

## 山風環流之數值研究

許武榮 陳俊男

(國立台灣大學 空軍氣象中心)

### 摘要

本研究使用 NTU-Purdue 非靜力模式，植入一理想斜坡地形，斜坡 250 公尺內以水平及垂直均為 5 公尺的高網格解析，以探討夜間山風環流的發展與結構特徵。模擬結果顯示已可以完整掌握山風環流的發展與結構特徵，尤其對於夜間邊界層內小尺度的渦流運動，於模擬過程中均能得到充份的解析。山風環流的產生，主要是地表與同高度面上的自由大氣間產生溫度差異，造成壓力梯度而形成由山頂往谷底方向的山風環流，這樣的環流同時會帶動山頂的冷空氣沿著斜坡往谷底流動，流動的結果使得斜坡上溫度的差異變得更大，壓力梯度也就更大，環流就越強。在背景熱力場方面，山風環流的增強使得原來的穩定分層的熱力場轉趨於不穩定。當環流越來越強，熱力愈趨於不穩定時，環境場的風切與浮力項均提供了擾動發展時所必須的動能，因此擾動開始發展，同時也使得山風環流開始破碎(Breakdown)，厚度開始降低。

### 一、前言

夜間山風(Mountain winds)的觀測與研究，早在 19 世紀初期，科學家們便在阿爾卑斯山脈的山谷地形透過簡單的觀測得知，白天形成的上坡氣流，夜間轉為下坡氣流。當時雖知有此現象，卻仍無法明瞭其生成原因及環流結構。之後對於山谷風環流的理論架構有較完備解釋的是由 Defant (1951) 所提出坡地及山谷氣流的三維概念模式，由圖 1 說明夜間山風環流的形成過程：(a)日落時，沿著山谷軸方向仍殘留白天的谷風氣流(Valley winds)，此時地表開始受到長波輻射冷卻的影響而在兩側斜坡上形成下坡風環流(Katabatic wind)。(b)日落之後，下坡風環流持續增強，山谷內空氣受到上升絕熱冷卻的作用，使得原本存在的谷風氣流消失。(c)到了夜間，下坡風環流明顯增強，沿山谷軸方向的山風氣流開始建立。(d)日出前，山風環流停止，山谷內的風場僅以山風形式

存在。

另外山風環流會帶動山頂的冷空氣向谷底流動亦為一種密度流(Density current)或重力流(Gravity current)。它是受夜間地表降溫影響，使得較周圍環境冷的近地表空氣，受到重力與氣壓梯度力的影響而產生運動。早從 1950 年代就有一系列的觀測及實驗室的研究，因為很多天氣現象的特徵都與實驗室內觀測到的密度流有很多的相似處。例如雷雨外流 Thunderstorm outflow(Goff 1975; Droegemeier and Wilhelmson 1987)、海陸風環流(Simpson et al. 1977)等等。

關於密度流的研究，Simpson(1969)在實驗室做了類似的實驗(圖 2)，將分開鹽水和淡水的閘門打開，左邊密度大的鹽水很快流進右邊淡水中，部份最前面的流體很快地在交界面處傾斜向上，並在後方形成向後捲入的渦漩，之後渦漩減弱，下個時間隨著流體的前進，渦漩再次出現。Simpson and Britter (1980)在做了許多實驗

測試之後，透過簡單的圖示(圖 3)，說明了密度流的環流型態與結構。此外，實驗也證明不同的環境速度、密度流本身的速度或密度流 head 的高度，均會影響其環流型態與結構。Monti et al. (2002)則綜合過去關於密度流的理論、實驗及模擬，透過簡單的示意圖(圖 4)，說明了斜坡氣流的環流型態與結構特徵。其中，在圖 4(c)中特別提到了上斜坡氣流與下斜坡氣流除了在地表的受熱不同之外，最大的不同在於下斜坡氣流所處的大氣具有穩定分層的特性。在此種大氣之下，擾動發展是受到抑制的(Hunt 1985; Fernando 1991)，相對的也就減少了動能或其他特性的垂直交換。因此 Katabatic flow 在不同的垂直層中能維持較大速度的風切。

## 二、數值模式介紹

由於一般靜力模式過濾掉對聲波的計算，且為簡省計算時間，在垂直積分上通常使用隱式格式(implicit scheme)，當水平尺度與垂直尺度近似時，會造成模式計算上的不穩定，於是當我們在處理陡峭地形或對流很強的小尺度運動時，靜力模式便不適用。本研究中使用由許武榮博士與商文義博士所共同發展的台大-普渡全壓縮非靜力模式(NTU-Purdue nonhydrostatic Model; Hsu and Sun 2001)，模式在垂直及水平均採用顯示格式(explicit scheme)，且不需要再做時間的濾化(filter)。另外模式中垂直坐標是採用跟隨地形的  $\sigma$  坐標：

$$\sigma = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p_0(z_{surface}) - p_0(z_{top})} = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p} \quad (1)$$

