

# 台灣北部地區之局部環流

蔡清彥、周根泉

國立台灣大學大氣科學系

## 摘 要

台灣北部地區因受地理環境影響，兼受海陸風左右。本文分三部份討論該地區之局部環流。第一部份利用地面風場資料，分析冬夏季局部環流。我們發現在冬季盛行東北季風情形下，在北投一帶有大屯山背風渦旋存在。另外在冬季大屯山區日間上坡風不顯著，但夜間下坡風却明顯存在。至於夏季局部環流，則在大屯山區日間存在氣旋式輻合氣流場，而夜間存在反氣旋式輻散氣流場。本文第二部份則利用測風氣球觀測資料，討論大桃園地區之海陸風結構。我們發現在春季大範圍氣流場較微弱時，該地區海陸風十分明顯。本文第三部份乃利用簡易數值模式，模擬地形導引作用，海陸風及山谷風等效應。

兩季大範圍及局部環流均介於冬夏環流之間。

前述結果主要是根據現有軍、民用測站資料分析的。蔡清彥及周根泉（1981）在大屯山區增建了四個風場測站，作整年的觀測，並以此資料作為進一步分析確定大屯山區局部環流場的依據。本文第一部份主要根據該文來討論台灣北部地區冬夏季之局部環流。

又蔡清彥等（1981）曾分析測風氣球資料來分析桃園地區之海陸風分佈情形，本文第二部份乃根據該文來討論桃園地區海陸風之結構。

另外，蔡清彥及周根泉（1981）首次嘗試建立台灣北部地區局部環流之簡易數值模式，研究地形及溫度場對局部環流之影響。但該模式中地形導引及山谷風作用不夠顯著。本文第三部份進一步改進模式，以夏季日期大範圍盛行東南及西南風的實例來試驗模式的能力。

## 二、台灣北部地區局部環流之分析

台灣北部地區（新竹—宜蘭以北）現有風場測站包括中央氣象局所屬測站九處（其中彭佳嶼及澎

## 一、前 言

台灣北部地區重巒疊嶂地形起伏，河谷縱橫，阻障氣流經路；又因地面受熱迴異造成山谷風；而東、北、西三面環海造成海陸風；三種因素均影響局部環流甚巨。蔡清彥及周根泉（1979）曾初步分析台灣北部地區之冬夏季局部環流，他們發現夏季日間之氣旋式輻合氣流場相當顯著，其滙聚中心位置雖非固定，但約略居於大屯山與七星山附近。夏季夜間局部環流形式與日間相反，屬反氣旋輻散氣流場，其中心亦大致在大屯山及七星山附近。冬季同地區受東北季風影響，未見有顯著之氣旋式輻合場，或反氣旋輻散場，僅因地形阻擋令吹入之季風分三支，分別沿基隆河及淡水河進入台北盆地，滙合後經鶯歌附近流出。周根泉、蔡清彥及陳文燦（1980）又分析春秋季局部環流。他們發現春秋兩季大範圍風場以東北風（冬季盛行風）及東南或西南風（夏季盛行風）各約佔一半，又依大範圍風速大小及當時地面氣溫分佈情形來決定大屯山區是否有輻合（日間）或輻散場（夜間），因此，春秋

湖測站資料用來確定大範圍風場)，空軍氣象聯隊所屬測站三處，林務局所屬測站五處，台電測站二處，中國文化大學測站一處，中正機場測站一處，（參考蔡清彥及周根泉，1979）。為確切判定流場行向及輻合或輻散中心，我們增設了四個地面風向風速自計測站。分別設置於重光及興華（北新莊）兩派出所；五指山舊高爾夫球場俱樂部（現屬陸軍工兵署）及北投國小四處，（參考蔡清彥及周根泉，1981）。新設測站及現有測站之分佈圖可參考圖1。

本節以分析1980年8月（代表夏季）及1981年1月（代表冬季）之地面風場資料為主。因各測站儀器離地高度不一，故均以對數函數求取離地十公尺高度之風速，然後將風向、風速及溫度資料填入台灣北部地區 Mercator projection 地圖上。然後參考地形等高線，以主觀分析流線圖。

## 2.1 冬季局部風場之分析

由蔡清彥及周根泉（1979, 1981）之分析得知，台灣北部地區冬季盛行東北季風。若以彭佳嶼測站之風向代表大範圍盛行風，則大範圍盛行北風（包括北及北北東風）約佔34%，東北風（包括東北及東北東風）約佔35%，東風（包括東及東南東風）約佔20%。此三風向共約佔冬季盛行風向之89%。一般通稱台灣北部地區冬季盛行東北季風。本小節以1981年1月份資料為依據來討論冬季日間（14LST 為代表）及夜間（02LST 為代表）之局部環流。

### 2.1.1 冬季日間局部環流

圖1a為大範圍盛行北風時之典型日間局部環流。一般而言，台灣北部地區以吹北或東北風為主。一股氣流繞過大屯山—五指山，經基隆河谷吹上大雪山及中央山脈。一股氣流則從北部海面繞過觀音山—林口台地進入大桃園地區及新竹地區。此股氣流受到中央山脈的影響，使得大桃園及新竹一帶測站以吹北北東及東北風為主。至於大屯山區測站，亦以吹北風為主，但在其背風面則有一氣旋式輻合渦旋。此渦旋主要是由淡水河谷進來的氣流與翻越大屯山區的氣流及繞過山區從東面來的氣流滙合

而形成的。淡水測站吹北風，北投測站吹東或東南東風，台北測站吹西或西北風。故此渦旋大致位於北投測站與台北測站之間。

圖1b為彭佳嶼測站吹東北風時之典型日間局部環流。此時，台灣北部地區以吹東北風為主。一般東北氣流沿著基隆河谷進入台北盆地南側，再經鶯歌附近進入大桃園地區南側到新竹一帶。另一股東北氣流則沿著西北海岸繞過觀音山—林口台地後進入大桃園地區北側，到新竹一帶。至於大屯山區測站則以吹東北風為主，其背風面亦存在氣旋式輻合渦旋，位置較圖1a者為北，約位於淡水測站與北投國小測站之間。淡水測站吹東北風，北投測站以吹西南、南及南南東風為主。

彭佳嶼吹東風時，局部環流可分為兩類。其中一類如圖1c所示，環流型式與大範圍盛行東北風者（圖1b）相似。氣流受中央山脈和大雪山脈走向影響，使得台灣北部地區以吹東北風為主。一股氣流從基隆河谷經台北盆地南側、大桃園地區南側到新竹一帶。一股氣流則沿西北海岸，從海湖一帶進入大桃園地區北側，到新竹一帶。至於大屯山區之東北氣流型式及其背風面之氣旋式輻合渦旋亦與圖1a者相近。彭佳嶼吹東風時，另外一類局部環流型式則如圖1a所示。台灣北部地區以吹東風為主。一股氣流從台灣東北角，沿著大雪山脈和中央山脈北側山麓吹到桃園—新竹一帶。一股氣流則繞著大屯山區南側，先從基隆河谷進入台北盆地北側，再經淡水河谷出海。大屯山區以吹東或東北風為主，其背風面並沒有明顯的渦旋存在。

