

臺灣南端地區局部環流之研究

蔡清彥 童雅卿

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國七十六年一月十日收稿；七十六年二月二十三日定稿)

摘 要

台灣南部地區，地形起伏，三面環海，低層氣流深受地理環境的影響，為了解南部地區局部環流的情形，本研究利用測風經緯儀追蹤氣流之方式，觀測台灣南端地區之局部環流特性。研究結果顯示，夏季與冬季恆春半島一般受大範圍繞山氣流影響為主。在夏季白天大範圍盛行風較弱時，則受海風影響，有氣流輻合之現象出現。而春、秋季局部環流則兼具夏、冬季局部環流之特性。秋季海風效應較夏季明顯，且白天大範圍風場較弱時，會在核三廠、恆春之間產生輻合。春季伴隨鋒面過境，則會在核三廠、墾丁公園以北地區造成輻合現象。

於地形複雜的地區，要了解低層風場結構，必須有密集的觀測網或完整的數值模式來模擬局部環流，因此本研究同時建立兩種數值模式來模擬台灣南部地區局部環流。

(1)動力—內插模式：利用一層邊界層原始方程模式模擬出來之風場為估計值，將現有觀測資料利用客觀分析來修正估計場。

(2)風場調整模式：將動力—內插模式之模擬結果，加以調整使其輻散場為零，渦度場保持不變。

模擬結果顯示，動力—內插模式能模擬出較顯著之海陸風、繞山運動等效應，而調整風場模式所模擬的結果，於大範圍風場很強時，能顯示出大範圍風場的影響。

一、前言

台灣地處季風區，夏季受太平洋副熱帶高壓影響，盛行西南風或東南風，冬季則受亞洲大陸高壓影響，地面盛行東北風。台灣南部地區，上承中央山脈南端，下臨巴士海峽，地形起伏，山谷縱橫，局部環流深受此地理環境及海陸效應所左右。

蔡清彥、周根泉（1979）曾初步分析台灣北部地區之冬夏局部環流。周根泉、蔡清彥，周根泉、陳文燦（1980）又初步分析台灣北部地區之春秋

季局部環流，前述工作主要是根據現有測站資料做分析。蔡清彥、周根泉（1981、1982、1983）在陽明山區增建了風場測站並從事進一步觀測、分析與簡易數值模擬工作。發現台灣北部於夏季受太平洋副熱帶高壓影響盛行西南風之情形下，局部環流受局部地形影響甚大，於陽明山區易造成輻合氣流。而冬季台灣北部地區受東北季風影響，未有顯著之輻合、輻散場，環流日夜變化不大。春、秋季

曲面。

三、觀測風場的分析

(一)夏季風場之觀測與分析

夏季觀測乃從民國 72 年 7 月 6 日 14 LST 至 7 月 10 日 11 LST，共設墾丁、頭溝、滿州、北樹林等四個臨時測站，每站均以單經緯儀追蹤測風氣球的方法，觀測核能三廠附近之低層風場。每個測站均由四位工作人員負責操作，從事每三小時一次連續四天之密集觀測。

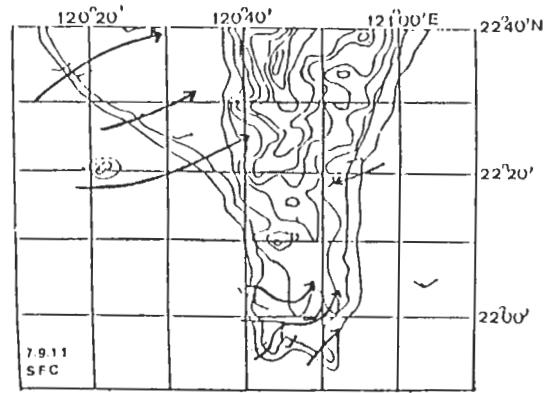
台灣地區夏季受太平洋副熱帶高壓影響，盛行西南風或東南風（以西南風為主）。茲以蘭嶼測站風場代表大範圍氣流，於觀測期間大範圍風場以西南風為主。但局部環流形式受大範圍繞山氣流及海陸風左右。因 24 小時個案變化複雜，故只取典型之白天、夜間的個案加以討論。

1. 日間風場分析

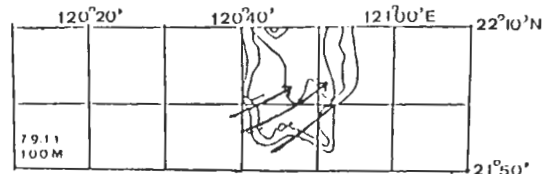
茲以 7 月 9 日 11 LST 觀測資料為代表，來討論夏季日間風場結構。圖 2a 至 2c 為 7 月 9 日 11 LST，地面及 100 公尺、900 公尺等高面之氣流圖。此時大範圍地面風吹較弱之西南西風（蘭嶼風向 248° ，風速 6.6m/sec ），圖 2a 為地面風場資料，一般而言，高屏沿海一帶測站受海風效應影響吹西風或西南風，台東、大武一帶則吹東北風。在恆春半島南端風場受大範圍繞山氣流及海風效應影響，西側恆春、頭溝各測站吹西風，南側安山、墾丁測站吹南風，而在滿州一帶有氣流輻合現象。圖 2b，2c 為離地 100 公尺及 900 公尺之風場。隨高度增加，風場受海陸風與地形導引之影響而逐漸變小，而受大範圍氣流左右，各測站以吹西南西風為主。

2. 夜間風場分析

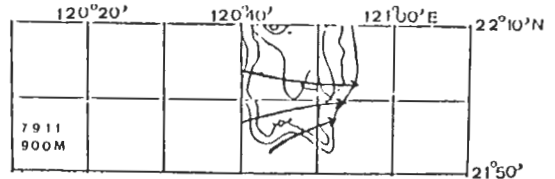
茲以 7 月 9 日 05 LST 觀測資料為代表，來討論夏季夜間風場結構，圖 3a 至 3c 為 7 月 9 日 05 LST 地面、500 公尺、900 公尺高度之風場和氣流圖。此時大範圍地面風場吹西南西風（蘭嶼風向 248° ，風速 5.5m/sec ）。圖 3a 為地面風



a 地面



b 100 公尺



c 900 公尺

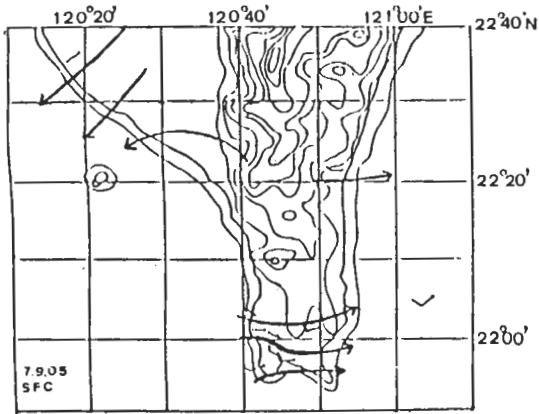
圖 2 1983 年 7 月 9 日 11 時各等高面風場資料與氣流圖

場資料，此時在高屏沿海受陸風效應影響，各測站吹東風，台東大武則吹西風，而在恆春半島南端陸風效應不明顯，環流受大範圍繞山氣流影響，各測站吹西風，圖 3b、3c 為 500 公尺、900 公尺等高面之風場資料，其環流型式受高層大範圍氣流影響，逐漸轉為吹西南西風。

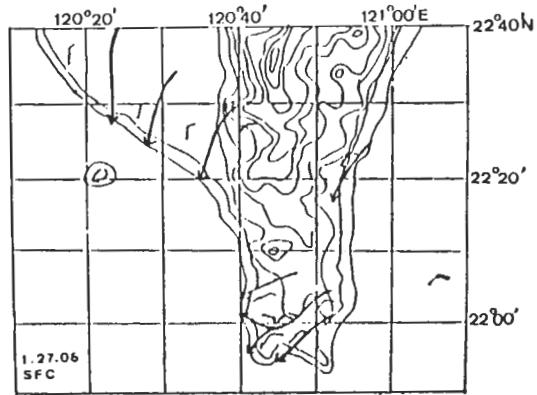
(二)冬季風場之觀測與分析

冬季觀測乃從民國 73 年 1 月 26 日 17 LST 至 1 月 30 日 14 LST，共設墾丁、頭溝、北樹林、滿州等四個測站。

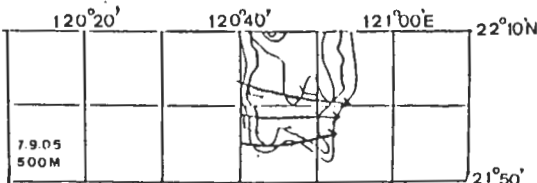
台灣地區冬季受亞洲大陸高氣壓影響，地面盛行東北季風，於觀測期間大範圍風場盛行東北或北



