

複雜地形三度空間風場模式---鹽寮地區 海陸風之研究

林 和 柯文雄 吳昭仁

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十七年九月十二日收稿；七十八年五月三十日定稿)

摘 要

本研究將針對複雜地形三度空間風場提供良好診斷模式，動機著眼於解決下列問題：當觀察資料受到限制（例如兩百公里解析度僅具備一處探空資料，十公里內僅有一座風塔資料），我們如何用已知邊界層理論、模式，以求得資料最佳內插法？依此可分析一些中尺度現象如海陸風環流，山谷風等。

由一維風場模式（參考 Bergström 1986）對台灣東北岸之鹽寮地區所作的個案模擬，結果與 74 年夏及 75 年冬密集探空觀測資料比較，證實模式能充分掌握邊界層風場分佈特徵。然而，海陸分佈及複雜地形導致的海陸風、山谷風等次環流使得三度空間風場分佈更形複雜。所以，我們將對地表粗糙度的不均勻性、熱力穩定度隨時間的變化及日夜海陸溫差加以分析，並考慮海陸邊界層物理參數之差異性，最後以變分分析調整三度空間內插風場以滿足地形邊界條件。鹽寮地區個案分析顯示，在明顯的海陸風環流及地形效應下，模式表現相當稱職。

關鍵詞：複雜地形風場模式、三度空間、海陸風環流

一、前言

因輻射收支的差異性，海、陸表層在一日內之溫度起伏亦各自不同，以致於密度梯度不再保持垂直，透過力管項（solenoidal term），產生沿海岸水平方向的渦度場，稱為海陸風。再經過非地轉風的加速效應，科氏力將扭轉海陸環流的渦管，進行地轉調適。如果考慮到沿海地形分佈，（例如 Pielke et al, 1983），則海陸環流須考慮到邊界及山谷形成的次環流，沿岸日夜的氣流變化將顯得破碎複雜，不但難以用數值模式模擬，即使觀察亦難獲得一致性的結論。

在這裡大氣邊界層扮演非常重要的角色。上述問題必須要結合邊界層模式與中尺度區域模式才能進一步分析，尤其從實際觀點來看，通常除了密集觀測期外，沿岸的測站可能僅存有五十公里解析度的風塔及兩百公里解析度的探空網，如果要診斷複雜地形的海陸環流，不得不借重既有的邊界層理論及複雜地形模式，儘力填充測站之間的空白地帶，本研究即基於此種考慮，我們將針對鹽寮地區進行個案研究。選擇鹽寮地區不但因為該區是核四廠廠地的預設地，同時也因為鹽寮位於台灣東北角（圖一、圖三），地形險峻，海陸風顯著，（蔡清彥、林和、柯文雄、周仲島，1986），因此具備豐富

的中尺度現象。

一般處理複雜地形的風場診斷模式，首先是設置適當的觀測網，以顯示受地形導引，繞流或阻擋的中小尺度氣流特徵。其次，設定模式邊界條件，例如設定上邊界高度和大尺度範圍氣流場等，最後以質量保守原理利用變分分析法調整含有地形的三度空間風場。本文研究將特別強調太陽輻射之日夜變化以及地形分佈差異所導致的風場結構。在分析了192個案（4天×8時段×6測站）之後，希望能提供下列的參考訊息：

- (1)在日夜輻射差異下，海陸溫差所造成的海陸風環流現象，分析其環流強度，如海陸風迴流高度、影響、範圍、風速大小等。
- (2)在每一個觀測時間內，分析觀測網內各測站風速、風向的差異，以探討地形可能的引導及阻擋效應。再者分析在不同季節的盛行風吹拂下如何影響該複雜地形區域的風場結構。

由於大氣邊界層風場垂直分佈形式對大氣穩定度及地表粗糙度相當敏感，故本文參考Bergström（1986）建立一維風場模式，並在前導工作（柯文雄、吳昭仁，1987）中完成了測試工作，其方法是利用最易獲得且估計能較精確的近地層地面觀測資料，配合大尺度風場，根據類推適用理論（Similarity theory），推導出邊界層風場垂直分佈情形，在個案分析中證明模式確能掌握含入熱力穩定度及地表粗糙度效應的風場結構。

一般複雜地形模式大致以瞬間的汽球探空觀測資料值為依據，不幸地，人為觀測技術的誤差、資料本身估計過程的物理假設以及高空平流作用使風速觀測資料隨著高度而累積誤差。因此須用適當動力模式「修勻」（smoothing）觀測資料。在一些相關報告的研究中乃是利用邊界層風速呈對數分佈的經驗式，亦即僅使用最低層風速資料及可靠的探空儀得出上邊界風速完成垂直內插，如一般工程上使用的指數率風速變化公式（power law）（亦能考慮地表粗糙度及熱力穩定度作用）。本文必須指出上述方法在表面層（surface layer）結

果也許很好，可是在擁有約90%邊界層厚度的艾克曼層（Ekman layer）將會忽略因地表紊流傳送過程中可能造成指向低壓的角度偏向，由模式的測試結果這種偏向值約在 $\pi/8$ 左右，且隨著穩定度及地表粗糙度有所變化（柯文雄、吳昭仁，1987），假若不納入恰當的紊流黏滯係數是不合理的，所以須用更詳細、更精確的邊界層參數以模擬各種物理機制。本文所建立的風場垂直分佈之一維模式將可對既有的探空資料作客觀修勻的診斷工作，理論上，任何具有統計上意義的探空資料若和模式結果產生系統性偏差（systematic errors），則可由合理調整適用的物理參數或推斷其他影響風場結構的物理機制加以修正，故本模式具備相當程度的彈性（對地區特徵的包容性），可當為一般統計模式和動力預報模式的橋樑。

在完成邊界層風場之一維垂直分佈後，必須在平面作外插延展至複雜地形之三度空間風場，因而再考慮下列因素：

- (1)模式建立：根據觀測網設置選擇模式範圍並決定網格解析度，同時考慮複雜地形所引起之網格粗糙度差異分佈。
- (2)大範圍氣象條件分析：分析該區域長時間之大範圍風場的平均氣候條件，溫度、濕度、季風、及太陽輻射量等。
- (3)輻射函數：邊界層各種物理量對太陽輻射反應靈敏；且深受地表地質因素所影響，故須用統計模式或能量收支平衡（energy budget balance）原理得到預報模式處理溫度的日夜變化，此外還要根據地形高度或海陸分佈、考慮溫度對空間的可能分佈函數。
- (4)邊界層厚度分析：為提供上邊界大尺度穩定氣象條件須決定邊界層厚度。由於邊界層乃是由具日夜變化的地面氣象因子以及屬於綜觀系統時間尺度的自由大氣之間的交互作用區，故邊界層厚度可由其內部參數相關尺度高度來決定（余燦旺，1980）。
- (5)動力調整：尋求可作為資料網格同化、及動力調

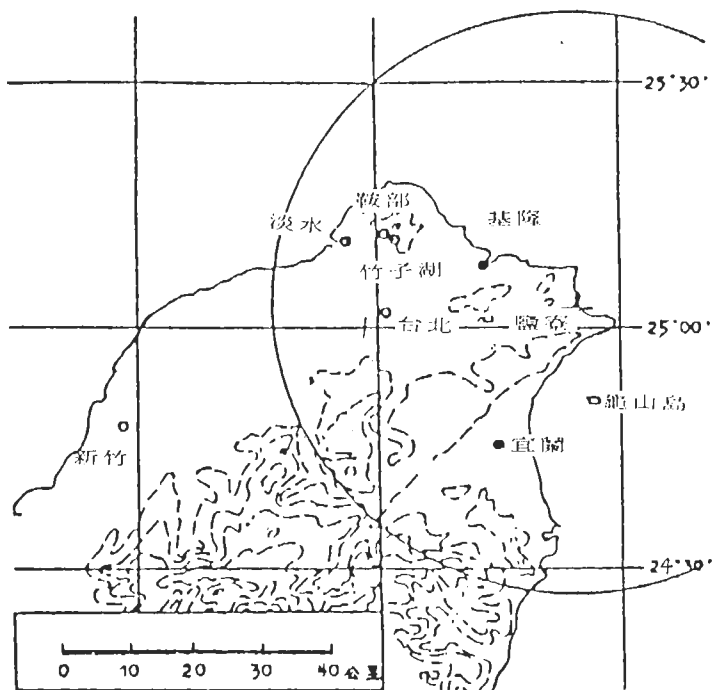


圖 1 以鹽寮廠址所在經緯 N 25° 03' E 121° 55' 為中心之大範圍地形及氣象測站分配圖。

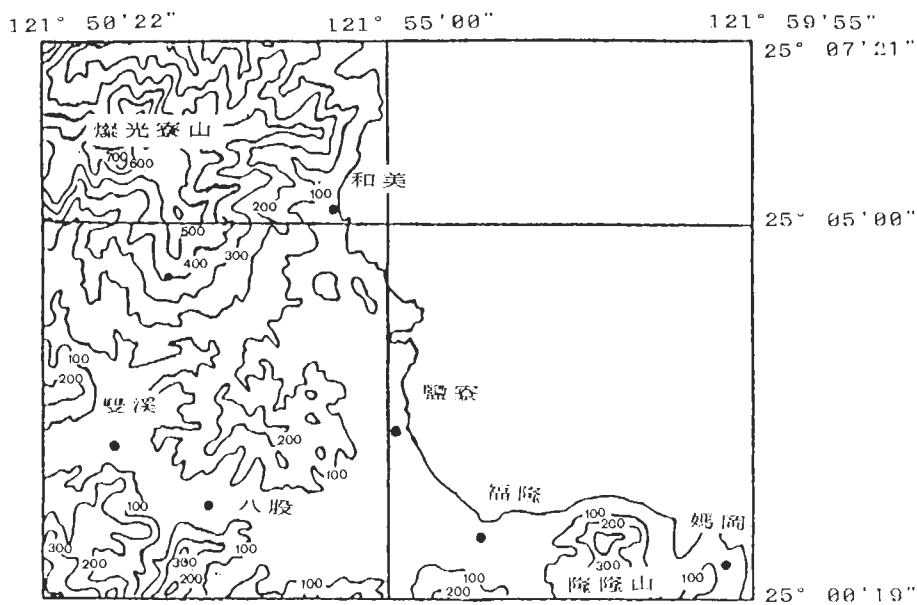


圖 2 鹽寮地區地形及探空測站分佈圖。

節的客觀分析經驗式，以提供缺乏資料區域較為可靠的風場，一般較常用的風場強制調整就是使用變分分析，且令三度空間風場滿足質量守恆。另外可依不同考慮調整出可能的近地轉氣流、下坡風、大氣垂直運動速度等。