### 2.1.2 冬季夜間局部環流

台灣北部地區夜間局部環流大致上可分為三類。

其中第一類及第二類環流型式與前小節所討論之日間局部環流相似。第一類環流（圖2a）是在彭佳嶼吹北或東北風時發生的。此時，台灣北部地區測站以吹北或東北風為主，而在大屯山背風區有氣旋式輻合渦旋存在。此環流型式與日間者（圖1b）之主要不同在於中央山脈在夜間有明顯之下坡風。中央山脈北側之下坡風與其山麓之東北氣流滙合

，而其東側之下坡風則直接流入海上。第二類環流（圖 2b）是在彭佳嶼吹東風時發生的。此類環流亦與對應之日間局部環流（圖 1a）相似，台灣北部地區測站以吹東風為主，而在大屯山背風面沒有渦旋存在。此環流與對應日夜環流之差異亦在於中央山脈在夜間有明顯之下坡風。

第三類環流（圖 2c）是在大屯山區氣溫較低時發生的，此時鞍部及竹子湖測站之氣溫均約低於  $5^{\circ}\text{C}$ 。此環流特徵在於大屯山區有明顯之下坡輻散氣流暢。重光、國聖、五指山及基隆等測站均為明顯之下坡風或陸風。而大屯山區之下坡氣流與中央山脈之下坡氣流大致在台北盆地北側匯合後沿淡水河谷出海。另外值得一提的是乾華測站仍吹東北風，似不受大屯山區下坡輻散氣流場之影響。

## 2.2 夏季局部風場之分析

台灣地區夏季受太平洋高壓系統的影響，盛行東南或西南風。又因夏季地面氣溫之日夜變化大，自易造成台灣北部之海陸風及主要山系之山谷風。因此台灣北部地區夏季環流除受大範圍天氣系統風場變化影響外，亦受海陸風及山谷風之控制。本小節以 1980 年 8 月份資料為基礎來討論夏季日間（14LST 為代表）及夜間（02LST 為代表）之局部環流。

### 2.2.1 夏季日間局部環流

圖 3a 為大範圍氣流（以彭佳嶼為代表）盛行東南風之典型局部環流型式。此環流型式主要有兩個特徵，包括位於大屯山系之氣旋式輻合氣流場及中央山脈西、北、東三側之上坡氣流場。前者之環流中心大致位於鞍部—竹子湖測站附近數公里範圍內，亦即位於大屯山至七星山峯附近。此環流之影響範圍大致包括基隆河谷、台北盆地及淡水河谷及其以北地區。後者則主要包括台北盆地以南之北風，宜蘭地區之東風及桃園—新竹一帶之西風或西北風上坡氣流。

圖 3b 為彭佳嶼盛行西南風之典型局部環流型式。此環流型式與盛行東南風者（圖 3a）相似，主要包括大屯山系之氣旋式輻合氣流場及中央山脈西、北、東三側之上坡氣流場。主要相異處在於此

時沿淡水河谷之西風氣流較明顯，甚至可進入台北盆地一帶；而且桃園—新竹一帶吹西南風而不是西北風。

圖 3c 為大範圍盛行風較強時之典型局部環流型式。此時，在中央山脈之西、北、東三側仍然是被上坡氣流所控制，而在大屯山區則受大範圍風場所控制。前兩段所討論之大屯山系氣旋式輻合場已不復存在。

### 2.2.2 夏季夜間局部環境

圖 4a 為彭佳嶼吹東南風之典型局部環流型式。此環流型式之兩個主要特徵正好與夏季日間局部環流型式相反。大屯山區主要是反氣旋式輻散氣流場。此反氣旋中心亦大致包括基隆河谷、台北盆地、淡水河谷及其以北地區。而中央山脈之西、北、東三側則主要為下坡氣流場。此氣流場包括桃園—新竹一帶吹東南風，台北盆地以南地區吹南風，及宜蘭地區吹西北風。

圖 4b 為大範圍盛行西南風之典型局部環流型式。此環流型式與圖 4a 所示者十分相似，主要包括大屯山系之反氣旋式輻散氣流場及中央山脈西、北、東三側之下坡氣流場。但有時桃園—新竹一帶受大範圍風場影響吹西南風而不是東南風。

圖 4c 及 4d 為大範圍盛行風較強時之典型局部環流型式。其中圖 4c 為彭佳嶼吹東南風之情形，圖 4d 為彭佳嶼吹西南風者。一般而言，中央山脈山區受大範圍氣流影響較小，仍以下坡氣流為主；而大屯山區則受大範圍氣流影響較大，圖 4a 至 4b 中之下坡反氣旋式輻散場已不明顯。

## 三、桃園地區海陸風之分析

本節乃根據蔡清彥等（1981）之分析來討論大桃園地區之海陸風結構。我們曾舉行了春、夏、秋、冬四季的多次觀測工作，以經緯儀追蹤測風氣球的方法，觀測大桃園地區低層大氣風場。每次觀測動用八部經緯儀，每部經緯儀由四位同學負責操作，從事三小時一次的數目連續性觀測工作。在各季節之觀測中，以春季大範圍盛行風較弱，海陸風較明顯。本節乃以春季觀測資料，1981年 4 月 2 日

08 至 4 月 6 日 08LST，為基礎來討論該地區之海陸風結構。此次觀測共設台電林口電廠、海湖國小、大園工業區管理處、新坡國中、新屋國小、中油桃園煉油廠及中央大學等七個測站，其中大園測站作雙經緯儀觀測以作為資料可靠度參考測站，其他測站均作單經緯儀觀測。

我們以兩種分析圖來討論大桃園地區之低層風場結構。第一種分析圖為各等高面之流線圖。第二種為垂直於海岸線之風速垂直剖面圖。我們將風場分為平行與垂直海岸線兩個分量，亦即將東西—南北直角坐標系作反時針旋轉 20 度，定義西南西風向（風向 250 度）為正  $u$  方向，東北東風向（風向 70 度）為負  $u$  方向，南南東風向（風向 160 度）為正  $v$  方向，北北西風向（風向 340 度）為負  $v$  方向。地面天氣圖顯示鋒面於 4 月 2 日 08LST 前後通過台灣北部地區，在此時至 4 月 3 日 08LST 之間台灣北部地區吹東北風，在 4 月 4 日 08LST 台灣地區受太平洋副熱帶高壓邊緣影響，吹弱西南風。在 4 月 5 日 08LST 時，台灣地區西南風已增強許多，而在 4 月 6 日 08LST 時，受弱滯留鋒徘徊於附近的影響，風速較弱。

觀測資料顯示，大桃園地區從 4 月 2 日 08LST 至 3 月 02LST 期間以吹東北風為主，海陸風不明顯。從 4 月 3 日 08LST 至 11LST 期間，大桃園地區之東北風逐漸減弱，在 11LST 時，西風已侵入此區域較高層大氣中，海陸風亦不明顯。