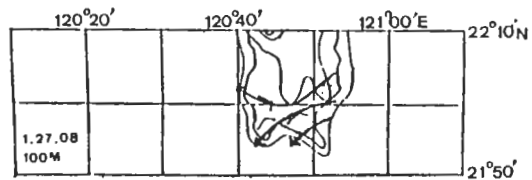
a 地面



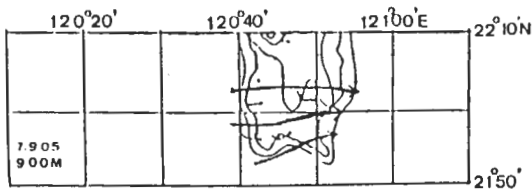
a 地面



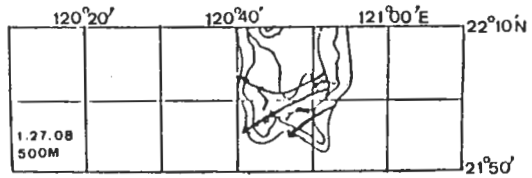
b 500 公尺



b 100 公尺

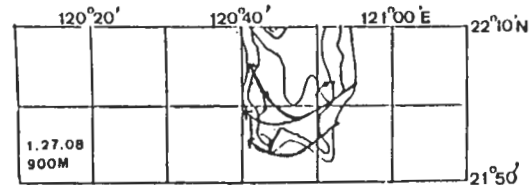


c 900 公尺



c 500 公尺

圖 3 1983 年 7 月 9 日 05 時各等高面風場資料與氣流圖

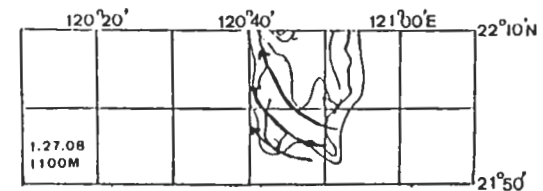


d 900 公尺

北東風為主，海陸風環流對台灣南端冬季之環流影響並不明顯，以下分別討論低層大範圍盛行東北風而高層大範圍盛行東南、西北、西南等三種情形下之觀測結果。

1. 大範圍低層盛行東北風，高層盛行東南風

茲以 1 月 27 日 08 LST 觀測資料為代表，圖 4a 至 4e 為 1 月 27 日 08 LST 地面 100 公尺、500 公尺、900 公尺及 1100 公尺各等高面之風場與氣流圖。此時地面附近大範圍氣流吹東北風（蘭嶼風向 45°，風速 11.5 m/sec）。圖 4a 為地面測站風場資料，高屏沿海一帶環流受大範圍氣流及



e 1100 公尺

圖 4 1984 年 1 月 27 日 08 時各等高面風場資料與氣流圖

地形導引效應等影響，各測站吹北風或北北西風，而在恆春半島南端一股氣流受大範圍氣流繞山影響，由滿州吹東北風繞山轉到恆春吹東風而出海，另一股氣流受地形導引影響較小，由墾丁吹東北風至北樹林出海。由圖 4b 至 4e 各等高面之風場及氣流圖，可看出，離地 900 公尺之等高面，為低層大範圍東北風與高層大範圍東南風之轉換高度，各測站吹東北風至東南風，而上升至 1100 公尺之等高面，環流則受高層東南風影響，各測站均為東南風。

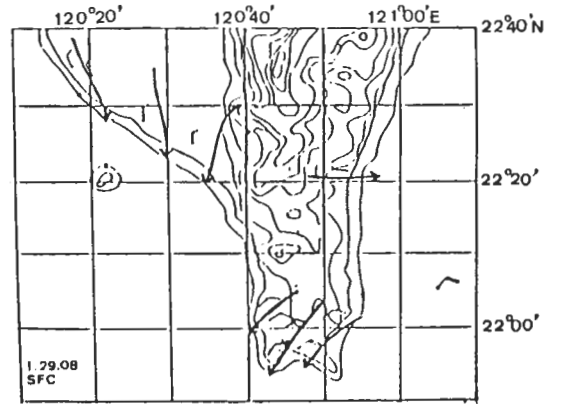
2. 大範圍低層吹東北風，高層吹西北風

茲以 1 月 29 日 08 LST 觀測資料為代表，來討論此種局部環流型式，圖 5a 至 5e 為地面、100 公尺、700 公尺、1100 公尺、1500 公尺高度之風場和氣流圖。此時地面附近大範圍氣流吹東北風（蘭嶼風向 45° ，風速 11 m/sec ），圖 5a 為地面風場資料，高屏沿海之環流受地形導引影響，各測站吹北風或北北西風，恆春半島南端一帶受大範圍風場影響各測站均吹東北風。圖 5b 至 5e 顯示，離地 1100 公尺等高面之風場兼受大範圍低層東北風及高層西北風影響，各測站吹東北風或西北風。至 1500 公尺之等高面，環流已經為高層西北氣流所控制，各站均吹西北風。

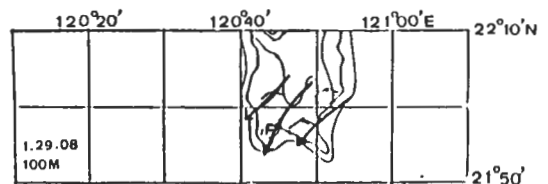
3. 大範圍低層吹東北風，高層吹西南風

茲以 1 月 30 日 11 LST 觀測資料為代表來討論此種局部環流型式。圖 6a 至 6e 為地面至 1900 公尺高度之風場及氣流圖。此時低層大範圍風場吹東北風（蘭嶼風向 45° ，風速 6.5 m/sec ），由圖 6a 地面風場資料，於高屏沿海一帶環流受地形導引，各測站吹西北風，恆春半島南端一帶環流受地形阻擋及微弱海風效應，氣流可分為二股，一股由滿州一帶吹東北風至安山一帶。另一股受海風及地形導引影響由恆春、頭溝吹西北風至安山附近，造成輻合，於 100 公尺高度之風場，氣流仍在安山一帶匯合。至 500 公尺高度風場已不受海風效應影響，各測站均吹東北風。隨高度上升，各測站風向由東北轉為西北風再轉西南風。

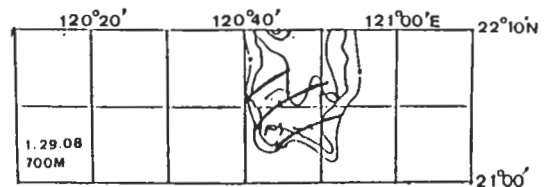
(三) 秋季觀測風場分析



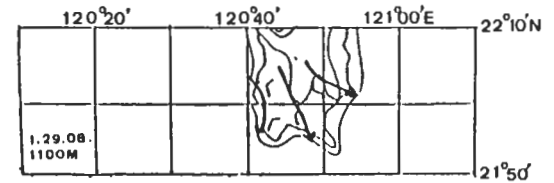
a 地面



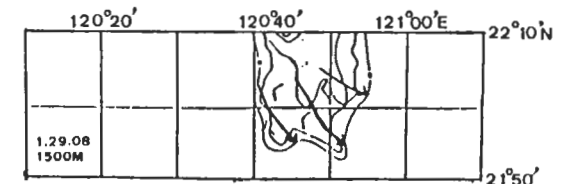
b 100 公尺



c 700 公尺

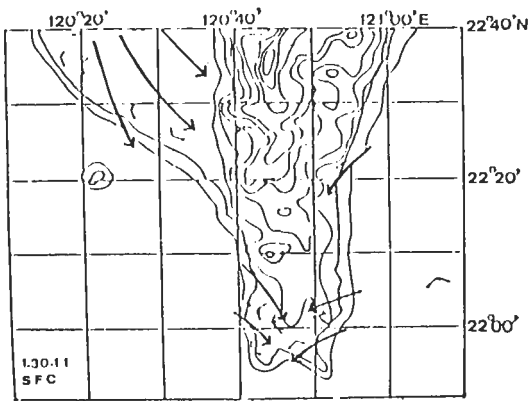


d 1100 公尺

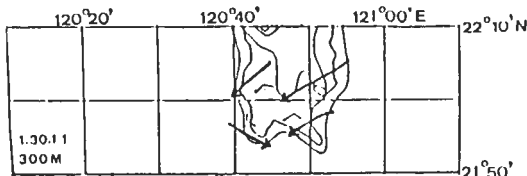


e 1500 公尺

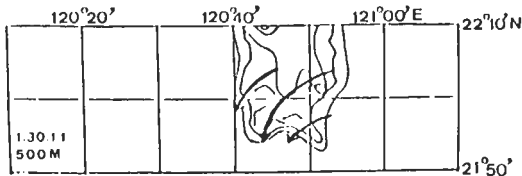
圖 5 1984 年 1 月 29 日 08 時各等高面風場資料與氣流圖



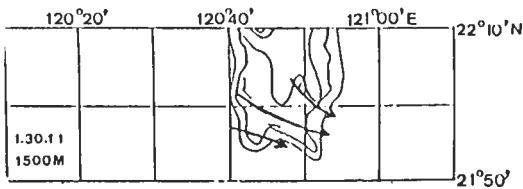
a 地面



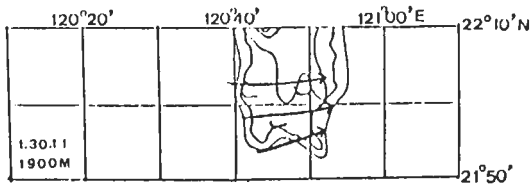
b 300 公尺



c 500 公尺



d 1500 公尺



e 1900 公尺

圖 6 1984 年 1 月 30 日 11 時各等高面風場資料與氣流圖

秋季觀測期間為民國 73 年 9 月 6 日 17 LST 至 9 月 10 日 13 LST，從事每隔 3 小時一次之連續正點觀測。9 月 6 日至 8 日，高氣壓在琉球南方海面，中心近似滯留，並不斷地向西伸展，而籠罩台灣地區，9 日至 10 日，中心位置變化不大，但已向東緩慢移動。