本文之第二節將描述此三度空間風場模式之建立過程；其中包括資料之收集，一維及三維風場模式建立之物理依據，有關邊界層物理參數之求取及整個流程之說明。第三節為利用此三度空間風場模式於鹽寮地區之結果分析。第四節為結論。

二、模式

本文研究對象為台灣東北角鹽寮區如圖(一)所示，此區域位處中央山脈北端，地形起伏且海陸相交。再加上日夜輻射差異及大尺度環流影響下，有明顯的海陸風環流及內邊界層等 meso-γ 的小尺度現象。

我們將模式水平範圍取為 20 km × 20 km，以鹽寮觀測網為中心如圖(二)，配合所使用地形資料之解析度令模式水平網格間距為 1 km，在垂直方向上，以地形座標系統分十層處理，最高處為 1500 m，此乃為配合板橋探空資料及考慮海陸風環流可能影響高度而定。此範圍之三度空間地形示於圖(三)。

我們採用鹽寮觀測網 6 個測站探空資料最低層之風速，求取表面層之風速，以板橋探空資料（視為自由大氣穩常狀態）作為上邊界條件。澎佳嶼由

於遠離北岸受海陸分佈之影響較小，其風向風速可用以代表大範圍地面風場。並以鹽寮風塔、水文及海溫之氣候資料求取海陸溫度對比，完成水平內插。

在求三度空間風場之前，先由一維風場模式求得各站之一維風場分佈，所使用方程式如下：（符號見附說明）

艾克曼層：

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial Z} = f (V - V_g) + K \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \quad (1)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial Z} = -f (U - U_g) + K \frac{\partial^2 V}{\partial Z^2} \quad (2)$$

其中

$$K = \frac{k_a U_* Z_s}{\phi_m (Z/L)} \quad (3)$$

表面邊界層：

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{U_*}{k_a Z} \phi_m (Z/L) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial Z} = \frac{\theta_*}{k_a Z} \phi_H (Z/L) \quad (5)$$

$$L = - \frac{\rho C_p U_*^3 \theta_*}{k_a \cdot g \cdot Q_0} \quad (6)$$

$$\left. \begin{aligned} \phi_m &= \left(1 - 15 \frac{Z}{L}\right)^{-0.25}, & L < 0 \\ \phi_m &= \left(1 + 4.7 \frac{Z}{L}\right), & L > 0 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

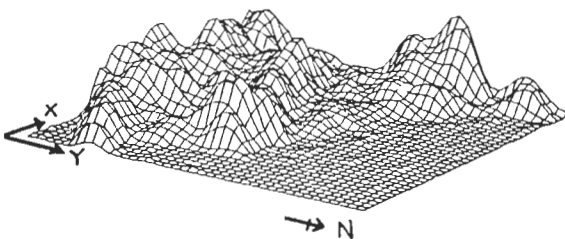


圖 3 模式網格範圍三度空間地形圖。

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (8)$$

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/c_p} \quad (9)$$

$$\mathbf{w} = \vec{v} \cdot \nabla \mathbf{h} \quad (10)$$

以上模式大致與柯、吳（1987）相同，當建立各測站之風場垂直分佈後，須經一測試性的內插式後同化至模式網格，本文採用Cats（1980）所建議之內插式：

$$U = U_0 + \left[\sum_{m=1}^N (U_m - U_0) \cdot \frac{1}{K'} \cdot e^{-dm} / dm^2 \right] / \sum_{m=1}^N dm^{-2} \quad (11)$$

然後，依據Sasaki（1958）提出之變分法以求取能夠顯示複雜地形之最佳化三度空間風場，其基本原理是以內插後的風場為初始估計值，期以最小的調整量，令整個模式內三維風能滿足流體連續方程。在此假設下邊界層風場實可視為受不可壓縮且質量保守之束縛條件下反映邊界效應的結果。此方法稱為質量保守調整（mass consistent adjustment）。一些複雜地形模式，如MASCON（Dickerson 1978），MATHEW（Sherman 1977），McEwen et al.（1981），等皆採用此法。以上模式大致與柯、吳（1987）相同，本文將採取其垂直結構，延伸到水平複雜地形，有關本文所採用變分分析之步驟詳見附錄（II）。

由於模式範圍位處海陸交界，沿岸地區將有明顯的海陸溫度對比，而邊界層高度及熱力穩定度等亦會隨空間分佈及時間的日夜變化而改變，故對每個觀測時間（每隔3小時）之分析須合理掌握邊界層大氣可感熱交換量，且須令邊界層參數以地表性質的差異性作為輸入資料之依據。雖然海洋資料不

易獲得，但幸好海面溫度及邊界層日夜變化緩慢，我們可以用較長期的觀測並且參考一些經驗式。依據Hsu（1981）可導得一海陸風大小之簡單關係：

$$\frac{U_{sea}}{U_{land}} = \left(\frac{H_{sea}}{H_{land}} \right)^{1/2} \cdot \frac{\ell_n(Z/Z_{o, sea})}{\ell_n(Z/Z_{o, land}) - \phi_m(Z/L)} \quad (12)$$

其基本的動力條件是邊界層風場由柯氏力、氣壓梯度力及紊流切應力平衡，而上邊界風場與地轉風一致，且流體滿足質量保守。由以上動力診斷結果再考慮海陸邊界層等差異性質即可推導(12)式之結果。利用(12)式我們可求得模式網格內海面缺乏觀測資料之風場分析值。

需要輸入模式中的重要邊界層參數包括地表粗糙度（ Z_0 ），可感熱傳送量（ Q ），以及邊界層厚度（ ΔH ），此外還須採用氣候值經驗式或統計預報模式，以彌補每個時步驟觀測資料之不足及簡化模式計算。地表粗糙度長度 Z_0 之求取，一般邊界層數值模式乃根據地形特徵來輸入此參數，（Pielke 1974），在海面上 Z_0 值以空間分佈均勻來考慮，或設為海面氣流特定函數 $Z_0 = 0.0016 (u_* / g)$ ，為了簡化模式，我們取平均值 $Z_0 \sim 0.05 \text{ cm}$ 處理。在不均勻的地表，粗糙長度 Z_0 是由植物、建築物密度及遠小於網格水平解析度之地形起伏因素決定，我們可採經驗式 $Z_0 \sim 0.2 \Delta \bar{h}^2 / \bar{d}$ 估計之（Smith, 1977），而數值模式亦可採地轉阻力係數（geostrophic drag coefficient）處理

$$C_D = [k / \ell_n(Z/Z_0)]^2 \quad (13)$$

以提升 Z_0 。估計值對網格之代表性，此外 Z_0 值亦可由實驗區作資料統計而求得（見蔡清彥、林和、柯文雄、周仲島，1986）。

熱力穩定度對紊流結構影響很大，在一維模式

測試結果中，知其對艾克曼層風場有決定性的作用，可感熱通量 (sensible heat flux) Q 值應為時間及空間之函數，並且與模式中環境的緯度、地形分佈、地表反照率、傳導率、水汽含量、雲量、風速、長短波輻射量均有極大相關性。在本研究中參考台電在鹽寮所設氣象塔之逐時氣象資料求 Q 值。其估計辦法參考柯與吳 (1987) 之一維風場模式流程；即由兩層風速、溫度求得之 Monin-Obukhov 尺度 L 及 U_* ，利用 $Q = T U_*^3 / (g L / \rho \cdot C_p)$ 得到 Q 值。而 Q 值乃是由雲量、長短波輻射強度及大氣溫垂直分佈等氣候條件決定之參數，對時間之變量較為敏感，但若地點相近則差異很小，故以鐵塔氣象站資料所推估之 Q 值代表各站之可感熱值，再決定各站穩定度，應為合理假設。

蔡等 (1986) 曾根據板橋探空配合鹽寮地表觀測，估計出混合層高度，並按各季月完成統計。本文則參考 Hsu (1979) 得出之海陸邊界層厚度差異，

$$\Delta H_{sea} = \Delta H_{land} - 123 (T_{land} - T_{sea}) \quad (14)$$

即依海陸溫差估計海面邊界層厚度，一般個案亦顯示海面上邊界層厚度對日夜變化較不敏感 (Hsu, 1981)。雖然如此，Hsu 的結果以美國佛羅里達州西岸 (約 $34^\circ N$) 所獲得之經驗式，是否能推廣到鹽寮地區，還需要更多海面邊界層的觀測才能確定。有關整個三維風場建立之流程見附錄 (I)。

總結之，本文綜合柯、吳 (1987) 的垂直結構，Sasaki (1958) 變分法對複雜地形的處理，以及 Hsu (1981) 對海陸風估計，希望能以最少資料，導出鹽寮地區三度空間的風場分佈。

