



國立中山大學 海洋資源研究所



由氣象浮標資料探討台灣附近海域的風場特性與風應力

**Investigating Wind Characteristics and Wind Stress on the
Coastal Waters of Taiwan Based on the Meteorological Buoy Data**

研究生：吳俊達 撰

指導教授：曾若玄教授

中華民國 95 年 1 月

致謝

首先由衷的感謝指導教授曾若玄教授，在課業上對我的啟發以及在生活上的照顧，使我可以順利完成此篇論文。在此也感謝論文口試委員：中山海物所 王玉懷老師、中山海物所 陳冠宇老師以及高雄海洋科技大學海環系 張國棟副教授對本篇論文初稿的建議與指正。

在此感謝海物所同學(重光、慧敏、聖芳)以及研究室學弟(宏恩)等人不論在生活上或是在課業上都給予我莫大的鼓勵以及幫助，讓我能夠完成本篇論文。

最後，要將本文獻給我的家人，總是在我心情最低落的時候給予我最大的支持與鼓勵，讓我可以安心的完成學業。對所有幫助過我的每一個人，在此衷心感謝你們。

摘要

本研究主要利用氣象局與水利署的四個浮標測站(花蓮、新竹、鵝鸞鼻與金門)資料，分析海表面的風、水溫、氣溫以及波浪的觀測資料，並研究相關的係數值。資料期間包含了2001年到2003年的冬季與夏季。

因為陸地測站的風場在建築物或山丘的遮蔽效應影響下，風速不僅減弱且風向與海面上的風場上會有所偏差，所以與離島風速比較下，浮標觀測的風場具有代表性。比較兩個離島測站與四個浮標測站可以得知在台灣週遭海面上的風場大致是相同，也就是表示在冬季時海面上吹東北季風，夏季時海面吹西南季風，如此的旺盛季風型氣候也決定了台灣的風場分佈。由在不同風速範圍內的持續時間可以比較得到不同地點風場的定量結果，可以得知海面風場的持續性比起陸地風場更佳，其中又以台灣西岸風速持續性更佳。同時比較在不同的大氣層化下風速的變化中，可以得到在中性層化情形下的風場較其餘層化條件來的大，且風速機率分佈的圖中可以看出同時間內風速有離岸邊越遠越大的傾向，且在近岸1~2Km內為海陸風混合的氣象。

海氣溫差和風速是影響層化的因素，且氣溫的日變化比起同時的海溫變化更劇烈，其中冬季海氣溫差變化更為明顯，尤其在台灣東部沿岸，海溫比氣溫間的溫差可高達10度左右，再加上冬季花蓮海面的風速值並不大，就造成在花蓮海面上在冬季時較偏向於不穩定分層的情況。

海面上波浪的分類方法可以利用波齡大小分別湧浪與未成熟波兩類，其中的湧浪代表波高與週期經過長吹風域後已達到飽和不再發展的情況，故較無法反應當時海面上風場影響波浪場的情況，因此若波浪組成中湧浪占主導地位的情況下，對於預估風應力值時會有極大的誤差。而在風浪為主的波浪條件下，可以利用波浪尖銳度計算得到海表面粗糙長度。

分析在台灣海面上動量通量間的參數值可以發現，陣風係數在中性與不穩定分層的條件下，會有不同的相關函數相關。在中性時，陣風係數隨著風速而改變，但在不穩定分層的情況下，陣風係數則隨著層化值而變化。在中性分層狀況下，風速與曳力係數間呈現正比關係。對於風速垂直剖面的冪次項、風速紊流強度，以及可直接利用觀測得到的陣風係數三者間的相關性在強風以及海氣處於中性層化的條件下，可以發現三者具有一致性，且趨近於定值0.1。

Abstract

This study is about the data analysis of wind speed on sea surface, water temperature, atmospheric temperature, and sea waves observations from four buoy stations (Hua-Lian, Hsin-Chu, E-Luan-Bi and Kin-Men) that belong to Central Weather Bureau Republic of China and Water Resources Agency, and related researches. The period of this study is in winter and summer from 2001 to 2003.

Because of the shelter effect from building or hillocks in land, the wind speed on land is abated and not consistent with that on sea. Comparing data from two island stations (Dongjido and Lanyu) and four buoy stations, the winds around Taiwan are almost the same. That means the monsoon controls the wind direction in summers and winters. Comparing the quantitative results from different wind speed areas in same period of time, the continuity of sea wind is better than that of land wind, especially best in west Taiwan. Also comparing the changes of wind speed in different atmospheric stability layers, wind is stronger in neutral than others. Wind speed distribution also showed wind speeds increased when it is far from land, and sea breeze happened near land within 1-2 kilometer.