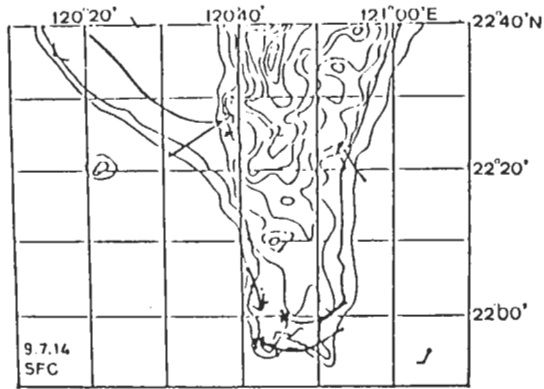
1. 日間風場分析

茲以 9 月 7 日 14 LST 觀測風場為代表，圖 7a 為 7 日 14 LST 地面風場；此時大範圍吹西南風（蘭嶼風向 203°，風速 2.5 m/sec）。高屏沿海受海風及大範圍環流影響吹西北風或西風，大武吹東南風，恆春半島受海風及地形導引影響，一支氣流由海上往東南吹至頭溝，一支氣流則由啞狗路繞山吹至恆春，另一支則往南繞過墾丁及核三廠吹至北樹林，形成輻合，圖 6 b 為離地 100 公尺之風場，風場仍受海風及地形導引影響，至 500 公尺以上受高層環流影響已逐漸轉為東風、東南風。此時因低層大範圍風速較弱，可看出明顯之海風效應。再以 9 月 9 日 14 LST 之地面風場為例，此時大範圍風場較強（蘭嶼風向 248°，風速 14.2 m/sec），由圖 7f 為 9 日 14 LST 之地面風場，高屏一帶受大範圍氣流和海風影響，吹西風或西南風，大武一帶受海風影響吹東北風，恆春半島上主要受大範圍風場和地形導引所左右，各站大致吹西風。

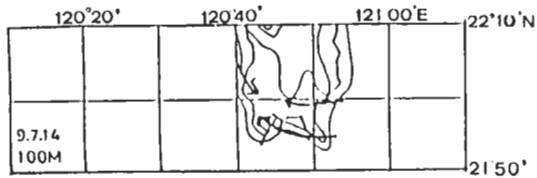
2 夜間風場分析

茲以 9 月 9 日 05 LST 及 9 月 8 日 02 LST 之觀測為代表，圖 8a 至 8c 為 9 日 05 LST 之地面、300 公尺、900 公尺等高度之風場及氣流圖，此時大範圍風場吹西南風（蘭嶼風向 225°，風速 8.3 m/sec），高屏、大武一帶，均可看出有顯著的陸風效應。恆春半島上因受大範圍環流及地形影響，陸風效應不明顯，隨高升上升，氣流逐漸轉吹西風。

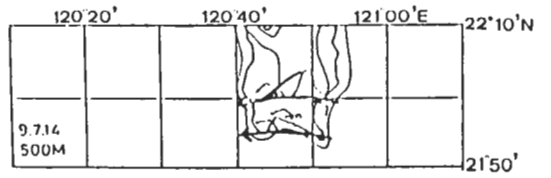
圖 9a 至 9e 為 9 月 8 日 02 LST 地面、100 公尺、300 公尺、500 公尺、1500 公尺各層等高度之風場及流線圖，此大範圍風場較弱（蘭嶼風向 225°，風速 2.5 m/sec），高屏一帶受地形及陸風效應，吹東風或東南風，大武則受陸風作用吹西



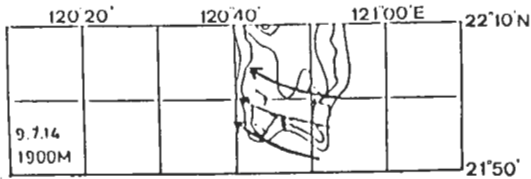
a 地面 (9 月 7 日 14 LST)



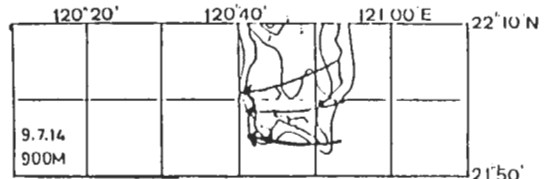
b 100 公尺



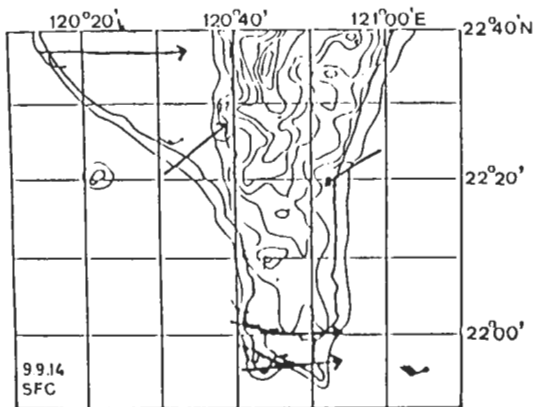
c 500 公尺



e 900 公尺



d 900 公尺



f 地面 (9 日 14 LST)

圖 7 大範圍風場吹西南風之秋季日間之觀測
風場及氣流圖 (個案 1)

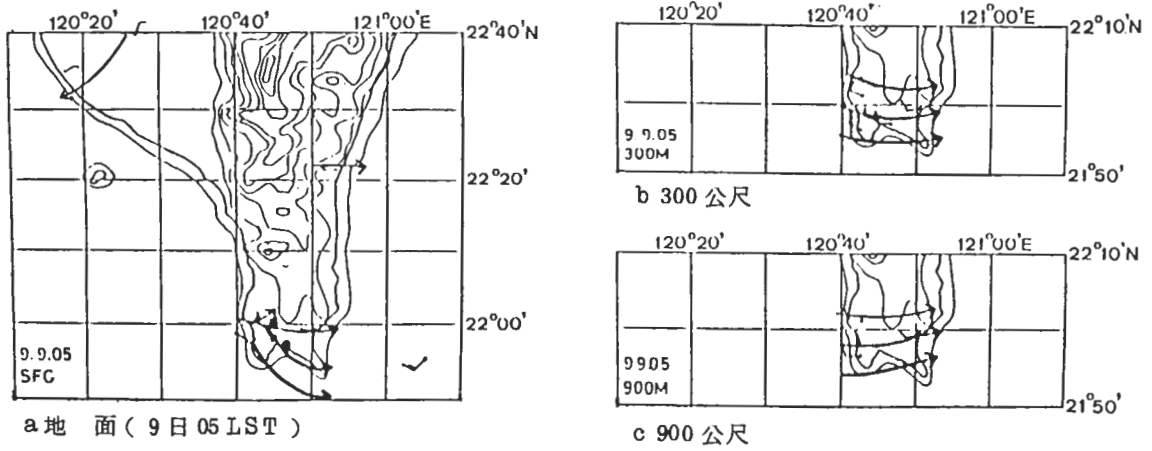


圖 8 大範圍風場吹西南風之秋季夜間海風不明顯之觀測風場及氣流圖

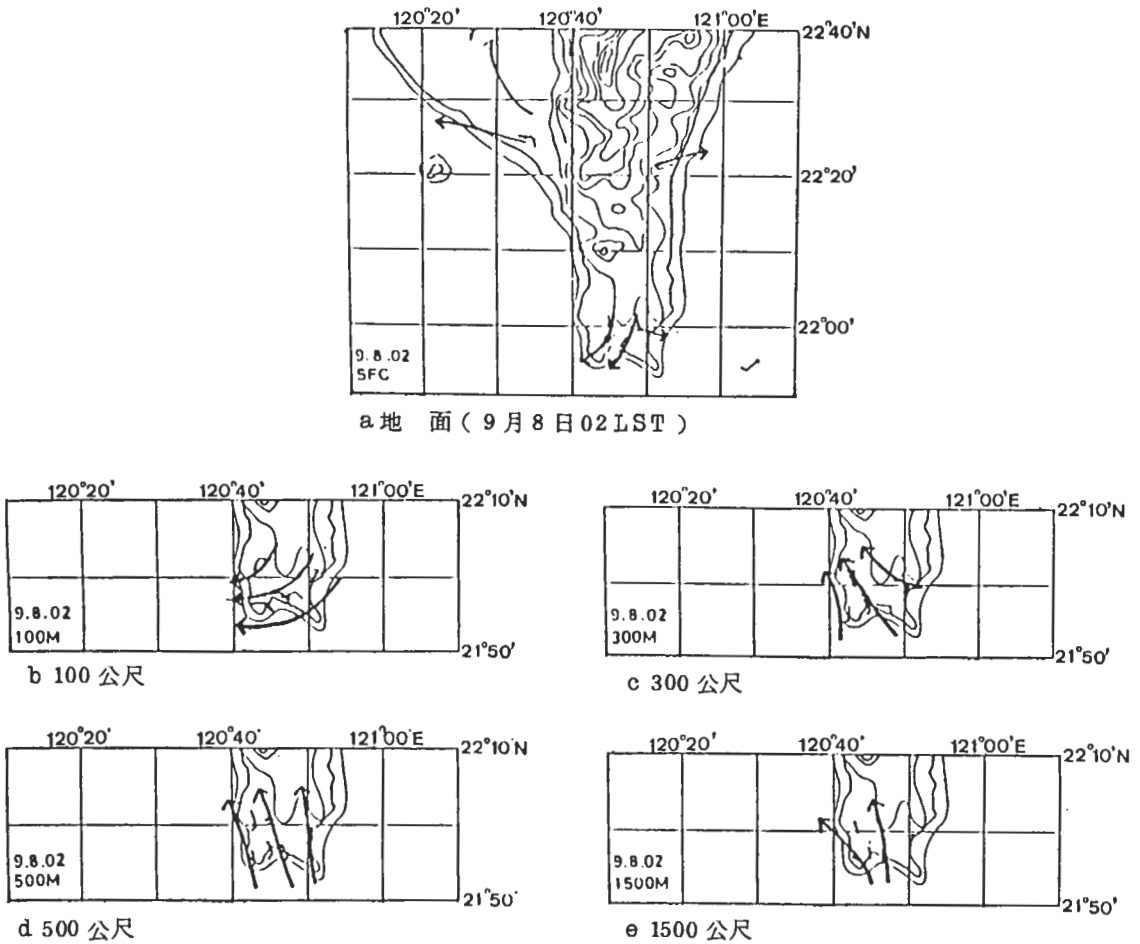


圖 9 大範圍吹西南風之秋季夜間海風明顯之觀測風場及氣流圖

南風，恆春半島上，顯現明顯陸風效應，氣流由恆春、滿州北面山區向南吹。半島西側氣流由山區吹向頭溝，或經核三廠、北樹林吹向海上，半島東側氣流由山區繞山吹向墾丁或由啞狗路吹向海上。其垂直各層風場由 100 公尺高度之風場受大範圍氣流及地形導引作用由東風逐漸轉至西南風，再轉為南風。