三、結果分析

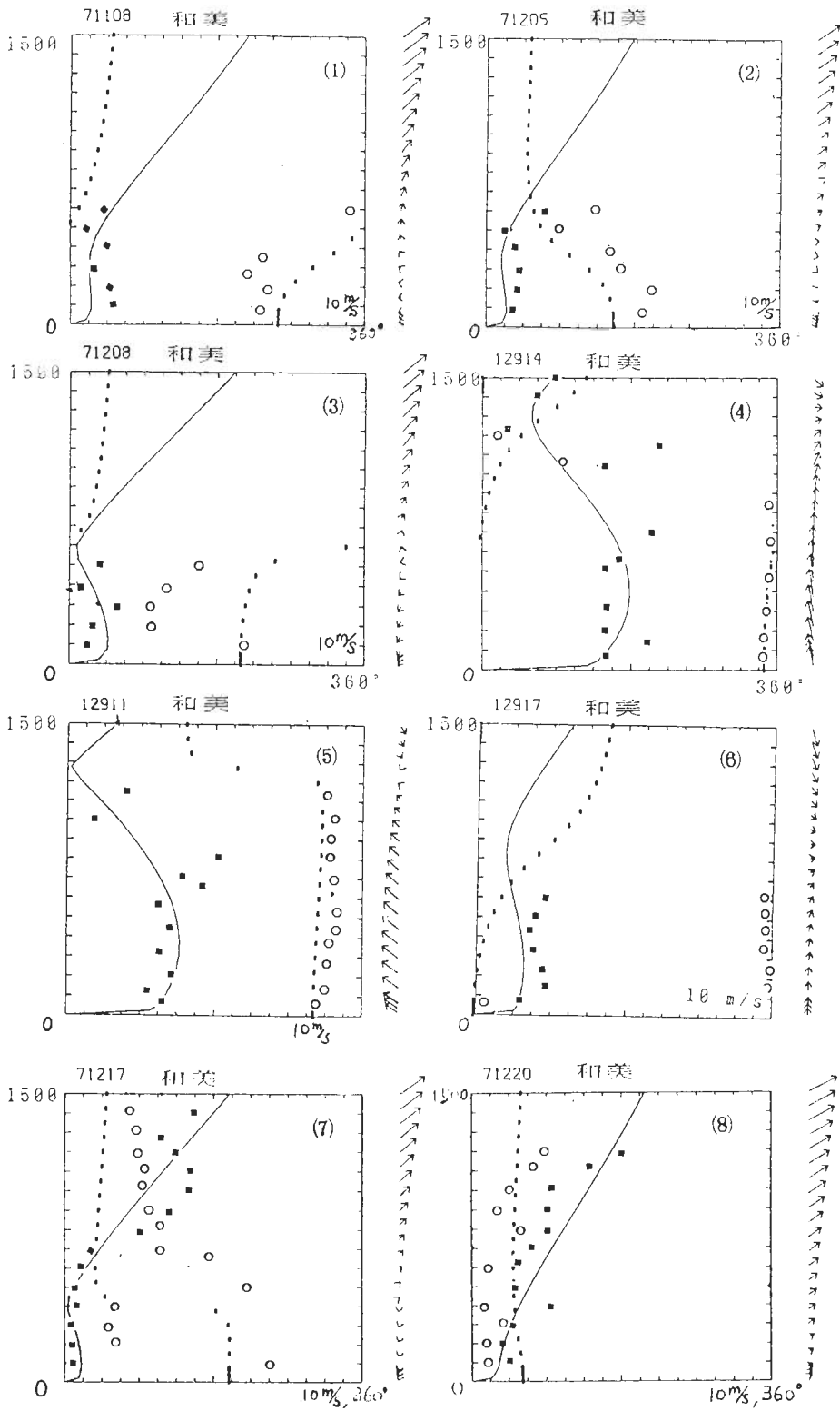
在夏季期間，台灣受太平洋高壓影響，天氣晴朗炎熱，大範圍地面吹西南風。在冬季則受東北季風影響多雲雨，而鹽寮區地形複雜多山，其氣流走

向因受海陸風及地形阻擋日夜差異較大，本文根據觀測網每個時間步驟及每個測站的觀測結果作詳細分析，並和模式結果作比較，由此，我們可以探討該區中小尺度現象，而且，瞭解影響邊界層可能的物理機制，以作為預報模式初始化的依據。在 74 及 75 年冬夏兩季密集觀測時間內設有 6 個汽球探空測站，每隔 3 小時觀測得到 192 個個案，為了避免人為觀測誤差及特殊天氣系統影響 (如雲雨)，我們以資料的穩定性及資料是否齊全 (具空間或時間記錄上的連續性) 作為個案討論取捨標準。(圖四之 1 至圖四之 30) 為一維風場模式模擬與汽球探空風速垂直分佈結果之比較，就時間上言，模式對於發生在日間具有海風環流特徵的邊界層風場垂直分佈結構，表現甚為出色，晚上的個案資料顯示近地層有明顯陸風，因熱力穩定加強，晚間風切較白天風切大，白天則紊流垂直混合較強，低邊界層風速也較小，模式和實際資料均掌握這種日夜穩定度變化特徵。

模式之準確度和地面風向有極大相關性，來自西方或西南方風向觀測亂度較大，地形為主要因素。故夜間有陸風情形模擬效果不及日間，就單站而言，媽岡站緊鄰隆隆山，該站南北風分量大於東西風分量。在最低層觀測有很大的南來氣流，平均達 6 m/s ，說明沿岸盛行強大的地形繞流現象遠大於海陸風環流現象。

邊界層頂受自由大氣控制，但在此高度上觀測網資料並不齊全，且觀測網內，各測站空間的一致性也不好，數據穩定性亦不如低邊界層，可見得理念上的邊界層實際上並未完全包括山脈的影響，亦即我們低估了自由大氣的高度，1.5 公里以上大氣仍然受到東北部險峻地形控制。故模式和觀測結果之比較以低邊界層數據為代表。

圖五為東西風分量的風場垂直分佈之日夜變化，以澎佳嶼地面資料和板橋探空代表不受地形影響的大範圍風場，從區域現象中過濾，可看出更強烈的海陸風現象，海風平均可達 12 m/s ，非常接近一般海陸風環流數值解 (例如 Pielke et al.,



(續下頁)

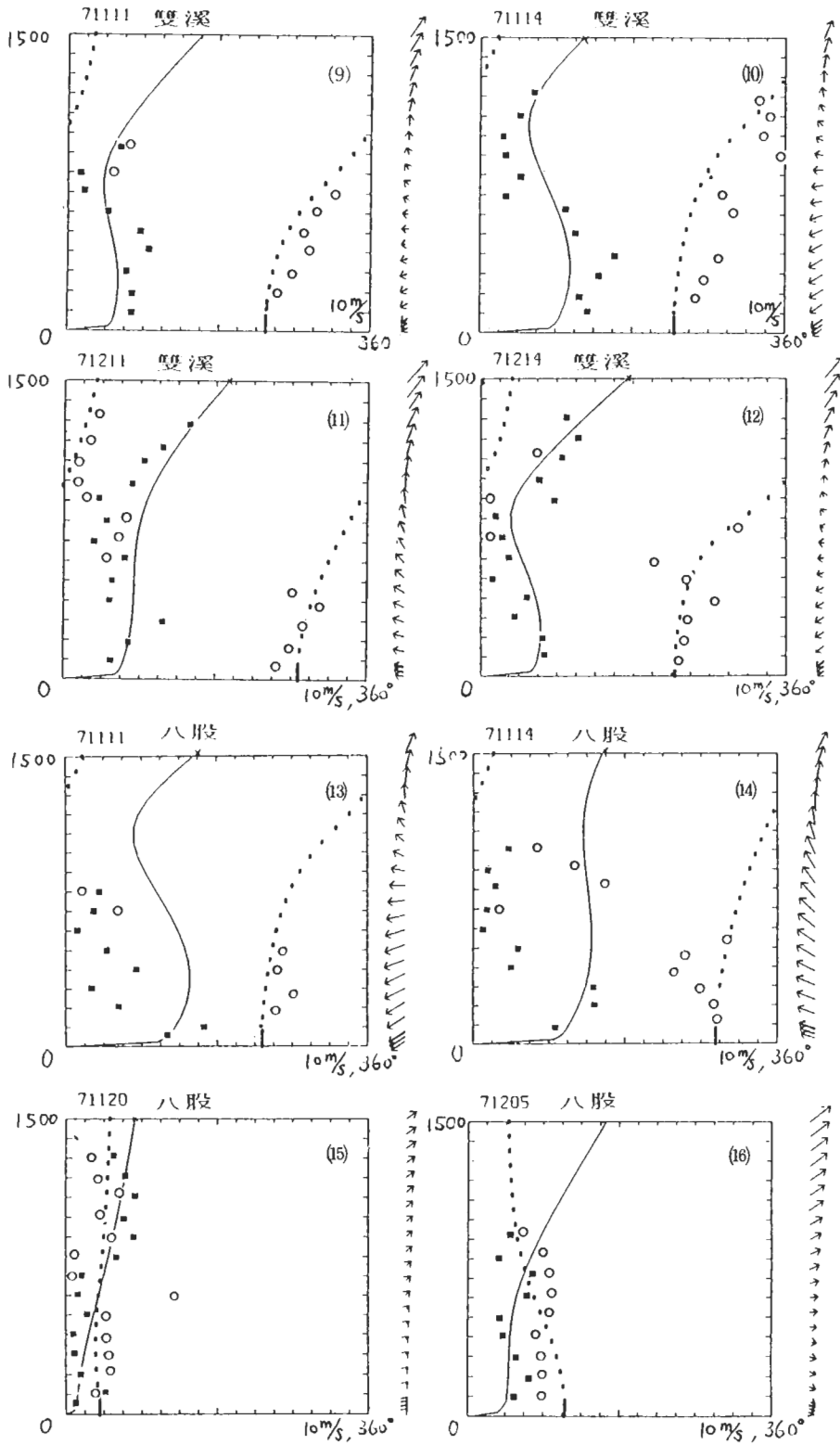


圖 4 (續)

