的關係，許多觀測的結果皆證明這一點。如 Byers and Braham (1949) 發現在對流風暴第一個回波之前的20至30分鐘，地表附近有輻合發生。Ulanski and Garstang (1978) 於美國佛羅里達州發現，在對流風暴的回波及降水形成前90分鐘或更長的時間裡，地表附近有輻合

發生。Watson and Holle (1982), Achtemeier (1983) 及 Doneaud et al (1983) 等也都認為低層輻合與對流系統的發展及降水有密切的關係。

山區斜坡地由於地表加熱及環境風場的配合，在背風面會有輻合區的產生 (Banta, 1984, 1986)，而這種輻合區以及所產生的垂直運動，對於對流系統的生成與發展有很大的助益。在臺灣地區，我們發現在夏季的午後，有許多的雷達回波亦發生

\* 國立中央大學大氣物理所 75 級碩士班畢業生

在山區斜坡地，如“夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討，第一部份：模式介紹及驗證”（陳與陳，1987，以下通稱第一部份）的圖1。

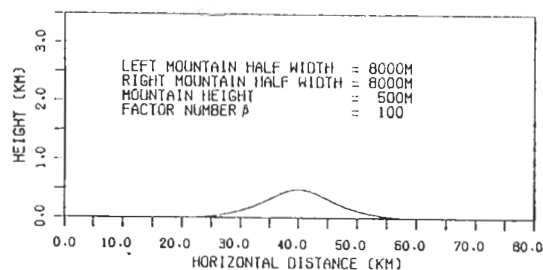


圖1 模式的地形圖示。

在第一部份，我們除了介紹適用於地形座標、非靜力平衡的數值乾模式，另外還討論在環境風場靜止，只有地表加熱作用的模擬結果。然而在臺灣地區的夏季白天，山區斜坡地對流系統的生成與發展，亦常處在環境風場非靜止的情況。因此對於這個研究的第二部份，我們在模擬的初始條件中加入環境風場的考慮。在第一個個案（L1），我們用的環境風場是1983年9月2日00Z東港的探空資料，大氣環境風場皆是東風，而模擬的主要目的在檢討這種環境風場，是如何影響因地表加熱所引起的低層輻合與垂直運動場。對於第二個個案（L2），我們假設低層大氣吹的是西風，而高層是東風，主要的目的在討論低層風場的改變，對於輻合區及垂直運動的影響。第三個個案（L3）則是討論假設在第一個個案中產生的垂直運動引發降水，在降水區域的冷卻作用對於低層輻合與垂直運動場的影響。

## 二、數值模式說明

### 1 方程組與定差法：

本模式的方程組與第一部份相同，屬於二維非靜力平衡的無水汽數值模式，經地形座標（Gal-Chen and Somerville, 1975）轉換後，求出水平速度（ $u$ ）、垂直速度（ $w$ ）、位溫（ $\theta$ ）、

無因次壓力（ $\pi$ ）、動量混合係數（ $k_m$ ）的數值解。至於詳細的方程組說明，請見第一部份（陳與陳，1987）。

在定差法方面，與第一部份完全相同，水平與垂直方向採交錯網格點分佈（Wilhelmson, 1974）。亦因計算機容量的限制，模式在垂直方向採非等間距網格，以便增加模式在低層的解析度及垂直方向的範圍。至於在時間及空間上微分的處理，也都與第一部份相同。

### 2 模式邊界處理：

如同第一部份，本模式上、下邊界採滑動邊界。即除垂直風速  $w = 0$  外，其他物理量  $\phi$  的垂直微分  $\partial \phi / \partial \zeta = 0$ 。

在下邊界我們亦加入地形的考慮，形狀類似簡單的鐘形，為使地形高度在側邊界能降至0，因此地形處理與第一部份有些差異，設其函數關係為：

$$Z_s = \text{MAX} \left[ \left( a^2 / (a^2 + d^2) \right) (h + \beta) - \beta, 0 \right]$$

其中  $Z_s$  為地形高度， $\text{MAX}$  是指在中括弧裡取較大的值， $a$  是半山寬， $d$  是至模式中央的距離， $h$  是山高， $\beta = 100$ 。圖1是個案的地形圖示。

又為避免模式內向上傳的波動反射回來，模式上端  $1/2$  的網格點數亦給予吸收層的處理，其方式與第一部份相同。側邊界的處理與 Chen and Lin (1983) 相同，採輻射邊界，即只允許模式內的波動往外傳播。

### 3 地表加熱與低層降溫處理：

在地表加熱處理方面，與第一部份類似，採等熱通量的加熱處理，只是將數值減小，較近似於嘉義地區夏季白天地表溫度的變化（曾，1984）。

$$HF (\text{熱通量}) = 3 \text{ } ^\circ\text{K cms}^{-1}$$

即最低網格點的位溫每小時約增加1.2度。

又，我們假設在L1個案，山區背風面上升風發展最強的時候，因低層水平輻合增強對流運動，在有水汽的情形下，使得斜坡地產生降水，經再蒸發作用，導致地表附近溫度的降低。因此另外作L3的個案模擬，即在L1個案地表加熱1.5小時後

，於低層輻合的最大區域降溫一個鐘頭。其方法是在地形座標中，改變某些網格點上的加熱通量，形式如表 1。

\*\*\*\*\*

地形座標下的網格點 (水平位置, 垂直位置)	加熱通量 單位: °Kcms <sup>-1</sup>
(34,1)	-3
(33,1), (35,1)	-1.5
(32,1), (36,1)	0
(31,1), (37,1)	1.5
(34,2)	-1.5
(33,2), (35,2)	-0.75

\*\*\*\*\*

表 1 地形座標中，某些網格點上的加熱通量，負值可看成是降溫。

這樣做的目的在探討降水後的低層降溫，對於新的低層輻合生成與發展的影響。在一個鐘頭的低層降溫（其他第一層的網格點仍受地表加熱作用）後，在表再繼續加熱。

4. 資料初始化與風場調節：

所有個案的位溫初始場與第一部份相同，而 L 1 個案的初始環境風場則是使用 1983 年 9 月 2 日 00Z 東港的探空資料，整層風場皆吹東風。而在 L 2 的個案，我們將低層風場改為西風，以探討風向改變後，對於低層輻合與垂直運動的影響。圖 2 是 L 2 個案的初始環境風場分佈（點線是原來的探空資料）。由於環境風場非靜止，模式必須先作風場調節的處理。我們參考 Tripoli and Cotton (1982) 的方法，在山頂之上，讓風場與探空資料相同，而山頂以下的部份，在 20 分鐘之內，風速隨時間等量增加，由零調節至探空資料的數值（風場的探空資料指的是內插到網格點上的值），然後再花 20 分鐘的時間讓模式自行調節，不加任何外力作用，其目的在減少氣流過山所造成的擾動。然後時間重新設定為零，地表再開始加熱。

