

在穩定大氣下台灣北部地區氣流 輻合的數值模擬

空軍氣象中心

廖文祥

摘要

台北盆地區域空氣品質的惡化，大部份屬於懸浮微粒的污染，發現1988、1989兩年冬天，TSP濃度值大於 $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 而有連續發生數日的個案，計有1988年二月四日~六日、十二月九日~二十一日、1989年一月七日~十日、二月十六日~十七日、十二月四日~七日等五個個案。這幾天天氣穩定，逆溫現象明顯，用板橋測站的探空資料，求得福勞數(Fr)之大小($Fr = U/Nh$ ，U為風速，h為山高，N為浮揚頻率常數， $N = (\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z})^{1/2}$)，發現其值大都屬於低福勞數大小，大約為0.2左右。

當屬於低福勞數的東北風氣流，流經台灣北部複雜地形時，其氣流的變化將會是相當複雜，對於此項研究我們利用數值模擬方法來加以探討，利用三維非靜力平衡數值模式，在追隨地勢座標下去模擬低福勞數流體流經台灣複雜地形時，氣流受到地形的影響的變化，以便進一步了解一些污染物在台北地區的傳送。

結果顯示，氣流流經台北盆地及東北角海岸會有輻合產生，此輻合場亦即可能污染物集中的原因之一，而且發現大屯山對於在台北盆地氣流的輻合有相當大的影響。

一、緒論

柯文雄、蔡清彥、王永壯(1991)三位整理分析行政院環保署所屬板橋、南港、松山、三重、永和等五個空氣品質監測站自1982年七月至1987年十一月為期五年五個月期間之觀測記錄，並依該署所頒之「初級、中級或緊急空氣品質惡化警報發布標準」，找出達到中級或緊急標準之個案。分析其污染物類別及個案發生當天之地面及高空天氣圖，可得到一些結論：

(一)台北盆地空氣品質惡化達到中級或緊急標準

之個案，以懸浮粒子污染為最嚴重，佔個案總數之88%。

(二)台北盆地空氣品質惡化之發生甚具連續性，連續發生二天以上者，約佔個案天數之67%。

(三)台北盆地空氣品質惡化期間之天氣類型按台灣北部地區當時地面天氣圖及等壓線走向所顯示之風向以東北風、西南風、東南風、鋒面、颱風等天氣類型之天氣最易產生空氣品質惡化。

台北盆地區域空氣品質的惡化，大部份屬於懸浮微粒的污染，因此我們選取1988、1989兩年冬天環保署污染監測測站懸浮微粒的逐時濃度分布資料加以分析，發現其TSP濃度值大於 $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 而有連

續發生數日的個案，計有1988年二月四日~六日、十二月十九日~二十一日、1989年一月七日~十日、二月十六日~十七日、十二月四日~七日等五個個案，其每天逐時TSP濃度在不同污染測站的分布如圖(1-2.1)~(1-2.3)所示，我們發現在1988年二月四日~六日之個案中，明顯的在四日晚上污染增加，而五日早上其TSP值大都大於 $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 以上，且污染分布較廣，有四個測站測得，下午稍為降低一些，而晚上其濃度值又增加，到六日早晨為止，其分布的污染測站亦較少，而後污染值迅速降低，其它個案亦有類似情況。

我們分析高污染發生時的低層大氣的天氣型態，發現1988年二月五日00UTC為高壓迴流的形態，而利用板橋測站的探空資料加以分析，如圖(1-3.1)，發現在120~589公尺之間有一逆溫層存在，其逆溫大小為 4.2°K ，其1000公尺左右吹得為 $4.1\text{m}/\text{sec}$ 的西南風。五日12UTC，從地面天氣圖上所見，圖(1-2.2)，大致為高壓迴流的型態，但不很明顯，因此藉850hpa之天氣圖可以明顯見到為西南風的風向，此亦為高壓迴流的證明，而探空資料分析發現在3386~3621公尺間，有一明顯的逆溫層，逆溫大小為 3.0°K 左右，其1000公尺左右之風速大小為 $5.4\text{m}/\text{sec}$ 西南風。同年十二月二十日00UTC從天氣圖上所見，圖(1-2-3)，台灣北部大致為東北風的型態，探空資料分析得知在2340~2368公尺附近，有一明顯的逆溫存在，逆溫大小為 43.0°K ，在板橋測站上空1000公尺之風速大小為 $0.9\text{m}/\text{sec}$ 東北風，如圖(1-3.3)。二十日12Z從天氣圖上所見，發現在大陸沿海有一高壓，台灣受其影響，大致為東北風的型態，而從板橋測站探空資料的風場垂直分布圖(1-3.4)中，亦可見到低層大氣為東北風的型態，在離地高約2353~2528公尺有大小 7.7°K 的逆溫層存在，其1000公尺之風速大小為 $0.9\text{m}/\text{sec}$ 東北風。

1989年一月七日00UTC為鋒面在台灣附近，鋒面來臨前，台灣屬於暖氣流區，因此板橋測站有逆溫層存在於1003~1403公尺間，其大小為 1.7°K ，而從探空資料中可知其在1000公尺之風速為 $1.1\text{m}/\text{sec}$ 西南風。1989年一月八日12UTC亦為鋒面來臨之

天氣型態，850hpa天氣圖為西南風的型態，板橋測站探空資料發現在1242~1483公尺間有 1.8°K 之逆溫存在，而1000公尺高的風速大小為 $1.8\text{m}/\text{sec}$ 南風。同年十二月六日12UTC屬於高壓籠罩的天氣型態，造成在板橋測站在1478~1514公尺有 1.8°K 之逆溫存在，其1000公尺之風速大小為 $1.2\text{m}/\text{sec}$ 西南風，而從850hpa圖上為西北風的型態，其與柯、蔡、王(1991)三人所分析台北盆地空氣品質惡化期間之天氣類型中的東北風、西南風、東南風及鋒面相類似，而就其板橋探空資料加以分析，亦發現高污染的這幾天都有明顯的逆溫現象發生，此與劉、李(1989)兩人所分析有相同的現象。

我們選取逆溫現象明顯的幾天，亦即在較穩定的天氣狀況下，利用板橋測站的探空資料，1000hpa及850hpa間之溫度垂直分布資料，1000公尺左右之風場及其當天850hpa上游風場資料，利用 $Fr = U/Nh$ ， $N = (\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z})^{1/2}$ 之公式，求得Fr之大小，其中Fr為探討成層氣流的一個無因次參數。Fr = U/Nh ，U是風場的速度，N為浮揚頻率，h表地形的高度。其物理意義為：慣性力與浮揚力的比值，相當於動能與位能的比值，當Fr數值小時表示氣流較易繞山，而Fr大時則相當於有較大動能，因此較容易越過地形。發現在高污染情形下Fr值大都屬於低福勞得數的大小，大約為0.2左右，其高污染日相關的天氣型態、逆溫大小、風速大小及Fr之大小表列如表1所示。台北盆地北有大屯山，南有雪山山脈，先前分析發現區域內的三重、板橋(如圖1-4)經常為高污染的所在，因此在冬天風速較弱時，在相當穩定的天氣條件下，屬於低福勞得數的氣流流經台灣時，氣流受台灣北部地型的影響會是如何？這些影響是否會使污染物集中於某些地區？

一些實驗、觀測及模擬顯示氣流受地形阻擋以後，在低層常伴隨有山前迎風面阻塞(blocking)及回流(reverse flow)發生，背山面輻合區有渦旋(vortex)、渦流(eddy)等現象。

Hunt and Snyder(1980)等人以簡單地形模型作水箱實驗，顯示低福勞得數的流體在流經地形時

，在障礙物前有回流及滯流點產生，背風面有渦流(eddy)、垂直環流(vertical circulation)、水平環流(horizontal circulation)、渦旋(vortex)、水躍現象(hydraulic jump)等發生如圖1-5所示。

Drazine(1961)以線性理論來探討三維地形與成層氣流的關係，但其解析解僅能適用於福勞得數(Froude number)小於0.1以下的流體，而Smith(1980)的線性理論，來解釋成層大氣的現象，其解析解對大氣波動的了解幫助較大，適用於Fr數大於0.5的流體，Smith(1980)發現有停滯點的產生，這些速度為零的所在，就有可能為污染累積及輻合的地方。