從 4 月 3 日 14LST 至 4 日 14LST 期間，台灣地區受副熱帶高壓邊緣之影響，吹弱西南風，故大桃園地區受海陸風影響甚明顯。圖 5 為 4 月 3 日 14LST 之風速垂直剖面圖，由定義，風速  $v$  是垂直於海岸線之風速分量，正值代表風吹向海上，而負值代表風吹向陸地。由此圖顯示，此時大桃園地區在 400 公尺以下有吹向陸地之風速，而在 500 公尺至 1000 公尺有吹向海上之風速，海陸風環流十分明顯。圖 7a 至 7f 為此時間 100 公尺至 600 公尺等高面之風場及流線分佈圖。由此圖得知，大桃園地區各測站在 300 公尺以下有明顯之海風，而在 600 公尺以上則有明顯之陸風，而在 400 公尺至 500 公尺高

度則為低層海風與高層陸風之交界層，此海陸風系統在 17LST 時仍存在，但在 20LST 已消失風速微弱（小於 5 knots）。

相反的低層陸風系統則在 23LST 開始建立，但不十分顯著，在 4 月 4 日 05LST 時達最強。圖 6 為 4 月 4 日 05LST 之風速垂直剖面圖。由此圖顯示，此時大桃園地區各測站均有吹向海上之風速。低層之陸風十分明顯，但高層海風迴流則不存在。圖 8a 至 8d 為此時間 100 公尺至 400 等高面之風場及流線分佈圖，由這些圖得知，大桃園地區各測站在 200 公尺以下有明顯的陸風，但在 300 公尺以上則大範圍西南氣流影響，海陸風環流不顯著。

從 4 月 4 日 17LST 至 4 月 5 日 23LST 期間，台灣地區之西南氣流已增強許多，海陸風不明顯。從 4 月 6 日 02LST 至 08LST，台灣北部地區受弱滯留鋒徘徊影響，風速較弱且風向不定，海陸風亦不明顯。

#### 四、台灣北部地區局部環流之數值模擬

本節之目的在於建立台灣北部地區局部環流之簡易數值模式，研究地形及溫度場對局部環流之影響，以作為未來監視（monitor）及管制空氣污染的基礎，我們採用 Danard（1979）之一層原始方程式模式。此診斷（diagnostic）模式是利用已知的大尺度（large-scale）資料來計算中尺度（meso-scale）地形、摩擦及加熱作用對地面風的影響。此模式能夠模擬地形導引作用（channelling effect），大氣穩定度影響，海陸風及山谷風等效應。

##### 4.1 數值模式

首先假設離地面高度  $H$  處之氣壓已不受地面的影響，即  $p(H)$  為常數，則由靜力平衡（hydrostatic balance）可證明地面氣壓之時間改變率為

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} = - \frac{g}{R\theta_s T_s} \int_0^H \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \quad (1)$$

假設溫度變化是高度的線性函數，即

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \left( \frac{H-z}{H} \right) \quad (2)$$

則公式(1)可改寫為

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} = - \frac{g}{R \theta_s T_s} \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \frac{H}{2} \quad (3)$$

其中， $\theta$  為位溫， $T$  為絕對溫度， $g$  為重力加速度， $R$  為氣體常數。

又由熱力學第一定律可知

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta_s + k_i \nabla^2 \theta_s + Q \quad (4)$$

其中， $\vec{V}$  為地面風， $k_i \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  為水平熱力擴散係數。公式(4)右邊第一項包含了大氣穩定度對地形導引作用的影響。第二項則代表次網格尺度 (subgridscale) 之混合作用，也可控制計算不穩定度。

公式(4)中， $Q$  為加熱項，我們以下列方式考慮熱力環流。

令

$$\Delta T = T_o - T_i \quad (5)$$

其中  $T_i$  為從 700 和 850 mb 資料線性外插之地面氣溫。 $T_o$  為觀測 (或預測) 之地面氣溫。因此  $\Delta T > 0$  代表加熱， $\Delta T < 0$  代表冷卻。公式(4)中的加熱率則可由下式求得。

$$Q = \frac{\theta_s}{T_s} \frac{\Delta T}{\tau} \quad (6)$$

其中  $\tau$  為加熱的時矩。若我們僅對地形導引效應有興趣，則可令  $\Delta T = 0$ 。

在求取  $H$  之數值時，我們採用

$$H = \Delta T / (r_a - r) \quad \text{for } \Delta T > 0 \quad (7)$$

及

$$H = 0.75 V_g / \left( \frac{g}{T} \frac{\Delta \theta}{H} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{for } \Delta T \leq 0 \quad (8)$$

其中  $r$  為溫度遞減率， $r_a$  為乾絕熱溫度遞減率， $V_g$  為地轉風速， $\Delta \theta$  是高度 0 至  $H$  的位溫增加量。

另外，從運動方程式可知地面方程式

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - (g \nabla z_s + R T_s \nabla \ln p_s) - f \vec{k} \times \vec{V} + \vec{F} + k_m \nabla^2 \vec{V} \quad (9)$$

其中  $z_s$  為地形高度， $k_m \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  為水平動量擴散係數。公式(5)右邊第二項 (括弧內) 是地表上之水平氣壓梯度力，第三項為柯氏力，第四項為摩擦力，第五項代表混合作用。

在計算公式(9)中之摩擦力時，我們假設摩擦力指向實際風向右側 135 度方向。摩擦力大小則以下式計算之。

$$F = \sqrt{2} c C V^2 / h \quad (10)$$

對於穩定及中性大氣  $c$  為 2.8， $C$  為摩擦係數

$$h = \begin{cases} H & \Delta T < 0 \\ H + H_L & \Delta T \geq 0 \end{cases} \quad (11)$$

$H_L$  是公式(8)在  $\Delta T = 0$  時之解。

公式(3)，(4)及(9)寫成差分方程式 (finite difference equation) 後，可以用來從初始資料計算新的  $\theta_s$ ， $\ln p_s$  和  $V$  數值。經過數十個時間步驟 (time steps) 之後，這些變數將有所改變，此即代表地形和熱力效應的影響。

#### 4.2 初始值的計算

首先求取  $T_s$ ， $\ln p_s$  和  $\theta_s$  之初始值，其步驟如下：

- (i) 利用水平氣壓梯度力 (地轉風) 在海平面與 850 mb 間的變化以及熱力風 (thermal wind) 關係式求取參考測站 (板橋) 附近 850 mb 等壓面之溫度梯度。
  - (ii) 利用 850 mb 高度梯度和溫度梯度以及參考測站之 850 mb 高度和溫度求取 850 mb 上各網格點之高度和溫度。
  - (iii) 利用 850 mb 溫度和溫度遞減率求取網格點之地面溫度， $T_s$  (考慮地形高度)。
  - (iv) 利用靜力 (hydrostatic) 方程式從 850 mb 積分到地面求取地面氣壓， $p_s$  (考慮地形高度)。
  - (v) 利用地面氣溫和氣壓求取地面位溫， $\theta_s$ 。
- 至於初始地面風場則利用氣壓梯度力，柯氏力和地面摩擦力之平衡求得。其平衡式如下：

$$\sqrt{2} f V_g \sin \epsilon = F \quad (12)$$

$$\sqrt{2} f V_g \cos \epsilon = \sqrt{2} f V + F \quad (13)$$

其中  $f$  為柯氏參數， $\epsilon$  為地面地轉風與實際風之夾角。若將公式(10)代入公式(12)及(13)中，再用疊代( iterative )法就可求出  $\epsilon$  和  $V$  的初始值。