5. 個案說明：

本文的個案都是討論有地表加熱，與初始環境風場非靜止的情形，分成三個個案。水平皆有 81 個

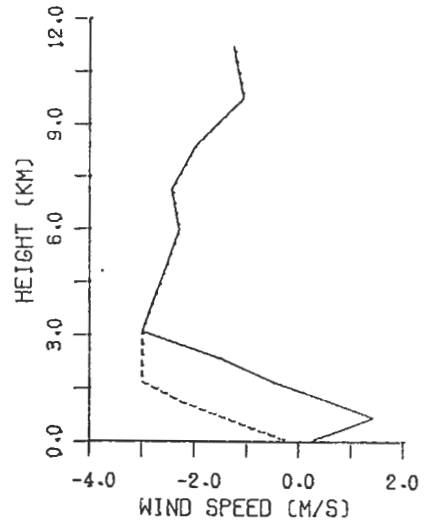


圖 2 L 2 個案的初始環境風場分佈（點線是原來的探空資料）。

網格點，間隔是 1 公里，垂直則有 14 個網格點，間距不等，與第一部份相同。地形皆採對稱，形式請見本節“2 模式邊界處理”。山高 500 公尺，與第一部份一樣，半山寬則是 8000 公尺，三者地表加熱處理都相同。L 1 個案的初始環境風場採探空資料，初始位溫場則與第一部份相同。L 2 個案將低層初始環境風場改為西風（詳見“4 資料初始化與風場調節”），其餘與 L 1 個案相同，以探討典型夏季午後大氣環境風場的影響。L 3 個案可看成是 L 1 個案的延續，即於 L 1 個案地表加熱 1.5 小時後，在低層輻合的最大區域降溫一個鐘頭，其方法與目的請見“3 地表加熱與低層降溫處理”，其餘情況則與 L 1 個案一樣。

表 2 是各個個案特性的簡要說明。所有的個案在模擬時，平流頂與亂流參數項用的時間間格是 5

\*\*\*\*\*

個案	水平, 垂直網格	初始環境風場
L 1	81, 14	一直持續到模擬結束 整層為東風
L 2	81, 14	一直持續到模擬結束 低層為西風
L 3	81, 14	共開費降溫 1 小時 整層為東風

\*\*\*\*\*

表 2 各個個案特性的簡要說明。

秒，解與聲波有關的壓力項部份用的時間間格是 5 / 4 秒，即每作一次大的時間差分，其間作了四次小的時間差分。

### 三、模擬結果分析

在上一節我們提到模式的初始環境風場非靜止，必須在地表加熱前先作風場調節，詳細的方法已在上一節的“4. 資料初始化與風場調節”中作過說明。本模式因初始環境風場分佈的不同及地表某一個時期有降溫存在，共分為三個個案，在上一節的最後也作過詳細說明。現在我們就來談談這三個個案的模擬結果。

#### L 1 個案：

本個案的初始環境風場是採用 1983 年 9 月 2 日 00Z 東港的探空資料，整層風場皆吹東風。圖 3

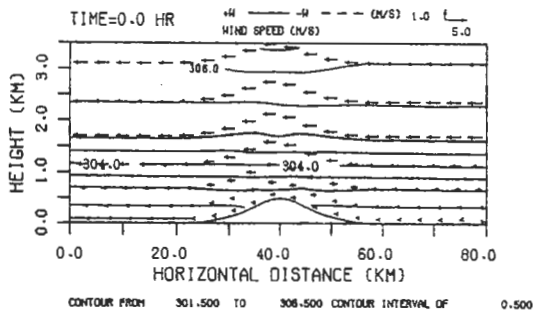


圖 3 L 1 個案調節過後的速度矢量場與位溫場分佈，位溫場的等值線間距是 0.5°C

是調節過後的速度矢量場與位溫場分佈。在此，時間重新設定為 0，然後地表開始加熱。圖 4 是加熱 2, 4 小時後的速度矢量場與位溫場分佈情形。由於有往西的環境風場存在，故在背風面（即模式的左邊）方向相反的上升風無法在開始加熱後立即出現，直到地表加熱 40 分鐘時才得以見到。隨著加熱時間的增長，上升風的強度也跟著變強，越往山頂接近。不過這種情況只持續了一段時間，在 100 分鐘後上升風開始往西退回，直到模擬最後的 4 個小時。

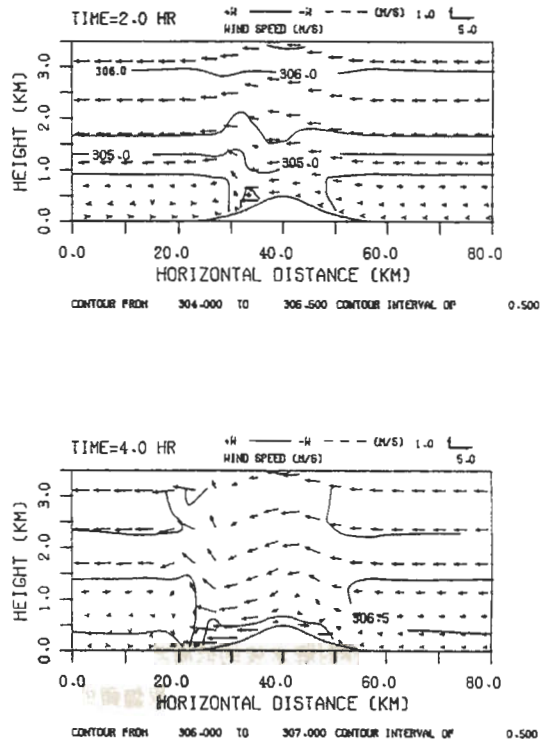


圖 4 L 1 個案加熱 2、4 小時的速度矢量場與位溫場分佈，位溫場的等值線間距是 0.5°C。在加熱 2 小時的圖中，山頂附近的熱蓋以“+”表示。

圖 5 是 (30, 2) 網格點，水平風速隨時間變化的情形（至加熱 3.5 小時）。除了低層降溫的處理外，如同第一部份，我們對於網格點的討論，都 (30, 2)