四春季風場之觀測與分析

春季觀測從 74 年 4 月 1 日 17 LST 至 4 月 5 日 13 LST，共設頭溝大平國小、關山北樹林、安山核三廠、墾丁國小、啞狗路 5 站。各站仍以單經緯儀追蹤氣球之方式觀測。於觀測期間 4 月 1 日、2 日主要受江浙一帶變性大陸高壓所籠罩，4 月 2 日、3 日則受鋒面過境之影響，4 月 3 日鋒面消失於台灣北部海面，且受山東一帶變性高壓東移出海之影響，大範圍風場強勁，風速加強。

1. 鋒面過境前，大陸高壓籠罩台灣地區（由 4 月 1 日 17 LST 至 4 月 2 日 23 LST）

在此期間因受江、浙一帶高壓籠罩盛行東北風，圖 10a 至 10c 為 4 月 1 日 17 LST 之地面、700 公尺、900 公尺等高度之風場，此時大範圍吹東北風（蘭嶼風向 45° ，風速 8.1 m/sec ），高屏一帶受大範圍環流的影響吹北風，台東、大武一帶受大範圍氣流及地形導引吹北北東風，恆春半島上，亦受大範圍東北風及地形導引，氣流自半島北面山

區經西南向出海。其上層風場則受高層環流影響，逐漸轉吹東風。

2. 鋒面過境時氣流場之觀測與分析

茲以 4 月 3 日 14 LST 為例，分析鋒面過境時之局部環流，此時大範圍風場吹北北東風（蘭嶼風向 22.5° ，風速 4.0 m/sec ），圖 11a 至 11c 為 3 日 14 LST 地面 500 公尺、900 公尺之氣流圖，高屏地區吹西北風，氣流吹向中央山脈地區，台東大武吹東北東風。恆春半島西側受高屏地區南下氣流影響，西側各站吹西北風，而東側啞狗路測站則受大範圍風場影響吹東風，墾丁吹南風。氣流輻合於墾丁北方山丘區。高度 500 公尺之風場，頭溝、北樹林吹南風，啞狗路、墾丁吹西南風或西風。至 900 公尺，均已轉吹西南風或西風。風場隨高度有極大的變化。

3. 鋒面過境後風場之分析

因鋒面北移後消失，本省籠罩在大陸高壓下吹強勁之東北風，茲以 4 月 3 日 23 LST 為例，圖 12 a 至 12c 為 3 日 23 LST 之地面、300 公尺、900 公尺之風場及氣流圖。此時蘭嶼風向 23° ，風速 13.3 m/sec ，高屏一帶受大範圍環流及陸風影響，氣流均吹向外海，大武一帶受地形及大範圍環流影響吹北北東風，此氣流沿著海岸附近吹向恆春半島之北部或東北部，順山坡吹下，東北風由西側及南面吹向海上，圖 13a，13b 為春季觀測期間之

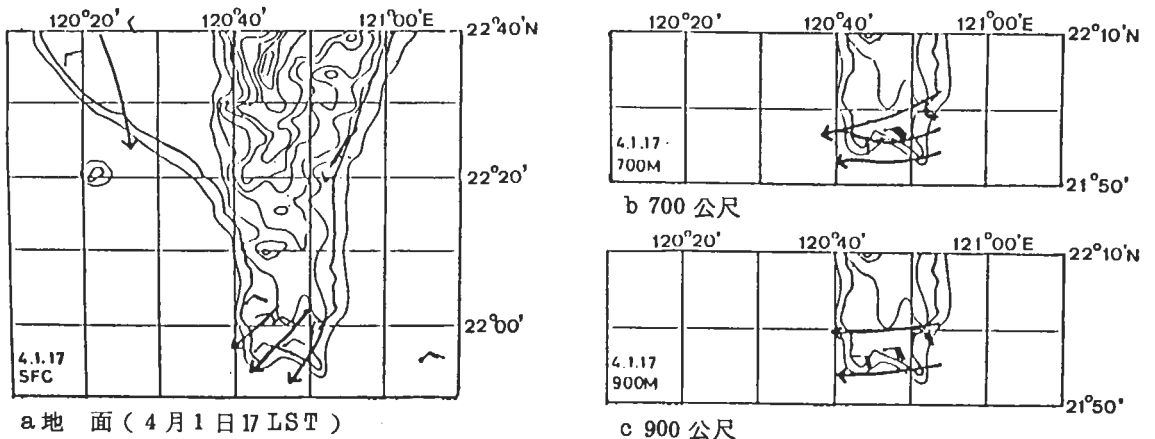


圖 10 鋒面過境前之觀測

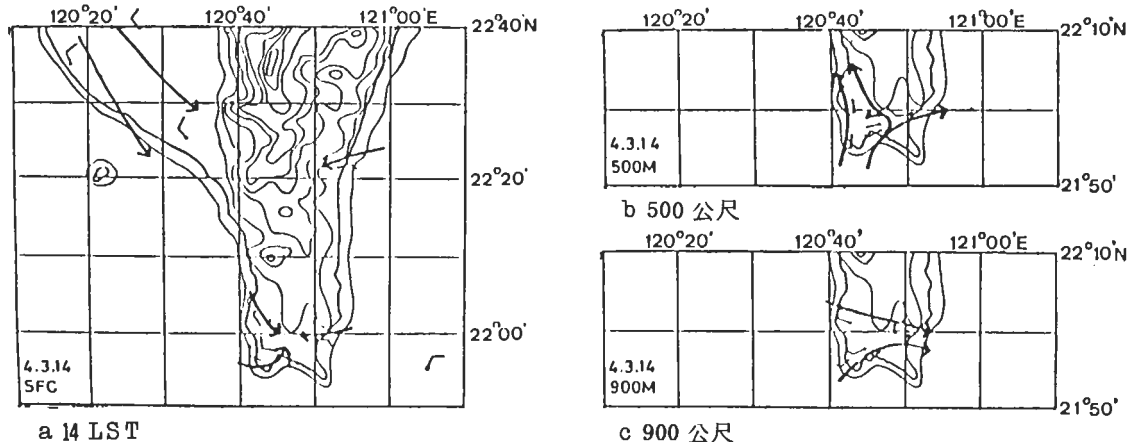


圖11 鋒面過境期間觀測風場及氣流圖

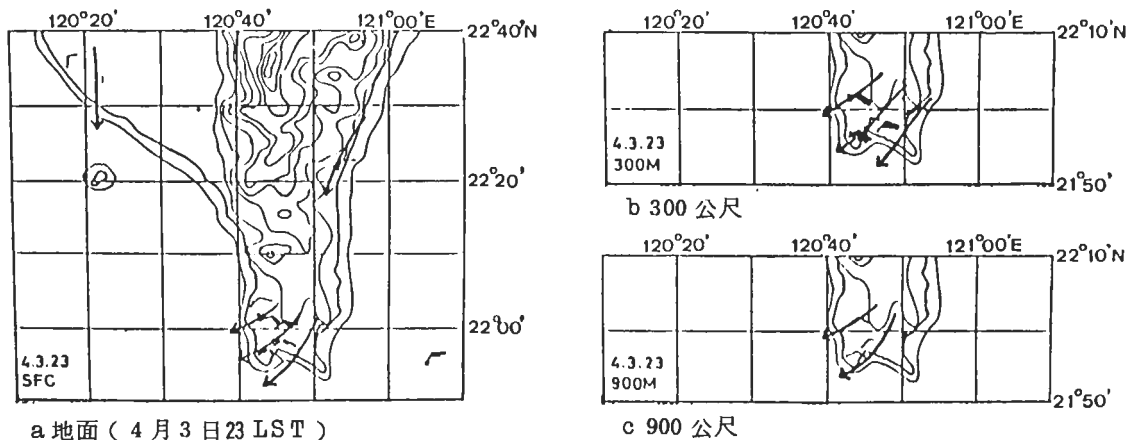


圖12 鋒面過境後觀測風場及氣流圖

逐時觀測風速圖(各臨時測站位置參考圖1)可看出，鋒面過境後，於強勁的東北風下，位於背風面之各站風速顯著增加，頭溝、墾丁更出現10 m/sec 以上的強風，即當地著名之落山風。

四、模式之理論基礎

(一)動力-內插模式

1. 動力部分

此模式乃以 Danard (1977) 之一層原始方程模式為基礎，即是利用大尺度資料來計算中尺度

地形、摩擦及加熱作用對風的影響。

(1)位溫時間變化率方程式

由熱力學第一定律可知

$$\frac{\alpha\theta_s}{\alpha t} = -\bar{V} \cdot \nabla\theta_s + k_t \nabla^2\theta_s + Q \quad (1)$$