### 4.3 模擬結果

由於前文(蔡清彥及周根泉, 1981)模式中之地形導引及山谷風作用仍不夠顯著, 本文採用較小之摩擦係數(為前文者之一半), 並發現能改進地形導引作用的模擬結果。其他本文所採用的數值均與前文者相同。時間積分之時距( time interval )為 60 秒, 水平網格距離為 4 公里。本文考慮三種陸地加熱的情形, 包括  $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T = 6 + 0.006 Z$  ( $^\circ\text{C}$ , 其中地形高度  $Z$ , 以公尺表示)。大範圍風場則考慮東南風(風向  $135^\circ$ , 風速  $5 \text{ ms}^{-1}$  及西南風(風向  $247^\circ$ , 風速  $5 \text{ ms}^{-1}$ )兩種。因為模擬七十分鐘以後風場之時間變化已較小, 因此我們採用第六十分鐘(大範圍東南風個案)或第七十分鐘(大範圍西南風個案)之模擬結果來代表地形和熱力效應影響下的局部環流。

圖 9a 及 9b 代表  $\Delta T = 0$ , 也就是僅考慮地形導引( channelling )作用的模擬結果。其中圖 9a 為大範圍吹東南風之局部環流。在此圖中較明顯受到地形對氣流導引作用的地區主要包括中央山脈北麓、大屯山區及林口台地等。在中央山脈北麓一帶, 氣流有繞過中央山脈的趨勢, 東南氣流吹過大雪山脈時轉為南南東風, 吹入台北盆地南側後, 改吹東風, 碰到林口台地後, 先轉為東北風再轉為東風進入大桃園地區後吹東南風而出海。

在大屯山區一帶氣流則有分兩支繞過山區的趨勢。在大屯山區東北側有先轉為南風再轉回東南風的一支氣流, 而在山區南側及台北盆地北部之東南氣流則有先轉為東北東風再轉為東及東南的一支氣流。至於大雪山東側、大屯山東側及中央山脈西側的下坡風, 可能是模式的缺陷, 有待研究改進。圖 9b 為大範圍吹西南風之局部環流。在此圖中較明顯受到地形對氣流導引作用之地區主要包括中央山

脈北麓及大屯山區。首先, 氣流亦有繞過中央山脈的趨勢。西南氣流沿著中央山脈北側吹入台地盆地南方後, 轉為西風, 吹過大雪山後則轉為西北風。而大屯山區一帶氣流亦有分為兩支繞過山區的趨勢。一支西風氣流從台北盆地北側通過, 而一支氣流則從大屯山區西北側繞過。至於模式在大範圍吹東南風個案中所造成下坡風的缺陷則不在此大範圍吹西南風個案中出現。

圖 10a 及 10b 代表  $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ , 也就是增加考慮日間海風作用之陸地加熱模擬結果。其中圖 10a 為大範圍吹東南風之局部環流。在此圖中, 我們可以看到明顯的海風作用, 包括富貴角—基隆—鼻頭角沿海一帶吹東北東或東北風, 富貴角—淡水—桃園—新竹沿海一帶吹西北風。北海岸之海風(東北風)在沿海一帶與大範圍氣流(東南風)匯合, 而西北海岸之海風(西北風)則與沿海一帶的東風氣流匯合。圖 10b 為大範圍吹西南風之局部環流。在此圖中, 我們亦可以看到明顯的海風作用, 包括富貴角—淡水—桃園—新竹沿海一帶吹西北風, 金山—基隆—鼻頭角—福隆沿海一帶吹東北風, 以及蘇澳—宜蘭沿海吹東南或南風。其中台北盆地、桃園、新竹一帶之海風(西北或西風)與大範圍西南風在中央山脈北側及西側山麓一帶匯合。而其他地區之海風則在沿海一帶與大範圍氣流匯合。

圖 11a 及 11b 代表  $\Delta T = 6 + 0.006 z$  ( $^\circ\text{C}$ ), 也就是考慮地形導引, 海陸風及山谷風等三種作用的模擬結果。其中圖 11a 為大範圍吹東南風之局部環流。由於山風之風向在大部分地區與海風者相同, 故在此圖中由西、北、東三面海上往陸上吹的風較圖 10a 者更為明顯。但是, 在大屯山區及中央山脈山區之上坡風仍不甚明顯。圖 11b 為大範圍吹西南風之局部環流。此圖亦顯示相同之模式特性。模式能夠模擬山風對海風之加強作用, 使海風更深入陸地。但在大屯山區及中央山脈山區之上坡風仍不顯著。

## 五、結 論

本文分三部份討論台灣北部地區之局部環流。

第一部份利用地面風場資料，分析冬夏季局部環流。第二部份則利用測風氣球觀測資料，討論海陸風之結構。第三部份乃利用簡易數值模式，模擬地形導引作用，海陸風及山谷風等效應。我們發現台灣北部地區局部環流受地理環境及海陸風、山谷風影響甚巨。在冬季盛行東北季風情形下，在北投一帶有大屯山背風渦旋存在。另外，在冬季大屯山區及中央山脈地區日間上坡風不顯著，但夜間下坡風却明顯存在。至於夏季局部環流，則在大屯山區日間存在氣旋式輻合氣流場，而夜間存在反氣旋式輻散氣流場。而本文所採用之數值模式，已能模擬地形導引及海陸風效應之主要部份，但模式仍待進一步改進以有效模擬山谷風等效應。

## 後 記

本研究進行中曾有多人參與工作，數值模式部份主要是由林湘君及于蓓小姐協助完成，測站維護工作由陳文淵先生負責，資料收集及分析工作主要由陳文淵、朱景雲、尹玉梅等先生小姐負責完成的。

## 參考資料

- Danard, M., 1977: A simple model for mesoscale effects of topography on surface winds. *Mon. Wea. Rev.*, 572—581.
- 周根泉、蔡清彥、陳文燦，1980：台灣北部地區春秋局部環流及大氣擴散。台大大氣科學系研究報告 LO-CIR-02，37 pp。
- 蔡清彥、周根泉，1979：台灣北部地區局部環流及其對北部核能電廠廢氣擴散之影響。台大大氣科學系研究報告 LO-CIR-01，35 pp。
- 蔡清彥、周根泉，1981：台灣北部地區局部環流之觀測分析及數值模擬。台大大氣科學系研究報告 LO-CIR-03，16 pp。
- 蔡清彥、陳泰然、紀俊男、張能復、呂世宗，1981：大氣環境影響評估。行政院衛生署研究報告，53 pp。

