

東北季風影響下的局部環流

戴志輝¹、許武榮²

¹空軍氣象中心

²國立臺灣大學大氣科學研究所

摘要

每年冬半季當乾冷空氣自高緯度向南爆發，在影響到台灣地區之前，往往已發展出寬廣的層積雲，由於地形的阻擋，迎風面雲量偏多、東北部甚至還有明顯降雨，西半部則相對偏乾；這樣的過程及現象，每年冬季均重複出現多次。

透過數值模擬，模擬的東北季風氣流，除了一些眾所週知的特徵之外，另外也展現了潮濕、穩定及低 Fr (Froude number) 值流場特徵。包括低層的輻合帶、風速的停滯點以及山脈西側的下坡風；大風區分別位於西北部與東南部近海；北部、東部及山區，以及自西南部陸地向西南延伸的區域，是整體液態水(雲)主要分布的位置；累積雨量以迎風面的北部及東部分布最廣，在山脈西側下坡風的前緣，也有雨量呈帶狀分布；西半部至台灣海峽一帶，為空曠無雲的區域；垂直速度與擾動氣壓均顯示有山岳波結構；這些特徵對初始風速及液態水分布均具有敏感性。

一、前言

冬半季主導台灣天氣的系統為大陸冷高壓，秉性寒冷穩定，「竹風蘭雨」、「雨港」、「落山風」等名詞，大致組成了我們對於台灣地區冬季天氣型態的認知。這些名詞，除了具有一個共同的特點，即地域的侷限性之外，也經常伴隨其他現象一起出現，例如在迎風面常見的滯留雲系，在背風面則為無雲區(圖 1)，又雷達回波中也常見一些平行東部海岸的線狀組織，且在氣流來向轉為偏東風時更為明顯，甚至局部氣流分流、繞流及合流的加、減速等。至於其他經驗，如伴隨高壓迴流所經常出現的濃霧，或當地面為偏北風時，中部沿海的風速可能超過西北部沿海等。換言之，單純的綜觀天氣系統，在中央山脈的地形作用下，可以產生複雜的局部環

流，這些局部環流甚至成為氣候特徵。

又例如，儘管雨量集中分佈於迎風面(圖 2)是冬半年的氣候常態(Chen and Chen, 2003)，但仍有特殊的劇烈降水事件(賴與周, 2004; 黃與陳, 2002; Chen and Wu, 2002)出現，就水資源運用角度而言，了解正常與異常降雨的頻率、分佈及背景應有其必要。其次，東半季局部強風往往造成特殊的生態並干擾經濟活動(胡, 2001)。再者，台灣低壓的發展與移動，一般相信與暖洋流的位置密切相關(Yu, 1980)，而東北風的繞流加速，增強垂直熱通量傳送，則是低壓發生的重要原因(黃與許, 1991)；由於伴隨台灣低壓的天氣過程發展迅速，雲幕與能見度在短時間內的變化，對於航空安全定會造成影響(Yu, 1980; 林等, 2004)。此外，冬季台灣附近氣流場及大氣傳送過程，會隨綜觀環境的細微

改變產生截然不同的結果，又由於大氣結構穩定，污染物大都在低層傳送，且最終會出現在局部堆積的特徵（吳等，2003），而大氣污染物的傳送及分佈，除直接影響民眾身心健康之外，也可能反映在能見度的變化上（戴等，2005），威脅到交通及航空安全。

以上的相關研究，均說明台灣附近伴隨東北季風的流場及天氣型態，大有機會出現許多細微的局部變化，這些情況遠超過一般的認知與想像，不論在應用、作業或科學上，都有其重要的價值，為了解這些現象，我們有必要從基本的流場動力開始。本文第二章將先回顧相關研究，第三章藉由理想環境下的模擬結果，說明在衛星雲圖上常見以及其他的重要特徵，第四章則為未來展望。

二、相關研究回顧

氣流受地形影響的三維結果，Smith (1989a) 的數學解（圖 3）已完整詮釋。其主要的控制因子是 Froude number ($Fr = U/Nh$ ，其中 U 、 N 及 h 分別為水平風速、Brunt-Väisälä frequency 及地形高度)，而 Fr 值的倒數 Nh/U ，又稱為無維度地形高度 (nondimensional height)，可用以表示氣流受地形影響的非線性程度 (nonlinearity)，也是常用的參數；地形外型 (obstacle shape)、大氣的層化結構及潛熱釋放等，則會修正基本重力波與氣流場的強度與型態 (Scorer, 1949; Hsu and Tai, 1999)；在三維的情況下，地形方向比 β (aspect ratio, 即地形長、短軸的比值) 以及科氏力則是另外兩個重要的變數，即使同樣都是鐘形 (bell-shaped) 山，氣流經過橢圓形山 (elliptical mountain)，和