Smolarkiwice and Rutunno(1989、1990)利用數值模擬方法探討低福勞得數($Fr < 0.5$)流體流過簡單地形，亦發現在地形前有滯流點及回流的現象產生，地形背風面有水平及垂直渦旋(vortex)產生。這些山前氣流的滯流及回流，便可能造成污染物的堆積，而山後水平及垂直環流便可能造成氣流的輻合現象產生，也可能造成污染物的集中。

地形對大氣的影響相當大，特別是對中小尺度對流系統的生成與發展，更具影響性。台灣是屬於多山的海島，山脈縱橫，當綜觀天氣系統經過台灣時便會受到地形、山脈的影響，便有複雜的變化發生。台北盆地位於台灣北部，四面環山，地形變化複雜，北有大屯山、南有雪山山脈等山脈縱橫，地形起伏變化相當的大，因此是屬於相當複雜的地形，而當屬於低福勞得數的流體，亦即在相當穩定的天氣條件下，流經像台灣北部這樣複雜的地形時，其氣流的變化將會是如何，對於此項研究我們認為利用數值模擬方法來加以探討，台灣北部的地形對大氣風場的影響為如何，以便進一步了解，並提供氣象預報實務作業或則是一些污染物傳送可能路徑的參考。

二、模式說明

本研究所利用的數值模式是利用可壓縮方程組(compressible equations)來研究氣流流過三維簡

單地形及台灣北部複雜地形時，氣流受地形影響所造成的變化情形及其氣流的特性。因為是可壓縮系統，所以聲波與波動可以共同存在於此模式內。在非彈性系統(anelastic system)內，壓力由波桑方程式(Poisson equation)求得，此模式不同於非彈性系統，在本模式中需要轉換成追隨地勢坐標，如此情況下，波桑方程式的係數就不是常數，如果要求出壓力，則需要經過相當複雜的計算，因此在類似本模式的系統，可以利用時間分割法(time splitting method)(Klemp and Wilhelmson, 1978)來加以處理，即對有關聲波部份用比較小的時間間隔處理，而有關對流部份則用較大的時間間隔處理，如此就可以不必由波桑方程式來求壓力。而其所需的計算時間與解具有常數係數的波桑方程式大致相同。

2-1 坐標轉換

本模式在下邊界加入地形考慮地形坐標是參考Gal-Chen and Somerville(1975)，在垂直方向的坐標轉換假設為

$$\zeta = \frac{Z_t(Z - Z_s)}{Z_t - Z_s} \quad (2.1)$$

其中 Z_s 為地形的高度， Z_t 是模式的上邊界高度。故由(2.1)式，我們可將坐標 (x, y, z) 轉換至坐標 (x, y, ζ) 上(Durran and Klemp, 1982)，即

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_\zeta + G^{13} \left(\frac{\partial}{\partial \zeta}\right)_\zeta \quad (2.2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_\zeta + G^{23} \left(\frac{\partial}{\partial \zeta}\right)_\zeta \quad (2.3)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial z}\right)_z = H \left(\frac{\partial}{\partial \zeta}\right)_\zeta \quad (2.4)$$

其中

$$G^{13}(x, y, \zeta) = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)_\zeta = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial x} \quad (2.5)$$

$$G^{23}(x, y, \zeta) = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial y} \quad (2.6)$$

$$H(x, y) = \frac{Z_t}{Z_t - Z_s} \quad (2.7)$$

2-2 定差法

本模式為考慮計算所需時間及儲存資料所佔的空間在水平及垂直方向採交錯網格分布(Wilhemson, 1974), 如圖(2.1)、(2.2)、(2.3) 所示因計算容量限制, 本模式垂直方向採非等間距網路。時間的微分採二階跳蛙法, 再加上平滑項(time smoother)的處理(Robert, 1966)。至於空間的微分及用來解壓力的時間分割法大致與 Klemp and Wilhelmson (1978)相似, 只有在與水平速度有關的側邊界條件及平流項不一樣。為了增加水平平流項(4階)及垂直平流項(2階)的守恆性質(conservation property), 有關此兩項的數值方法採用Chen(1983)加以處理, 其中有關 ξ_{nx} 定義如下:

$$\delta_{nx} \phi(x_j) \equiv \frac{1}{n\Delta x} [\phi(x_j + \frac{n\Delta x}{2}) - \phi(x_j - \frac{n\Delta x}{2})] \quad (2.8)$$

$$\phi(x_j)^{nx} \equiv \frac{1}{2} [\phi(x_j + \frac{n\Delta x}{2}) + \phi(x_j - \frac{n\Delta x}{2})] \quad (2.9)$$

2-3 模式邊界條件處理

為避免模式向上傳的波動反射回來, 本模式中所有垂直網格的一半, 給與吸收層的處理(Clark, 1977; Klemp and Lilly, 1978)。在 u 、 v 、 w 、 θ 的方程式中加入吸收項, 其形式如下:

$$R_u = \tau(z)(u - \bar{u}) \quad (2.10)$$

$$R_v = \tau(z)(v - \bar{v}) \quad (2.11)$$

$$R_w = \tau(z)w \quad (2.12)$$

$$R_\theta = \tau(z)(\theta - \bar{\theta}) \quad (2.13)$$

其中,

$$\tau(z) = \begin{cases} 0, & 0 \leq Z \leq Z_d \\ -\frac{\alpha}{2} [1 - \cos(\frac{Z - Z_d}{Z_t - Z_d} \pi)], & 0 \leq \frac{Z - Z_d}{Z_t - Z_d} \leq \frac{1}{2} \\ -\frac{\alpha}{2} [1 + (\frac{Z - Z_d}{Z_t - Z_d} - \frac{1}{2}) \pi], & \frac{1}{2} \leq \frac{Z - Z_d}{Z_t - Z_d} \leq 1 \end{cases} \quad (2.14)$$

而 Z_d 是吸收層底部的高度, Z_t 是吸收層頂的高度, α 是常數, 在此設定為 0.002。側邊界的處理與 Chen and Lin(1983)相同, 採輻射邊界, 亦即只允許模式內的波動往外傳播。

三個案說明

本文將模式的實驗大致分為兩組, 一為簡單地形, 其實驗的目的在於檢驗我們所用的模式的正確性。另一為複雜台灣地形, 其目的在於檢查氣流與實際地形的交互作用所產生的輻合情形。兩者都是在沒有地形加熱, 而只給初始平均風場的情況下進行。

1. 簡單地形

我們採用與 Smolarkiwice and Rutunno(1989, 1990) 相同的地形函數:

$$Z_h(x, y) = h [1 + (\frac{x}{L})^2 + (\frac{y}{\beta L})^2]^{-3/2} \quad (2.15)$$

為使地形只存在所處理的範圍中心內, 減少邊界的影響, 因此強迫使地形函數在靠近邊界時其值等於零, 所以地形函數關係變為:

$$Z_h(x, y) = MAX[(h + bb)(1 + (\frac{x}{L})^2 + (\frac{y}{\beta L})^2)^{-3/2} - bb, 0] \quad (2.16)$$

其中 bb 為地形處理參數, β 為地形南北向長度與東西向寬度之比值。

(1) 個案s1

當取 $\beta = 2$, 半山寬 $L = 6$ km 時, 即取地形為

一個類似基座為橢圓的對稱剖面鐘形地形, 而 $\frac{h}{L} = 0.083$, $\frac{h}{\beta L} = 0.0415$ 。

在s1個案模擬開始時就用環境的風且在沒有km及kh的情況下進行。

2. 臺灣複雜地形

為了避免臺灣地形太過複雜而造成模擬時計算的困擾, 因此我們選取原始臺灣地形資料(1 km 解析), 經過三次的25點平均, 然後選取10km解析的大小(限於選取模式範圍大小之故), 然後再加以平均使之平滑化。

(1) 個案s2

模式中所給的地形, 其最高地形高度為 2 km, $\Delta x = \Delta y = 10$ km, $\Delta z = 350$ m, 水平方向網格點為 61×101 , 垂直方向取有二十層。利用 $Fr = \frac{U}{Nh}$, $h = 2$ km, $N = 0.01$ 1/sec, 因此選取初始風場為東北風 2.0 m/sec 之大小, 亦即在 $Fr = 0.1$ 之狀況下, 而初始風場在低於最高地形高度 2 km 下之速度在 10800 秒內使風速由零逐漸增加到環境風場, 而在 2 km 以上, 風速仍然用環境風速之大小。積分時間間隔 $\Delta t = 4$ sec。

(2) 個案s3

一些初始條件及邊界處理等與個案s3皆相同, 唯一改變的是將北部地形大屯山拿掉, 目的是藉以東北季風吹襲下, 了解大屯山對台北盆地氣流的影響是如何?