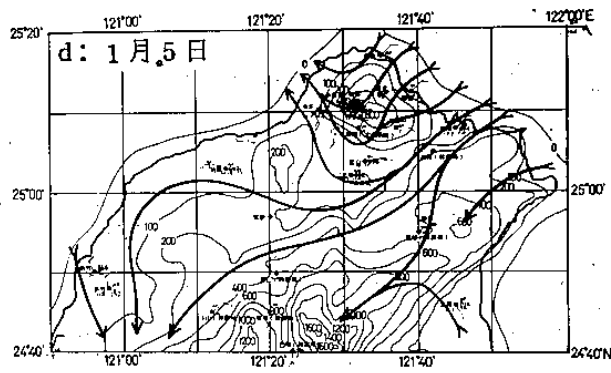
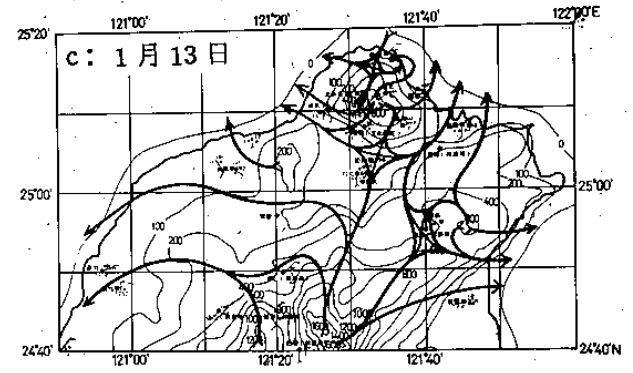
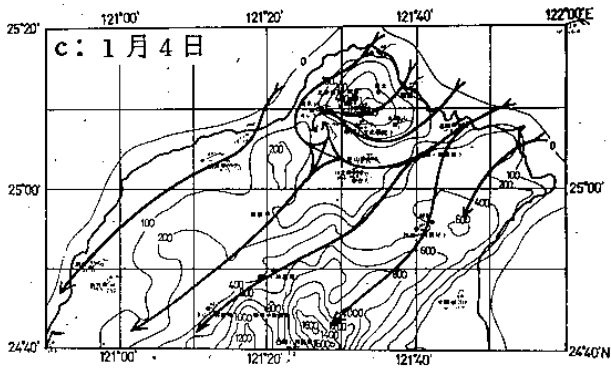
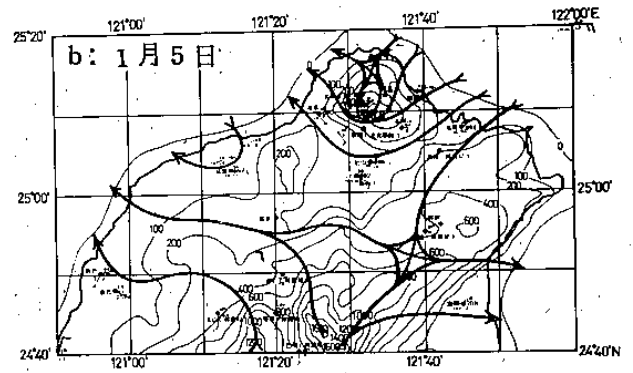
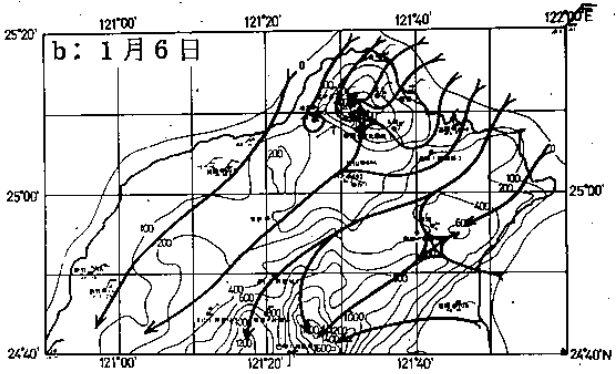
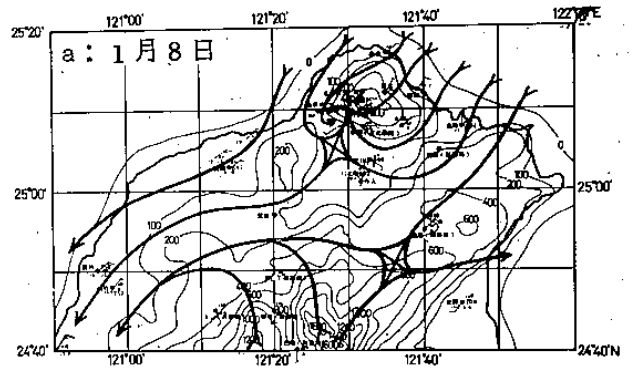
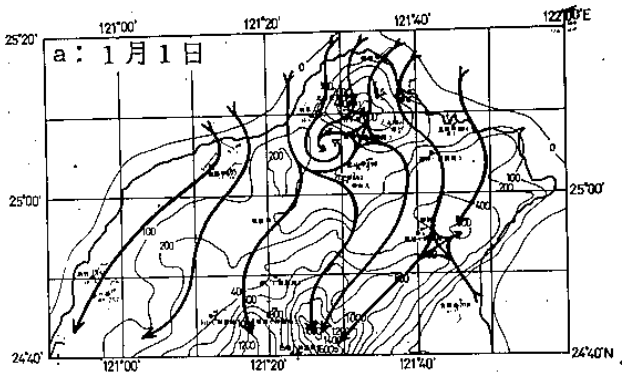