圓形山的反應是有相當大差異的，比較這些差異常從氣流型態 (morphology) 著手。

(一) 地形方向比固定但改變高度的結果

Ólafsson and Bougeault (1996) 利用非線性靜力模式，模擬不受科氏力作用且均勻風速、穩定度垂直結構下，氣流垂直於方向比為 5 的地形長軸時，隨地形高度的不同，氣流場及山岳波型態的變化情形。

當地形高度平緩 ($Nh/U = 0.5$)，氣流完全越過地形，僅激發平滑的山岳波；地形稍高 ($Nh/U = 1.0$)，山岳波振幅加大，背風面波破碎 (wave breaking) 較明顯、風速的靜止點 (stagnation) 與微弱的迎風面分流 (flow splitting) 等現象分別出現，其結果仍大致如線性解析解的預期； Nh/U 達 1.4 時，線性解析解失效，除波破碎之外，氣流場型態產生結構性的改變，例如迎風面及背風面分別均有節/鞍點 (nodal/saddle point) 成對出現、迎風面阻塞產生明顯氣流分流、減速 (deceleration) 與迎風坡的反向流 (reverse flow)、以及背風渦旋 (lee vortices) 等特徵 (圖 4a)；當地形更高 ($Nh/U = 2.7$)，山岳波與流場型態越來越複雜，包括波破碎在水平方向沿著地形長軸方向拉伸 (horizontal extension of wave breaking)、迎風面的減速區更向上游伸展、更多的側向繞流及更向側面擴展的背風渦旋 (圖 4b)；甚至在更高的地形影響下 ($Nh/U \geq 3.4$)，波破碎在短軸方向受到抑制，僅出現在長軸端點附近，且該處地表繞流風速最強。

Bauer et al., (2000) 利用 RAMS 模式，在均勻風速及穩定度結構且不受科氏力作用的環境下，模擬不同地形方向比，隨無維度地形高度 (H_m) 改變時的氣流反應，

並將其結果 (圖 5) 與數學解 (圖 3) 相比較。

當方向比為 4 時，其基本流型與 Ólafsson and Bougeault (1996) 的結果差異不大。

地形方向比固定為 0.25 時，波破碎不發生，此時基本流型區分為三種：地型較低 ($H_m < 4.5$) 時為

1. 次線性 (sublinear)，此時迎風面氣流雖有減速，但無靜止點、波破碎 (圖 6a) 及背風渦旋發生，地形兩側則因繞流而加速 (圖 6b)；地形增高 ($4.5 < H_m < 7.5$) 時為
2. 背風渦旋出現，但無波破碎及迎風面靜止點現象 (lee vortex formation without wave breaking or windward stagnation)；當地形很高 ($H_m > 7.5$) 時，為
3. 背風渦旋及迎風面靜止點出現，但無波破碎現象 (lee vortex formation and windward stagnation without wave breaking)，此時氣流幾乎完全繞山而過，行為接近二維。

(二) 地形高度固定但改變方向比的結果

Smolarkiewicz and Rotunno (1990) 利用無摩擦 (free slip) 非靜力模式，同樣模擬在均勻的風速、穩定度垂直結構下，不受科氏力作用的氣流 ($Fr = 0.33$) 流經不同方向比的地形之後，氣流場型態的變化情形。

當地形的長短軸相當 ($\beta = 1$)，迎風面的反向流及背風渦旋並存，同時在迎風面的鞍點附近，由於氣流堆積 (pile up) 的效果，還激發出有別於主要山岳波的垂直傳播次重力波 (secondary vertically

propagating gravity wave)；而當氣流方向平行於地形長軸 ($\beta = 0.5$)，迎風面無反向流，所以沒有風速的靜止點、氣流的鞍點以及分離線 (separation line) 出現，然而在背風面還是有尺度很小的背風渦旋；當垂直氣流方向的地形軸線越來越拉長 ($\beta > 1$) 時，迎風面的減速區範圍漸向上游伸展，連帶使次重力波傾向水平方向傳播，又由於背風渦旋漸向下游移動、且其向側邊及下游的水平尺度均隨地形長軸增加而增大，致背風面的下波流 (downslope flow) 逐漸明顯。

(三) 科氏力的影響

Lin et al., (1992) 的研究較偏重於背風面現象的描述，他們除了整理出邊界層分離 (boundary layer separation)、斜壓渦度傾斜 (baroclinic vorticity tilting)、線性山岳波 (linear mountain waves) 理論及行星渦度拉伸 (planetary vorticity stretching) 等四種造成背風中尺度低壓 (mesolows) 或渦旋 (mesovortices) 的過程之外，另透過非靜力模式，模擬氣流受理想地形影響的情況。

低 Fr 值 ($= 0.125$) 環境下，在有科氏力作用的模擬結果中，氣流明顯左偏，又由於行星渦度的加入，背風面的氣旋式渦旋增強，反氣旋式渦旋減弱，且背風低壓和氣旋式渦旋 (cyclonic vortex) 會透過動量輻合/散作用偶合形成旋生 (cyclogenesis)；若將同樣環境套用於接近台灣的真實地形時，最明顯的現象就是氣流的分流與繞流，但不論西南或東北向氣流，因為和地形之間的角度小，在背風面均無渦旋而只有低壓出現，只有西風所造成的氣流場，因背風面渦旋、迎風面反