其中 θ 為位溫， \bar{V} 為地面風， $k_t \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ S}^{-1}$ 為水平熱力擴散係數，此式右邊第一項 $-\bar{V} \cdot \nabla\theta_s$ 包含大氣穩定度為地形導引作用的影響；右邊第二項 $k_t \nabla^2\theta_s$ 代表次網格式度(subgrid-scale)之水平混合作用，並可控制計算不穩定度。右邊第三項，是為加熱項 Q

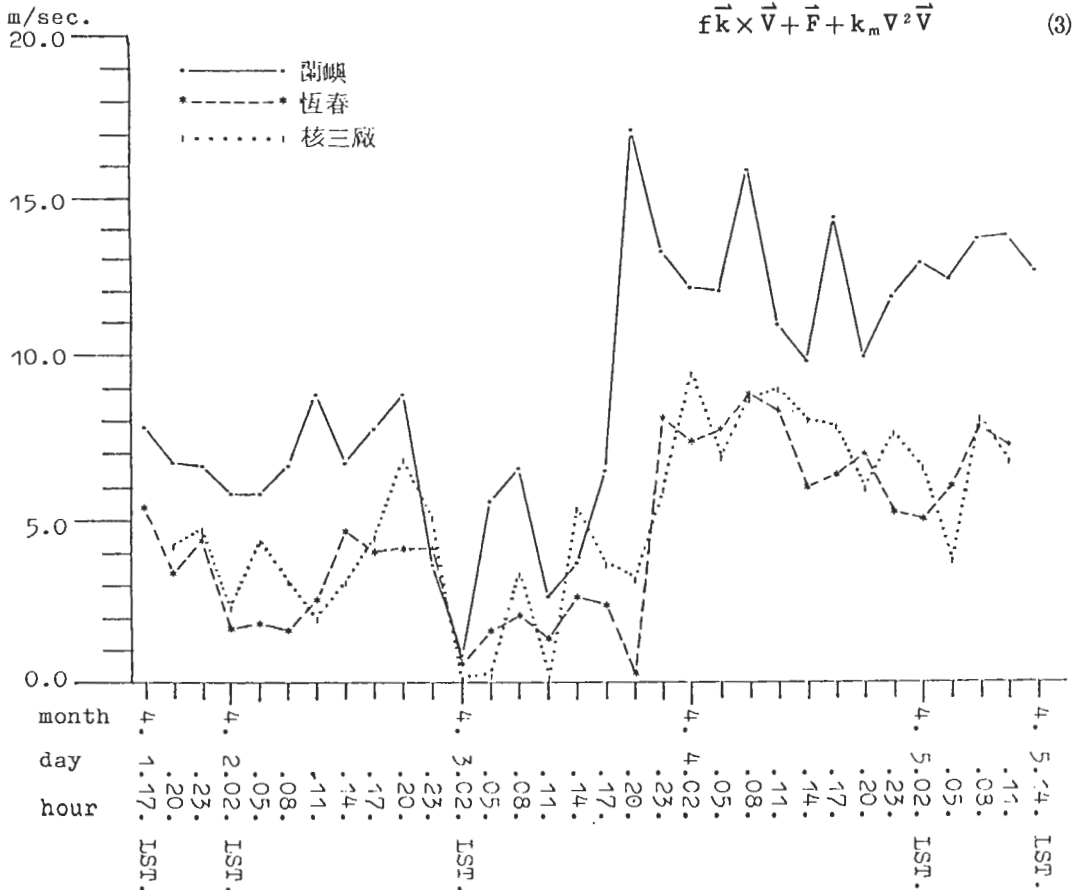
$$Q = \frac{\theta_s \Delta T}{T_s \tau} \quad \Delta T = T_o - T_i$$

其中 τ 為加熱時距，本文採用 $\tau = 3$ 小時， T_i 是為 700 mb 與 850 mb 觀測資料線性外插之地面氣溫。 T_o 為觀測（或預估）之地面氣溫，因此 $\Delta T > 0$ 代表加熱， $\Delta T < 0$ 代表冷卻，因海上熱容量大，故溫度之日夜變化小， $\Delta T \approx 0$ ，而陸地熱容量小，故日夜溫度變化較大，需考慮加熱效應。

(2)地面氣壓時間變化率方程式

假設離地面高 H 處，氣壓不受地面影響，即 $P(H)$ 為常數，且假設溫度變化是高度之線性函數由靜力平衡可導出

$$\frac{\alpha l_n P_s}{\alpha t} = - \frac{g}{R \theta_s T_s} \frac{\alpha \theta_s}{\alpha t} \frac{H}{2} \quad (2)$$



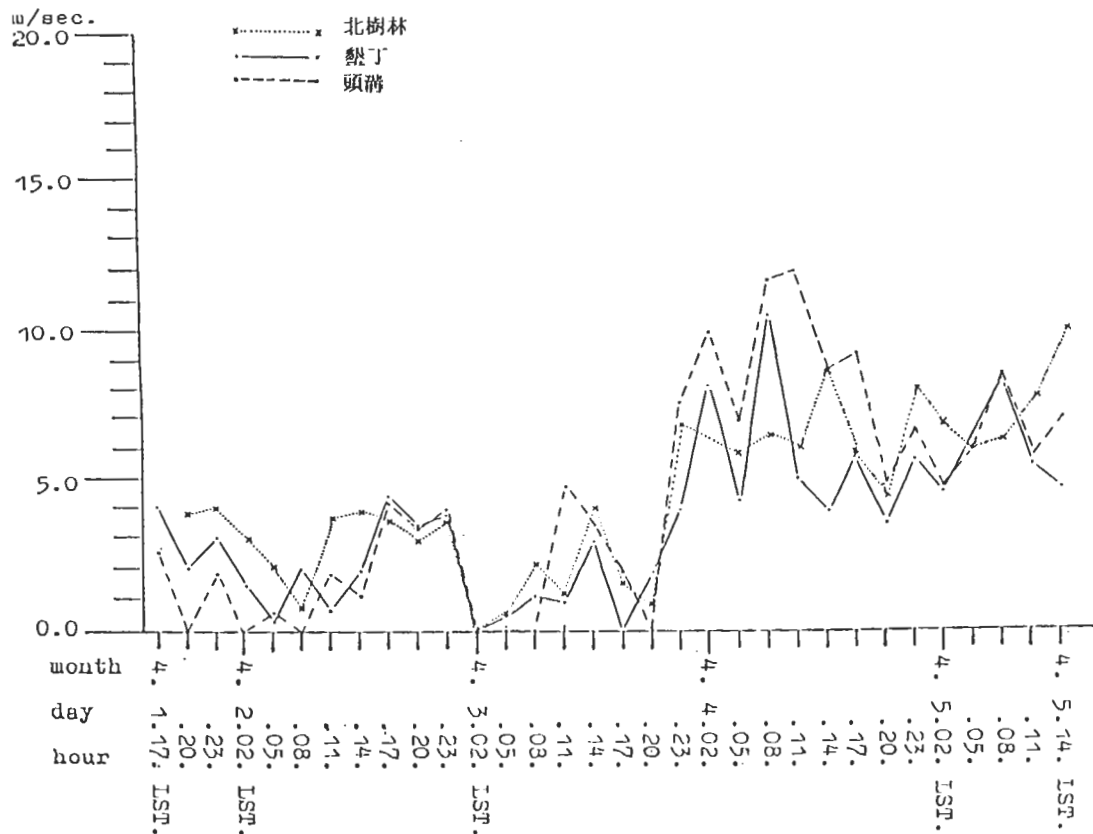


圖13b 春季頭溝、北樹林、墾丁逐時觀測風速圖

表1 邊界層資料

參數 時間	AVTHK (m)	SLFAC	STHK (m)	DNI	BLGRX (m)	BLGRY (m)
春季白天	1050	0.85	350	2	0	-150
春季夜間	700	0.5	350	2	0	-150
夏季白天	1200	1.1	400	2	0	-400
夏季夜間	800	0.7	400	2	0	-400
秋季白天	1050	0.85	350	2	0	-150
秋季夜間	700	0.5	350	2	0	-150
冬季白天	900	0.6	300	2	0	100
冬季夜間	600	0.3	300	2	0	100

- AVTHK : 邊界層平均厚度 (m)。
- SLFAC : σ 座標系所見邊界層頂之斜率。
- STHK : 所允許的最小邊界層厚度 (m)。
- DNI : 指示用指標。
- BLGRX : 邊界層高度向東之梯度。
- BLGRY : 邊界層高度向北之梯度。

其中 Z_s 是地形高度, $k_m \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ S}^{-1}$ 為水平動量擴散係數; 此式右邊第二項是地表上之水平氣壓梯度力, 第三項是柯氏力, 第五項代表混合作用, 第四項是為摩擦力 F , 假設摩擦力指向實際風向之右側 135 度左右; 摩擦力之大小為

$$F = \sqrt{2} c C V^2 / h_m$$

其中對穩定及中性大氣 c 為 2.8, C 為摩擦係數, 於海洋為 10^{-4} , 大陸為 10^{-3} , h_m 為動量邊界層厚度, 其求法為

$$h_m = \begin{cases} H + H_L & \Delta T \geq 0 \\ H & \Delta T < 0 \end{cases}$$

$$H_L = 0.75 V_g / \left[\frac{g}{T} \cdot \frac{\theta}{T} (r_d - r) \right]^{1/2}$$

其中 V_g 為地轉風速, g 為重力加速度, H 為邊

界層頂高度， T 為溫度， θ 為位溫， r_d 為乾絕熱降溫率， r 為降溫率。

(4) 初始值之計算

利用探空資料來計算時間步驟 (time step) 為 0 時之氣壓、位溫及地風風等資料。由探空資料可知探空站地面、850 mb 及 700 mb 之氣壓、高度、風向、風速等資料。