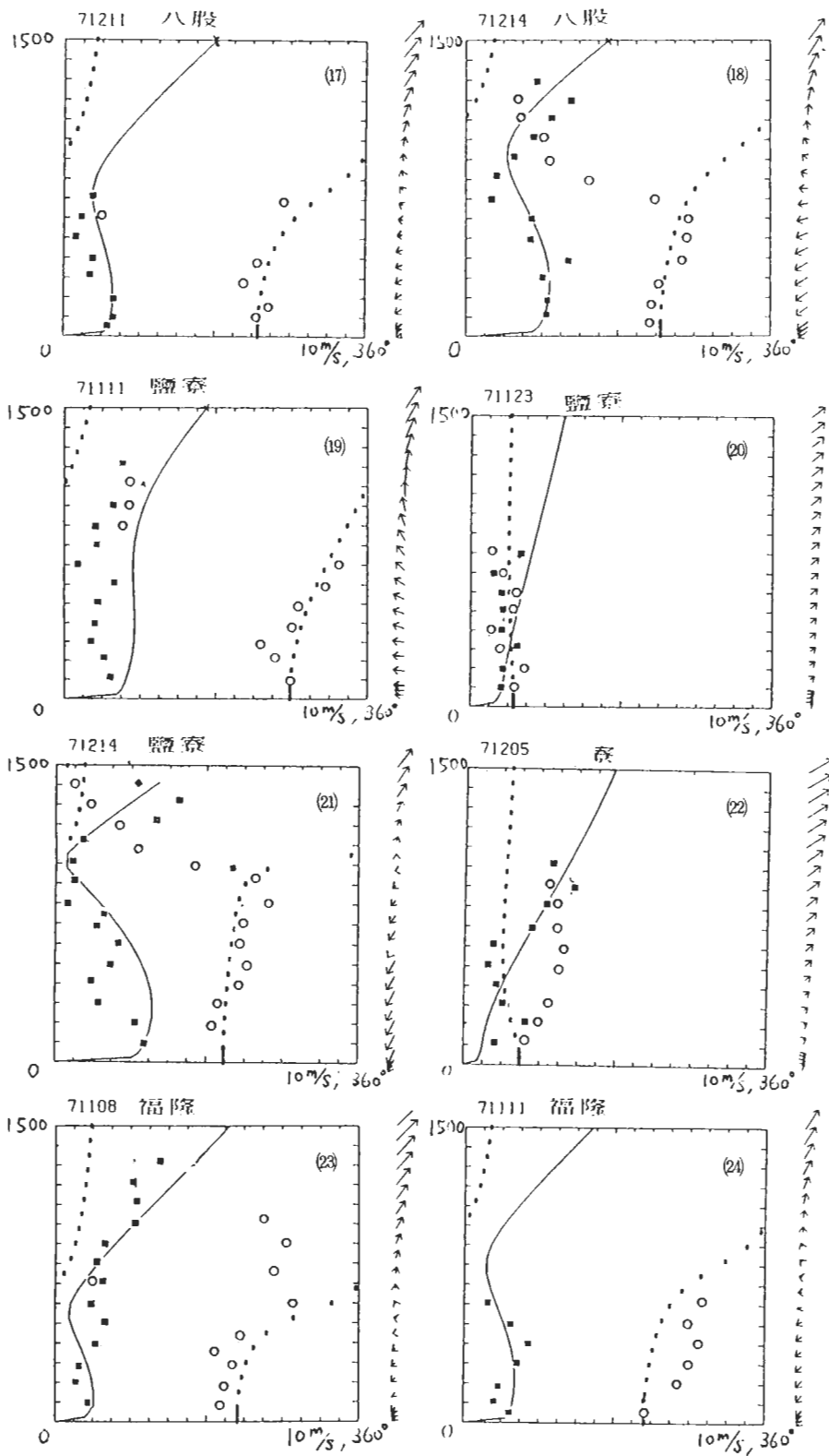


圖 4 (續)

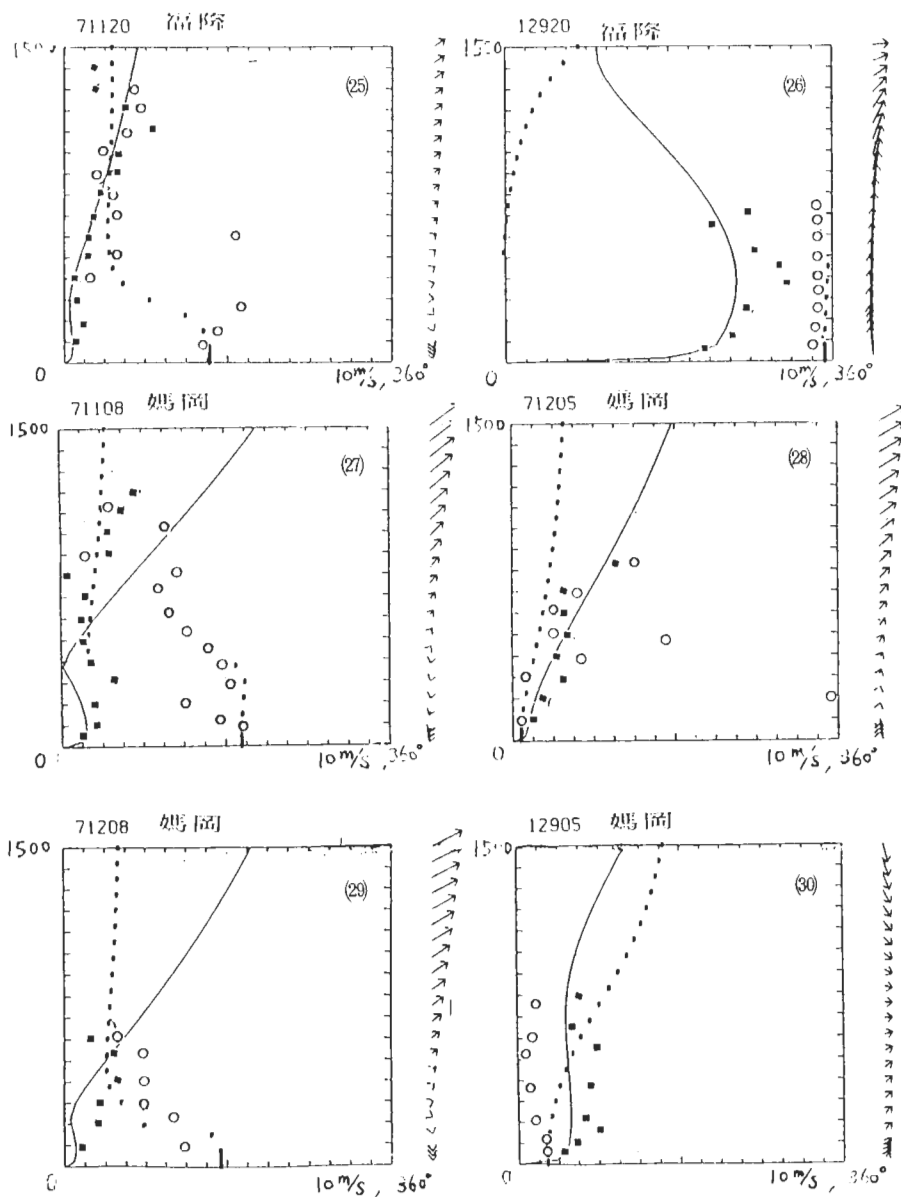


圖 4 ~ 1 - 圖 4 ~ 30 : 由 74 年 7 月 及 75 年 元 月 密 集 觀 測 個 案 觀 測 資 料 和 一 維 風 場 模 式 模 擬 估 計 風 速 垂 直 分 佈 結 果 比 較

圖 X 軸 代 表 風 速 單 位 m/sec 範 圍 0 ~ 16 m/s
 代 表 風 向 單 位 ° (deg) 範 圍 0° ~ 360°
 Y 軸 代 表 高 度 單 位 m 範 圍 0 ~ 1500 m

實 黑 線 為 模 式 風 速 之 模 擬 結 果, 「■」代 表 觀 測 風 速 值。「●」符 號 為 模 式 風 向 角 度 模 擬 結 果, 「○」為 觀 測 角 度。

左 上 方 5 個 數 目 字 分 別 代 表 個 案 的 「月」、「日」、「時」。圖 之 中 央 上 方 數 目 代 表 測 站 號 碼, 圖 之 右 方 則 表 一 維 模 式 風 速 垂 直 分 佈 內 插 結 果、其 中 正 北 方 設 為 0°。