四 模擬結果

1. 個案s1

圖(4-1.a)、(4-1.b)為模擬至3hr(1.8TN)時, 第一層沿地形表面速度場的分布圖, 從圖中可以明顯見到氣流大致從迎風面地形等值線200m處有回流產生, 而在200m以上有越過地形的現象, 因此可以斷定地形高度大約200m的表面一個氣流分離點的地

方, 在此高度以上的氣流擁有足夠的動能, 而能夠越過地形; 在此高度以下的氣流則沒有足夠的能量, 因此受到地形阻礙而造成有回流的現象, 而且明顯有繞山的現象產生, 此氣流繞流之後, 在背風面產生兩個對稱的渦漩(vortex), 在地形中心點以北有一反氣旋式渦漩, 而南方有一氣旋式渦漩。

圖(4-2.a)、(4-2.b)為模擬至3.5hr(2.1TN)時, 第一層沿地形表面速度場的分布圖, 從圖中相較於圖(4-1.a)、(4-1.b), 我們發現其背風面的渦漩似乎有往下游移動的現象, 其渦漩並非為停滯性, 此點與 Smolarkice and Rotunno(1989)所做的數值模擬背風面渦漩(lee vortex)為停滯性有些差異, 而與 Crook et.al.(1990)所做的相類似。圖(4-2.c)為模擬至3.5hr(2.1TN)時, 第一層沿地形表面壓力場的分布圖, 圖中可知在地形前端有一高壓形成, 而在地形的背風面左右兩旁存在一對低壓中心, 其低壓中心大約在地形的表面100m-200m處, 而從圖(4-2.a)氣流線分布中, 背風面的渦漩中心, 則在地形表面100m以下, 因此低壓(mesolow)中心與渦漩(mesovortex)中心並不是互相重疊於同一位置, 因此我們並不能稱此氣旋為中尺度氣旋(mesocyclone)。再從第一層的垂直速度上分析, 如圖(4-2.d)為同時沿地形表面第一層垂直速度場。大致在地形的迎風面低層有下降運動, 斜坡高層有上升運動發生, 而在背風面的斜坡高層有下降運動, 此下降運動區與低壓區重合, 因此可斷定此低壓的形成為氣塊下降造成絕熱增溫所形成, 斜坡低層為另一上升速度區, 此氣流的上升與下降意味著氣流的輻合與輻散。

圖(4-3.a)、(4-3.b)為模擬至4hr(2.4TN)時, 第一層沿地形表面速度場的分布情形, 從圖中可以見到在背風面的渦漩同樣有向下游移動的現象。從 $X-Z$ 速度剖面的圖(4-3.c)、(4-3.d)中亦可以明顯見到其下游低層的鞍點(saddle point), 由原來 80km 處移到 82km, 因此可以斷定此渦漩為移動性的。

圖(4-4.a)為模擬到5.5hr(3.3TN)時, 沿地形表面第一層速度場分布情形, 相較於圖(4-3.b)時

，我們發現其背風面的渦漩有逐漸擴大的現象，且其渦漩中心有往下游及地形南北方向兩旁移動的現象，由原來圖(4-3.b)中 $X=76\text{km}$ ， $Y=50\text{km}$ 及 70km 改變為在 $X=78\text{km}$ ， $Y=46\text{km}$ 及 74km ，且發現橢圓南北方向兩旁的氣流有愈來愈密集的現象，顯示氣流繞山的現象更加的明顯。圖(4-4.b)為相同時間沿地形表面第一層壓力的分布圖，從圖中亦可以見到背風面的兩低壓中心有逐漸擴大的趨勢，而且亦遠離了地形，此兩低壓中心與氣流線背風面的渦漩中心此時已經重疊在一起，因此可稱此渦漩為中尺度氣旋(mesocyclone)，而在迎風面的地形表面有一高壓存在。圖(4-4.c)為相同時間沿地形表面第一層垂直速度的分布圖，從圖中亦可以明顯見到在迎風面的地形表面低層有下降運動，而地形爬坡高層部分則有垂直上升速度，在背風面下坡低層表面有另一個垂直上升運動區，而在背風面地形斜坡在南北兩側比較高層則有下降運動產生，而且發現此下降運動區有逐漸擴大且向南北兩旁移動的現象，此對照於壓力的分布圖(4-4.b)，對應為低壓中心的所在，因此可以確定此低壓中心的產生，是由於絕熱下降造成增溫而有低壓生成。而相對的在上升運動區，由於絕熱上升造成冷卻，而有較底的位溫而形成高壓。

2. 個案s2

圖(4-5.a)、(4-5.b)為模擬到4hr時，沿地形表面第一層的速度場分布情形。從流線場分布來看，可以明顯見到氣流從台灣東北部往西南部吹，大部分為繞山的現象，而少部分可以越過山脈到達西南部，此穩定氣流受到中央山脈及大雪山山脈的阻擋作用，在北部氣流有向西繞流的現象，而且在兩個最大高度地形所在其繞流的現象更加明顯。圖(4-5.c)為模擬到4hr時，沿地形表面第一層的壓力場分布，從圖中可以明顯見到在地形的迎風面有高壓存在，且為上升運動區，而在背風面有低壓中心生成，此低壓與下降運動區重疊在一起，顯示由於絕熱下降增溫造成低壓的形成，而絕熱上升冷卻造成高壓，這種山前高壓，山後低壓，在個案s1皆有顯示出此種特性。圖(4-5.d)為模擬到4hr時北部地

區第一層的輻散場分布，從圖中可以明顯見到在大屯山迎風面有輻散場存在，數值最大達到 $1.4 \times 10^{-4} \text{ 1/sec}$ 大小，而在大屯山背風面，即台北盆地為一個氣流輻合場，在三重其輻合數值達到 $1.0 \times 10^{-4} \text{ 1/sec}$ ，而在松山有 $4.0 \times 10^{-5} \text{ 1/sec}$ 的輻合場數值，而在板橋其輻合數值達到 $1.0 \times 10^{-4} \text{ 1/sec}$ ，這些輻合區為可能造成污染較嚴重的所在。經過大屯山沿環境風場東北—西南走向做一剖面，從剖面分析藉以瞭解其垂直方向的變化。圖(4-5.e)為相同時間X—Z剖面速度向量大小分布圖，從圖中速度等值線可以明顯見到在大屯山山前，由於受到地形阻擋影響有速度減緩的現象，而在後面山頂部分($X=270\text{km}-330\text{km}$)有加速的現象產生。

3. 個案s3

圖(4-6.a)為沒有大屯山時，模擬4hr時，北部地區第一層地表面氣流場的分布情形，大致上亦為繞山的情況，氣流平滑地流過地形。圖(4-6.b)為模擬到4hr時北部地區第一層的輻散場分布情況。發現原來在大屯山的輻散場亦消失不見，只剩下原來山前的一小塊輻合場，而在臺北盆地附近，仍然有輻合存在，只是相對於有大屯山的數值模擬，其數值有明顯的減少，在松山附近輻合的數值為 $1.0 \times 10^{-5} \text{ 1/sec}$ ，而板橋附近輻合場數值為 $4.0 \times 10^{-5} \text{ 1/sec}$ ，而在三重附近有輻合數值為 $1.5 \times 10^{-5} \text{ 1/sec}$ ，從最大輻合場的位置來看，有稍微向西南方移動的現象，其可能原因為沒有大屯山的阻擋作用，風直接吹襲，輻合區有往下游移動的現象。由以上的一些結果顯示在有大大屯山時，在穩定大氣的條件下，東北風吹襲臺灣時，在臺北盆地由於這大大屯山的地形作用，對其在盆地之輻合場有所幫助，亦即在此東北風吹襲下，這屬於相當穩定的氣流($Fr=0.1$)，在流經地形時，其氣流特色大都為繞過地形，因此氣流繞過大屯山而在臺北盆地造成輻合，使其輻合值為之增加，其對於污染物容易造成集中而不易擴散，因此可能造成臺北盆地三重、板橋的高污染。當然地形阻擋效用，亦不可忽視，由於臺北盆地位於大屯山、大雪山及林口地之間，因此東北風吹襲下，大雪山及林口地之阻擋作用，對臺北盆地