其中  $p_0$  是參考大氣的壓力，僅為高度之函數。雖然是由壓力計算出來的，但因為此壓力為參考態壓力，不隨時間而變，所以嚴格來說此垂直坐標是一種  $\sigma$ - $z$  坐

標。本模式在數學上已被證明，對於各種物理量的計算，均可以獲得穩定的數值結果(Hsu and Sun 2001)。模式中的預報量分別是風速( $u, v, w$ )、密度( $\rho$ )、相當位溫( $\theta_e$ )、總體水含量( $q_w$ )及亂流動能( $E$ )。

## 三、初始環境及地形設定

許多相關的研究中均顯示谷風環流在一弱綜觀環境下得以有利發展，因此我們的初始設定為一沒有環境風場的大氣狀態，而熱力場方面，位溫隨高度線性增加，靜力穩定度  $N^2$  為  $10^{-4} \text{ s}^{-2}$  ( $N$  為 dry Brunt-Väisälä frequency)， $N^2$ ：

$$N^2 = g \frac{d \ln \theta}{dz} \quad (1)$$

初始地表溫度為 290K，在模式中地表降溫是藉由 sine 函數溫度曲線隨時間變化的方式給定，如下式：

$$T_{surface} = 290 - 10 \sin\left(\frac{2\pi}{24 \times 3600}\right) \quad (2)$$

透過以上的 sine 函數變化造成斜坡和相同高度山谷內存在溫度差異以激發山風環流形成，進而探討山風環流的發展與結構特徵。

另外在地形方面，植入一理想的斜坡地形，如圖 5。斜坡中心位於模式的水平中心處，斜坡高度 600 公尺、水平寬度 3000 公尺，斜坡坡度比為 1:5(高:寬)，其斜坡的設定為：

$$Z(x) = h_{\max} \left( \frac{x-a}{b-a} \right)$$

其中  $h_{\max}$  為斜坡高度， $a$ 、 $b$  為兩側斜坡的水平距離。

## 四、數值模擬結果分析

當模式積分至 50 分鐘時，山風環流已開始迅速發展。由等位溫場分佈圖來看(圖 6(a))，在斜坡上方 100 至 150 公尺處因下坡風下沉增溫(虛線箭頭)及 200 公尺處迴

流運動的絕熱冷卻(點線箭頭)，使得大氣的穩定度發生了極大的變化。在底層山風與高層迴流之間的大氣已由原本位溫隨高度增加的穩定狀態，轉為不穩定的狀態。由位溫擾動分佈圖(圖 6(b))來看，在圖中左下方，高度 300 公尺以下，距斜坡 50 至 100 公尺處有 0.1 K 左右的增溫區，其下方區域受地表冷卻作用影響約有 0.4 K 的降溫，而高度 300 公尺以上，距斜坡 50 公尺的區域，則約有 0.6 K 的降溫，其降溫幅度明顯較大。另外在平地近地表部份，由於尚未受到環流作用影響，因此地表降溫呈現均勻變化，約有 0.8 K 的降溫。相較之下，斜坡上的降溫現象明顯沒有平地部份來得大，顯示山風環流形成後對於斜坡上溫度的變化所造成的影響。透過山風氣流的下沉增溫，使得斜坡上的降溫幅度沒有平地部份來得大。

除此之外，高度 300 公尺以上近地表區域，降溫的效果是大於 300 公尺以下的，顯示除了山風氣流本身的下沉絕熱增溫之外，還有受氣壓梯度力與重力影響的山頂冷空氣平流所導致的結果。由目前模擬結果顯示，整個斜坡近地表處溫度場的變化其實是不單純的，它是許多因素影響造成的結果。包含地表的降溫作用、山風環流的下沉增溫與絕熱冷卻(山風迴流)以及山頂冷空氣的平流作用所導致。

圖 7、8 分別為控制個案積分 56 至 61 分鐘之流線場與等位溫場分佈圖。在這 6 分鐘內斜坡上位溫的變化是相當快速的。由流線場分佈(圖 7)來看，56 分鐘時山風環流已分裂成兩個渦旋環流，58 分鐘時渦旋持續增強，且第三個渦旋開始成長，61 分鐘時三個渦旋發展成熟。配合等位溫場分佈(圖 8)來看，56 分鐘時在斜坡上 100 到 200 公尺間位溫的變化開始趨於不穩定的大氣結構。當前緣山風氣流速度過快，

分裂成兩個渦旋時，由於熱力場的趨於不穩定，渦旋環流開始增強。58 分鐘時，開始增強的渦旋環流在高度 350 至 400 公尺處逐漸造成位溫混合。61 分鐘時，三個成熟的渦旋環流使得位溫逐漸混合均勻，山風環流破碎成三個胞狀(Cell)環流結構。