圖 2 1981 年冬季夜間 (0200 LST) 之局部環流圖

圖 1 1981 年冬季日間 (1400 LST) 之局部環流圖



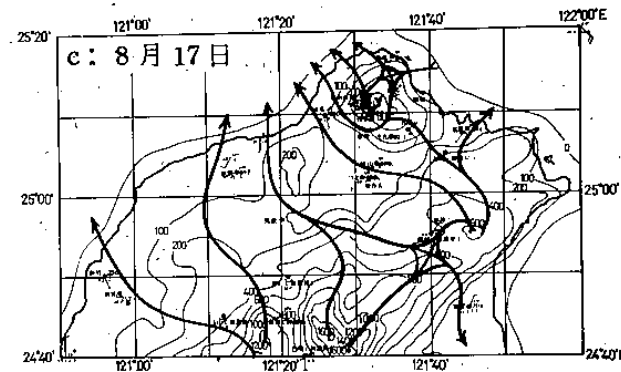
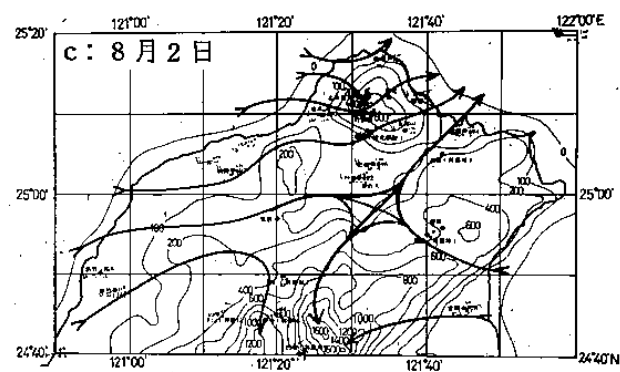
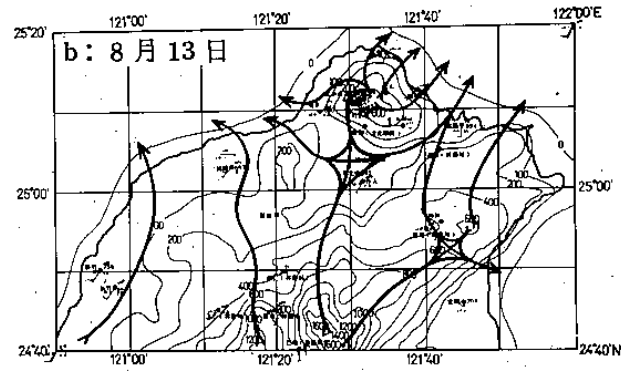
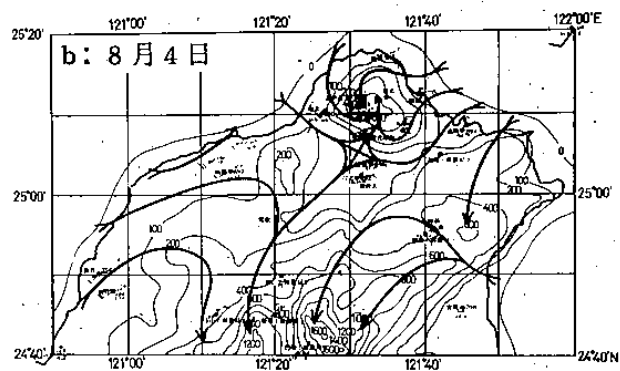
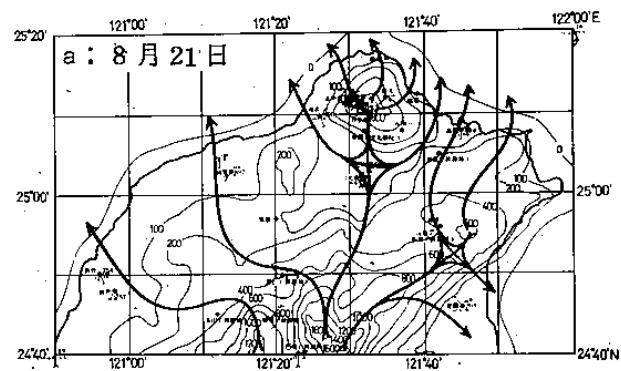
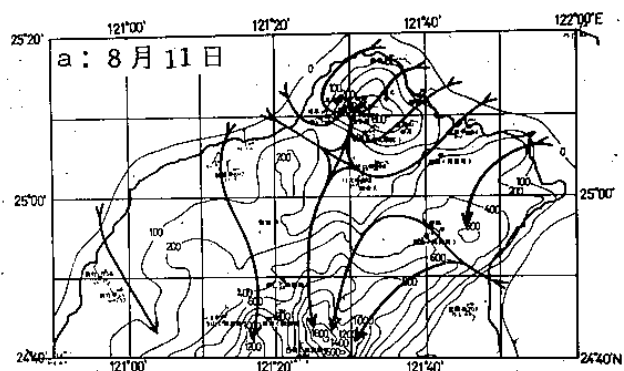