的氣流輻合亦不可忽略，這亦即在大屯山去除的模擬中，在臺北盆地亦有明顯的輻合場存在的可能原因。

五、結論與展望

由觀測資料顯示臺北盆地在高污染情形時，大氣是相當穩定，其福勞數($Fr = \frac{U}{NH}$ ，U為風速，N為輻揚頻率，h為山高)皆在0.07—0.4左右。為了了解由地形效應所引起的輻合區是否與高污染區有相當的一致性，所以發展一個數值模式來研究這種關係。此數值模式為非靜力平衡，無水汽的且是在地形座標上的數值模式。我們模擬出在穩定大氣條件下，低福勞數流體流經簡單地形(個案s1)與複雜臺灣地形(s2、s3)時，氣流變化的過程。

在簡單地形方面，個案s1上，我們發現低福勞數流體流經此基座為橢圓之對稱鐘形地形，在迎風面及背風面都有回流產生，且背風面的回流造成有兩個對稱渦旋(vortex)。地形北側為反氣旋式渦漩，南側為氣旋式渦漩，且發現此渦漩為移動式的，與Crook所做的結果相似。而壓力分佈上迎風面及背風面都有高壓存在，亦為回流區的所在，而地形背風面斜坡的南北兩側上有兩個對稱的低壓存在，對應於垂直速度的分佈為下降運動區的地方。兩個低壓中心與下降速度最大的所在互相重合，因此斷定絕熱下降增溫，造成此低壓的產生。而高壓則為絕熱上升冷卻所造成的。

以上簡單地形個案，其模擬結果相當不錯，顯示本模式對於低福勞數流體流經地形時其氣流的特性確實是可以加以掌握的。進一步將模式運用於實際地形，看低福勞數流體流經臺灣北部，其輻合輻散的分佈情形。

個案s2中我們成功模擬出在臺灣北部地區氣流輻合場的情況，發現在臺灣盆地在此低福勞數的東北季風吹襲下為一個輻合場的所在，此輻合場為造成污染集中的原因。而大屯山為一個輻散場的地方，從個案s3中去除大屯山，發現在臺北盆地其輻合場有明顯減弱，顯示大屯山對於臺北盆地氣流輻合

的影響扮演一定的角色。

在臺灣複雜地形的個案(s2、s3)，限於模式範圍(domain)的大小我們只能做到10km解析的大小，並且將地形加以平滑化(smoothing)，因此並不能完全掌握住真實臺灣地形對這種氣流的影響，將來希望能提高其網格解析度，如同簡單地形一般，如此相信更能清楚掌握其氣流的變化情形。此外，在不同的風向吹襲下，如西南風在相同穩定度條件下，吹襲臺灣北部地形時其氣流的輻合會是如何；另外，在較不穩定情形下輻合散場的分佈情形也該繼續做研究；最後地形所扮演冷熱源的角色更是值得深入探討。

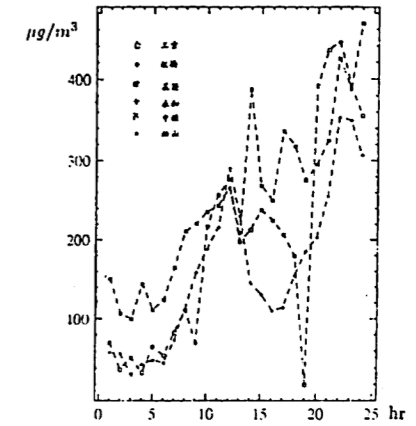


圖1-1.1 77年2月4日高污染測站TSP逐時分布圖
X軸單位為小時，Y軸單位為 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