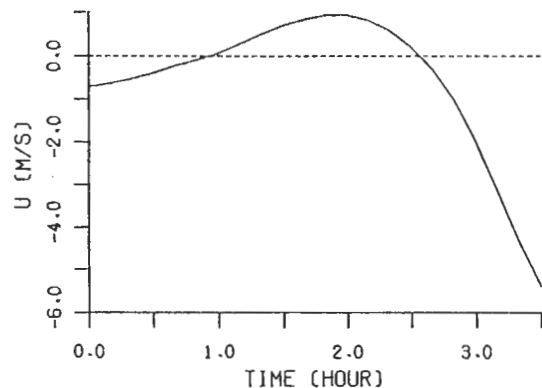


圖 5 L 1 個案 (30, 2) 網格點（在直角座標中），水平風速隨時間的變化情形。

是指在直角座標中，前面的數字代表在水平 x 向的位置，後者則代表在垂直 z 向的位置。此點距離山頂的水平位置有 10.5 公里，可以清楚看到這種風向變化的情形，即在加熱 50 分鐘前吹的是東風，加熱 60 分鐘後卻變為往斜坡地上升的西風，而加熱 2 小時 40 分鐘後又轉回原來的東風，然後持續到模擬最後。Banta ( 1984, 1986 ) 認為這個現象是因為山頂上的環境風場 ( ridge top wind ) 向下侵入的結果。由於在他研究中的環境風場是西風，且這個現象發生在當地的午後，所以他稱作是“午後西風” ( afternoon westerlies ) 。

由各個時間的位溫場分佈可以看出，原先在山頂上存在的熱蓋 ( 在第一部份，初始環境風靜止的數值模擬中有此現象發生 )，現在隨加熱時間的增長而往背風面移去了 ( 在加熱 2 小時的圖中以 “ + ” 表示 )，這應該是受到環境風場的影響。另外，山嶽對環境風場的擾動，亦可從位溫場的等值線變化看出來。在模擬最後的 4 小時，由位溫場的分佈可以清楚看到地表加熱所形成三層不同的位溫分佈：一是低層的不穩定區域，二是中間的近似中性層，三則是上面原來的穩定層。

加熱 1, 2, 4 小時的輻合場分佈顯示在圖 6，地表開始加熱後，西邊背風面有一輻合帶生成，在加熱 1 小時沿著斜坡地呈傾斜狀態。隨加熱時間的增長，此輻合帶受到較上面環境風場的推動，而逐漸直立起來，其強度也跟著增加，且有隨環境風場往西移動的趨勢。在 4 小時輻合的最大位置距離山頂有 15 公里，其數值約為  $-2.8 * 10^{-3} s^{-1}$ 。圖 7 是加熱 3, 4 小時的垂直運動場分佈。同樣的，我們也可以看到西邊斜坡地有垂直速度正區的生成，隨著環境風場而往西移動，在加熱 3, 4 小時的最大上升速度各是 1.1m/s 及 2.4 m/s。估計輻合帶與垂直速度正區的移動速度大約是 0.95m/s，與初始環境風場的 0.72m/s 相近。在此輻合帶與垂直速度正區緩慢的移動與迅速的增強，非常有利於對流雲的生成與發展。

由各個時間輻合場與垂直運動場的分佈，我們知道環境風場會影響輻合帶及垂直速度的移動。但

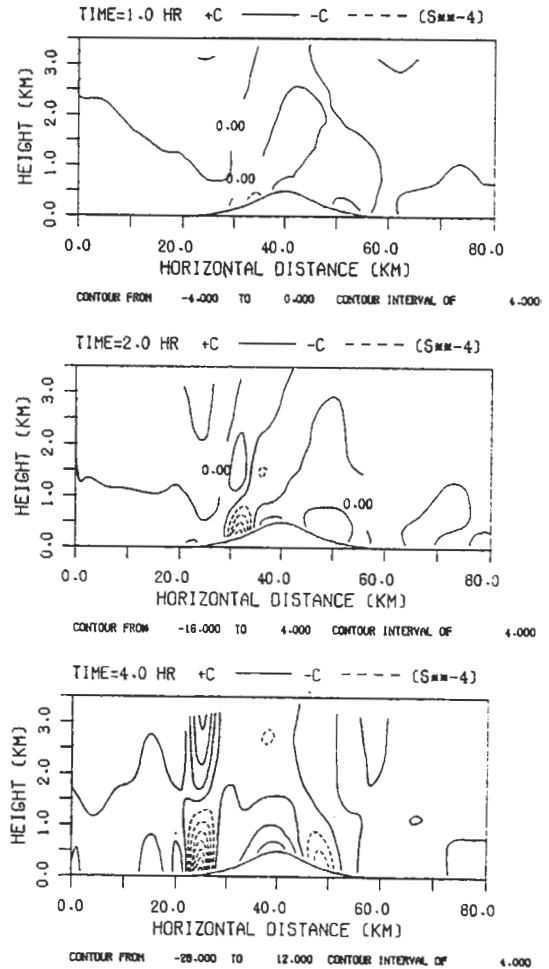


圖 6 L 1 個案加熱 1、2、4 小時的水平輻合場分佈。由於網格點位置不在上下邊界，故等值線未與上下邊界相連。實線代表輻散區 ( 正值 )，點線代表輻合區 ( 負值 )，等值線間距是 4.0 sec \*\* - 4。

在初始環境風場靜止的情況，如在第一部份的某個個案，由於地形不對稱的緣故，原先在山頂上生成的輻合及垂直速度最大位置，會往坡度較緩的斜坡地方向移去。若將地表加熱的熱通量隨地形高度增加而減少，雖然地形對稱，初始環境風場也靜止，但不久之後，輻合及垂直速度的最大位置會移往兩邊斜坡地的上方 ( 陳, 1987 )。

在 Banta ( 1984, 1986 ) 的觀測及模擬研



圖 8 是 ( 32, 2 ) 網格點上的水平風場與水平動量方程各項數值隨時間的變化。此點是往東的上升風發展中最接近山頂的網格，高度是 338 公尺，與山頂的水平距離有 8.5 公里，可看成是較高斜坡地上方水平風場的變化。由圖得知，在地表加熱 70 分鐘後上升風到達此點，80 分鐘時發展至最強，而 90 分鐘時有往回退的趨勢，在 100 分鐘以後就變成往西的下沉風了。