圖3 1980年夏季日間(1400LST)之局部環流圖

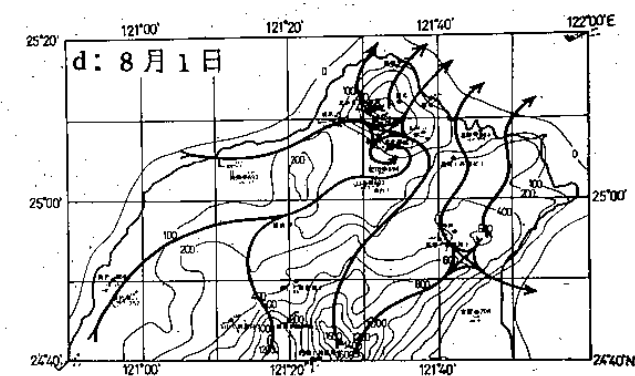


圖4 1980年夏季夜間(0200LST)之局部環流圖

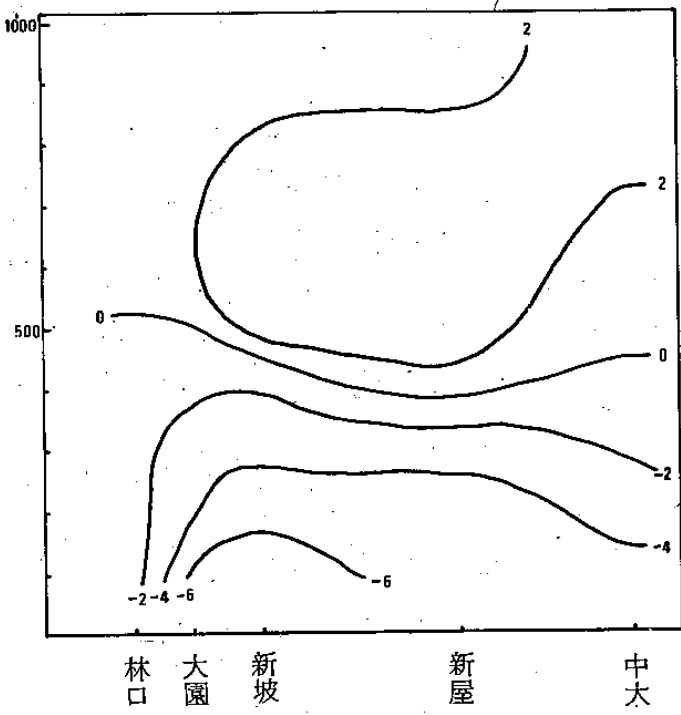


圖 5 1981年4月3日14LST之風速V分量垂直剖面圖

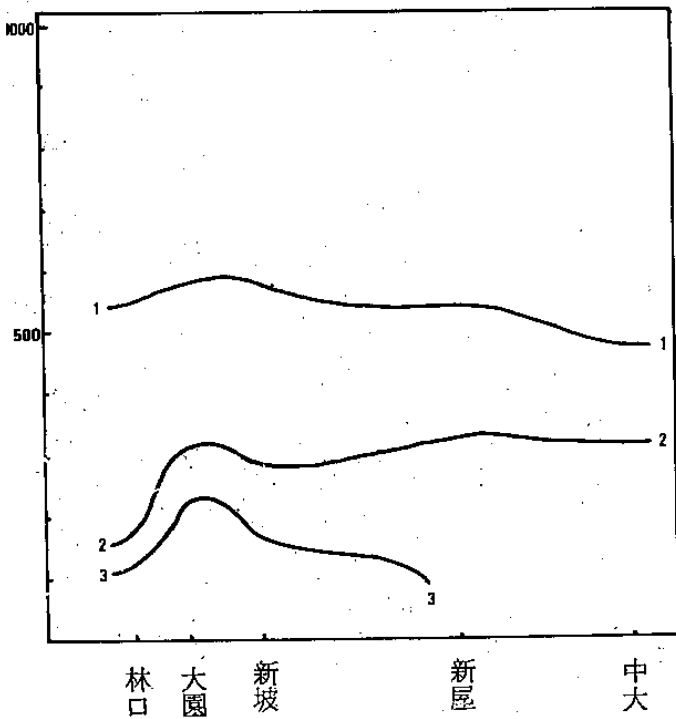
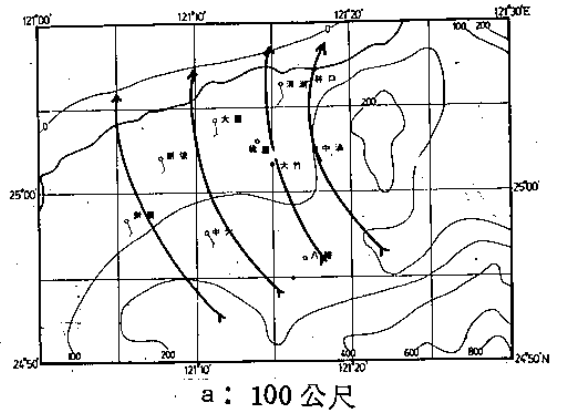
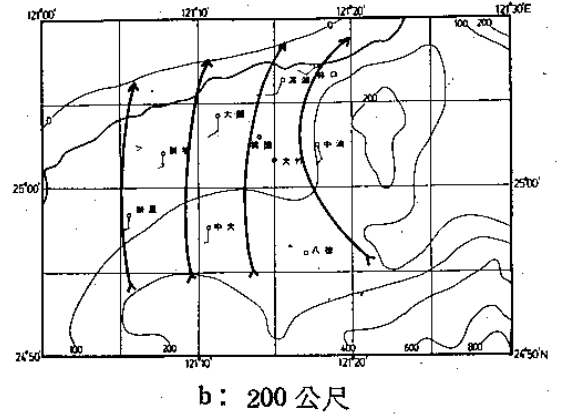


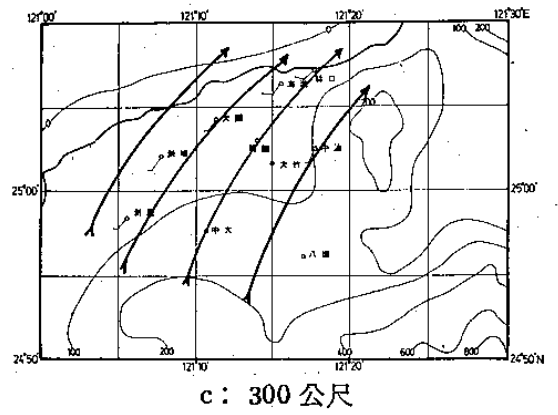
圖 6 1981年4月4日05LST之風速V分量垂直剖面圖



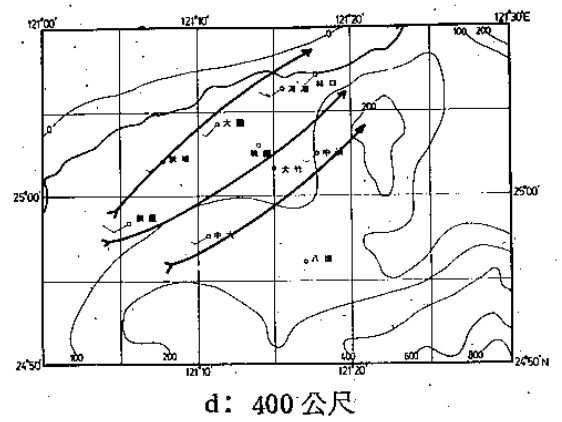
a : 100 公尺



b : 200 公尺



c : 300 公尺



d : 400 公尺

圖 8 1981年4月4日05LST之風場及氣流水平分佈圖

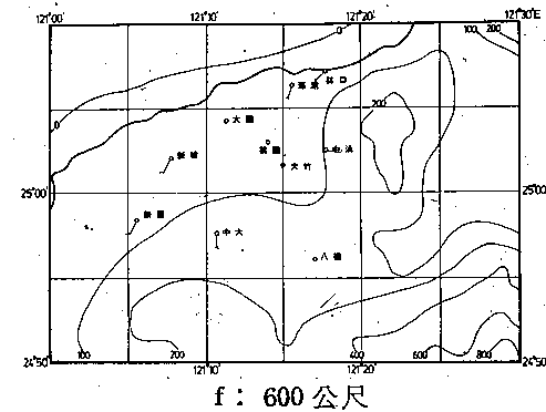
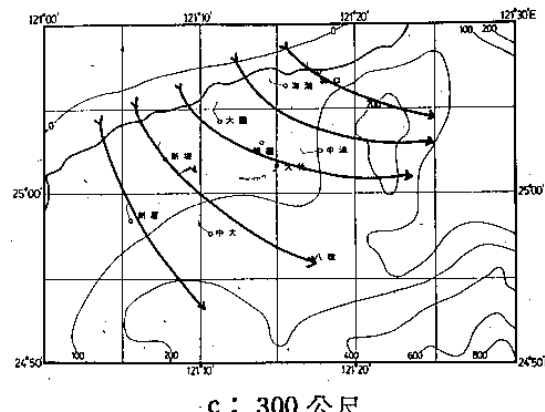
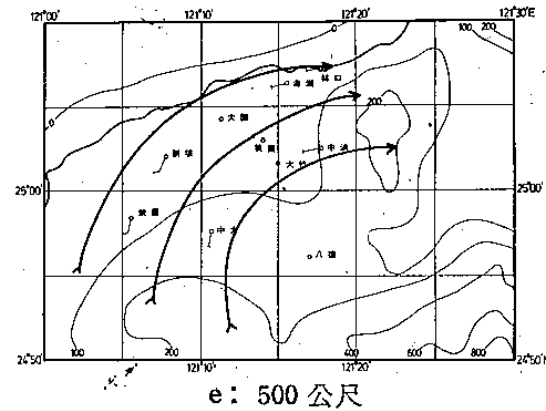
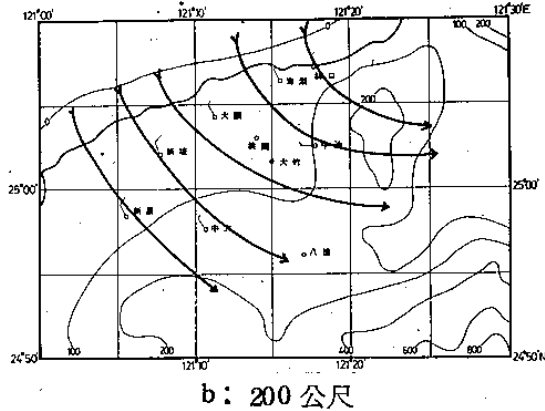
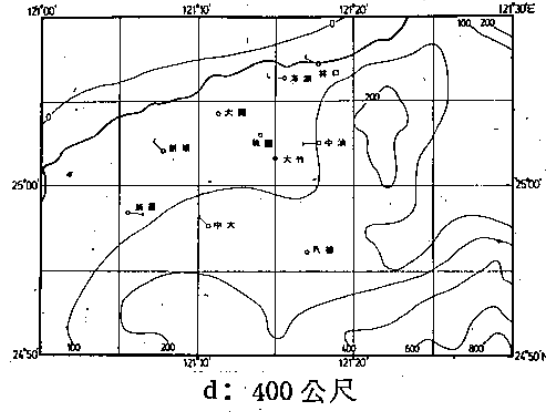
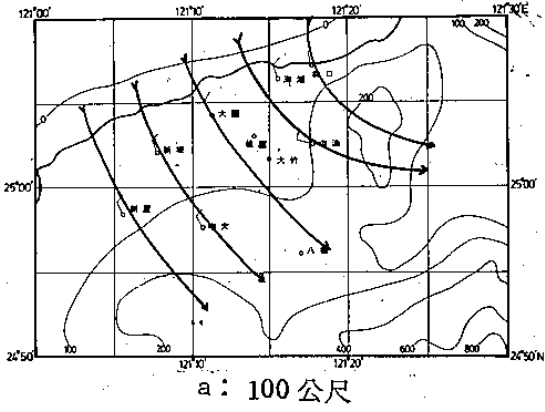
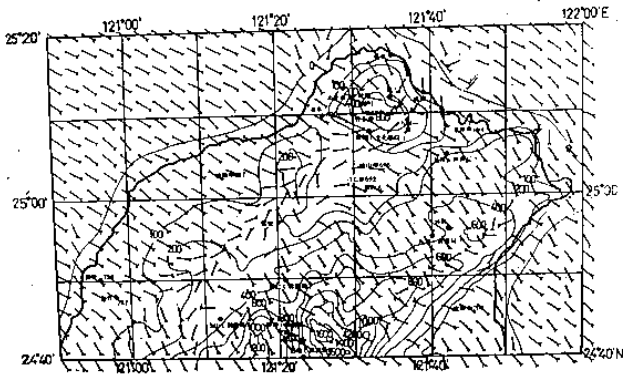
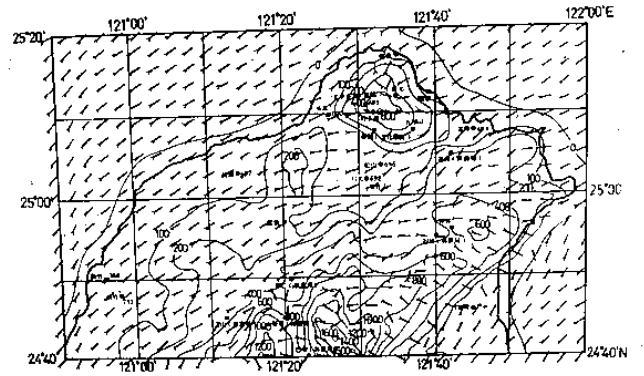