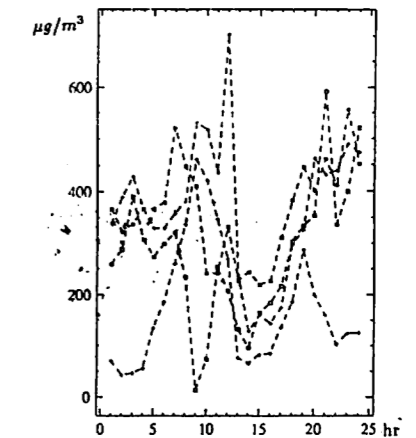


圖1-1.2 77年2月5日高污染測站TSP逐時分布圖

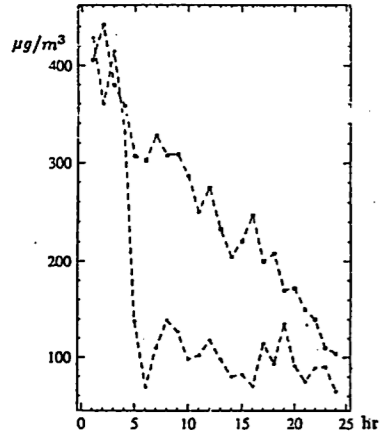


圖1-1.3 77年2月6日高污染測站TPS逐時分布圖

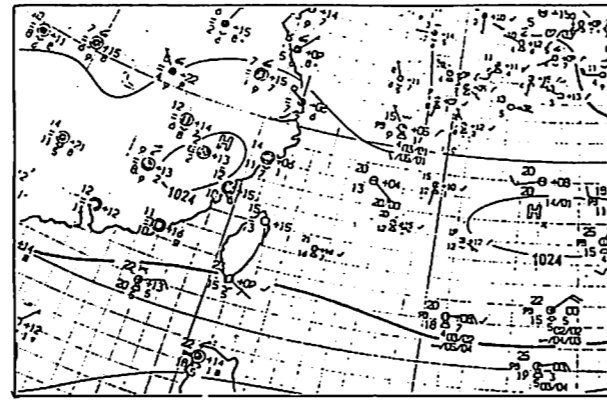


圖1-2.2 77年12月20日00UTC台灣地區附近天氣圖

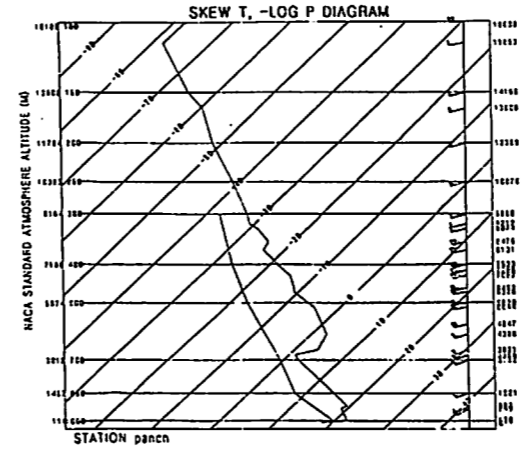


圖1-3.2 77年2月5日12UTC板橋測站探空分布圖

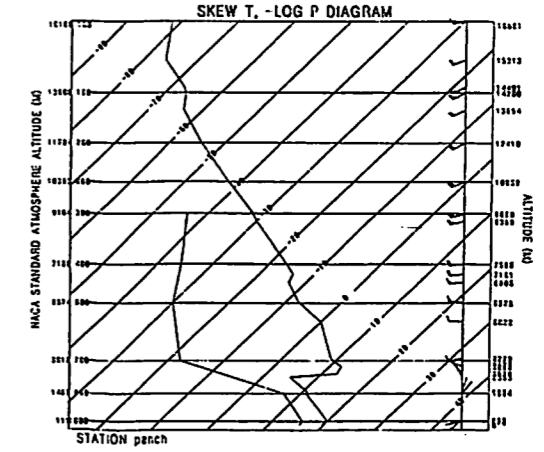


圖1-3.3 77年12月20日00UTC板橋測站探空分布圖

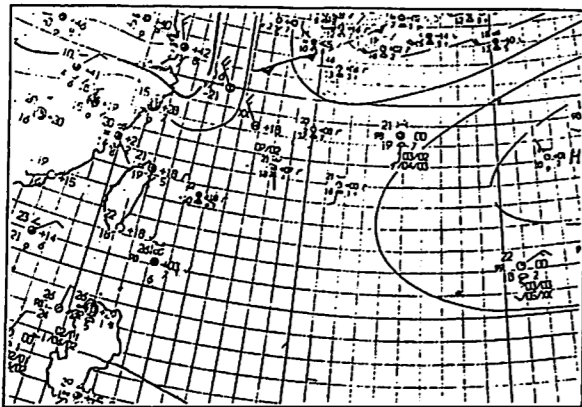


圖1-2.1 77年2月5日12UTC台灣地區附近天氣圖

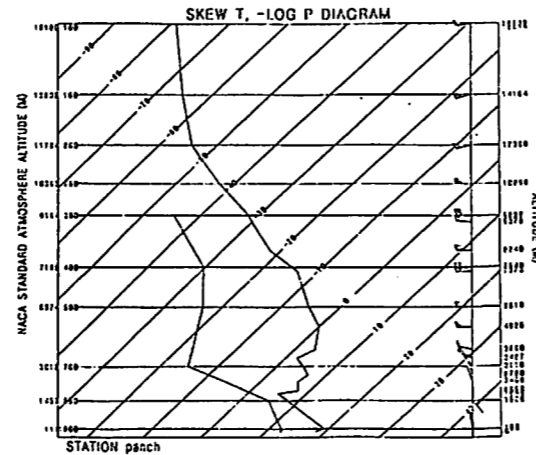


圖1-3.1 77年2月5日00UTC板橋測站探空分布圖

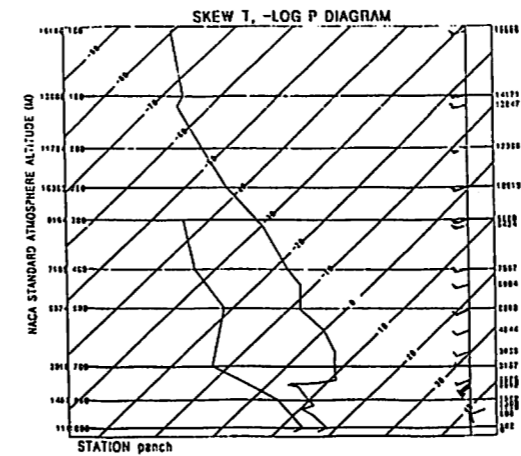


圖1-3.4 77年12月20日12UTC板橋測站探空分布圖

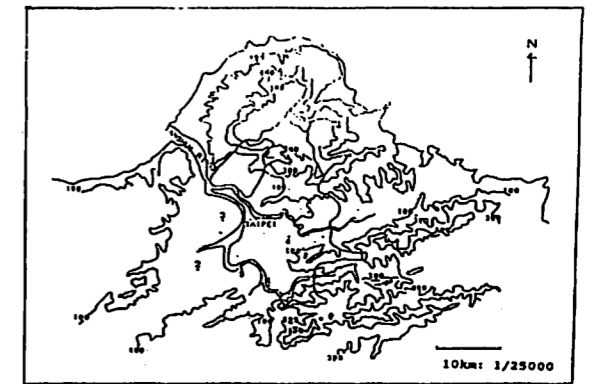


圖1-4 台北盆地地形圖，等高線100、300、公尺
E:南港站，I:景美站，K:內湖站，V:中山北路站。
E~V為台北市環保局(EPB)空氣品質測站。
2:板橋站，3:三重站，4:松山站，5:永和站，6:中壢站，7:基隆站；
2~7為行政院環保署(EPA)空氣品質測站。

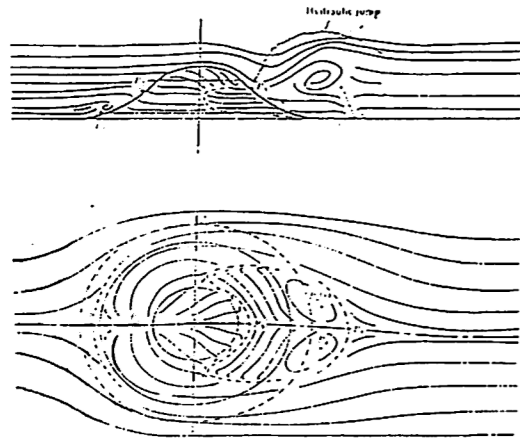


圖1-5 Hunt and Snyder水箱實驗結果顯示圖，其Fr數為0.4 從圖中可以看出在背山面有渦度(vortex)、水平環流(horizontal circulation)、垂直環流(vertical circulation)等現象的出現。

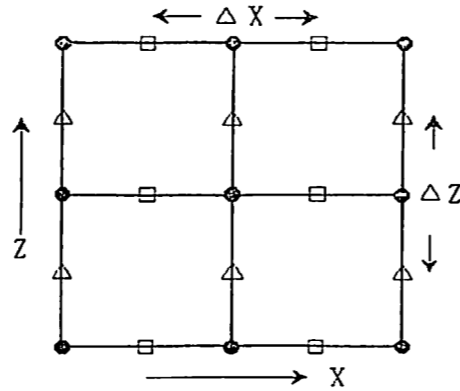


圖2-2 水平X-Z方向交錯網格分布圖

●熱力變數位置： θ, π, km
 □U的位置
 △W的位置

高污染 發生日期	天氣形態	逆溫大小 (° K)	風速大小 (M/SEC)		Fr	
			板橋	上游	板橋	上游
77.02.05 (00Z)	高壓迴流	4.2 120M-589M	4.1 西南	5.0 馬公	0.21	0.25
77.02.05 (12Z)	高壓迴流	3.0 3389M-3621M	5.4 西南	1.5 馬公	0.41	0.11
77.12.20 (00Z)	東北季風	4.3 2340M-2368M	0.9 東北	1.5 宮古島	0.07	0.14
77.12.20 (12Z)	東北季風	7.7 2353M-2528M	0.9 東北	3.0 宮古島	0.08	0.27
78.01.07 (00Z)	鋒面	1.7 1003M-1403M	1.1 西南	馬公	0.10	
78.01.08 (12Z)	鋒面	1.8 1242M-1483M	1.8 南風	6.5 馬公	0.12	0.30
78.12.06 (12Z)	高壓籠罩	1.8 1478M-1514M	1.2 西南	1.0 福州	0.13	0.06

表1 高污染日其天氣狀況、逆溫大小、風速強弱及福勞數大小一覽表 (* 上游是指風向之上游區的測站)