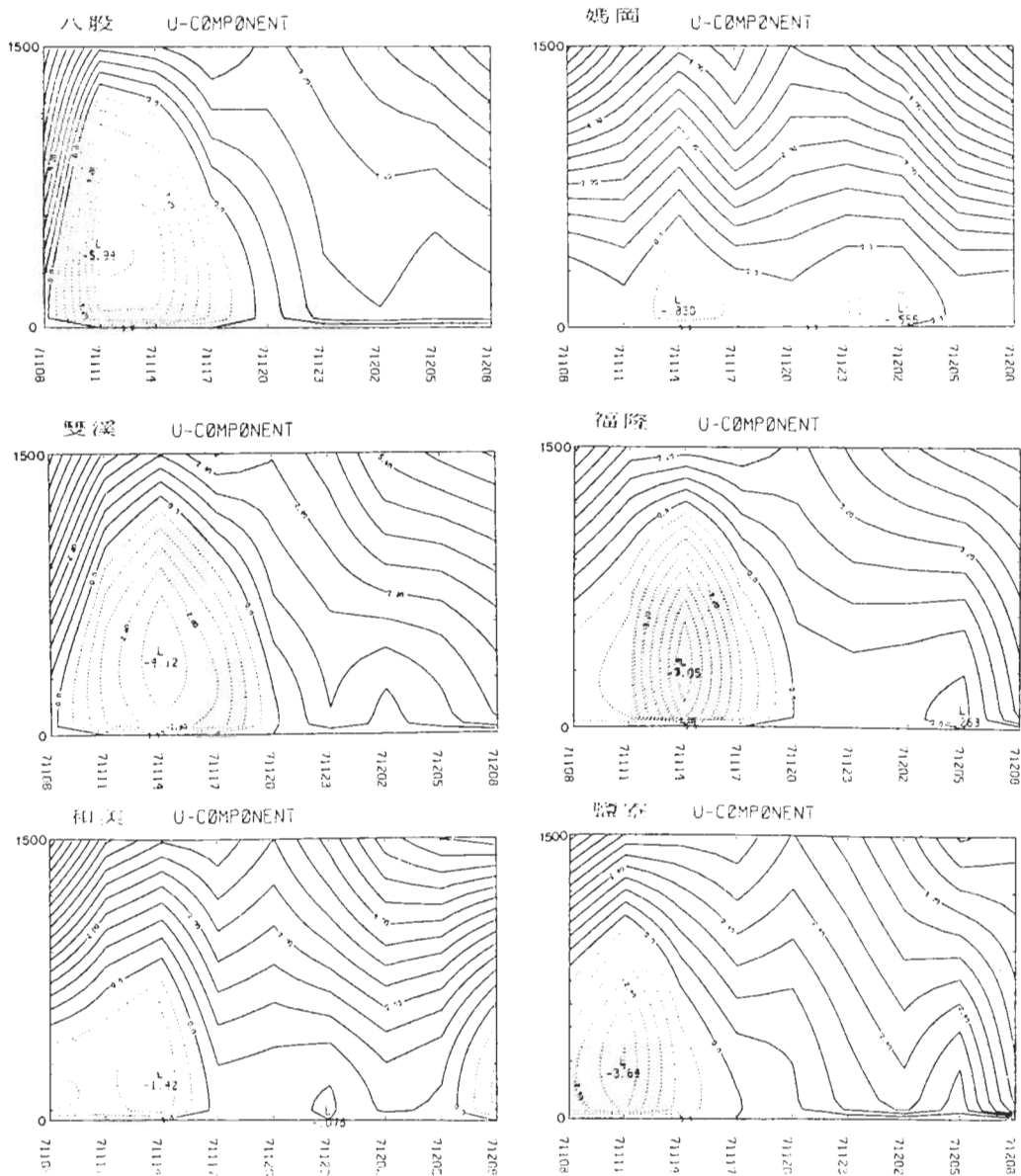


圖 5 各站風速 u 分量隨時間之變化；縱座標為高度 (0- 1500 公尺) 橫座標為時間 (7 月 11 日 0800 LST 至 7 月 12 日 0800 LST) 。

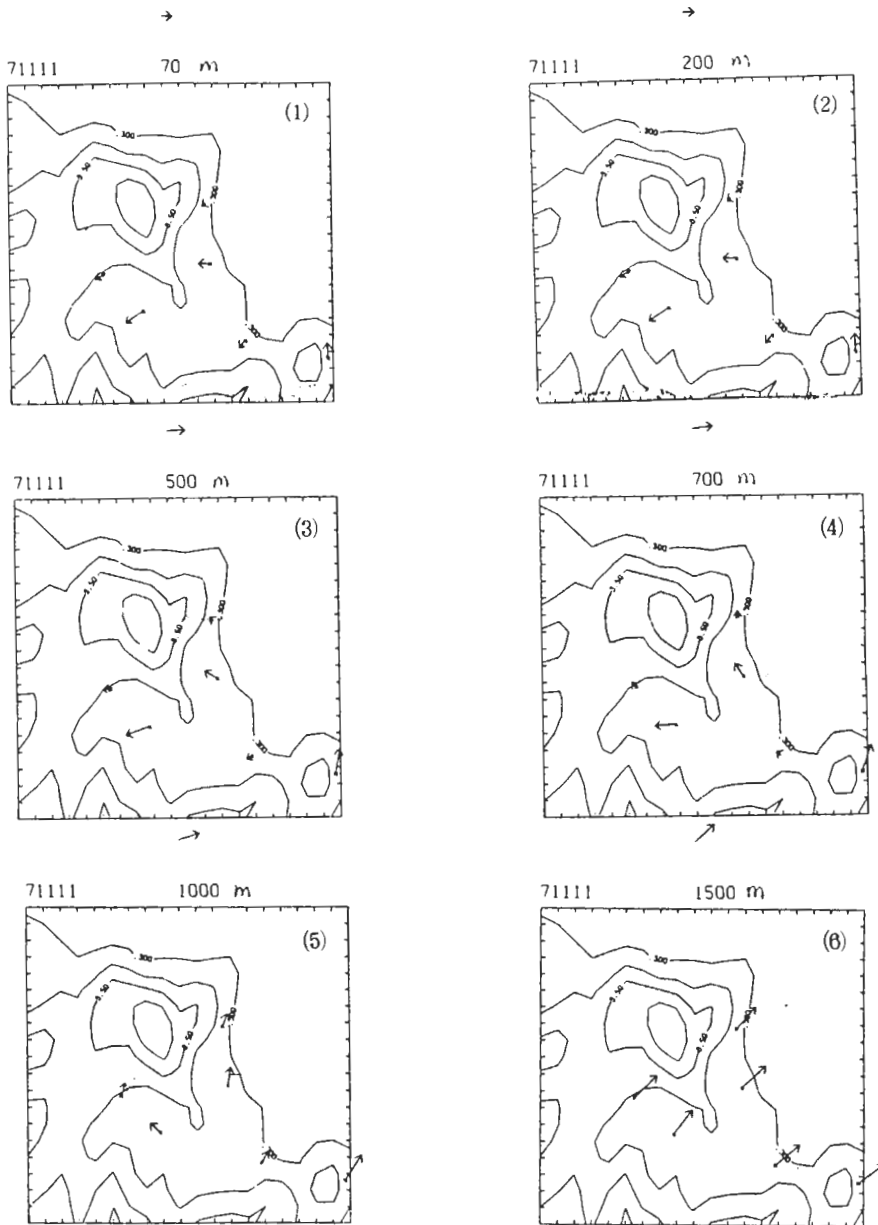


圖 6-1 - 圖 6-6 為簡略式地形及觀測網資料在特定高度平面的分佈情形：以 7 月 11 日 11 時為說明個案，高度平面依次為 70 m、200 m、500 m、700 m、1000 m 及 1500 m，在各圖上方之箭頭為大範圍風速、風向（板橋測站觀測值）以用於和區域風場作比較。

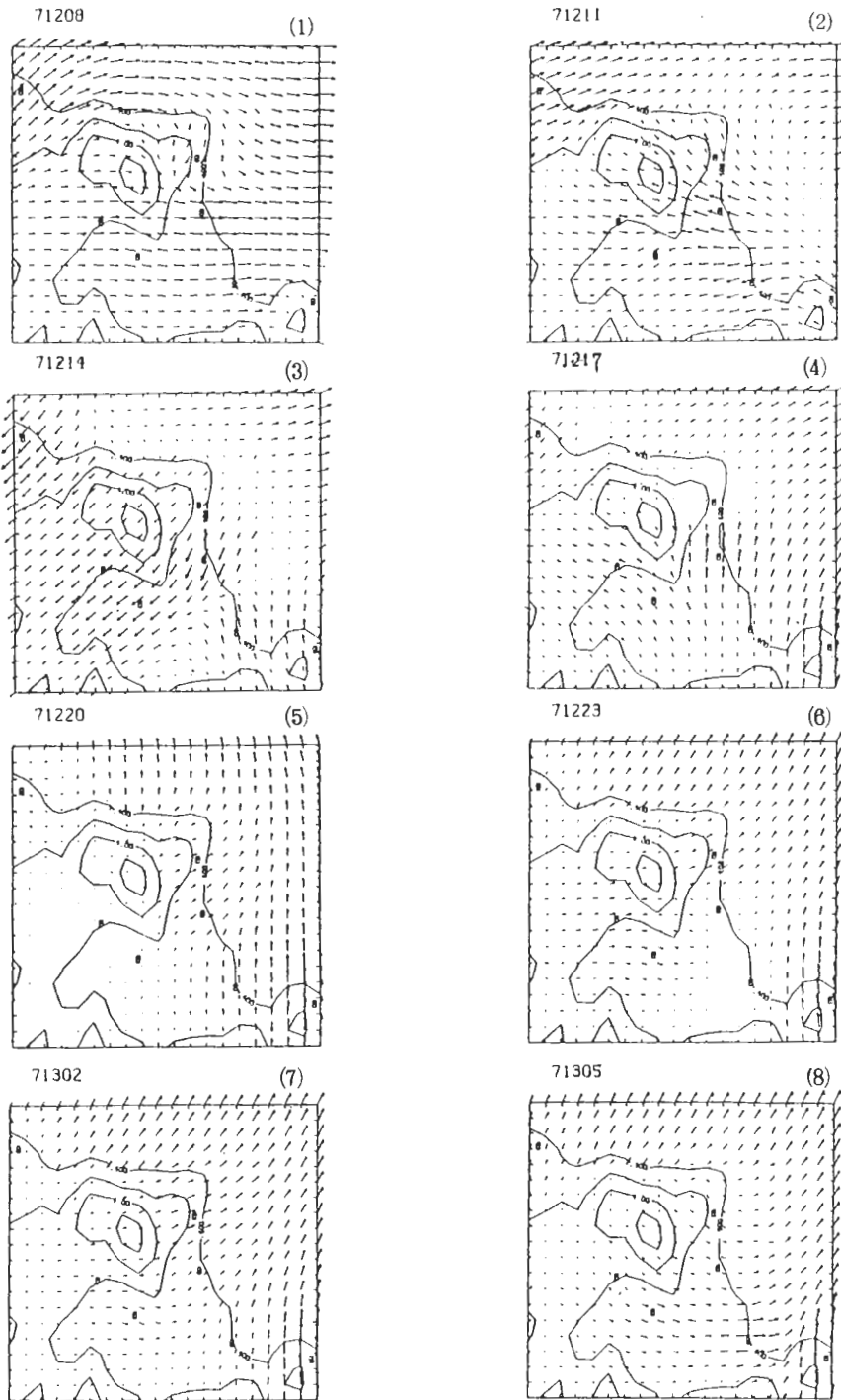
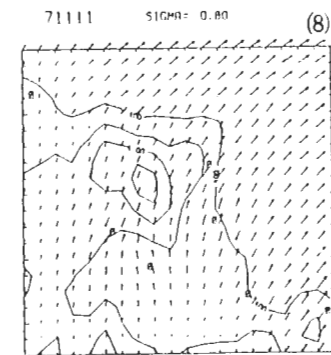
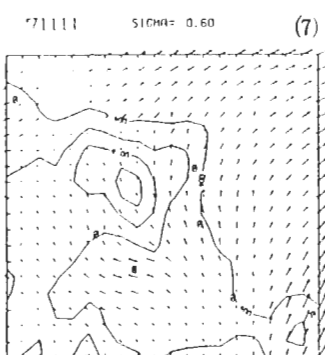
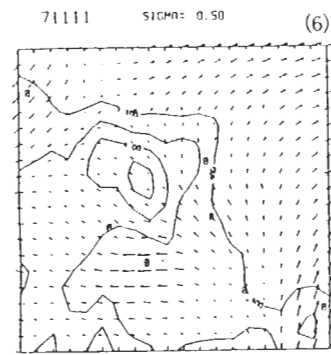
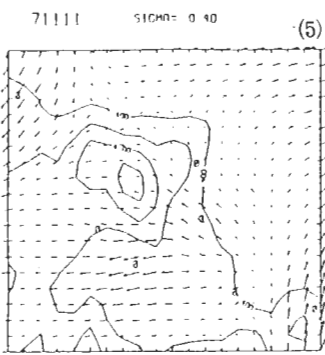
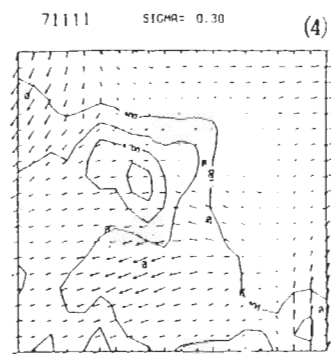
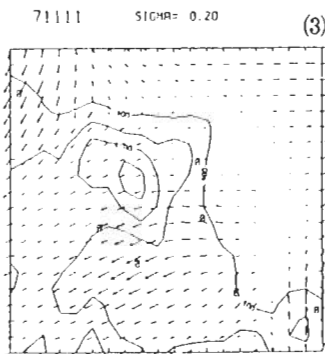
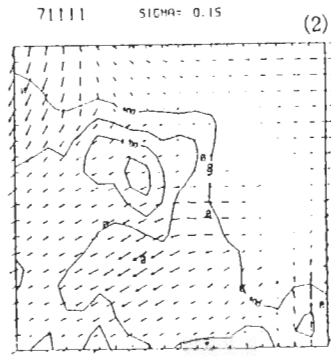
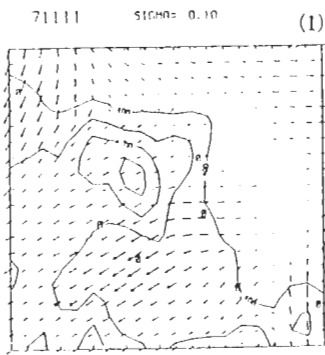