Sea temperature and wind speed are the factors affecting stability. The diurnal variation of air temperature is greater than that of sea and diurnal variation of sea is more significant during winter. Especially along coastal in Eastern Taiwan, the temperature difference between sea and atmosphere could be greater than 10 °C, moreover the wind speed on sea surface in Hua-Lian is slow. Therefore, it caused more unstable on sea surface in Hua-Lian.

waves could be classified into two types by wave age: swell and wind sea. Swell means because of passing long fetch, the wave height and wave period are saturated and no longer develop. It can't reveal the effects of sea wind on waves. Therefore, if swell is the major composition of waves, the inaccuracy of calculated stress would be large. On the contrary, when wind sea is the major composition of waves, roughness could be calculated by wave steepness.

While analyzing coefficient of momentum flux on sea surface near Taiwan, gust factor under neutral and unstable conditions had different. Gust factor would change with wind speed under neutral condition, but change with stability under unstable condition. In neutral condition, wind speed and drag coefficient are direct proportion and then correlation among p of power law of wind profile, turbulence intensity and gust factor under neutral condition and strong wind are similar, the value close to 0.1.

目錄

誌謝	I
摘要	II
Abstract	III
目錄	IV
表目錄	V
圖目錄	VI
符號說明	VII
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧	1
1.2 研究目的	3
1.3 本文架構	4
第二章 理論計算	5
2.1 理論回顧	5
2.2 大氣層化相關公式	6
2.3 使用公式	8
第三章 資料來源與分析方法	11
3.1 觀測資料簡介	11
3.2 分析方法	12
第四章 結果與分析	14
4.1 台灣週遭海面風場的時空變化	14
4.2 層化對海面大氣的影響	21
4.3 粗糙長度對海氣通量的影響	25
4.4 台灣週遭海面上海氣交互作用參數分析	31
第五章 結論	35
第六章 文獻回顧	37

表目錄

表 3-1 中央氣象局海氣象觀測項目及取樣方式	40
表 3-2 觀測資料時間分佈表	41
表 3-3 觀測資料地點分佈表	42
表 4-1 台灣海域波浪性質與海陸風百分率表	43
表 4-2 各測站在範圍內持續吹拂達 10 小時以上百分比表	44
表 4-3 陣風係數項相關分析表：(a)冬季新竹；(b)冬季金門	45

圖目錄

圖 3-1	台灣浮標外觀圖	47
圖 3-2	各測站點相關位置圖	48
圖 4-1	原始風速棍棒圖：(a)冬季，(b)夏季	49
圖 4-2	原始風速玫瑰圖：(a)冬季，(b)夏季	51
圖 4-3	36 小時低頻過濾風速分量比較：(a)冬季，(b)夏季	53
圖 4-4	風速比例圖：(a)冬季，(b)夏季	55
圖 4-5	各測站時變圖：(a)冬季，(b)夏季	57
圖 4-6	各風向平均速度變化圖：(a)冬季，(b)夏季.....	58
圖 4-7	各站海陸風風速時變圖：(a)冬季浮標，(b)冬季測站，(c)夏季浮標， (d)夏季測站	59
圖 4-8	各測站持續性風速累進圖：(a)冬季海面浮標，(b)冬季陸地測站， (c)夏季海面浮標，(d)夏季陸地測站.....	63
圖 4-9	平均風速機率分佈圖：(a)冬季海面浮標，(b)冬季陸地測站， (c)夏季海面浮標，(d)夏季陸地測站.....	65
圖 4-10	溫差百分比圖	67
圖 4-11	層化對溫差圖：(a)冬季，(b)夏季	68
圖 4-12	層化對風速圖：(a)冬季，(b)夏季	69
圖 4-13	冬季中性分層下陣風係數對風速圖	70
圖 4-14	冬季不穩定分層下陣風係數對層化函數關係圖	71
圖 4-15	兩種計算粗糙長度 z_0 值比較.....	72
圖 4-16	波週期對波齡(C_p/U_{10})圖：(a)冬季，(b)夏季.....	73
圖 4-17	無因次粗糙長度 z_0/H_s 對波場之對應關係圖：(a)冬季，(b)夏季，(c)颱風...	74
圖 4-18	冬季中性分層下平衡分佈參數對波齡關係圖	77
圖 4-19	曳力係數對粗糙長度圖	78
圖 4-20	風應力(τ)與中性對照風速(U_{10N})間的關係圖.....	79