圖 7 1981年4月3日14LST之風場及氣流水平分佈圖

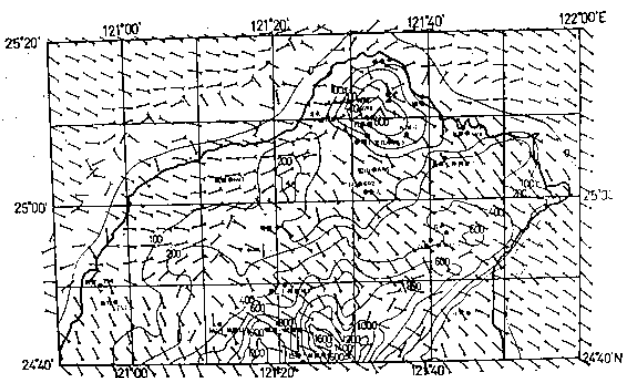


a: 大範圍吹東南風

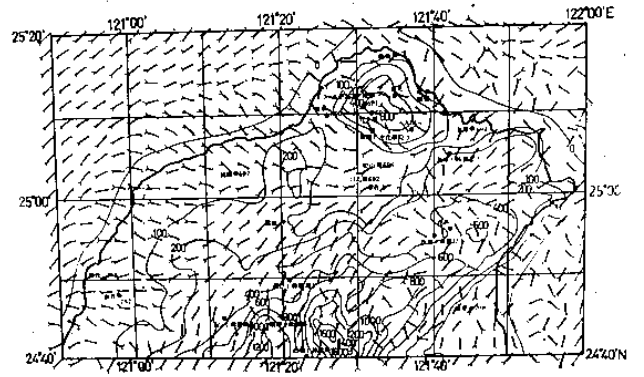


b: 大範圍吹西南風

圖9 僅考慮地形導引作用之模擬局部環流圖

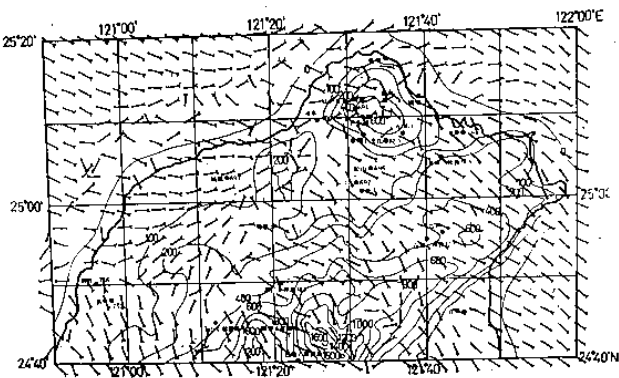


a: 大範圍吹東南風

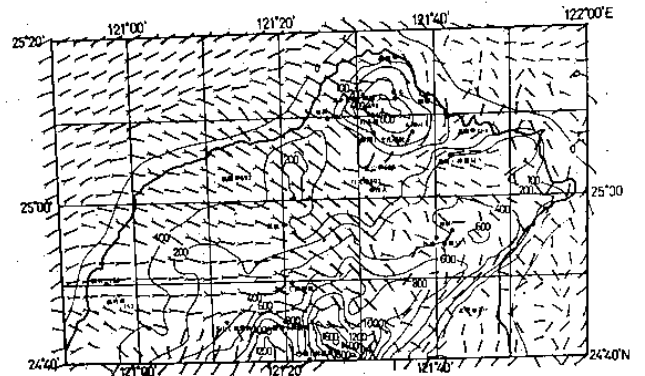


b: 大範圍吹西南風

圖10 考慮地形導引作用及海陸作用之模擬局部環流圖



a: 大範圍吹東南風



b: 大範圍吹西南風

圖11 考慮地形導引作用，海陸作用和山谷風作用之模擬局部環流圖

# Local Circulations in Northern Taiwan

Ching-Yen Tsay and Ken Chuan Chou

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

## Abstract

The local circulations in northern Taiwan are studied by three different approaches. In the first part of this paper we study the local circulation by analyzing the surface wind observations. In winter season, A wake vortex is always found in the vicinity of Pei-Tow under the prevailing northeast wind condition. We also found that winter night-time down-slope winds in Ta-Tun mountain area sometimes do exist, even though the day-time upslopewinds in that area do not exist. As far as the summer circulations are concerned, this study confirmed the existence in Ta-Tun mountain area of cyclonic convergent flow pattern in day time and anticyclonic divergent flow pattern in night time. In the Second part of this paper, we discuss the structure of land-sea breeze by analyzing pi-bal wind data. In the third part of this paper, a simple numerical model is established to study Channelling effect, land-sea breeze and mountain-valley winds in northern Taiwan.