圖 7~1—圖 7~8 為模式地形及離地面 50m 高度平面之內插風場，由 7 月 12 日 8 時至 7 月 13 日上午 5 時，每個時間步驟 (time step) (每隔 3 小時) 的風場平面分佈圖。



(續下頁)

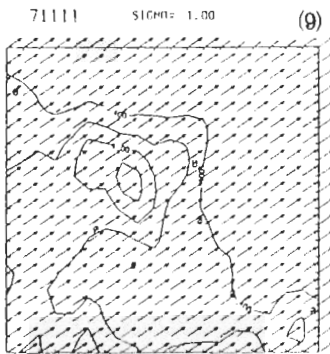


圖 8 ~ 1 - 圖 8 ~ 9 : 為模式地形及等 δ 面的內插風場結果, 依序由 $\delta = 0.1$ ~ $\delta = 1$, 以 7 月 11 日 11 時為說明個案。

1983, Sun and Orlanski, 1981)。鹽寮區東面海岸大致平直且呈南北走向, 綿延十數公里, 觀測網顯示有強烈海陸風環流, 在夏季裡, 除了媽岡站外, 各站均顯示白天有很強的東風發生在邊界層, 最大強度約在 400 m 至 500 m 高度, 晚間則有較小的西風。可能因背山且摩擦較大, 理論上來講陸風發展位置較低, 機制強度也弱, 故陸風現象較不明顯。海風環流就時間及空間性質而言相當穩定, 約在高度為 1000 m 處為迴流發生最高高度, 而早上五點至早上八點為東西風向迴轉時刻, 變化明顯且急促, 傍晚下午五點以後則緩慢轉為西風。就測站言, 以濱海的福隆站有最大的平均海風分量, 而八股、雙溪雖位處內陸各 4 公里、6 公里之河谷處, 依然有強烈海陸風現象或顯示地形引導作用加強迴流, 而濱海和美站西面有標高 600 m 的燦光寮山, 海風強度較小。一般而言, 位於平緩地形, 海風可以穿透內陸達 20~60 公里 (例: Johnson and O'Brien 1973), 赤道地區更可深入至 300 公里 (Wexler, 1946), 但台灣地表植物茂盛、日照加溫緩慢、腹地淺而且山形零亂, 所以海風雖然沿海濱強盛, 一旦進入內地即不彰顯, 很容易為渠道風掩蓋。圖六之 1 至圖六之 6 為模式地形及觀測網資料 (未作平面風場內插) 在不同高度之分佈情形 (以 7 月 11 日上午 11 時個案為說明): 由測站風場資料顯示海風環流、繞流以及複雜地形可能引起的阻擋及引導效應等氣流特徵。和大範圍風場有強烈對比。

圖七之 1 至圖七之 8 為海拔 50 m 高度平面之內插風場, 時間為 7 月 12 日早上 8 時至 7 月 13 日早上 5 時, 圖中顯示: 海面上氣流受大範圍地面風場影響較大, 且平均風速較陸面為強。和美及媽岡站附近風場結構, 顯示地形阻擋及繞山作用。當盛行風吹向山谷時, 位於內陸河谷的八股、雙溪站風速強盛, 為地形引導作用所致。

圖八之 1 至圖八之 9 為等 δ 面 ($\delta \equiv (Z - h) / (H_T - h)$, H_T 為模式頂高度) 之水平風場分佈。時間為 7 月 11 日上午 11 時。在 $\delta = 0.1$ 的高度上, 鹽寮區沿岸有強盛海風, 明顯得分成兩支。北支受燦光寮山阻擋而沿海岸吹上和美站; 南支則沿河谷吹向八股、雙溪一帶。 $\delta = 0.15$ 以上各層, 風速隨高度逐漸增強, 雖然大範圍吹西風, 因為地形及海風的影響, 沿岸大致吹東南風。

圖九之 1 至圖九之 8 為 $x - \delta$ 面剖面圖, 由 7 月 12 日早上 8 時至 7 月 13 日早上 5 時之個案。日出後 (上午 8 時) 海風在沿岸邊界層開始發展一個淺對流, 水平範圍小。11 時沿岸海風增強, 迴流發生的高度約在 $\delta = 0.6$ 。下午 2 時, 陸上已全部為海風所籠罩, 迴流高度發展至 $\delta = 0.8$ 。下午 5 時, 海風迴流高度降至 $\delta = 0.5$ 以下, 8 時以後, 海風轉變為陸風, 至凌晨 2 時, 陸風發展為最大強度。由於大範圍的西風影響, 沒有環流現象。