向流與節/鞍點的出現而較為複雜。

(四)非線性過程的作用

氣流過山時，會對地形所產生氣壓拖曳力 (pressure drag force)，也就是水平動量的垂直通量，可用來表示山岳波的強度，二維線性的氣壓拖曳力表示為

$$D = \int_{-\infty}^{\infty} p \frac{dh(x)}{dx} dx = - \int_{-\infty}^{\infty} \rho_0 u' w' dx \quad \dots (1)$$

但考慮科氏力的作用時，(1) 式應修正為

$$D = - \int_{-\infty}^{\infty} \rho_0 u' w' dx - f \rho_0 \int_{-\infty}^{\infty} \eta' v' dx \quad \dots (2)$$

意即科氏力將減低氣壓拖曳力，其中 u' 、 v' 及 w' 擾動速度場， η' 是指流線相較於未受地形影響處的垂直位移量；至於三維不同方向比鐘型地形、且不考慮科氏效應的氣壓拖曳力型式更為複雜。氣壓拖曳力也經常被引用來討論氣流型態與地形間的關係 (Ólafsson and Bougeault, 1997; Bauer et al., 2000); Bauer et al. (2000) 雖然沒有考慮科氏力作用，但強調出非線性過程的效果，可以整體性地看出地形對氣流流型的影響，但由於氣壓拖曳力與概念模式之間的連結沒有那麼直接，有機會將再另文討論。

三、重要的局部環流特徵

本文所使用的工具為 NTU-Purdue 三維全壓縮非靜力模式，此模式所使用的數值積分格式具有多項特色與優勢 (Hsu and Sun, 2001)，使其運用於各種問題的探討相當具有成效，但在本文無法逐一詳述，請自行參閱。

(一)理想模擬實驗

如前言，東北季風影響時，台灣地區的局部環流，總有一些基本流場與天氣重複出現，藉由無摩擦、無科氏效應的理想

實驗，在水平及垂直分別為 2.5 公里及 300 公尺的解析度 (地形由 5 公里解析度所內插) 下，可以檢驗包括氣流場、風場、雲帶分佈等重要局部環流特徵。此實驗裡，盛行風指定為 10 ms^{-1} 的均勻東北風，且為了反映冷空氣向暖海面爆發後的情況，穩定度在三公里以上、下分為 5×10^{-5} 及 $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ，並在 1.6 至 2.8 公里高度之間加入 0.3 gkg^{-1} 的液態水。

中央山脈的長短軸比例約為 4，但東北風氣流方向接近於平行長軸，在模式所解析到的最高地形約 3000 公尺情形下，代入低層穩定度值可得 Fr 值約為 0.5 (或無斜度高度為 2) 左右，因此模式積分至第三小時之地表氣流 (圖 7) 整體特徵十分單純，與已知概念出入不大。減去環境風再標準化的近地表無維度風速 (圖 8) 顯示，氣流在東北部外海分流後，分別繞過西北部及東部外海，再加速進入台灣海峽與東南部海域，分流於山脈西南側合流並略呈減速；近地面上升運動 (圖 9) 與地表氣流輻合位置一致；整體液態水 (圖 10) 的分佈類似衛星雲圖 (圖 1)，除了迎風面及東部海域有較多液態水之外，山脈西南側也因繞流輻合而有高液態水含量，並向西南海域延伸，另外在山脈西側也有相當高的整體液態水含量，在台灣海峽上則出現無液態水的區域；地面累積雨量分布型態 (圖未附) 十分類似氣候值；近地面 (圖 11) 及約六公里高度處 (圖 12) 的擾動氣壓場，均呈現東北風被地形所激發的重力波結構，但高層強度較弱。

(二)潛熱釋放的角色

將理想模擬實驗的初始層雲拿掉，並將相對溼度設為零，在不改變其他環境條

件情形下，可以分離出氣流受地形影響的動力作用，也就可以了解水氣在東北季風受地形影響過程中所扮演的角色。

乾個案模擬至第三小時，地面氣流 (圖 13) 更接近橢圓地形下的分佈，包括在迎風面出現節點及鞍點、在迎風坡有明顯的反向流，以及氣流分流等；地形兩側及背風面繞流及合流現象仍然存在；近地面氣流的加、減速區分佈 (圖未附) 和有潛熱作用時大致相同；中部附近東西向垂直剖面上，山岳波結構完整 (圖 14)，背風面存在類似水躍現象的特徵，下坡風可以伸展到山腳附近，但不符合波破碎的條件。