為了更清楚其中的變化，我們取中間的胞狀環流，即水平座標在 1150 至 1550 公尺，高度在 250 至 450 公尺的範圍內繪出等位溫場、次網格渦動動能與風場分佈圖(圖 9)。由風場的分佈可看到在胞狀結構中有明顯由前向後捲入的渦旋環流形態，這樣的渦旋環流使得位溫場開始均勻混合。另外，在胞的前緣，高度 350 公尺處有次網格渦動動能達到最大(圖中最左側，粗黑色等值線所圈出的位置)，顯示該區域為擴散效應(diffusion effect)或是混合作用最明顯的區域。除了熱力不穩定是主要造成其不穩定因素外，風切效應在此區域也扮演重要角色。圖 10 為此範圍內等位溫場、次網格渦動動能與垂直運動場分佈圖。在次網格渦動動能達到最大的區域內，右側為上升運動區(淡黑色實線)，左側為下降運動區(淡黑色虛線)，垂直運動的風切效應在此區域內達到最大，有利於擾動的發展。此外，圖 11(a)為分析此範圍內的平均風場垂直剖面圖。圖中近地表 20 至 40 公尺處有最大山風風速值，約可達  $-3.24 \text{ m s}^{-1}$ ，之後隨高度遞減，至地表 130 公尺之上則開始為微弱的迴流風速，約介於 0 至  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  之間。圖 11(b)為此範圍內的平均擾動位溫場垂直剖面圖。圖中最接近地表處有最大的冷空氣堆積，即有最大的負位溫擾動值(約  $-1.4 \text{ K}$ )，之後隨高度遞減，至渦旋內部時(高度 55 至 110 m 處)，有受到強烈渦旋作用下的微弱正位溫擾動值(約  $0.2 \text{ K}$ )。

## 五、結論

在本篇研究中我們使用了台大-普渡全壓縮非靜力模式，探討山風環流的發展與結構特徵。模擬結果顯示斜坡上溫度梯度的變化是決定山風強度的首要條件。斜坡上溫度變化是受到許多因素影響造成的結果，包含地表的降溫作用、山風環流的下沉增溫與絕熱冷卻(山風迴流)以及山頂冷空氣的平流作用。當地表溫度持續降溫，山風環流的下沉增溫與斜坡山頂冷空氣的平流均使得斜坡上溫度的差異越來越大，因此壓力梯度也越大，山風環流隨之增強。背景熱力場方面，山風環流的增強使得原來穩定分層的熱力穩定結構轉趨於熱力不穩定。當環流越來越強，熱力愈趨於不穩定時，環境場風切的增大與熱力的不穩定均提供了擾動發展時所需的動能。當到達一定程度後擾動開始發展，山風環流開始破碎，厚度開始降低。

破碎階段時胞狀環流的結構特徵。在環流形態部份，有明顯由前向後捲入的渦漩環流形態，這樣的渦漩環流會使得位溫場開始均勻混合。在平均風場垂直分佈部份，近地表 20 至 40 公尺處有最大山風風速值，約可達  $3.24 \text{ m s}^{-1}$ ，之後隨高度遞減，至地表 130 公尺之上則開始為微弱的迴流風速，約介於  $0$  至  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  之間。在平均位溫擾動垂直分佈部份，最接近地表處有最大的冷空氣堆積，即有最大的負位溫擾動值(約  $-1.4 \text{ K}$ )，之後隨高度遞減，至渦漩內部時，有受到強烈渦漩作用下的微弱正位溫擾動值(約  $0.2 \text{ K}$ )。

綜合上述胞狀環流的結構分析，得到了相似於 Monti (2002) 下斜坡氣流示意圖(圖 4(c)) 中相同的環流形態與結構，顯示模式已能完整解析到夜間斜坡氣流的種種基本特徵。

## 參考文獻

- Defant, F., 1951: Local winds. *Compendium of meteorology*, T. J. Malone, Ed., *Amer. Meteor. Soc.*, 655-675.
- Droegemier, K. K., and R. B. Wilhelmson, 1987: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Fernando, H. J. S., 1991: Turbulent mixing in stratified fluids. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **23**, 455-493.
- Goff, R. C., 1975: Thunderstorm outflow kinematics and dynamics. NOAA Tech. Memo ERLTM-NSSA, No. 75, 63 pp.
- Hunt, J. C. R., 1985: Diffusion in the stably stratified atmospheric boundary layer. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 1187-1195.
- Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 2001: A time-split, forward-backward numerical model for solving a nonhydrostatic and compressible system of equation. *Tellus*, **53A**, 279-299.
- Monti, P., Fernando, H. J. S., Princevac, M., Chan, W. C., Kowalewski, T. A., Pardyjak, E. R., 2002: Observations of Flow and Turbulence in the Nocturnal Boundary Layer over a Slope. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2513-2534.
- Simpson, J. E., 1969: A comparison between laboratory and atmospheric density current. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 758-765. ———, D. A. Mansfield and J. R. Milford, 1977: Inland penetration of sea-breeze fringes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 758-765.
- , and Britter, 1980: A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 485-500.