四、結論

海陸風環流如果考慮到邊界層效應很難得到清

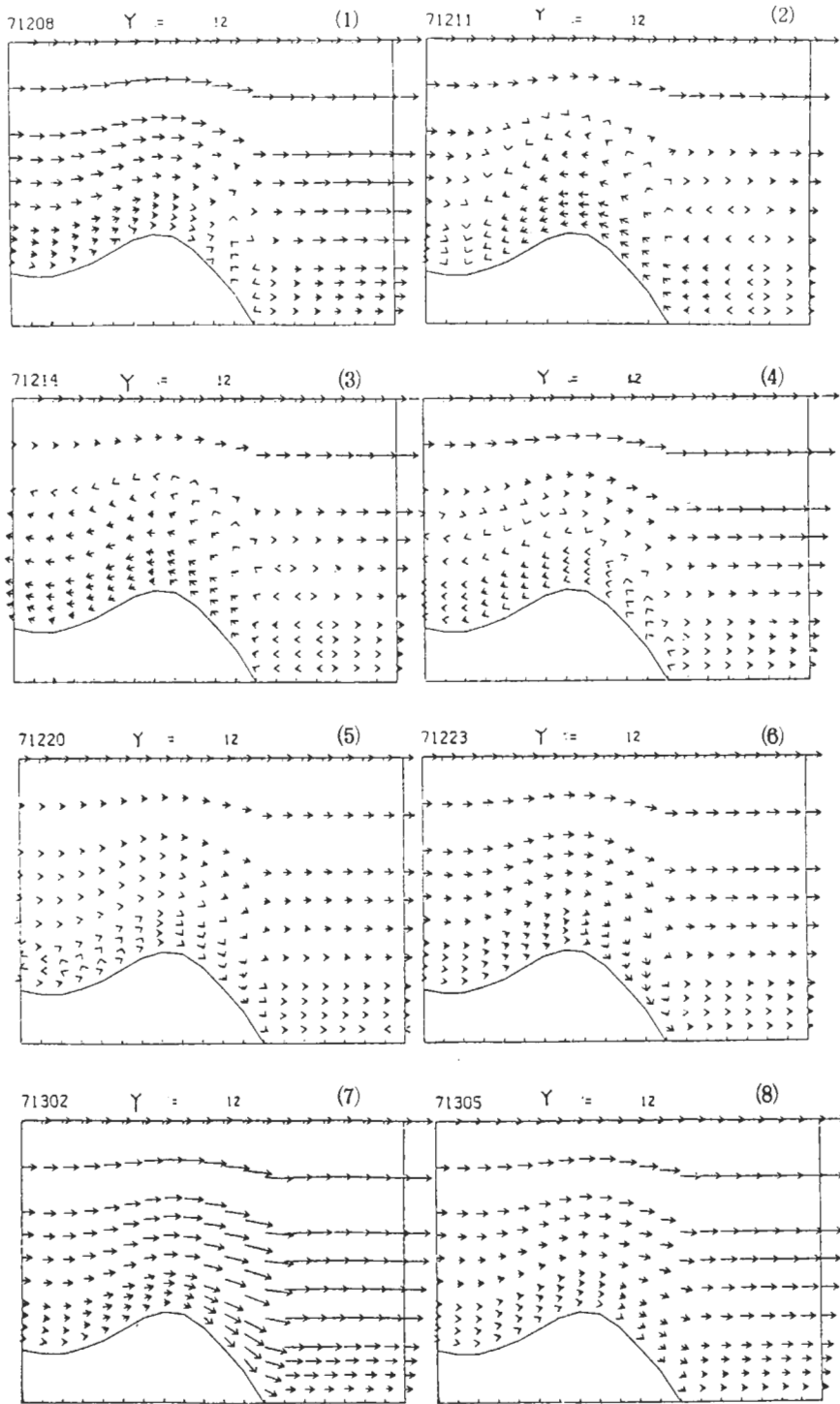


圖 9-1 - 圖 9-8 : 在複雜地形上 $u \sim \delta$ 三度空間之內插風場垂直剖面圖，其剖面軸如圖 11 所示。以 7 月 12 日早上八點至 7 月 13 日早上 5 點為個案說明。

晰的理論解釋，原因之一，在於溫度收支中加入紊流摩擦項，則式子並未能（與動量方程式比較）更為簡化。所以沿岸或垂直海岸線的水平渦度向量不能寫成簡單的橢圓（elliptical）方程式。如果加上地形，需要設定的邊界條件更形複雜，只有靠模式模擬方可得到量化的結果。

既然如此，海陸風或複雜地形現象常常很明顯，我們可以從有限的觀察中，儘力分析出一套內部完整（consistent）的資料，這裡所謂的完整性，係指符合一些已知的邊界層理論或物理定理（如地轉關係或質量守恆律）。藉助這些額外的資訊，補足觀察空白區，我們仍舊可以了解一些中尺度氣象的特徵。

從本文所完成個案分析統計中，複雜地形風場的邊界層現象、地形作用及海陸風環流等，在沿海地區的日夜變化明顯，故採取每3小時完成一次診斷分析。

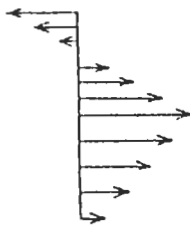


圖10 邊界層垂直分佈風場受海風迴流影響下之可能風切。

就低邊界層的風場垂直分佈觀測言，背風面及來自海面的風速均在一定高度出現極小值（見圖十），同時發生風向迴轉，一維風場模式對海風部分垂直內插效果非常良好，反之，對來自複雜地形的背風向模擬效果不好，證明類推理論（similarity theory）的物理假設接近平滑的邊界層效應，而背風迴流會破壞模式中K-theory的假設（見圖十一），即風切梯度受地形阻擋而不呈常數，因此對複雜地形風場作調整是非常重要的，除了用質量保守的變分法，反應網格地形外，可根據地形

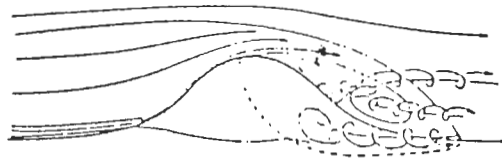


圖11 越山氣流受地形影響而生成紊流之可能情形。

結構，大氣穩定度及風速，風向來推測其將繞流或越山，可參考Busch et al. (1987) 的作法完成修正。

本文所強調的另一個重點是須處理網格點上本身之邊界特徵，即複雜地形須處理地表性質的差異性，尤其是沿岸區域之風場。在海陸輻射差異及不均勻地表粗糙度之影響下，邊界層的厚度有明顯時、空間差異（Sethu Raman, 1985），因之，我們下一步工作將詳細分析不均勻地表粗糙度、海面溫度設定等，對海陸環流的敏感度影響。一般而言，海面風速將比陸上風速為大，故較低層風場資料決不能僅作單純平面內插，在此我們可參考Hsu (1981) 的作法完成網格客觀分析，但區域性特徵還需要靠更多的觀測資料才能掌握。關於紊流垂直混合擴散之作用在邊界層頂將受到抑制，而邊界層厚度對熱力穩定度相當敏感且日夜變化非常大，故欲發展一複雜地形的風場預報模式，須用一維邊界層成長模式預報混合層高度，如此則模式中要加進輻射或甚至水汽（層雲）等過程。本文所建立之模式屬於診斷模式，有關預報模式之探討現正在進行中。

總之，複雜地形風場有環流、繞流以及摩擦所引起的紊流等邊界層現象，各有其不同物理機制及尺度特徵，除了機械作用，在地表性質不均勻的區域，輻射、水汽皆為造成熱力場差異的重要因素。現階段工作中，大致利用納瓦史得克方程（Navier-Stokes eq.）以及質量保守約束下的變分法診斷風場三度空間結構，在有限的觀測資料中完成三度空間網格最佳化（optimized）內插風場

。由此希望能發展出一具複雜地形沿海岸中尺度的預報模式，本文除診斷功能外，將可提供進一步預報模式的初始場。

誌謝

本文在原子能委員會77年度研究發展計畫之支援下完成。

符號說明

- C_D : 地表面阻力係數
- C_P : 單位質量乾空氣之等壓熱容 $\sim 1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ \text{ K}^{-1}$
- d_m : 為網格點至某測站之水平距離
- \bar{d} : 峰和峰之間的平均距離
- f : 柯氏參數 $2 \Omega \sin \Phi$
- Φ : 緯度
- $\bar{\Delta h}$: 網格區域內峰谷之平均高度
- $H(x, y)$: 邊界層海拔高度
- $\Delta H(x, y)$: 邊界層厚度
- h : 地形高度
- K : 紊流擴散係數 (eddy diffusivity coefficient)
- k_a : 文卡曼常數 (Von Karman const.) ~ 0.4
- k' : 內插權重之影響半徑
- g : 重力加速度 9.8 m/s^2
- L : 莫寧——歐布荷夫長度 (Monin-Obukhov length)
- P : 氣壓 (nt/m^2)
- P_s : 地面氣壓
- T : 絕對溫度
- U : 內插後之網格風場
- U_m : 網格點上的風場觀測值
- U_0 : 網格點上初始風場估計值
- U_x : 地轉風的 X 方向分量

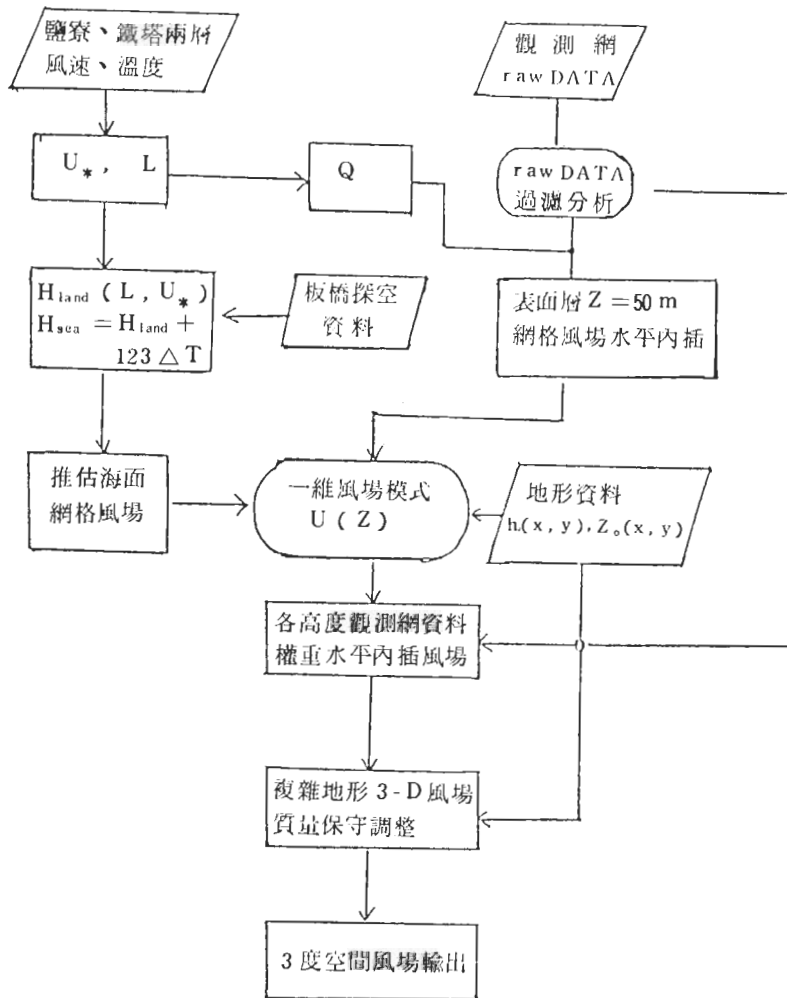
- U_* : 摩擦速度
- W : 垂直速度
- Z : 距離海平面之高度
- Z_s : 表面層高度
- Z_0 : 地表粗糙長度
- θ : 位溫
- θ_* : 莫寧——歐布荷夫長度之位溫參數
- ρ : 海平面的空氣密度 = 1.23 Kg/m^3
- δ : 地形座標系統之縱座標
- Φ_m : 無因次風切函數
- Φ_H : 無因次垂直溫度梯度
- ϕ_m : Φ_m 之垂直積分
- Q : 可感熱通量
- Q_0 : 地表可感熱通量
- γ : 垂直降溫率
- γ_d : 乾絕熱降溫率
- $Z_{0, sea}$: 海面粗糙長度
- $Z_{0, land}$: 陸面粗糙長度

附錄 (I)