(三)小結

有、無潛熱作用的近地面風速差異 (圖 15) 顯示，積分區域內不受地形影響的部分差別均小，但潛熱釋放使得迎風面風速稍微減弱，西北部沿海附近氣流繞流的風速增強，最明顯的是尾流區風速減弱，但尾流區風速差異型態頗為複雜，需要更仔細的分析；在有、無潛熱作用的地面氣流場之間，主要差異在於潮濕個案迎風面輻合帶離海岸較遠、背風坡有較明顯的氣流輻合，另外在地形兩側的風向有相當大的差別，但因風速差異不大，其所代表的意義還需要仔細分析，但應與潛熱釋放影響過山氣流的強弱相關。

整體而言，東北季風受台灣地形影響的結果，其重要特徵和在較大 β 值、較高地形下所得到的概念一致，但是潛熱釋放結果卻明顯改變地形附近的局部細微特徵。

四、未來展望

(一)目前的模擬尚未考慮科氏力，所使用的

地形也不及實際高度。由於科氏力將迫使氣流更為左偏，地形高度也關係到重要特徵的強度，兩者都直接影響模擬結果的適用性，所以在模擬中加入科氏力的考慮勢在必行。

(二)背風面的台灣海峽上空，垂直運動微弱，完全沒有液態水存在，為了解無雲區出現的原因，必須診斷此區域內的水氣通量輻散；雖然偏北風氣流形態接近二維較為單純，但華南地形多少會限制背風面特徵的水平發展尺度，如果要分析此無雲區的成因，則還需將華南地形加入模擬，以求更精確地掌握相關特徵的位置。

(三)現有成果看起來是可以掌握大致的氣流及天氣型態，但許多伴隨東北季風的天氣現象，都有地域的侷限性，落山風即為一例，將來如要進一步針對類似個案進行模擬，5 公里的地形資料顯有不足，必須要將地形及水平網格提高為 1 公里以上，才有可能精確模擬。然而一旦成功之後，對於經常分布在某些區域的雲系、降雨，甚至於是發生在邊界層內低能見度現象，都有機會在成因上獲得釐清，當然這些願景也還需要配合各種熱力參數過程的調整或更新。

(四)台灣低壓的發生與發展，取決於自暖洋面向冷空氣上傳的可感熱與水氣通量大小；受暖洋面影響，可感熱向上方冷空氣傳送，低層大氣增暖形成低壓，低壓出現後，再加強低層風的輻合，由於暖洋面同時也上傳大量的水氣通量，增強邊界層內的對流雲系，終致系統得到持續的發展與增強，換言之，可感熱通量是台灣低壓發生的主因之一，而水汽

通量則左右了低壓發展的強度。過去研究顯示，中央山脈的阻擋效應，除了形成各種局部環流特徵外，還會造成氣流繞流及氣壓梯度增大，使局部氣流加速並增強邊界層混合而增加上傳的通量，可以解釋台灣附近的低壓發展過程。在目前理想模擬的結果中，東部外海氣流雖有加速，但在柯氏力加入及地形增高之後，相信這種加速應會更加明顯，未來將針對阻擋效應在低壓演化各階段的貢獻進行收支分析，同時還要拉長模擬時間，希望能看到低壓向下游移動的過程。

參考文獻

吳清吉、于宜強、許武榮、徐光榮與商文義，2003: 冬季台灣附近氣流場與大氣傳送個案之數值研究。大氣科學，31，29-53。
 王義發、楊忠權、林裕豐，2004: 臺灣西北部機場低雲幕個案探討。氣象預報與分析，179，21-26。
 胡金印，2001: 恆春地區農業活動對落山風的調適。國立臺灣師範大學地理系博士論文。
 許武榮與黃麗玫，1991: 台灣低壓的數值模擬。大氣科學，19，131-147。
 黃文亭與陳泰然，2002: 台灣北部冬季劇烈天氣事件的診斷分析研究。大氣科學，30，217-239。
 賴曉薇與周仲島，2004: 台灣北部冬季豪雨個案研究—東風擾動的結構、演變與降雨的關係。大氣科學，32，23-37。
 戴志輝、顏自雄、呂英展、賴世運、林建合: 懸浮微粒與霧。氣象預報與分析，182，

21-26。
 Bauer, M. H., G. J. Mayr, I. Vergeiner, and H. Pichler, 2000: Strongly nonlinear flow over and around a three-dimensional mountain as a function of the horizontal aspect ratio.
 Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 3971-3991.
 Hsu, W. R., and J. H. Tai, 1999: Method of solving moist thermodynamic equations in NTU-Purdue non-hydrostatic model and tests on 2D moist mountain waves. *T. A. O.*, 10, 305-320.
 Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 2001: a time-split forward-backward numerical model for solving a nonhydrostatic and compressible system of equations. *Tellus*, 53A, 279-299.
 Lin, Y. L., N. H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and misocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 43-67.
 Ólafsson, H., and P. Bougeault, 1996: Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2465-2489.
 Ólafsson, H., and P. Bougeault, 1997: The effect of rotation and surface friction on orographic drag. *J. Atmos. Sci.*, 54, 193-210.
 Rasmussen, R. M., P. Smolarkiewicz, and J. Warner. 1989: On the Dynamics of Hawaiian Cloud Bands: Comparison of Model Results with Observations and