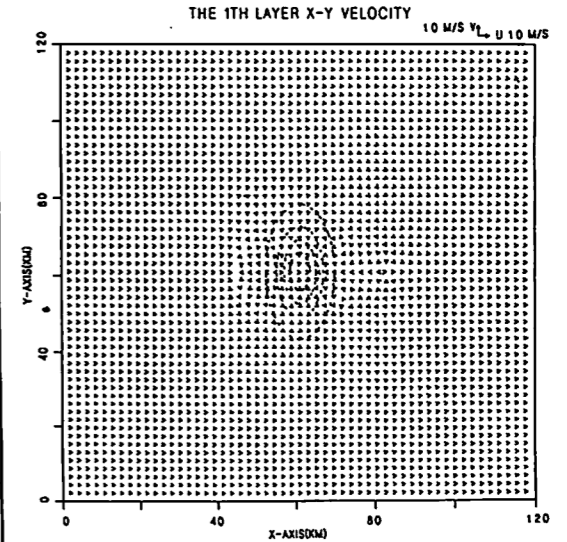


圖4-1.a 個案s1模擬到3hr(1.8TN)沿地形表面第一層UV向量圖

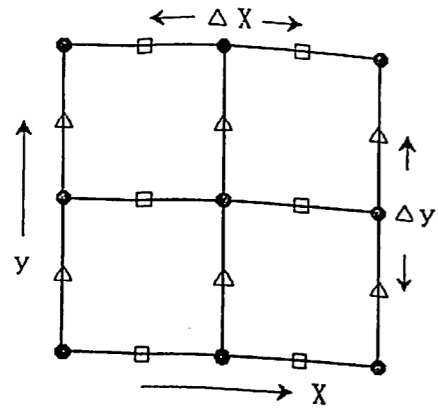


圖2-1 水平X-Y方向交錯網格分布圖

●熱力變數位置： θ, π, km
 □U的位置
 △V的位置

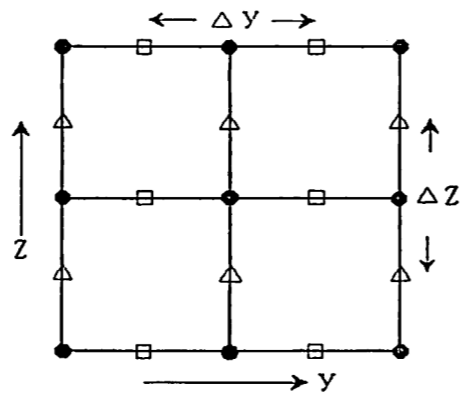


圖2-3 水平X-Z方向交錯網格分布圖

●熱力變數位置： θ, π, km
 □V的位置
 △W的位置

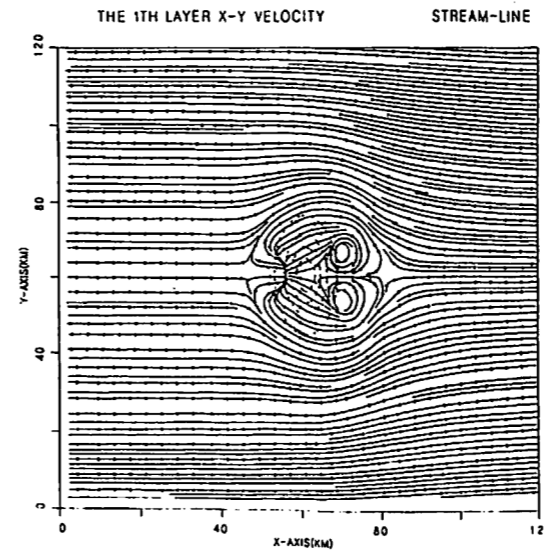


圖4-1.b 個案s1模擬到3hr(1.8TN)沿地形表面第一層UV流線圖

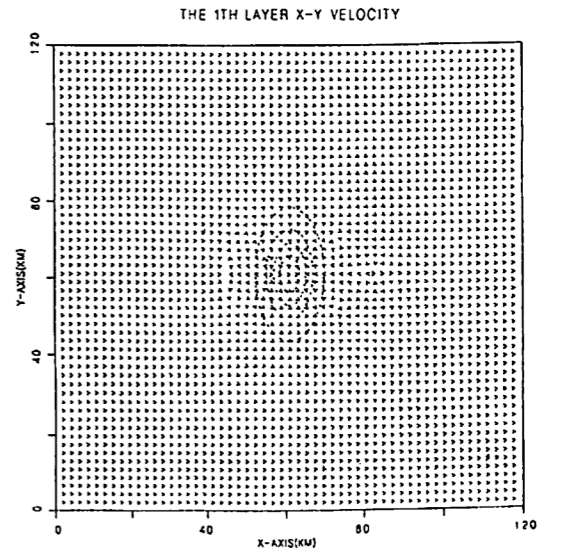


圖4-2.a 個案s1模擬到3.5hr(2.1TN)沿地形表面第一層UV向量圖

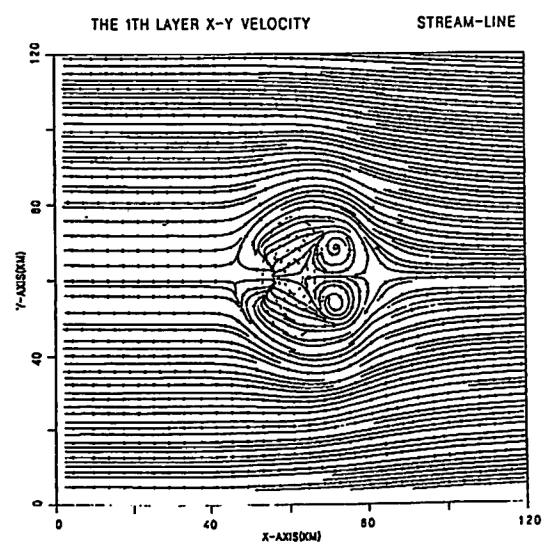


圖4-2.b 個案s1模擬到3.5hr(2.1TN)沿地形表面第一層UV流線圖

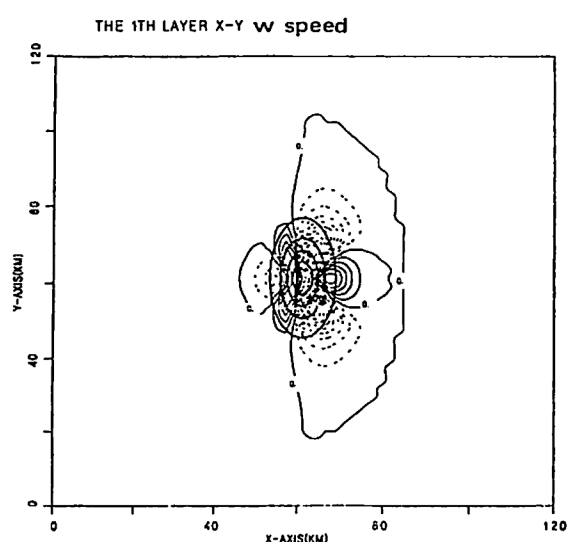


圖4-2.d 個案s1模擬到3.5hr(2.1TN)沿地形表面第一層垂直速度圖虛線為下降速度，實線為上升速度

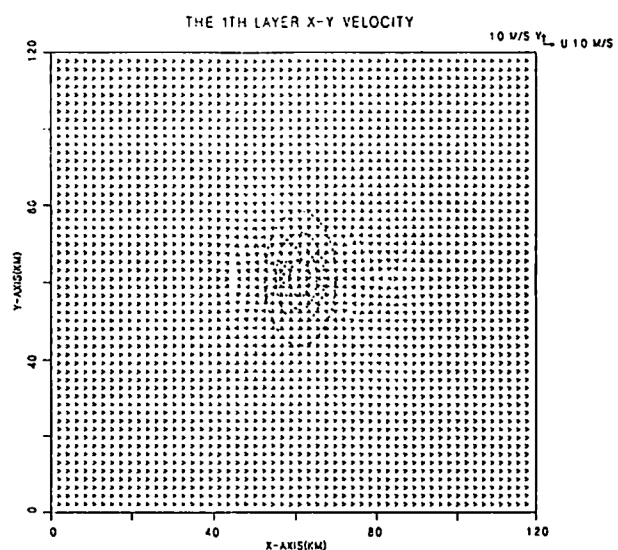


圖4-3.b 個案s1模擬到4hr(2.4TN)沿地形表面第一層UV向量圖

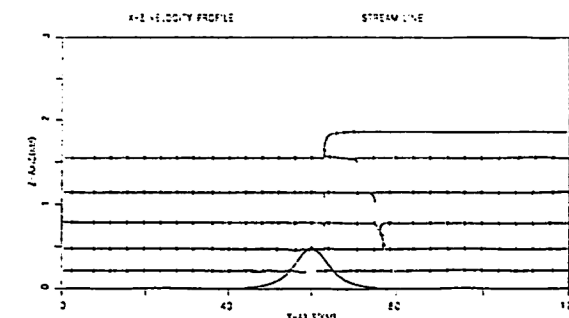