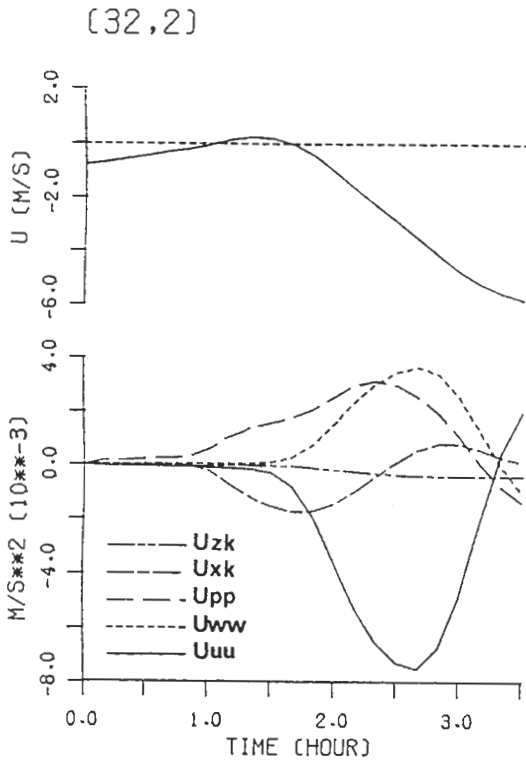


圖 8 L 1 個案中 ( 32, 2 ) 網格點水平風場 (上圖)，Uuu、Uzk 隨時間的變化情形。

分析 70 分鐘之前各項的數值，由於地表加熱的作用，水平氣壓梯度  $U_{pp}$  佔最重要的角色，水平擴散  $U_{xk}$  則是較小的抑制作用，因此往東上升風的特性得以顯現出來。然而在 90 分鐘後，水平平流  $U_{uu}$  的數值逐漸變大 (負值)，在與  $U_{xk}$  的合力作用之下，終於使網格點上的水平風場轉變成與山頂上往西的環境風場同方向。其後的時間裡， $U_{uu}$  一直佔

最重要的影響，而垂直平流  $U_{ww}$  與  $U_{pp}$  的符號相同，是個不小的正值。 $U_{xk}$  先是負值，而後轉變為正值。因模式內我們假設地表到第一層網格點，水平風場的垂直梯度為 0，第一層的網格點沒有垂直擴散作用，因此  $U_{zk}$  的數值在整個模擬過程中皆很小。在加熱 3.5 小時，雖然  $U_{uu}$  變成正值，但由於輻合帶已往平地方向移去， $U_{pp}$  與  $U_{ww}$  的正負亦作改變，使得時變量仍為負值。

圖 9 是 ( 27, 1 ) 網格點上的水平風場與水平動量方程各項數值隨時間的變化。此點是 3.5 小時的模擬中水平風場方向最後受到改變的網格點，其高度是 87 公尺，與山頂的水平距離有 13.5 公里，

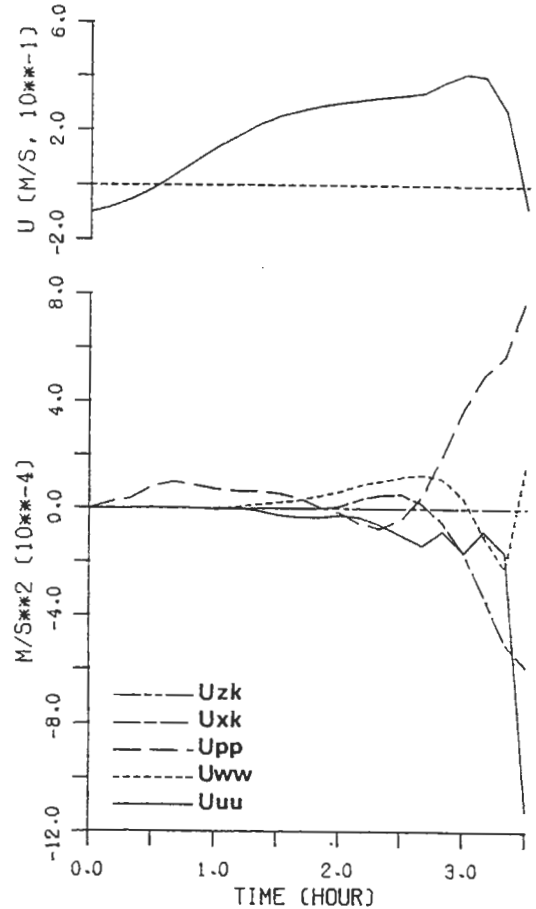


圖 9 L 1 個案中 ( 27, 1 ) 網格點水平風場 (上圖)，Uuu、Uww、Upp、Uxk、Uzk 隨時間的變化情形。

可看成是較低斜坡地上方水平風場的變化。由圖得知，在地表加熱40分中後形成往東的上升風，除了在加熱3.5小時後風場改變外，上升風持續很長的一段時間。在1.5小時之前，水平氣壓梯度力 $U_{pp}$ 的影響最大，雖然在2至2.5小時的一小段時間裡呈現負值，但那時 $U_{ww}$ 是較大的正值，因此還能維持上升風的發展。在後來的模擬時間裡，由於輻合帶的接近， $U_{pp}$ 變得很大，但此時山頂上的往西的環境風場經水平平流與擴散作用湧到，其合成的數值大過 $U_{pp}$ ，終於使得水平風場轉向。因模式第一層網格沒有垂直擴散作用， $U_{zk}$ 的數值在整個模擬過程中皆為0。

由(32,2)與(27,1)兩個網格點，水平動量方程各項數值隨時間變化的分析，知道往東的上升風主要是因為地表加熱，產生的水平氣壓梯度力所造成。而由於山頂上往西環境風場的平流與擴散作用，使得上升風逐漸往平地方向撤退。這個結果與Banta(1986)的模擬分析相當類似。

另外，由各個時間的輻合場與垂直運動場分佈，可看到東邊迎風面的斜坡地也有輻合區與垂直速度正區的生成。此因原先在山頂附近的垂直速度上升區(輻合區)，受到環境風場(東風)的影響，移到左邊的斜坡地後(圖6、7)，山頂附近即被垂直速度下降區(輻散區)所取代。如此，東邊斜坡地的上升風與山頂附近的輻散區，造成在東邊斜坡地的輻合區與垂直速度正區。