Island Climatology. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1589-1608.
 Rasmussen, R. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1993: On the Dynamics of Hawaiian Cloud Bands. Part III: Local Aspects. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1560-1572.
 Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 41-56.
 Smith, R. B., 1989a: Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics*, Vol. 31, Academic Press, 1-41.
 Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989:

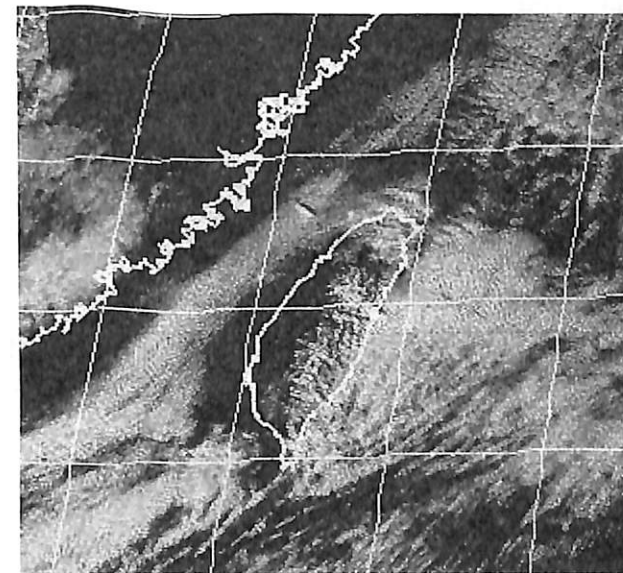


圖 1 2003 年 2 月 2 日 0700 UTC 可見光衛星雲圖。

Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154-1164.
 Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498-1511.
 Yu, C. C., 1980: Some climatological aspects of Taiwan Low. *Paper Meteor. Res.*, 3, 78-90.