圖4-3.d 個案s1模擬到4hr(2.4TN)通過山頂X-Z平面速度流線圖

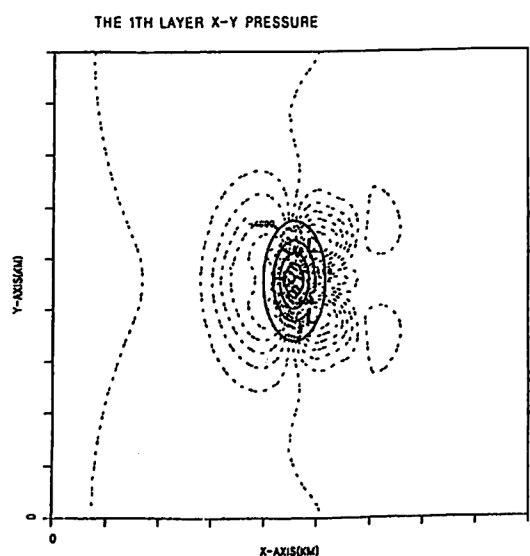


圖4-2.c 個案s1模擬到3.5hr(2.1TN)沿地形表面第一層UV壓力圖

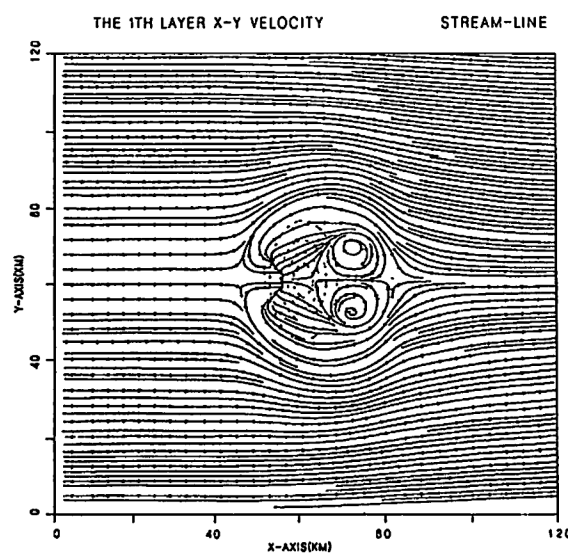


圖4-3.a 個案s1模擬到4hr(2.4TN)沿地形表面第一層UV速度流線圖

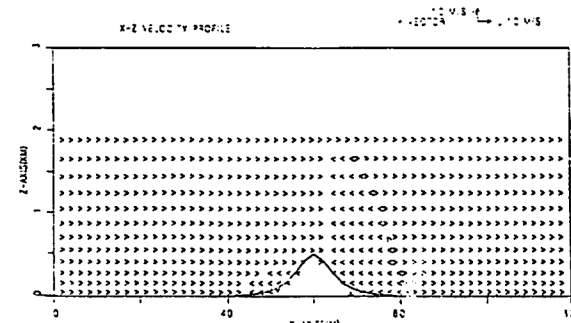


圖4-3.c 個案s1模擬到4hr(2.4TN)通過山頂X-Z平面速度向量圖

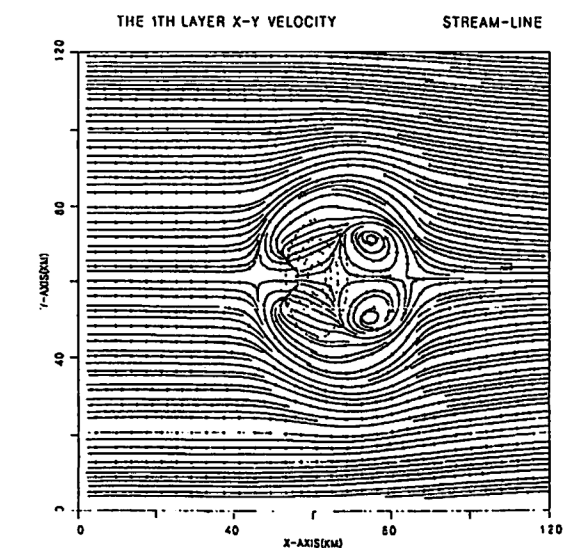


圖4-4.a 個案s1模擬到5.5hr(3.3TN)沿地形表面第一層UV速度流線圖

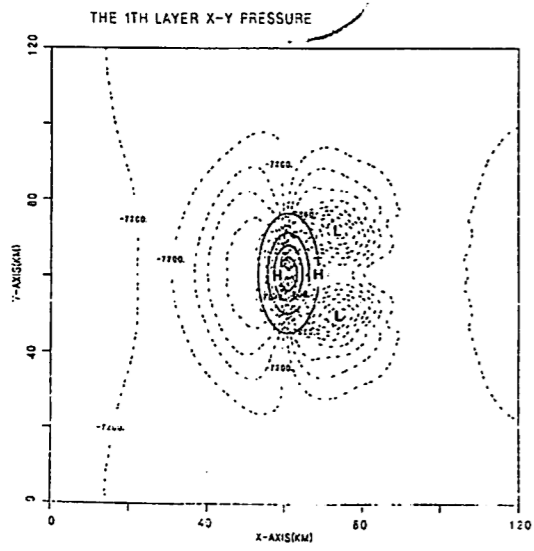


圖4-4.b 個案s1模擬到5.5hr(3.3TN)沿地形表面第一層壓力圖

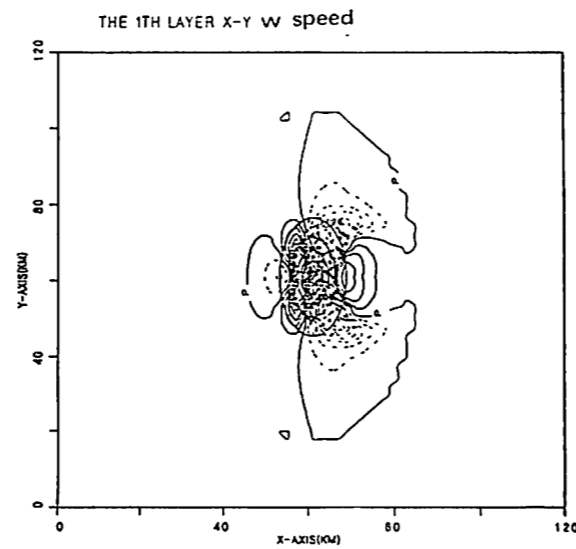


圖4-4.c 個案s1模擬到5.5hr(3.3TN)沿地形表面第一層垂直速度圖

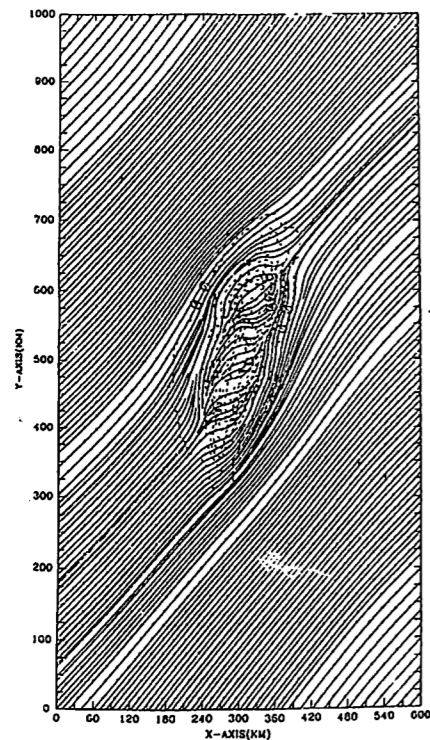


圖4-5.a 個案s2模擬到4hr沿地形表面第一層UV速度流線圖

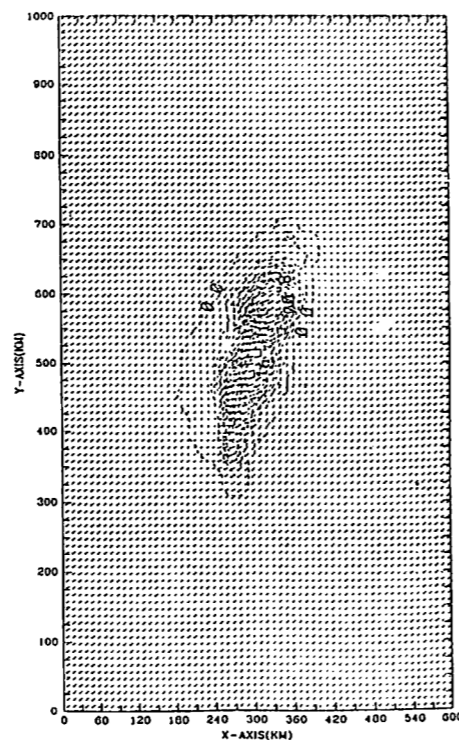


圖4-5.b 個案s3模擬到4hr沿地形表面第一層UV向量圖

X-Y DIVERGENCE FIELD(*100000)