L 2 個案：

這個個案我們想探討低層環境風場的改變，對於低層輻合與垂直運動的影響，因此在這裡我們將低層環境風場改為西風，詳細的情形請見上一節的“4.資料初始化與風場調節”。圖10是調節過的速度矢量場與位溫場分佈，在此時間亦重新設定為0，然後地表開始加熱。由圖可以看到在1.5公里以下，大氣吹的是西風，而1.5公里以上則是東風。另外，位溫場的分佈與L1個案類似。

圖11是加熱2、4小時的速度矢量場與位溫場分佈。與L1個案類似，加熱40分鐘後背風面有上

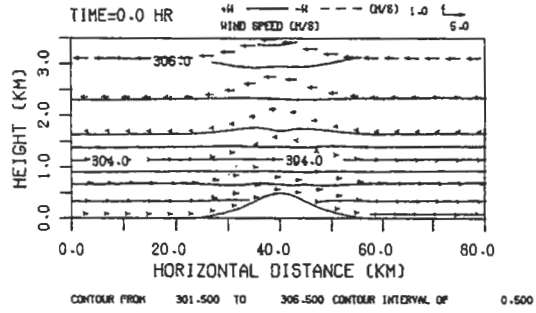


圖10 L 2 個案調節過後的速度矢量場與位溫場分佈。位溫場的等值線間距是 0.5°C

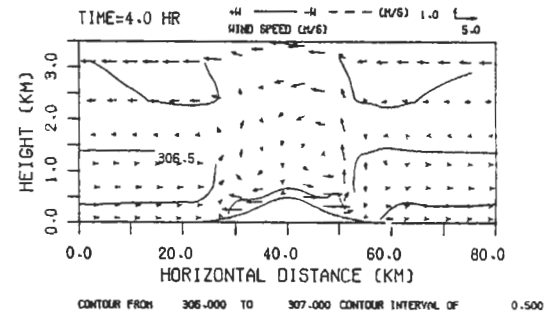
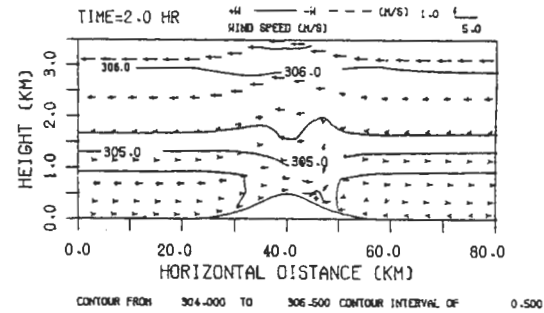


圖11 L 2 個案加熱 2、4 小時的速度矢量場與位溫場分佈，位溫場的等值線間距是 0.5°C。在加熱 2 小時的圖中，山頂附近的熱蓋以“+”表示。

升風生成，只不過由於低層環境風場已改為西風，背風面是指右邊的斜坡地。上升風隨加熱時間的增長而變強，但如同L1個案，不久之後有往東撤退的趨勢，只不過速度比L1個案要來得緩慢些，此應是山頂上的環境風場(西風)較弱，使得往下



平流與擴散的量較少的緣故。在加熱 4 小時的速度向量場，可看出山頂的兩邊各有一環流形成（山頂上為下沉氣流），與 L 1 個案最後的模擬結果不同。此因山頂上的大氣存在水平速度的垂直風切，導致水平風場上下混合的結果。

由位溫場的分佈，1.5 公里以上等值線的位置與 L 1 個案類似，而在 1.5 公里以下卻剛好左右相反，原來在 L 1 個案左邊斜坡地上方的熱蓋，現在跑到右邊的斜坡地上方了（在加熱 2 小時的圖中亦以“+”表示）。圖 12 是加熱 2, 4 小時的水平輻合場分佈，可看到輻合的最大位置與 L 1 個案相反，位在右邊的斜坡地上方。加熱 4 小時的最大輻合量是  $-2.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，比 L 1 個案要小了一些，此輻合帶亦會隨著低層環境風場移動。同樣地，在左迎風面的斜坡地也有輻合區生成，但強度要比前者小了許多，其生成的原因應與 L 1 個案右邊斜坡地的輻合區一樣。

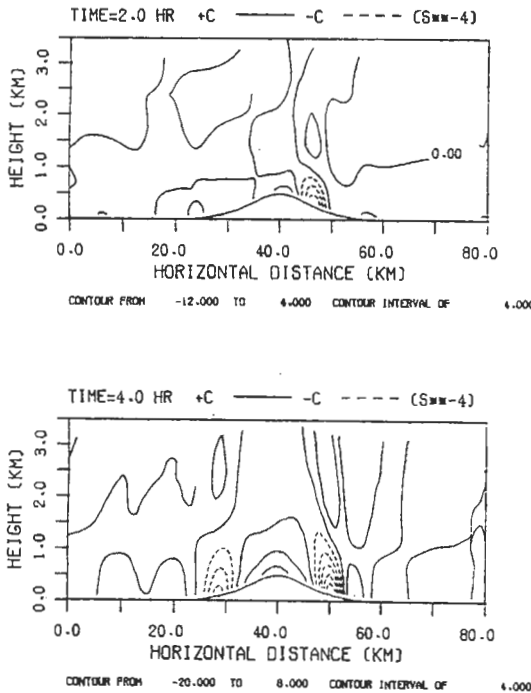


圖 12 L 2 個案加熱 2、4 小時的水平輻合場分佈。等值線間距是  $4.0 \text{ sec}^{-1}$ ，其餘與圖 6 同。

比較 L 1, L 2 兩個個案，我們發現在 1.5 公里以上兩個個案非常相似，而在 1.5 公里以下兩者卻左右相反。由此可以知道，在地表加熱相同的情況下，低層環境風場為東風，則西邊斜坡地有較強的輻合區與垂直速度正區。若低層的環境風場改變成西風，那麼低層輻合的最大位置就在東邊了。

L 3 個案：

本個案可看成是 L 1 個案的延續。當上升風在斜坡地發展最強的時候（加熱 90 分鐘時），我們假設在水平輻合最大的區域有降水產生，經再蒸發作用，導致低層大氣溫度的降低。至於詳細的情形，請見上一節的“3 地表加熱與低層降溫處理”。