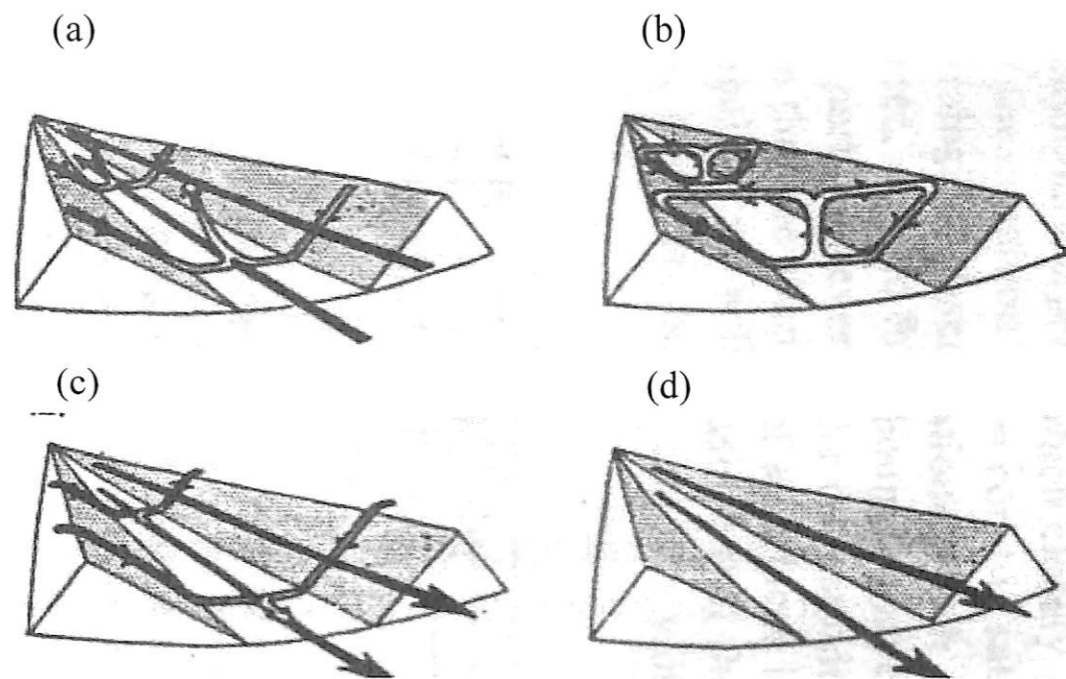


圖 1 山風環流形成過程的概念模式。(摘自 Defant ; 1951)

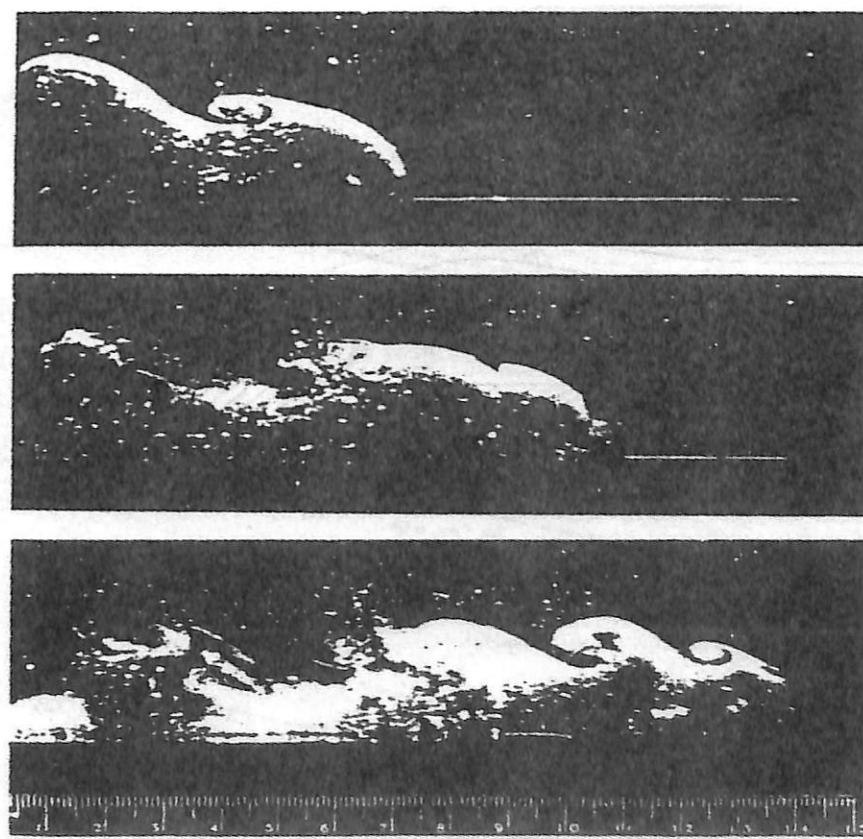


圖 2 實驗密度流(鹽/水)隨時間的變化過程，拍照間隔為 1 秒。(Simpson ; 1969)