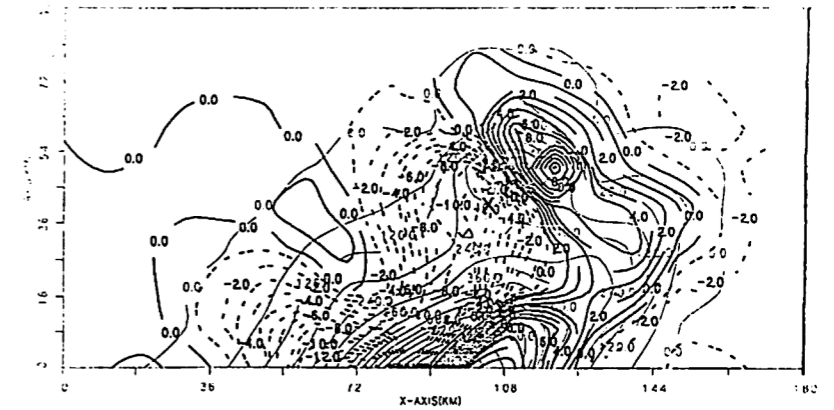


圖4-5.d 個案s2模擬到4hr北部地區第一層輻散場分布圖。
粗實線為輻散等值線，粗虛線為輻合等值線，細實線為地形等值線。記號“+”為松山，“x”為三重，“△”為板橋

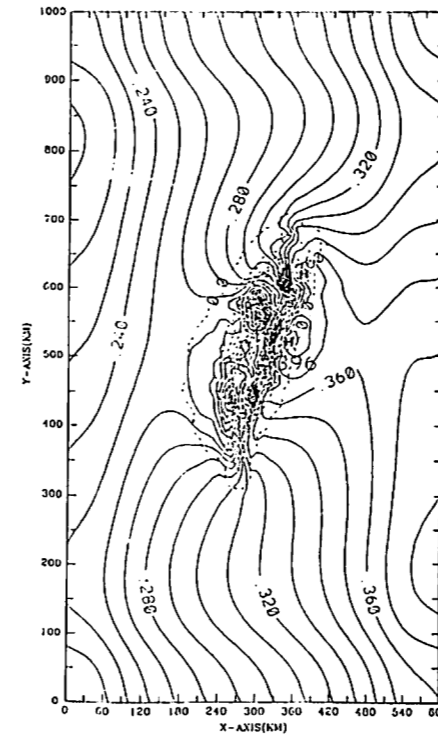


圖4-5.c 個案s2模擬到4hr沿地形表面第一層壓力與垂直速度圖
深色陰影為主要上升速度，點狀陰影為主要下降速度區

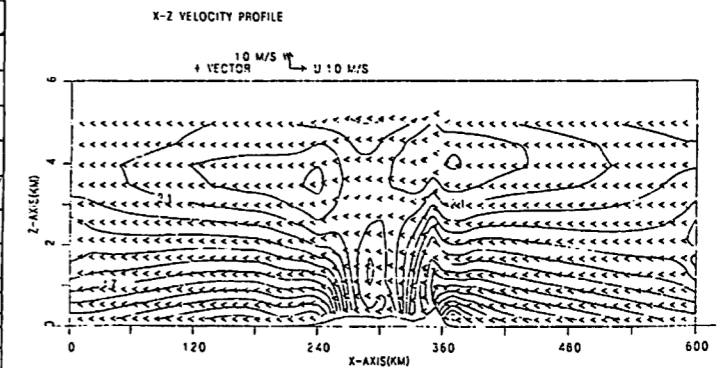


圖4-5.e 個案s2模擬到4hr通過山頂X-Z平面速度向量圖

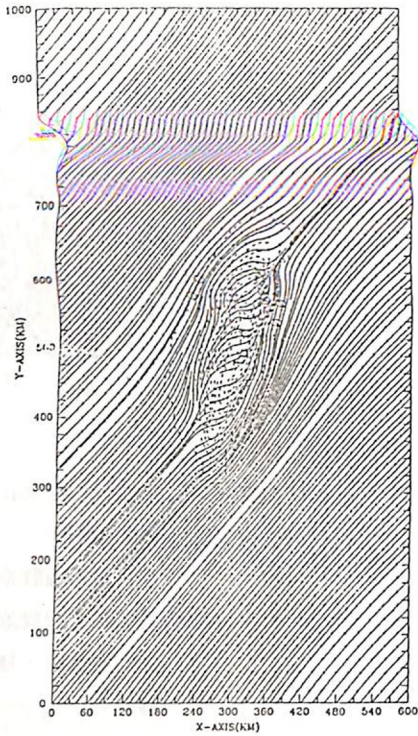


圖4-6.a 個案s3模擬到4hr沿地形表面第一層UV速度流線圖

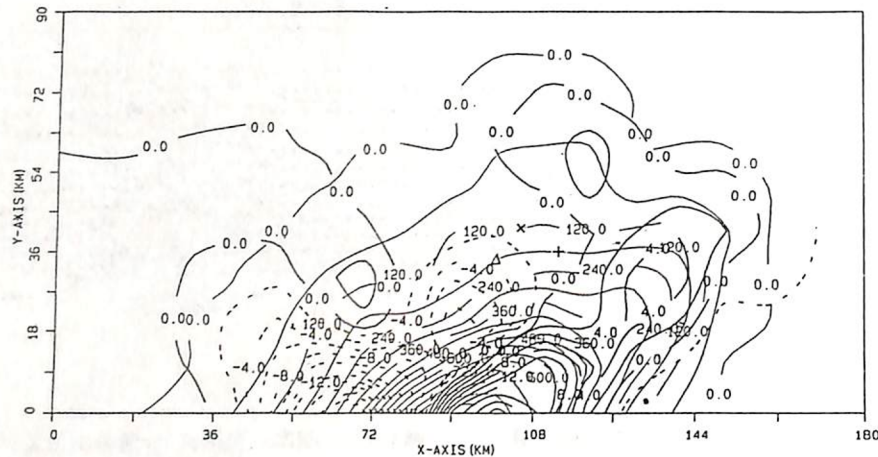


圖4-6.b 個案s3模擬到4hr北部地區第一層輻散場分布圖。

粗實線為輻散等值線，粗虛線為輻合等值線，細實線為地形等值線。記號“+”為松山，“x”為三重，“△”為板橋

六誌謝

特別感謝指導教授陳景森博士的個別指導，另外在此感謝國立中央大學電算中心、太空物理研究所及大氣物理研究所所提供的計算機使用支援（由其是IBM工作站）以及系上一些軟體的支援，得以完成論文的寫作。廖文祥要特別感謝空軍氣象中心長官們的支持。

參考文獻

柯文雄、蔡清彥與王永壯，1991：台北盆地空氣品質惡化期間之天氣類型分析。氣象學報，37，22-32。

劉麗真、李清勝，1989：1952年倫敦污染災變會在臺灣重演？—談空氣污染與天氣。科學月刊，20,205-209。

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

Crook, N.A., T.L. Clark and M.W. Moncrieff, 1990: The denver cyclone. part I: generation in low froude number. J. Atmos. Sci., 47, 2725-2742.

Drazin, P.G., 1961: On the steady flow of variable density past an obstacle. Tellus., 13, 239-251.

Durrant, D.R., and J.B. Klemp, 1982: The effects of moisture on trapped mountain lee waves. J. Atmos. Sci., 39, 2490-2506.

Hunt, C.R., and W.H. Snyder, 1980: Experiment on stable and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. J. Fluid Mech., 96, 671-704.

Klemp, J.B., and K.D. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. J. Atmos. Sci., 35, 78-107.

Klemp, J.B., and R.B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three dimensional convective storm dynamics. J. Atmos. Sci., 35, 1070-1096.

Smith, R.B., 1979: The influence of mountain on the atmosphere. Advances in Geophys., 21, 87-230.

Smith, R.B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past and isolated mountain. Tellus, 32, 1634-1654.

Smith, R.B., and Y-L Lin, 1982: The addition of heat to a stratified airstream with application to the dynamics of orographic rain. Quart. J. R. Met. Soc., 108, 353-378.

Smolarkiewicz, P.K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three-dimension 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-dimension obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. J. Atmos. Sci., 46, 1498-1511.