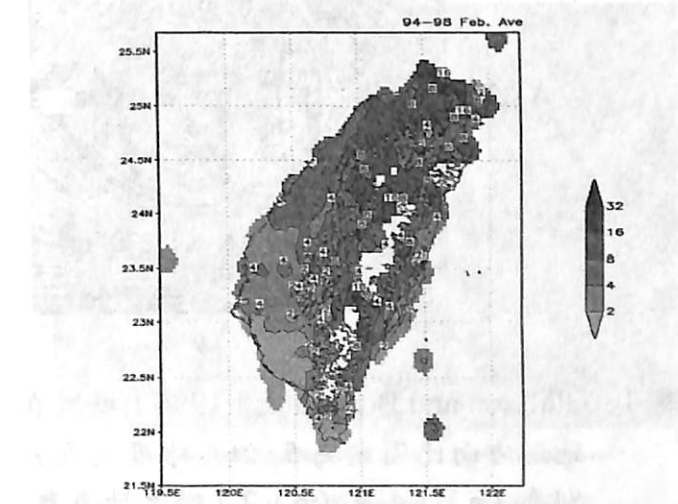


圖 2 1994 至 98 年二月份平均日雨量。摘自 Chen and Chen (2003)。

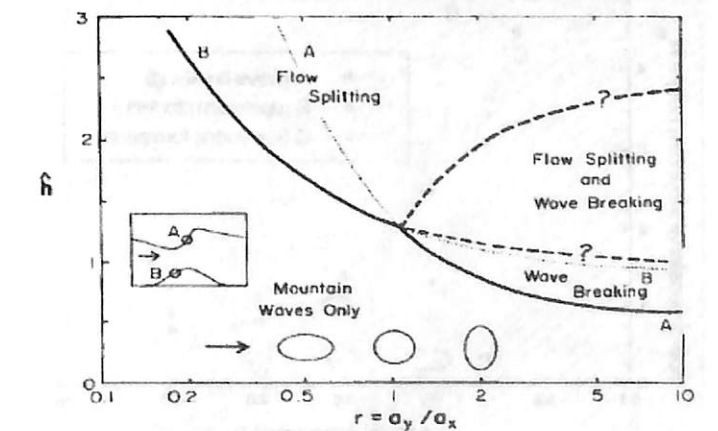


圖 3 流型與地形無維度高度 (\hat{h}) 及方向比 (r) 關係之線性解析解。摘自 Smith (1989a)。

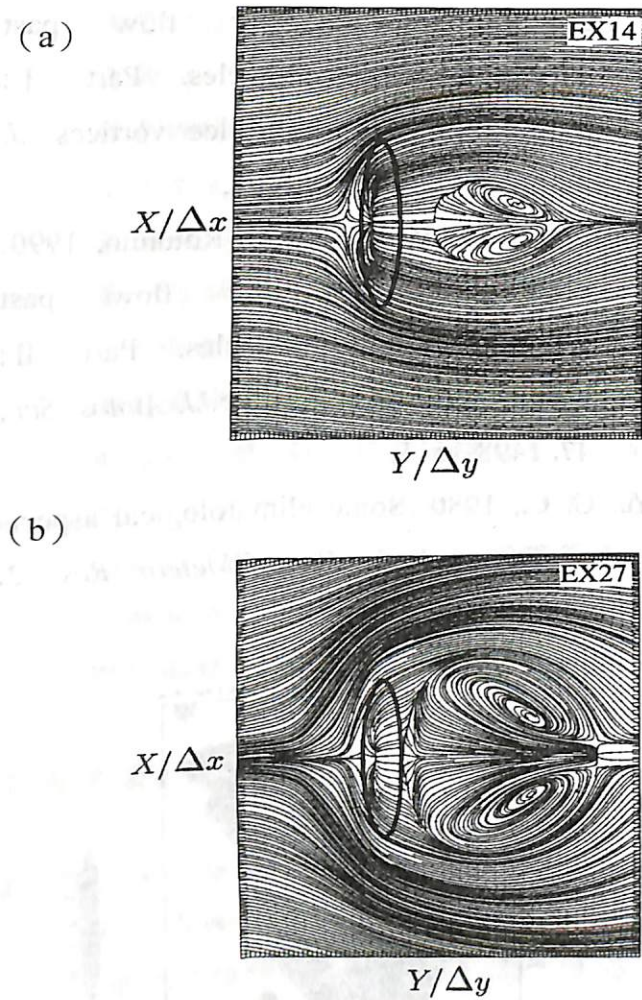


圖 4 Ólafsson and Bougeault (1996) 模擬在地形方向比固定為 5，但無維度高度分別為 (a) 1.4 及 (b) 2.7 時之地表氣流線。

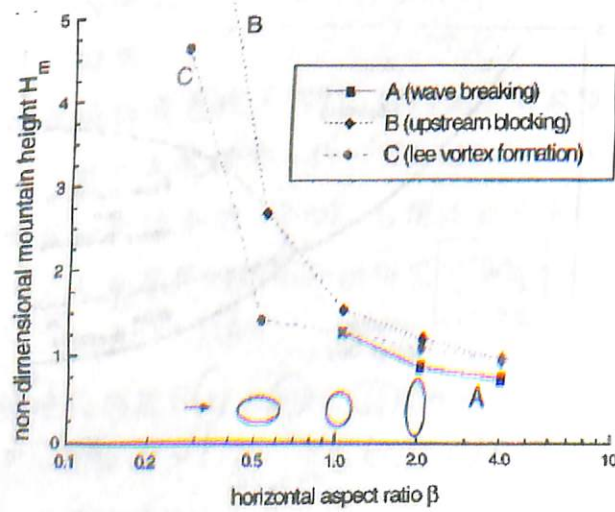


圖 5 Bauer et al. (2000) 模擬流型與地形無維度高度 (H_m) 及方向比 (β) 關係之非線性數值解。

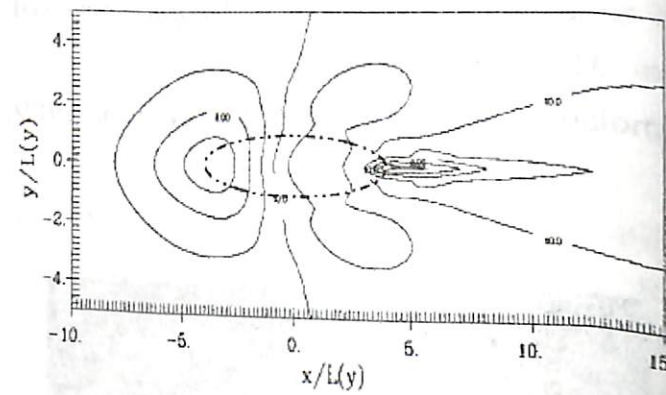
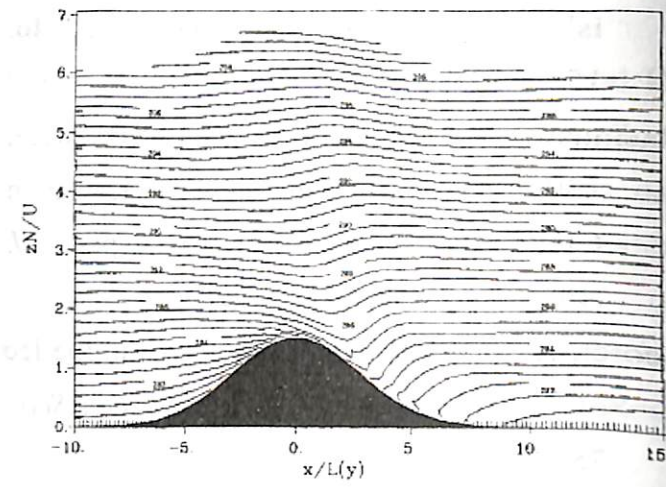