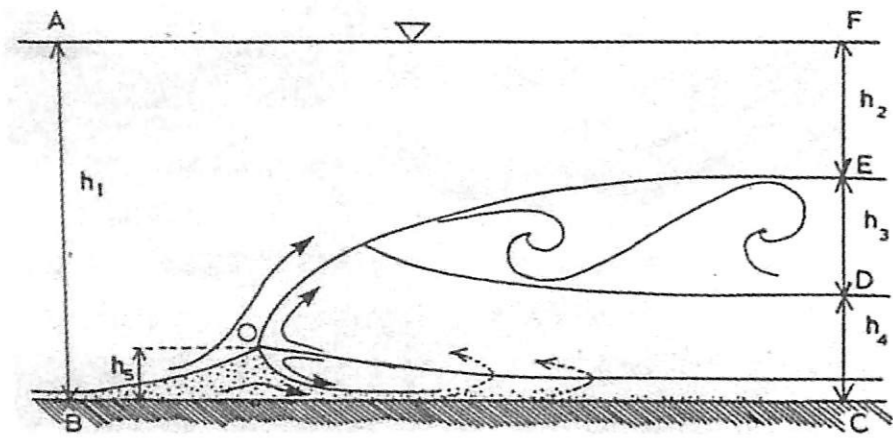


圖 3 實驗密度流體的環流型態與結構示意圖。(Simpson and Britter ; 1980)

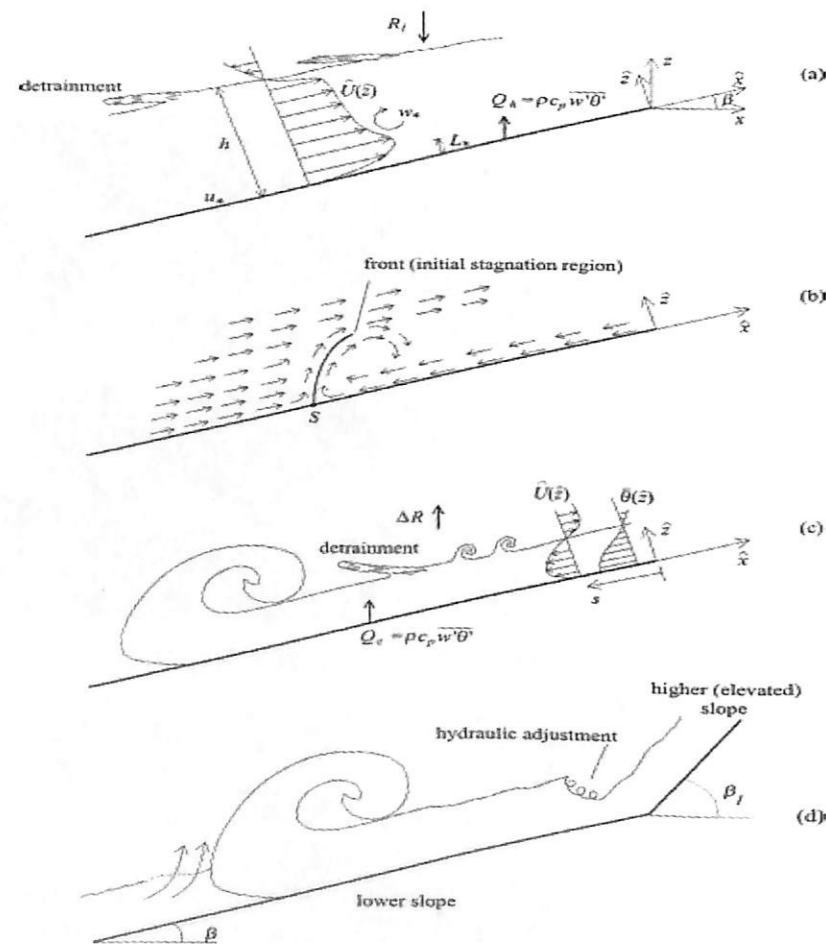


圖 4 斜坡氣流的環流型態與結構特徵。(摘自 Monti ; 2002)