(a) 利用熱力風之關係式來求取 850 mb 等壓面之溫度梯度及高度梯度。

$$f \vec{V}_g = g \vec{k} \times \nabla_p Z$$

$$\frac{\alpha \vec{V}_g}{\alpha l_n P} = \frac{-R}{f} \frac{\vec{k} \times \nabla T}{k \times \nabla T}$$

其中 f 為柯氏參數， $\nabla_p Z$ 為等壓面之高度梯度

(b) 利用 850 mb 之高度梯度和溫度梯度，及探空站之 850 mb 高度、溫度求取各網點上 850 mb 等壓面上之高度、溫度。

(c) 利用標準大氣降溫率 $r = 6.5^\circ \text{C}/\text{k}_m$ ，求取各網格之地面氣溫

$$T_s = T_{85} + r (Z_{85} - Z_s)$$

其中指標 (index) S 代表地面，指標 85 代表 850 mb 等壓面。

(d) 由靜力方程可得地面氣壓、位溫

$$P_s = P_{85} (T_s / T_{85})^{C_p/R}$$

$$\theta_s = P_s (T_s / 1000)^{R/C_p}$$

其中 C_p 為等壓比容。

(e) 地面風場初始值之求取，則是利用氣壓梯度力、柯氏力及摩擦力平衡而求得

$$\sqrt{2} f V_g \sin \epsilon = F$$

$$\sqrt{2} f V_g \cos \epsilon = \sqrt{2} f V + F$$

將摩擦力 F 以(4)式代入，其中 f 為柯氏參數， ϵ 為實際風與地轉風之夾角，利用疊代法即可求出 ϵ ， V 之值。

(5) 計算步驟

將公式(1)(2)(3)寫成差分方程後，利用初始資料(

即時間步驟為 0 時之 θ_s ， $l_n P_s$ 和 \bar{V} 值)，經過數十個時間步驟 (time step) 之時間積分即代表地形與熱力作用所模擬出來之地面風場。

2 內插過程

(1) 水平方向風場：

其涵蓋範圍如圖 14 網格間距 4 公里。網格點上之風場乃是將動力過程所模擬出來之地面風場為估計值，利用客觀分析，用觀測所得之地面風場資料加以修正而來。

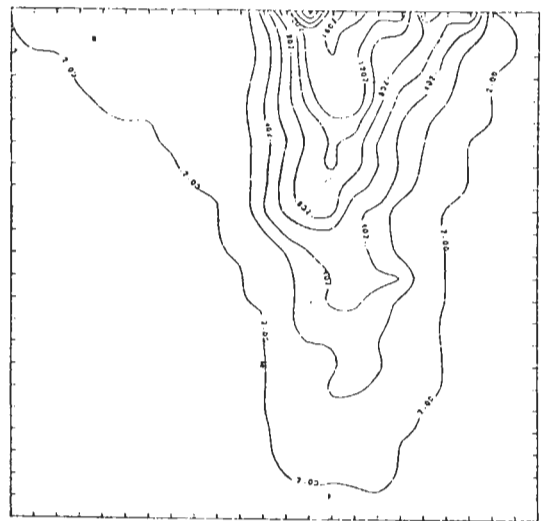


圖 14 粗網格地形

此客觀分析之權重函數為

$$\begin{cases} W = r^2 / \left[r^2 + d^2 + \frac{(U\Delta y - V\Delta x)^2}{U^2 + V^2 + 0.01} \right] & d \leq R \\ W = 0 & d > R \end{cases}$$

其中 R 為影響半徑， d 為測站與網格點之距離， r 為 10 公里， U 、 V 為估計風場與觀測風場差值之東西分量與南北分量； Δx 、 Δy 代表網格點和測站間距離之東西分量和南北分量。

(2) 垂直方向採 σ 座標，其分為七層

$$\sigma = (Z - h(x, y)) / (H_T(x, y) - h(x, y))$$

其中 $H_T(x, y)$ 為邊界層頂高度， $h(x, y)$

為地形高度， Z 為高度。

每層風場可由邊界層頂之風速（地轉風）與地面風場對數內插公式求得

$$U = U_a + (U_g - U_a) \frac{\log Z - \log h(x,y)}{\log H_T(x,y) - \log h(x,y)}$$

$$V = V_a + (V_g - V_a) \frac{\log Z - \log h(x,y)}{\log H_T(x,y) - \log h(x,y)}$$

其中 U_a 、 V_a 為地面風場， U_g 、 V_g 為邊界層頂風場

(二) 風場調整模式

此乃採用 Endlich (1967) 之調整網格點風場資料之方法，乃是假設大氣在調整之後在 σ 面上輻散量為零。空氣在網格體積（如圖 15）之流場通量為水平速度乘上厚度（即上下兩層 σ 面之厚度）。

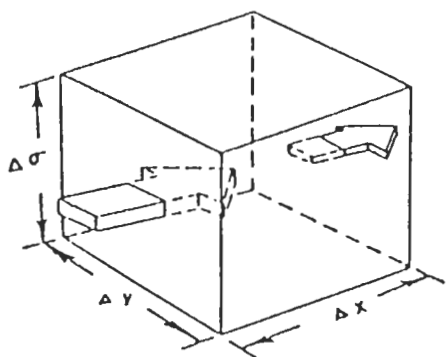


圖 15 網格體積

$$U^*(i, j) = u(i, j) \times \Delta Z(i, j)$$

$$V^*(i, j) = v(i, j) \times \Delta Z(i, j)$$

$$\text{其渦度場 } \epsilon = \frac{\alpha V^*}{\alpha x} - \frac{\alpha U^*}{\alpha y}$$

$$\text{輻散場 } D = \frac{\alpha U^*}{\alpha x} + \frac{\alpha V^*}{\alpha y}$$

若輻散量不等於零，則調整流入及流出方向之流體速度分量。因調整過程中，會改變流體原始之渦度場，故需要再調整風場，使流體渦度場保持不

變，如此利用網格體積依序調整，使之收斂，可使輻散場變得很小，而渦度場之改變也很小。

本模式乃是將動力—內插模式之模擬結果，經此風場調整，以期得到較合理的風場。

五、模擬結果之分析比較

由於氣象局與空軍氣象聯隊測站之地面觀測資料，只能描述幾個單點之風場狀況，無法完整地描述南部地區之氣流分佈，故在此建立數值模式來模擬南部地區局部環流。我們由前述之觀測期間內選取個案來分析比較模擬的結果。

(一) 春季局部環流

台灣南部地區春季為東北季風轉為西南季風之過渡時期，於前述觀測時間主要受變性高壓所控制，並伴隨鋒面通過台灣。

茲以 4 月 3 日 20 LST 為例，來討論模擬的結果，以蘭嶼的風（風向 22.5° ，風速 17.3 m/sec ）為大範圍風場，圖 16 a 為觀測資料所繪之流線圖，圖 16 b 為動力—內插模式所模擬的結果，圖 16 c 為風場調整模式所模擬的結果，比較圖 16 a 圖 16 b，可看出於高屏一帶吹北風，受大範圍風場所作用，而台東大武一帶吹東北風，恆春半島上吹東北風，亦均受大範圍風場所影響，海陸風效應極微，由圖 16 b 可進一步看出有繞山運動，並於恆春半島西側有輻合，由圖 16 c 經風場調整後，輻合作用已經減弱，仍有繞山運動，於此個案中，風場調整模式所模擬出的結果極佳。

(二) 夏季局部環流

台灣南部地區夏季大範圍風場主要受到太平洋副熱帶高壓的影響，盛行吹西南風或東南風。茲以蘭嶼測站風場代表大範圍氣流。

茲以民國 72 年 7 月 6 日 14 LST 之個案為代表來討論夏季地面風場兩種模式之模擬結果。此時大範圍風場為西南風（蘭嶼風向 248° ，風速 12.1 m/sec ），圖 17 a，17 b，17 c 分別為地面觀測資料，動力—內插模式、及風場調整模式之模擬結果。由圖 17 a、17 b 中可看出除恆春半島外，風

場均受海陸效應的影響，高雄、佳冬一帶吹西風或西北風，台東大武一帶吹東北風。於恆春半島上，風受大範圍氣流及氣流繞山效應所左右，吹西風或西北風，與大武一帶的東北風，於台東外海形成輻

合。由圖 16c 中將輻合、輻散量調整使之變小，其結果於大範圍風場很強的情形下，整個地區之模擬風場均為大範圍風場作用，高雄、佳冬一帶的風場轉為西南風，台東、大武一帶海風效應消失吹西風