圖 6 Bauer et al. (2000) 模擬無維度高度及方向比分別為 1.5 及 0.25 之 (a) 位溫垂直剖面與 (b) 地表等風速線。

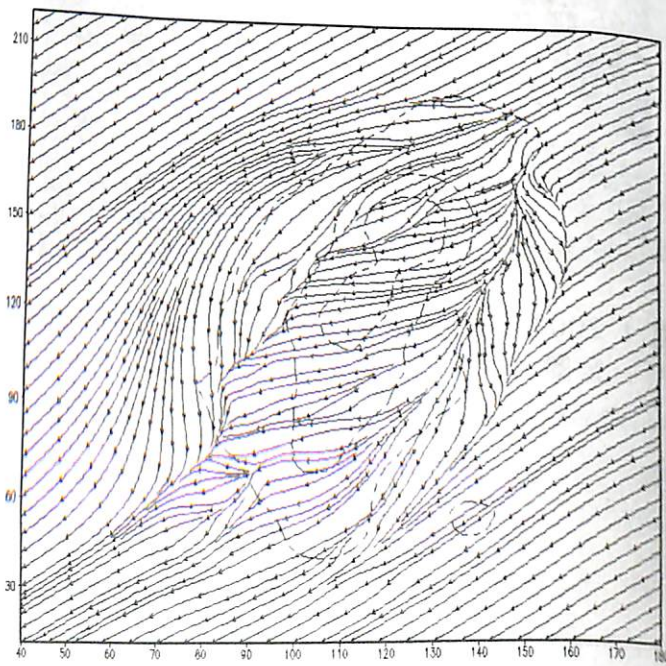


圖 7 理想模擬實驗積分至第三小時之地面氣流場。

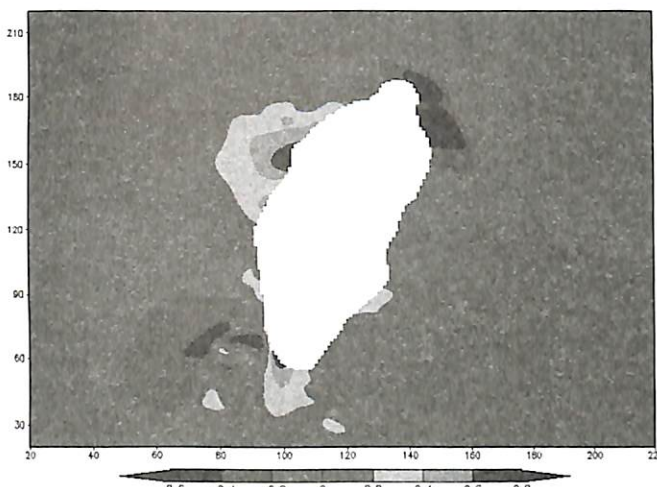


圖 8 同圖 7，但為減去上游環境風速再標準化後的近地面(高度約 300 公尺)無維度風速。

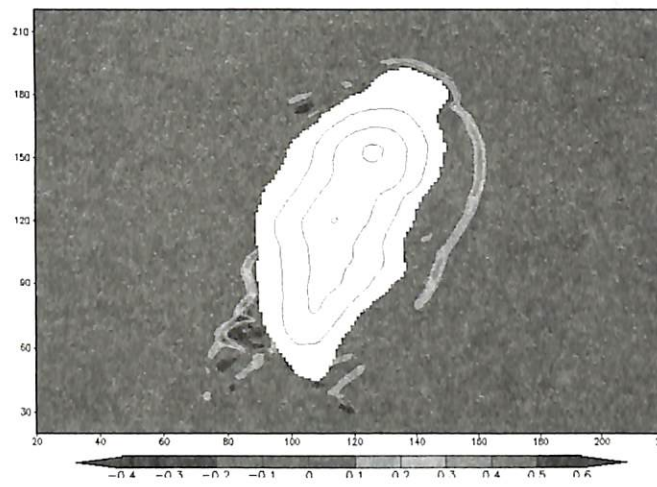


圖 9 同圖 8，但為近地表垂直速度場；單位為 ms^{-1} 。



圖 10 同圖 7，但為整體液態水含量；單位為 gkg^{-1} 。實線所圍區域為分析水氣通量輻散所選用的區域。