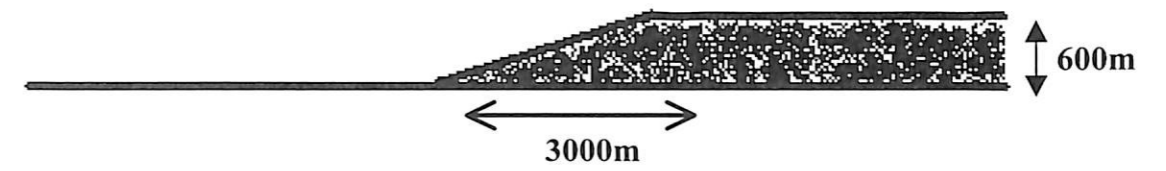


圖 5 控制個案地形設定示意圖(山高為 600 公尺；山寬為 3000 公尺)。

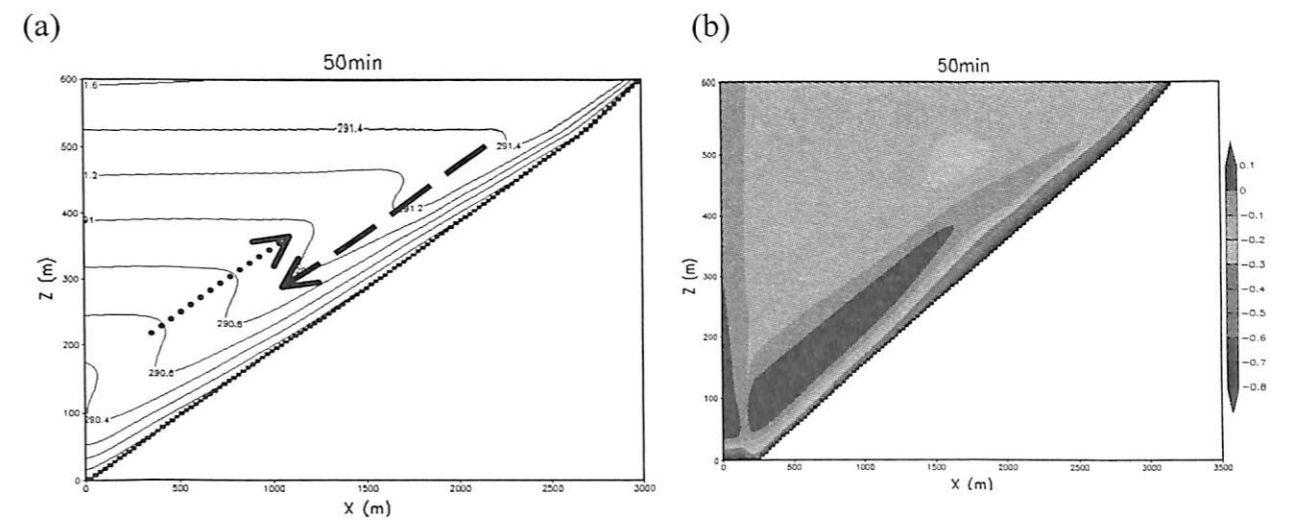


圖 6 (a)控制個案積分 50 分鐘之等位溫場( $\theta_v$ )分佈圖。圖中等值線間距為 0.2 K，虛線箭頭代表山風環流的下沉絕熱增溫作用，點線箭頭代表山風迴流的上升絕熱冷卻作用。

(b)控制個案積分 50 分鐘之位溫擾動( $\theta_v'$ )分佈圖。其中位溫擾動( $\theta_v'$ )為位溫( $\theta_v$ )減去初始位溫( $\theta_v(t=0)$ )的結果，圖中顏色間距為 0.1K。