圖 13 是加熱 2.5（此時輻合最大區域的降溫已

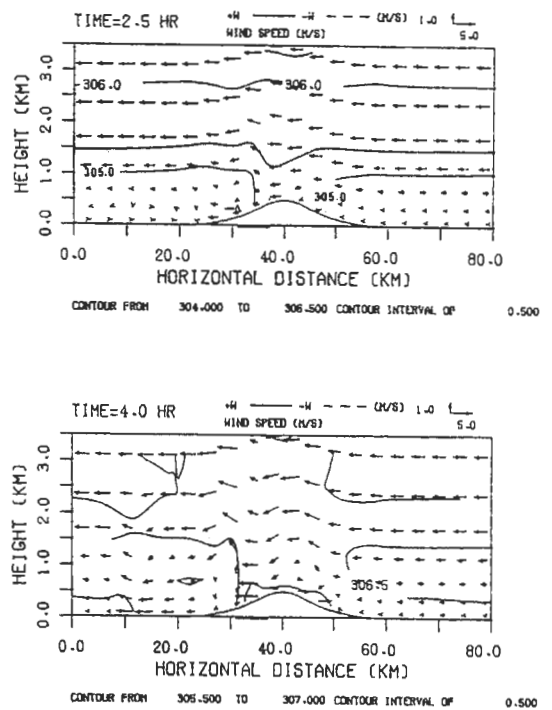


圖 13 L 3 個案加熱 2.5、4 小時的速度向量場與位溫場分佈。位溫場的等值線間距是  $0.5^\circ\text{C}$ 。在加熱 2.5 小時的圖中，左邊的斜坡地有一低溫區，以“-”表示。降溫區域的水平位置已用粗實線標示出來。

結束，降溫區域的水平位置用粗實線標示出來)，4小時的速度矢量場與位溫場分佈，令我們感到興趣的是，上升風往西撤退的速率比L1個案要來得快多了。表4是上升風的前緣與水平輻合、垂直速度極大值（在左邊背風面各有兩個）在不同時間的網格點位置，與L1個案的表3作個比較（上升風的前緣與入侵環境風場的前緣差一個水平網格距離），的確可看出上升風迅速撤退的現象，且由表4亦可看到在加熱3小時20分鐘（即200分鐘）時，最初發展的上升風在模式裡完全消失了。另外，左邊背風面的斜坡地（約是水平位置 $x = 32$ 的附近），在加熱2小時50分鐘時，有新的上升風生成，不過這與先前的上升風系統無關，但會影響輻合區的移動，在後面我們再來探討此處新的上升風生成的原因。

如同L1個案，在模擬後來的時間，右邊迎風面的斜坡地有與環境風場（東風）反向的水平風場生成，其原因與L1個案相同。由加熱2.5小時的位溫場分佈，我們可以看到在左邊的斜坡地有一低溫區（在圖上以“-”表示），這是該地區降溫一小時的結果。又當低層降溫結束，地表繼續加熱後，其加熱4小時的位溫場分佈與同時間的L1個案

+++++

時間 (分鐘)	上升風的前緣位置	水平輻合的極大值位置	垂直速度的極大值位置
90	(32,2)	(34,2)	(34,4)
100	(31,2)	(34,2)	(34,4)
110	(30,2)	(34,2)	(34,4)
120	(28,1)	(35,2)	(37,6)
130	(26,1)	(28,2), (35,2)	(28,3), (37,6)
140	(24,1)	(27,1), (35,2)	(27,4), (37,6)
150	(22,1)	(26,1), (37,3)	(26,4), (37,5)
160	(21,1)	(25,1), (37,3)	(25,4), (37,5)
170	(19,1)	(24,1), (35,2)	(23,4), (37,5)
180	(17,1)	(22,1), (35,2)	(22,4), (36,5)
190	(11,1)	(20,1), (35,2)	(20,4), (36,5)
200		(19,1), (35,2)	(19,4), (36,5)
210		(17,1), (35,2)	(17,4), (35,5)
220		(15,1), (35,2)	(15,4), (35,5)
230		(13,1), (34,2)	(13,4), (34,5)
240		(11,1), (33,2)	(11,4), (34,5)

+++++

表4 L3個案上升風的前緣與水平輻合、垂直速度極大值（在左邊背風面各有兩個）在不同時間的網格點位置。

類似，在山頂上的熱蓋已移至兩邊斜坡地去了。

圖14, 15各是加熱2.5, 4小時的水平輻合場與垂直運動場分佈（降溫區域的水平位置已用粗實線標示出來），4小時的速度矢量場與位，不論是水平輻合場或垂直運動場，我們都發現在左邊的背風面，在斜坡地低層降溫一段時間後，有兩個極大值存在。原先的一個位在斜坡地上方近似滯留（模擬後來的時間裡才隨環境風場緩慢移動），新生的一个卻迅速地往模式左邊移去，此可由表4清楚地看到這個現象（在圖中前者以A標示，後者以B標示），而水平輻合與垂直速度的兩個極大值位置都相當一致。

較右原先已存在的極大值停滯的原因，應該是受到左邊斜坡地低層降溫的影響。低層降溫導致該地區的局部輻散，使得局部輻散區的右邊有新的上

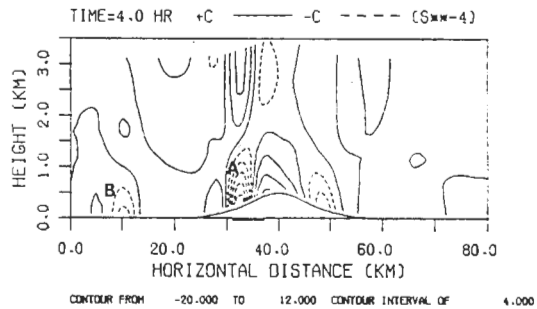
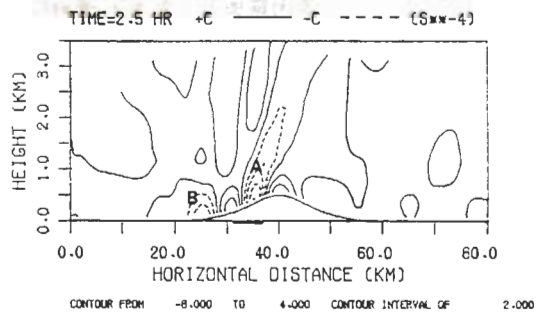


圖14 L3個案加熱2.5、4小時的水平輻合場分佈，等值線間距前者是2.0 sec \* \* -4，後者是4.0 sec \* \* -4，其餘與圖6同。降溫區域的水平位置已用粗實線標示出來，輻合區A是原先的極大值，而B則是新生的極大值。