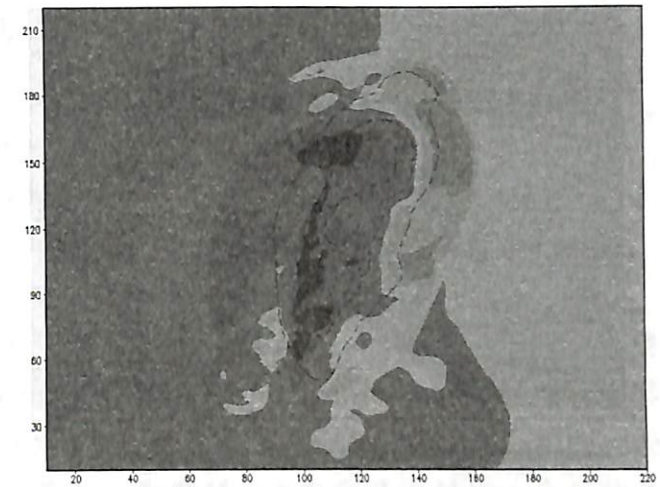


圖 11 同圖 7，但為近地面擾動氣壓場；單位為 pascal。

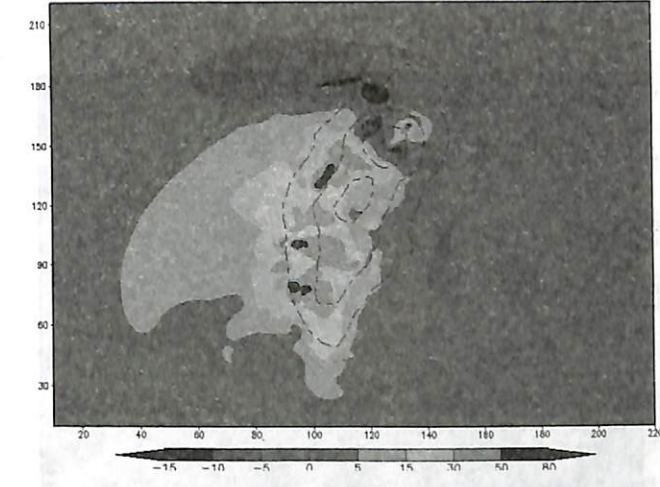


圖 12 同圖 11，但為約六公里高度處。

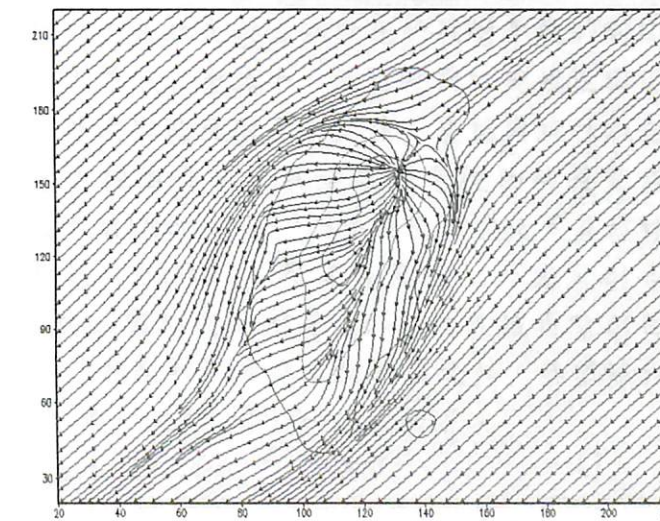


圖 13 同圖 7，但為乾個案之結果。

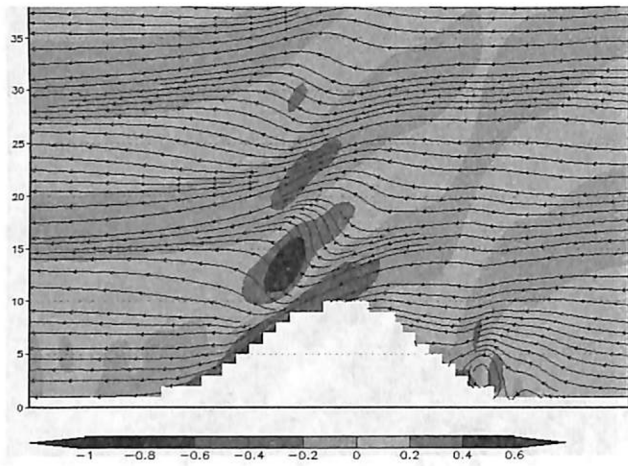


圖 14 同圖 13，但為東西向垂直剖面上，氣流線（垂直位移放大 25 倍）與垂直速度（單位為 gkg^{-1} ）。

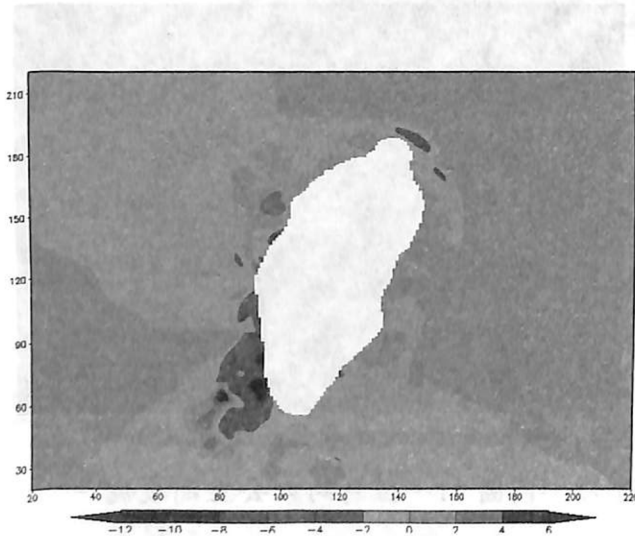


圖 15 理想模擬實驗與乾個案近地面風速差異。