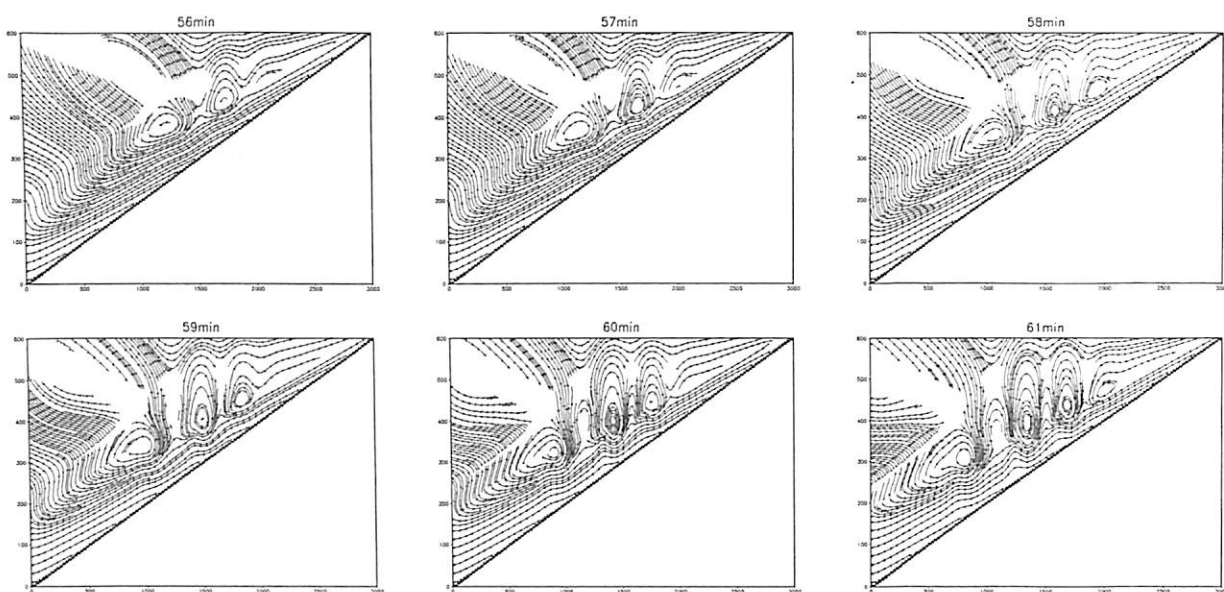


圖 7 積分 56~61 分鐘之流線場分佈圖。

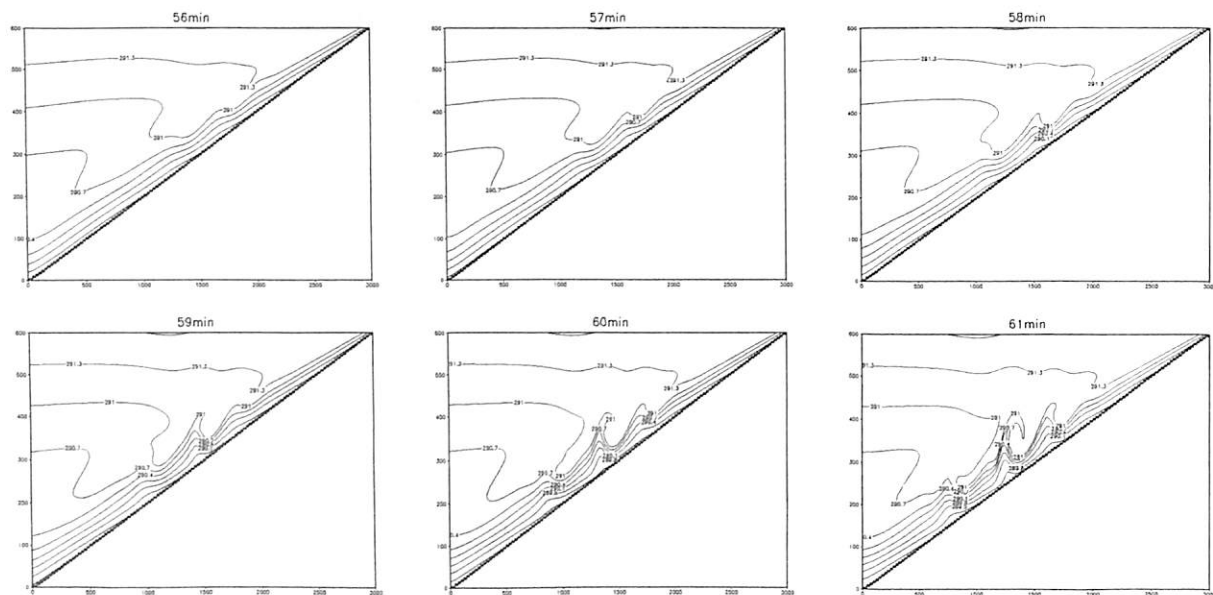


圖 8 控制個案積分 56~61 分鐘之等位溫場( $\theta_v$ )分佈圖。等值線間距為 0.3 K。

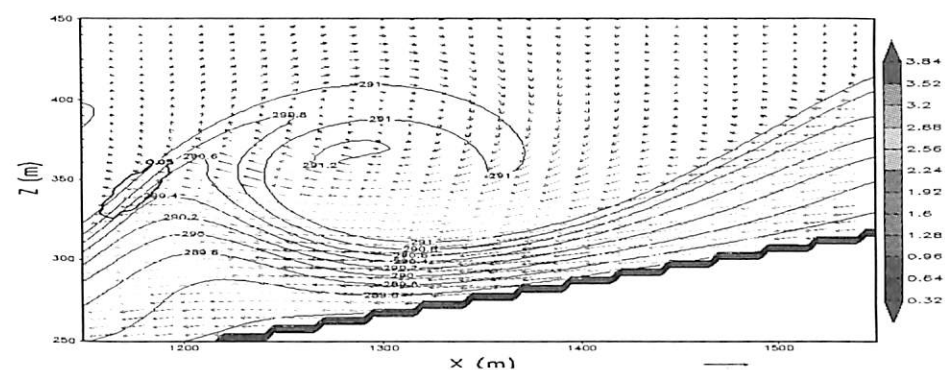


圖 9 水平座標在 1150 至 1550 公尺，垂直座標在 250 至 450 公尺之間的等位溫場( $\theta_v$ )、次網格渦流動能( $\overline{u'w'}$ )與風場( $U^2 + W^2$ )<sup>1/2</sup>分佈圖。細等值線代表等位溫場( $\theta_v$ )分佈(等值線間距為 0.2 K)，粗等值線代表次網格渦流動能( $\overline{u'w'}$ )分佈，風矢線代表風場分佈(風速如圖右側色階分佈)。

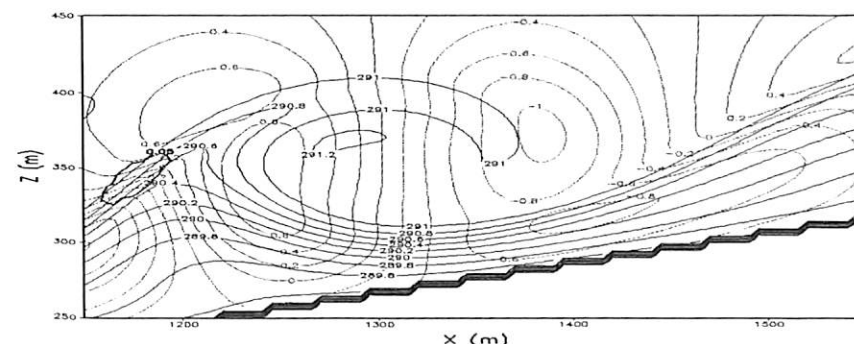