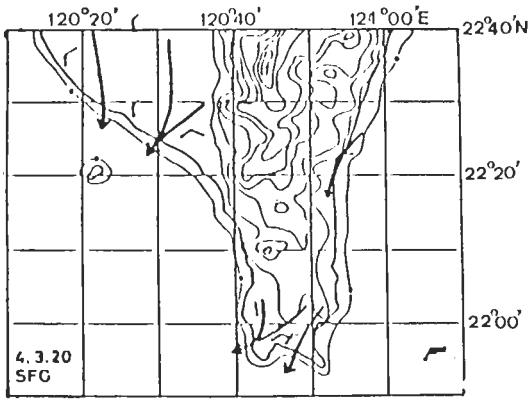


圖 16a 地面觀測氣流圖

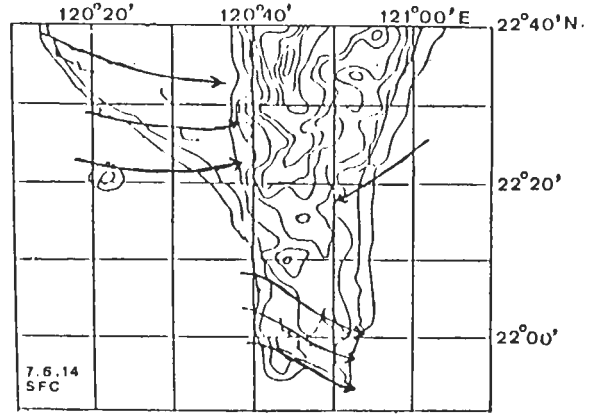


圖 17a 地面觀測氣流圖

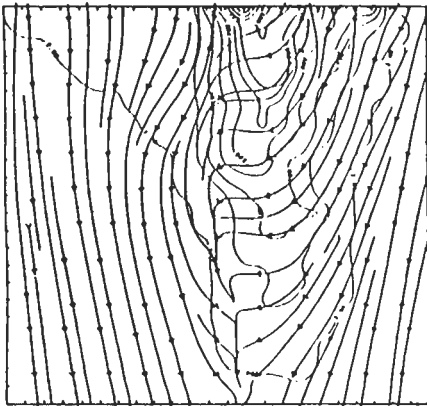


圖 16b 動力一內插模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

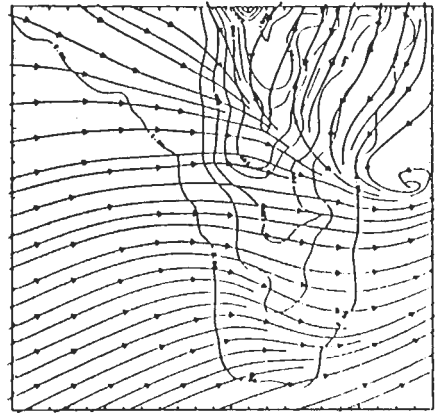


圖 17b 動力一內插模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

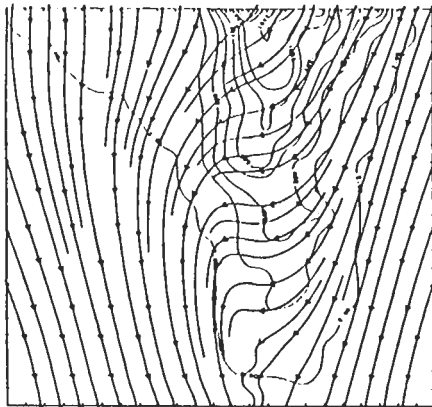


圖 16c 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

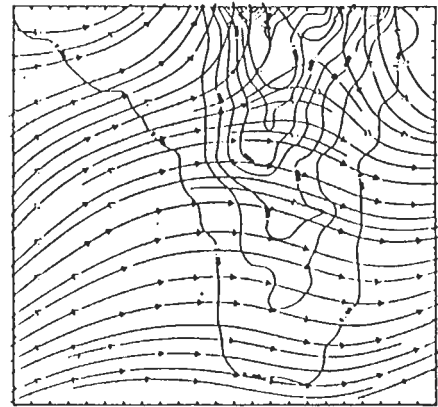


圖 17c 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

或西北風，只有恆春半島之風場保持不變，由此個案中可看出動力一內插模式之模擬結果較佳。

ㄟ秋風局部環流

台灣南部地區秋季正值西南季風逐漸為東北季

風所取代之過渡時期。於前述觀測時間內，台灣受太平洋副熱帶高壓向西沿伸的籠罩下。

茲以民國73年9月8日05 LST 為例，來討論秋季局部環流地面風場之模擬結果。此時大範圍

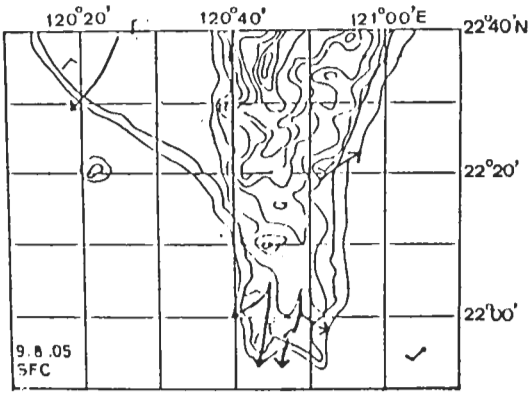


圖18a 地面觀測氣流圖

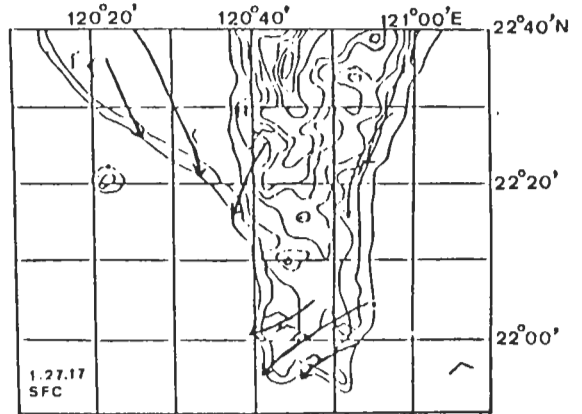


圖19a 地面觀測氣流圖

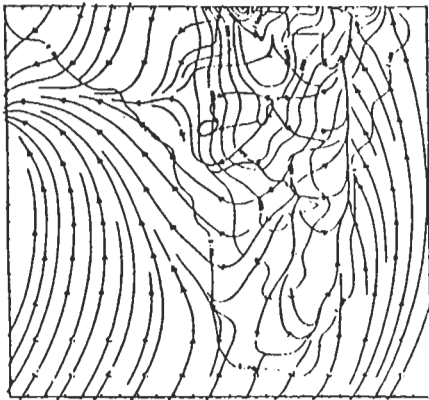


圖18b 動力一內插模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

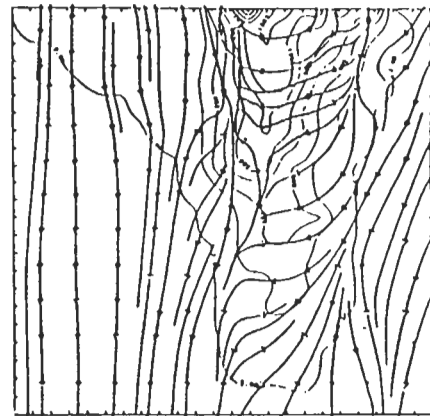


圖19b 動力一內插模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

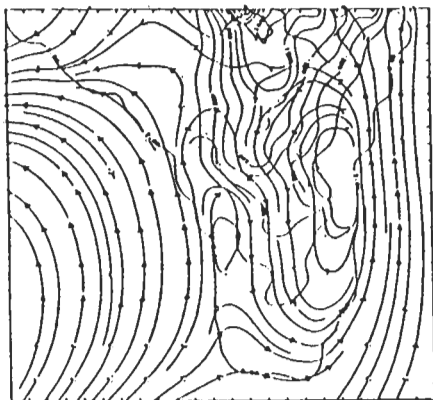


圖18c 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

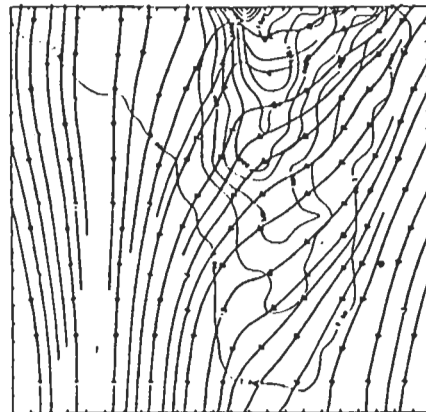


圖19c 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 2$)

風場吹西南風(蘭嶼風向 225° ，風速 8.3 m/sec)圖 18a 為地面觀測風場，圖 18b、18c 分別為動力—內插模式與風場調整模式之模擬結果。由圖 18a、18b 可看出高屏一帶吹北風而轉為東北風出海，是為明顯的陸風效應所致。而由圖 18b 更可看出風由高山吹向平地而出海，是為陸風效應，故台東、大武一帶吹西風或西南風，恆春半島吹東北風、北風或西北風。而此陸風和大範圍風場於高雄外海及恆春半島東側均有輻合作用產生。圖 18c 中顯示經風場調整的結果，高屏一帶之陸風效應仍存在，但於台東大武至恆春半島東側產生逆時鐘旋轉之渦流氣旋，不僅改變大武之風場，亦改變了恆春半島上之風場，一般而言，於此個案而言，風場調整模式之模擬不佳，動力—內插模式有較好之模擬風場。

四、冬季局部環流

台灣南部地區冬季主要受到亞洲大陸高壓的影響，盛行東北季風，海陸環流對台灣冬季之環流影響並不明顯。

茲以民國 73 年 1 月 27 日 17 LST 為代表，來討論冬季環流地面風場結構之模擬情形。此時大範圍風場為北北東風(蘭嶼風向 22.5° ，風速 8.5 m/sec)，圖 19a 為地面風場資料之流線圖，圖 19b、19c 為動力—內插模式及風場調整模式所模擬出之地面風場。由圖 19a、19b 中可看出高屏一帶受大範圍風場影響吹北風，台東大武一帶吹北北東風。有明顯氣流繞山效應，恆春半島之環流，即受此效應和大範圍氣流之雙重影響，吹東北風，或北北東風。於中央山脈西側有輻合、輻散作用。由圖 19c 可看出整個地區主要受大範圍氣流及繞山效應所左右，此時雖為日間風場，但看不出明顯之海風效應。輻合、輻散場已經消失，與圖 19a 中局部地區之氣流線比較大致相符，於此個案中，風場調整模式之模擬結果較佳。