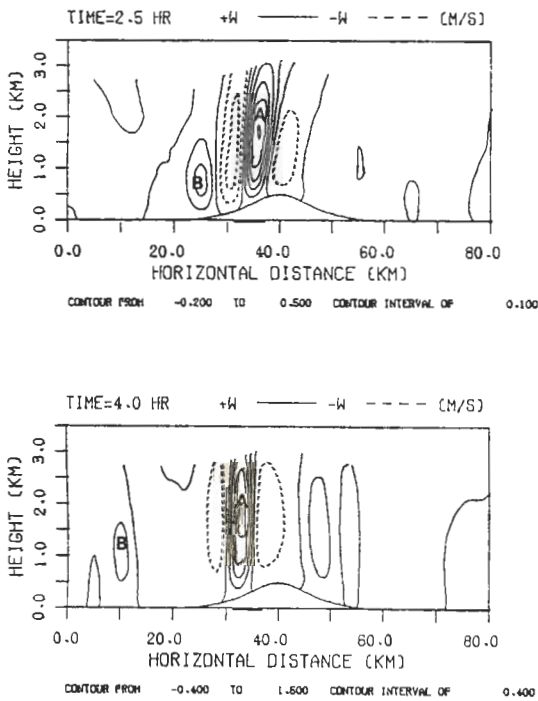


圖 15 L 3 個案加熱 2.5、4 小時的垂直速度場分佈，等值線間距前者是 0.1 m/s，後者是 0.4 m/s，其餘與圖 7 同。降溫區域的水平位置已用粗實線標示出來，垂直速度正區 A 是原先的極大值，而 B 則是新生的極大值。

升風生成，抑制了較右極大值的移動。因此在降溫的最初，較右的極大值反而有往山頂方向移動的趨勢，且強度有減弱的現象發生。既然此上升風會影響極大值的移動，我們就固定斜坡地某個網格點，再用水平動量方程中各項數值隨時間的變化，來探討新的上升風生成的原因。

圖 16 是 ( 32, 2 ) 網格點上的水平風場與水平動量方程，各項數值從加熱 1.5 到 4 小時的變化。此點在加熱 2 小時 50 分鐘後有新的上升風形成，而此上升風阻止靠近山頂原先的輻合區 (圖 14) 向左移動。分析水平動量的各項數值，發現在加熱 2.5 小時，因斜坡地低層降溫的影響，由山頂上往下入侵的環境風場受到抑制作用，使得 Uuu 與 Uxk 變得很小，故 Upp (正值) 顯現其重要性來，導致新的

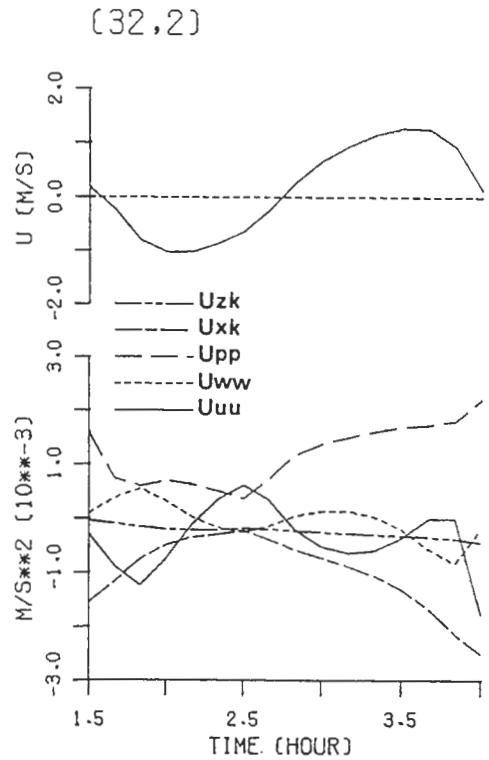


圖 16 L 3 個案中 ( 32, 2 ) 網格點水平風場 (上圖)，Uuu、Uww、Upp、Uxk、Uzk 隨時間的變化情形。

上升風的生成。不過在模擬最後，低層降溫已經停止，地表繼續加熱，山頂上的環境風場又開始往下入侵，由 Uxk 的增大 (負值) 可以看出。因此上升風又有消失的趨勢，導致輻合區與垂直速度正區在模擬後來的時間裡，又隨環境風場緩慢往西移動。

同樣的，較左新生極大值的迅速移動，卻是受了斜坡地低層降溫的推進作用。與上升風前緣網格位置的比較，我們發現此移動迅速的垂直輻合與垂直速度極大值，似乎是跟在入侵環境風場前緣的後頭。因此我們也固定在移動過程中的某個網格點，用水平動量方程中各項數值隨時間的變化，來探討先前上升風迅速往西撤退的原因。

圖 17 是 ( 22, 1 ) 網格點上的水平風場與水平動量方程，各項數值從加熱 1.5 到 4 小時的變化，此點位在模式左半邊 (即背風面) 的中間位置。由圖可知，水平風場在加熱 2.5 小時後由西風 (上升

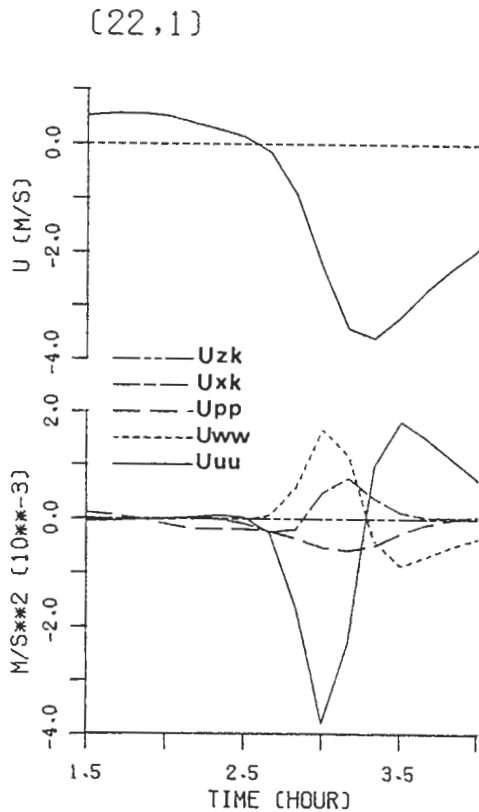


圖 17 L 3 個案中 (22, 1) 網格點水平風場 (上圖),  $U_{uu}$ 、 $U_{ww}$ 、 $U_{pp}$ 、 $U_{xk}$ 、 $U_{zk}$  隨時間的變化情形。