- (1)資料處理及輸入
 1. 鹽寮氣象塔兩層風速、溫度資料及海溫資料。
 2. 密集觀測網之風場資料 (各測站風速垂直分佈觀測)，此原始資料需經過濾分析。
 3. 模式網格地形高度資料讀入。
 4. 板橋探空資料 (每日 2 次) 提供邊界層厚度及地轉風等上邊界條件之資料。
- (2)邊界層各項參數估計
 1. 根據相似類推理論，可由兩層資料估算 U_* ， L 等大氣熱力穩定度相關係數，並可推估 Q 值。在模式中 Q 值為時間變數。
 2. 由於板橋僅有每日 2 次探空觀測，故邊界層厚度必須由 U_* ， L 等參數估計如：

$$H \sim 0.2 (U_* / f) \text{ (中性) ,}$$

$$H = ([2 \int_{t_0}^t Q dt / C_P \cdot \rho (\gamma_d - \gamma)]^{1/2}) \text{ (熱力不穩定) ,}$$



$$H = a (U_* / f) L \text{ (穩定大氣)}$$

代表陸地邊界層厚度，此外海面邊界層厚度乃根據海陸溫差資料求出如(4)式所示。

3. 表面層高度風場作平面內插，其中海面上初始風場必須根據(2)式求出以建立網格單層風場資料。在此須輸入地形資料，以分析網格粗糙度分佈差異。
4. 由各網格之 U, Q, L, Z 等已建立資料代入一維風場模式求得網格點上各高度風場分佈。然後再將各高度之風場資料權重內插。在此階段可顯現出海陸風繞山等現象。
5. 以質量調整為原理，含入地形資料作為變分

析，以調整三度空間風場。

附錄(II) 變分分析

其基本方法是以內插後的風場為初始估計值，期以最小的調整量，令整個模式內的三維風場能滿足流體連續方程。

令 $U_0 = (U_0, V_0, W_0)$ 為初始內插之風場，但是其經常無法滿足，三維風場非輻散的物理要求。即：

$$\frac{\partial U_0}{\partial x} + \frac{\partial V_0}{\partial y} + \frac{\partial W_0}{\partial z} \neq 0$$

依據 Sasaki (1958) 提出之變分法，我們可設

計一變分函數，並採用 δ —地形坐標，處理下邊界的地形問題，以變分分析原理進行地形影響風場的分析模式。以連續方程為強束縛條件，所設計出來的變分函數為：

$$E(U, V, W, \lambda) = \int_V [\alpha_1^2 (U - U_0)^2 + \alpha_1^2 (V - V_0)^2 + \alpha_2^2 (W - W_0)^2 + \lambda (\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z})] dx dy dz \tag{a}$$

U, V, W : 為經調整之網格風場

λ : 為拉格蘭基乘數 (Lagrange multiplier)

α_1, α_2 : 為風速權重因子，可取為 1/2 為適當處理下邊界地形問題，可設：

$$\delta = \frac{Z - h(x, y)}{H_T - h(x, y)} \tag{b}$$

$h(x, y)$: 為地形高度

Z : 為離海平面高度

H_T : 為模式邊界層頂高度

$$\therefore W^* = \frac{d\delta}{dt} = \frac{1}{H_T - h} [W - (1 - \delta)V \cdot \nabla h] \tag{c}$$

對(a)式作 δ 坐標轉換，得到：

$$E(U, V, \delta, \lambda) = \int_V [\alpha_1 (U - U_0)^2 + \alpha_1 (V - V_0)^2 + \alpha^2 (\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W^*}{\partial \delta} - \frac{1}{H_T - h} (U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y}))] dx dy d\delta \tag{d}$$

為滿足函數 E 有最小值，則上式須滿足下列各式：

並取 $\alpha_1 = 1/2 \quad \alpha_2 = 1$

$$\frac{\partial \lambda}{\partial x} = U - U_0 - \frac{\lambda}{H_T - h} \frac{\partial h}{\partial x} \tag{e}$$

$$\frac{\partial \lambda}{\partial y} = V - V_0 - \frac{\lambda}{H_T - h} \frac{\partial h}{\partial y} \tag{f}$$

$$\frac{\partial \lambda}{\partial \delta} = 0 \tag{g}$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W^*}{\partial \delta} = \frac{1}{H_T - h} (U \times \frac{\partial h}{\partial x} + V \times \frac{\partial h}{\partial y}) \tag{h}$$

以上四式含有 U, V, λ, W^* 四個未知數，故可化為一拉格蘭基方程：(消去 u, v ，並且積分)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + (\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}) \frac{\lambda}{H_T - h} \\ & = - \int_0^1 (\frac{\partial U_0}{\partial x} + \frac{\partial V_0}{\partial y}) d\delta + \frac{1}{H_T - h} \int_0^1 (U_0 \frac{\partial h}{\partial x} + V_0 \frac{\partial h}{\partial y}) d\delta \end{aligned} \tag{i}$$

而 λ 可用緩和法求出。 λ 即為拉格蘭基乘數 (Lagrangemultiple factor)。 (i) 式即為荷姆候茲方程 (Hemholtzs equation)。

邊界條件：

λ 之物理意義：其微分值即速度調整量。若 λ 設為 0，則表示允許空氣通量不為零，因此須用下列邊界條件：

(a) : 下邊界條件： $\delta = 0, W = 0$

上邊界條件： $\delta = 1, W = 0$ 。因假設邊界層頂不受地表不均的影響，或可根據相關的大氣穩定度給一合理的估計值 (Goodin et al ,

1979)。

(b)：側邊界： λ 設為 0，顯示(e)(f)式必有調整量，因此側邊界允許氣流有質量交換，稱為「自由開放邊界」。

將此代回(e)(f)式即可求得反應地形結構之三維風場。

參考文獻

- 柯文雄、吳昭仁，1987：複雜地形風場之模式～鹽寮地區之研究。大氣科學，第十五期，第二號，261-277。
- 余燦旺，1980：類推適用理論應用在大氣邊界層的數值模型及資料分析，紀念馮融華博士氣象評介論文集，132-143。
- 蔡清彥、林和、柯文雄、周仲島，1986：台灣北部核能電廠附近氣象條件研究。國立台灣大學大氣科學系研究報告 NTU / ATM-1986-04。
- Bergstrom, J., 1986: A simplified boundary layer wind model for practical application. *J. Appl. Meteor.*, 25, 813-824.
- Busch, N.E., S.E. Gryning, N.O. Jensen and I. Troen, 1987: Turbulence and diffusion over inhomogeneous terrain. *Bound. Layer Meteor.*, 41, 173-202.
- Cats, G.J., 1980: Analysis of surface wind and its gradient in a meso scale wind observation network. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1100-1108.
- Dickerson, M.J., 1978: MASCON—A mass consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 17, 241-253.
- Goodin, W.R. and G.J. Maraie, and J.H. Seinfeld, 1979: An objective analysis technique for constructing. Three dimensional urban-scale wind fields. *J. Appl. Meteor.*, 19, 98-108.
- Hsu, S.A., 1979: An operational forecasting model for the variation of mean maximum mixing heights across the coastal zone. *Bound. Layer Meteor.*, 16, 93-98.
- Hsu, S.A., 1981: Models for estimating offshore winds from onshore meteorological measurements. *Bound. Layer Meteor.*, 20, 341-351.
- Johnson, A., Jr. and O'Brien, J.J., 1973: A study of an Oregon sea breeze event. *J. Appl. Met.*, 13, 1267-1283.
- Kao, S.K., 1981: An analytical solution for three dimensional stationary flows in the atmospheric boundary layer over terrain. *J. Appl. Meteor.*, 20, 386-390.
- McEwen, J.N., Danard, M. B., and Davidson, G. A., 1981: Variationally adjusted surface winds. *Bound. Layer Meteor.*, 20, 473-483.
- Pielke, R.A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- , 1975: Representation of the heated planetary boundary layer in Mesoscale models with coarse vertical resolution. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2288-2308.
- , McNider R.T., Segal M., and Mahrer Y., 1983: The use of a mesoscale numerical model for evaluations of pollutant transport and diffusion in coastal regions and over irregular terrain. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 64, 243-249.
- Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Japan*, 36, 77-88.
- SethuRaman, S. and M. Stunder, 1985: A comparative evaluation of the coastal internal boundary-layer height equations. *Bound. Layer Meteor.*, 32, 177-204.
- Sherman, C.A., 1977: A mass-consistent model for wind fields over complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 17, 312-319.
- Smith, F.B. and D.J. Carson, 1977: Some thoughts on the specification of the boundary-layer relevant to numerical modelling. *Bound. Layer Meteor.*, 12, 307-330.
- Sun, W.-Y., and Orlanski, I., 1981a: Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability analysis. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1675-1693.
- Wexler, R., 1946: Theory and observations of land and sea breezes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 27, 272-287.

THREE-DIMENSIONAL MODEL FOR WIND FLOW OVER COMPLEX TERRAIN
—STUDY OF LAND-SEA BREEZE IN YEN-LIAW REGION

*LinHo, Wen-Shung Kau
Chau-Zen Wu*

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received September 12 1988; in final form May 30 1989)

ABSTRACT

This study is to construct a diagnostic model for three-dimensional wind fields over complex terrain, in order to analyze the land-sea breeze circulation in Yen-Liaw region.

Firstly we use a one-dimension model (referring to Bergstrom 1986), to simulate the cases during an intensive observational period in summer 1985 and winter 1986. The results agree well. Then the next step is to interpolate the vertical structure in each station into the three-dimensional space. The procedure has been done through variational analysis under mass-conservation constraint. The meso-scale circulation, i.e. land-sea breeze and mountain wind become outstanding. The analyzed data will be displayed in such a way which is consistent with known boundary theories, yet the method itself can still be improved by enhancing local features with the "tuning" of some physical parameters. It is hoped that this prototype diagnostic method can lead to detailed analysis of meso-scale phenomena.

Keywords: Model for wind flow over complex terrain, three-dimension, land-sea breeze.