四、高層風場之比較

二種模式本身垂直剖面均分成七層，但第一層即地表，無風，第二層為近地面風場，在前述中已經與地面觀測風場比較過了，在此以民國 74 年 7

月 6 日 14 LST 為例來比較二種模式高層之模擬結果。圖 20a、20b 分別為測風氣球觀測所分析出來離地表 300 公尺及 900 公尺之高層氣流。於恆春半島高層吹西風或西南風，圖 20c~20f 分別為 $\sigma = 3$ ， $\sigma = 5$ ，二種模式所模擬出來的結果。二種模式所模擬出來之氣流分佈已大致相同，繞山運動及海風效應已經消失，大範圍風場接管整個地區，不論何種模式均是如此，此乃因此二種模式垂直各層之風場乃是由地面風場與高層地轉風之大範圍風場對數內插而來，故越向高層，大範圍風場的影響越大，二種模式越趨於一致。

六、結論

本研究利用測風經緯儀追蹤氣球之方法。觀測台灣核三廠附近四季局部環流特性，並建立動力—內插模式及風場調整模式來模擬台灣南部地區四季的局部環流，並與實際觀測風場作比較。

台灣南部地區夏季受太平洋副熱帶高壓影響，盛行西南或東南風。一般而言，位於西側的高屏沿海及東側的台東大武一帶均受海陸風環流影響。但在恆春半島南端地區在白天大範圍盛行風較弱時才有海風效應，會造成氣流輻合的現象，容易造成較嚴重的空氣污染。恆春半島在盛行風較強或夜間時則受大範圍氣流繞山效應影響。

台灣南部地區冬季受亞洲大陸高壓影響，地面盛行東北風，海陸風效應對台灣南端之環流影響則不明顯。

台灣春、秋季局部環流兼具夏、冬季局部環流特徵。主要的大範圍天氣系統包括太平洋副熱帶高壓及大陸移動性高壓。在秋季觀測時，台灣受到太平洋副熱帶高壓向西沿伸所籠罩。在大範圍吹西南風，而風場較弱時，恆春半島上海陸風效應比夏季強，有明顯的輻合、輻散現象。

台灣南部春季期間主要受到變性高壓的控制，並伴隨鋒面通過台灣地區。在鋒面過境期間，雲幕很低，海陸溫差小，海陸風不明顯，而鋒面過後大範圍吹強勁東北風，亦幾無海陸風效應。在鋒面過

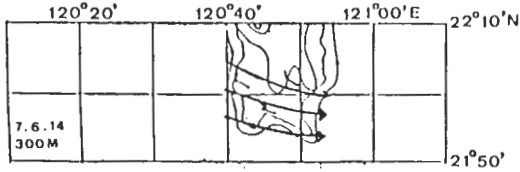


圖20a 離地 300 公尺之觀測氣流圖

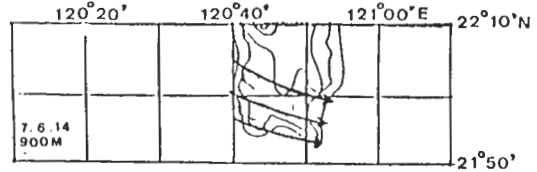


圖20b 離地 900 公尺之觀測氣流圖

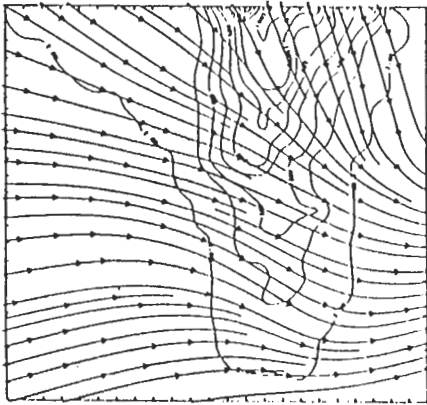
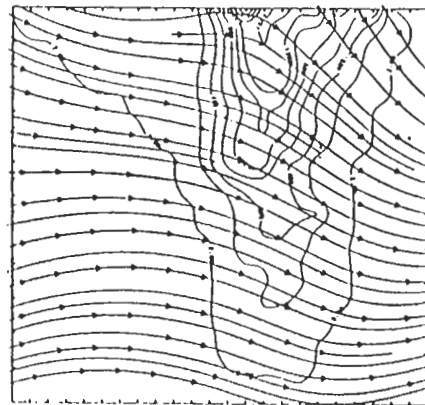
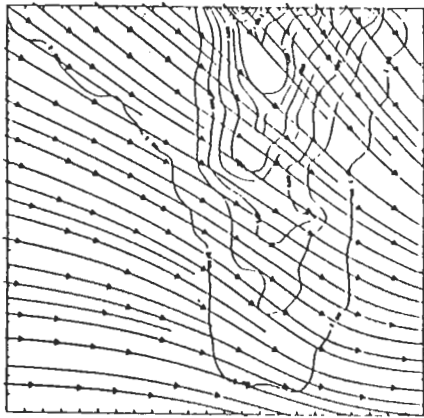
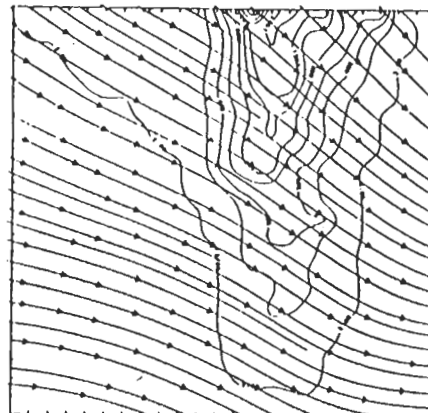
圖20c 動力—內插模式之模擬結果 ($\sigma = 3$)圖20d 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 3$)圖20e 動力—內插模式之模擬結果 ($\sigma = 5$)圖20f 風場調整模式之模擬結果 ($\sigma = 5$)

圖20 7月6日14 LST高層水平風場之模擬

境時，因本省地形特殊，氣流受導引由中央山脈東、西側沿山而下，加上大範圍風場較弱，半島南端海風效應加強，會產生氣流輻合現象。而在大範圍盛行強勁東北風的情形下，氣流沿著東部山脈而下繞山吹入恆春半島，造成該地區強勁之落山風。

分析動力—內插模式與風場調整模式模擬風場與實際觀測風場比較結果。一般而言，因為實際局

部環流之輻散場佔相當重要的份量，故動力—內插模式之模擬結果較接近實際觀測地面風場，但若輻散場較小時，即大範圍風場影響較大時，風場調整模式之模擬結果較為合理。動力—內插模式能模擬出較顯著之海陸風，繞山運動等效應，而風場調整模式所模擬出來的風場，於大範圍風場很強時，模擬結果較佳。

在垂直方向比較高層之風場，因為沒有利用海陸風回流的機制及觀測資料，故二種模式均只能模擬出大範圍氣流的影響，而無法模擬更局部的風場。

若想進一步建立更完善之風場模擬模式需：

(1)增加探空站，以期對邊界層頂的風場能有較好之模擬結果。

參考文獻

- 蔡清彥、周根泉，1981：台灣北部地區局部環流之觀測及數值模擬。台大大氣科學系研究報告。LO-CIR-03，16pp。
- 蔡清彥、周根泉，1982：台灣北端核能電廠附近氣流研究。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1982-05，17pp。
- 蔡清彥、周根泉，1983：核能一、二電廠附近低層氣流研究。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1983-10，33pp。
- 蔡清彥、周根泉、于蓓，1984：台灣南端局部環流觀測之研究。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1984-03，21pp。
- 蔡清彥、周根泉，1984：台灣北部地區風場估計模式。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1984-04，21pp。
- 蔡清彥、張能復，1984：台灣電力公司北部核能廠緊急擴散模式使用手冊。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1984-07，115pp。
- 蔡清彥、周根泉，1985：台灣南端春、秋季局部環流之觀測研究。台大大氣科學系研究報告。NTU-ATM-1985-06，32pp。
- Danard, M., 1977: A simple model for mesoscale effects of topography on surface winds. Mon. Wea. Rev. 572-581.
- Endlich, R.M. 1967: An Iterative Method for Altering the Kinematic Properties of Wind Field J.A.M. 65, 873-844.
- Endlich R.M. and F.L. Ludwig and C.M. Bhumralkar 1982: A Diagnostic Model for Estimate Wind at Potential Site for Wind Turbine, J.A.M. 21: 1440-1454.

A STUDY OF LOCAL CIRCULATIONS IN THE SOUTHERN TIP OF TAIWAN

*Ching-Yen Tsay**Yea-Ching Tung*Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received January 10 1978; in final form February 23 1987)

ABSTRACT

In this study, we used pibal wind observations to study local circulations in the southern tip of Taiwan. It was shown that the local circulations in the southern tip of Taiwan were primarily affected by large-scale flow around the mountains. However, when the prevailing wind was weak during the day time in summer, sea breeze would cause low-level wind convergence. Local circulations in spring and autumn had both the characteristics of those in summer and winter. In autumn, the land-sea breeze was more obvious than in summer. When the prevailing wind was weak during the day time in autumn, sea breeze would cause low-level wind convergence in the area between Hen-Tswun and the third nuclear power plant. In spring, during a front passing, the prevailing wind field changed irregularly and would cause a low-level wind convergence in the area, north of the third nuclear power plant and the Ken-Ding national park.

In this study we also used two diagnostic numerical models to simulate the local circulations in the southern tip of Taiwan.

(1) Dynamic-Interpolation Model:

The wind field data simulated by the vertically averaged boundary layer primitive equations were used as the first guess, and then were adjusted by objective analysis using observation data.

(2) Wind Field Adjustment Model:

We adjusted the results of Dynamic-Interpolation Model to a nondivergence state and kept the variation of vorticity minimum.

Simulation results showed that Dynamic-Interpolation Model could make a more pronounced effect of terrain and Wind Field Adjustment Model could simulate the influence of large scale wind field.