風)變為東風(下沉風),此下沉風使得靠近平地新生的輻合區(圖14)迅速地往西移動。然而在L1個案中,此點直到模擬最後都是在上升風的範圍裡。分析加熱2.5小時前的各項數值,發現水平氣壓梯度力 $U_{pp}$ 是導致水平風場轉向的最重要因素。此是由於斜坡地的低層降溫,使得水平氣壓梯度力往該地區的兩旁作用,而此力會迅速往西傳播,因而在加熱2.5小時,影響位於低層降溫區的左邊該點,在水平風向的改變。

另外,在加熱2.5小時後,水平平流項 $U_{uu}$ 的效應變得相當重要。此值與 $U_{pp}$ 一樣是個負值,而垂直平流項 $U_{ww}$ 與水平擴散項 $U_{xk}$ 則是不小的正值,因位在垂直第一層網格點,垂直擴散項 $U_{zk}$ 為0。在加熱3小時, $U_{uu}$ 的數值達到最大( $U_{pp}$ 也接近最大值),此時恰好是水平輻合與垂直速度極

大值到達的時候,因此我們猜想, $U_{uu}$ 與 $U_{pp}$ 的增大是伴隨水平輻合與垂直速度極大值的來臨。而水平輻合與垂直速度極大值移動的迅速,乃歸因於斜坡地一小時的降溫。

加熱4小時的最大輻合量,原先靠近山頂(較右)的是 $-2.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,新生靠近平地(較左)的是 $-9.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ;而垂直速度的極大值,較右的是 $1.6 \text{ m/s}$ ,較左的是 $0.5 \text{ m/s}$ 。如同L1個案,模擬的後期,在右邊迎風面的斜坡地也有輻合區生成,加熱4小時的數值約是 $-1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。

由L3個案的模擬,我們發現在左邊的斜坡地給與一段時間的低層降溫,會導致新的輻合與垂直速度極大值的生成,而此新的極大值會迅速往西移動,原先靠近山頂的輻合與垂直速度極大值卻被阻止在斜坡地上方。

#### 四、結論

以1983年9月2日00Z的東港探空資料作為初始場的參考,利用二維地形座標的數值乾模式,來探討環境風場對於由地表加熱,所引起的輻合場及垂直運動場的影響。在L1個案裡,如果整層風場皆吹東風,則在西面斜坡地因地表加熱所引起的上升風(向東),與環境風場的東風作用,在該地區會形成低層輻合以及垂直運動,此與Banta觀測與模擬的結果相似(1984, 1986)。輻合區及垂直運動場會從斜坡地往西移至平地,這種移動的原因,是受到東風平流及水平混合的作用。在模擬3至4小時後,垂直速度可達 $1 \text{ m/s}$ 以上,如果有適當的水汽配合,在斜坡地上方的垂直速度場可以促進雲雨的生成與發展。

如果低層的風向變成西風,則上述的現象將反過來發生在東面的斜坡地上方(如L2個案)。另外,如果在L1個案中西面斜坡地的輻合區,看成是有降水發生的對流系統,假設降水後的再蒸發,可以產生冷卻降溫的作用,則這種降溫會在斜坡地形成局部的輻散區(如L3個案)。在輻散區的東邊有局部上升風形成,阻止原先的輻合區往西移動

；而在輻散區的西邊有向西的下沉風，推動新生的輻合區迅速地往西移動。

### 參考資料

曾仁佑，1984：臺灣地區海陸風環流之研究：二維數值模擬。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。

陳輝堂，1987：夏季午後斜坡地低層輻合的數值研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。

陳景森與陳輝堂，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討，第一部份：模式介紹及驗證。大氣科學，15，149-164。

Achtemeier, G.L., 1983: The relationship between the surface wind field and convective precipitation over the St. Louis area. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 982-999.

Banta, R.M., 1984: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part I: Observations of the dry circulations. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 340-356.

-----, 1986: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part II: Numerical studies of upslope flow duration. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1112-1130.

Byers, H.R., and R.R., Jr., Braham, 1949: The Thunderstorm. U.S. Govt. Printing Office, 287pp.

Chen, C.S., and S.M. Lin, 1983: A study of the lateral boundary conditions in a numerical storm model. *Bull. Geophys., Natl. Central Univ., ROC*, 24, 57-76.

Doneaud, A.A., J.R., Jr., Miller, D.L. Priegnitz and L. Priegnitz and L. Viswanath, 1983: Surface mesoscale features as potential storm predictor in the northern Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 273-292.

Gal-Chen, T., and R. Somerville, 1975: Numerical solution of the Navier-Stokes equations with topography. *J. Comput. Phys.*, 17, 209-223.

Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1982: The Colorado state university three-dimensional cloud/mesoscale-1982 Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal De Recherches Atmospheriques*, 16, 185-219.

Ulanski, R., and M. Garstang, 1978: The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observations analysis. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1047-1062.

Watson, A. I., and R. L. Holle, 1982: The relationship between Low-level convergence and convective precipitation in Illinois and South Florida. NOAA Tech. Rep. No. 7, 67pp.

Wilhelmson, R.B., 1974: The life cycle of a thunderstorm in three dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1629-1651.

A NUMERICAL STUDY OF DAYTIME LOW LEVEL CONVERGENCE AND  
VERTICAL VELOCITY ALONG MOUNTAIN SLOPE IN SUMMER

Part II: The Influence of Environmental Wind

*Hui-Tang Chen\**

*Ching-Sen Chen*

Institute of Atmospheric Physics  
National Central University

(manuscript received June 30 1987; in final form September 5 1987)

ABSTRACT

The purpose of this study is to use a two-dimensional non-hydrostatic model in terrain following coordinate system to study the effect of environmental wind on low level convergence and vertical velocity induced by surface heating. If wind was from east, main low level convergence and vertical velocity was formed along west slope. This was due to the upslope wind induced by surface heating and environmental wind from east. This leeside convergence is similar to that mentioned by Banta (1984, 1986). The vertical velocity associated with leeside convergence moved toward west. The movement was largely influenced by the horizontal wind advection and mixing.

If we assumed precipitation can be formed in the convergence zone, then the evaporation cooling could affect the convergence zone quite a lot. The locally upslope wind induced by the cooling effect on the east side of cooling zone can prevent the convergence zone moving toward west. The locally downslope wind on the west side of cooling zone can help convergence zone move toward west very quickly.

Key words: cloud simulation, mountain slope, convergence