圖 10 水平座標在 1150 至 1550 公尺，垂直座標在 250 至 450 公尺之間的的等位溫場( $\theta_v$ )、次網格渦流動能( $\overline{u'w'}$ )與垂直運動場( $W$ )分佈圖。黑色等值線代表等位溫場( $\theta_v$ )分佈(等值線間距為 0.2 K)，粗黑色等值線代表次網格渦流動能( $\overline{u'w'}$ )分佈，淡黑色等值線代表垂直運動場( $W$ )分佈(等值線間距為 0.2 m s<sup>-1</sup>)。

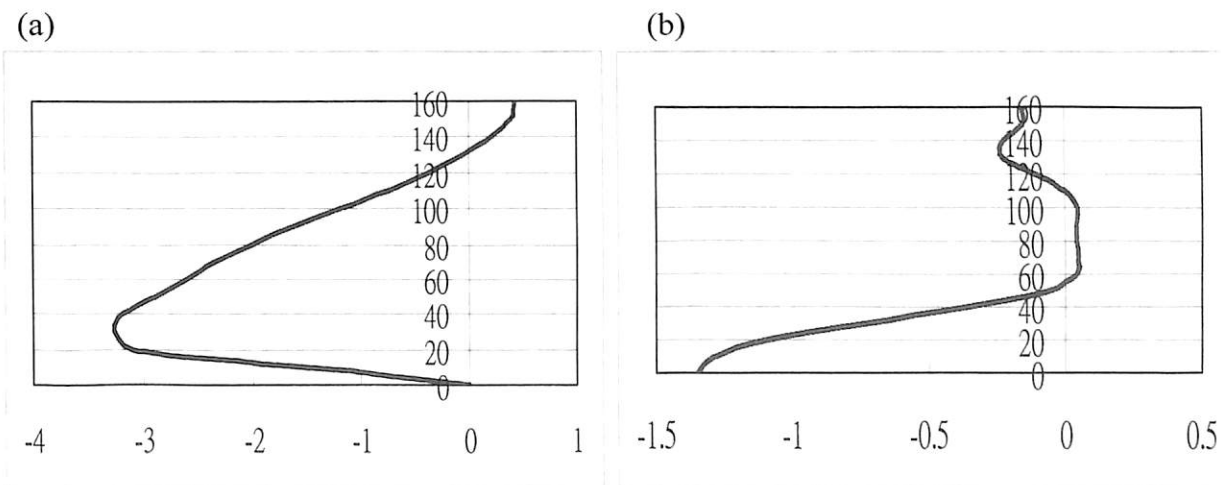


圖 11 (a)水平座標在 1150 至 1550 公尺，垂直座標在 250 至 450 公尺之間的平均風場垂直剖面圖。X 軸代表風速，單位為 m s<sup>-1</sup>。Z 軸代表高度，單位為 m。(b)平均位溫擾動( $\overline{\theta_v'}$ )垂直剖面圖。X 軸代表風速，單位為 m s<sup>-1</sup>。Z 軸代表高度，單位為 m。