符號說明

- C_D : drag coefficient(曳力係數值)
- C_{DN} : 中性分層下的曳力係數值
- C_P : peak wave phase speed (波速, $C_P = \frac{L_P}{T_P}$)
- $C_p/U_{10}(C_p/u^*)$: wave age(波齡)
- d : displacement length
- G : 陣風係數 (U_{gust}/U)
- g : 重力加速度($\approx 9.8\text{m/s}^2$)
- H_s : 有義波高(m)
- H_s/L_p : 波浪尖銳度
- L : Monin-Obukhov stability length
- L_p : 波長(m)
- $T_{air}(T_a)$: 氣溫($^{\circ}\text{C}$)
- TI : Turbulence Intensity (紊流強度)
- T_p : 波譜密度最大處之波週期(s)
- $T_{sea}(T_s)$: 水溫($^{\circ}\text{C}$)
- U : 風速值(m/s)
- U_2 : 浮標觀測高度(2公尺)風速值
- U_{10} : 水面上方10公尺高風速值
- U_z : 表面上方z公尺高風速值
- U_1 : 表面上方1公尺高風速值
- $U_{gust}(U_g)$: 陣風風速值
- u^* : 摩擦風速值(m/s)
- p : Power law 的幕次項($p = \frac{\ln(U_1/U_2)}{\ln(z_1/z_2)}$)
- q : specific humidity (比濕)

Ri_b	: bulk Richardson number
z	: 水面上方 z 公尺(通常為 10m)
z_0	: 表面粗糙長度(m)
z/L	: stability parameter (層化係數)
α	: equilibrium range parameter (平衡區域參數)
σ_u	: 風速擾動量
ρ	: 大氣密度
τ	: 風應力

第一章 前言

在海面上的風會影響海氣交互作用，而海氣交互作用的重要性如下：

1. 海面的風應力。直接影響海洋環流，同時也是推算風驅海流、污染物擴散等不可或缺的氣象條件。
2. 熱通量對於海氣之間熱傳遞與氣候變遷也是息息相關的。

對於海洋物理學以及氣象學的研究而言，海洋熱通量扮演著非常關鍵性的角色，而在較小尺度的海氣交互作用方面，了解以上物理量與海況間的互動關係，不僅可提供表層內通量參數化研究的參考，也可對於海象預報作業有所裨益。

1.1 文獻回顧

風應力(wind stress)為風因亂流現象而作用在邊界表面的剪應力。而量測風應力和熱通量最直接的方法為渦流相關法(eddy correlation method)，此法需同時量得垂直和水平風速變動量，故儀器需架設在一個固定而平穩的結構物上，例如 Smith(1980)在水深 59 公尺的平台上，以渦流相關法估算風應力與熱通量的研究。由於直接量測表面動量通量垂直傳輸(風應力)的大小是較為困難，而根據 Hsu(2003)的研究，可知在強風作用下，可以根據波浪資料而不利用曳力係數值來估算出風速垂直分佈的指數值，進而估算出海氣間風應力值的大小。因此本研究將現有的觀測資料與之前學者研究所得的海氣交互作用參數值作比較，期望能找出其中的相關性。

之前許多學者提出大量的直接觀測水面與大氣間動量通量研究成果，其中包括 AWE 計畫(Adverse Weather Experiment)在 2000 年 4~5 月份佛羅里達沿岸數公里，水深 20m 處，利用 ASIS 浮標(Air-Sea Interaction Spar, Graber et al., 2000)直接觀測在惡劣氣候下的表面波浪的狀況以及風場的組成情形，發現在冷鋒作用下海氣交互作用的波浪場中成熟波(fully-developed waves)居多；FETCH 計畫在 1998 年 3~4 月份地中海獅子灣(Gulf of Lion)距岸 50Km 遠，水深 100m 處，利用 ASIS 浮標觀測海表面的風應力變化情況以及波浪場資料(Drennan et al., 2003)；SWS2 計畫(The Storm Wave Study second experiment)在 1997 年秋季紐芬蘭沿岸上，利用總高 6m 的 Nomad 浮標進行直接觀測，其中超音波測速儀可直接

觀測到高緯度上三維的開闊海面的風速變化，以及可達 9m 高的有義波高，而波浪類型則是在純風浪(wind sea)以及湧浪(swell)間的混合型態(Taylor and Yelland, 2001)等。

在風場的分析上，Pryor 與 Barthlimie(2002)等學者利用丹麥風速監測網(Danish wind monitoring network)所提供在海面上的浮標以及測速桅竿所得到的風速資料，而對於近岸海面風場的特性，作有系統的量化與分析。而 Coelingh(1998)等學者利用在北海近岸不同的觀測平台，觀測並比較近岸與海面上風場的持續性大小，所謂的持續性代表具有相似的風向以及特定風速範圍內的持續時間。與陸地上的風場比較之下，可以將季風的現象作一個量化的研究。眾所週知的，在海面上的風速大小總是比起在陸地上的風速來的大，不僅如此，海面上風場的持續性也比陸地風場長，主要是因為在海洋表面的粗糙長度值比在陸地上的粗糙長度來得小的關係。

為了描述風速的垂直方向分佈情形，通常可以利用指數分佈公式，而指數分佈(Power law distribution ，Panofsky and Dutton, 1984)為：

$$\frac{U_1}{U_2} = \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^p \quad (1.1)$$

其中z代表高度， U_1 、 U_2 分別代表在 z_1 、 z_2 高度處的風速值。在Power Law公式中的冪次項p值，在海面上比在陸地上還小。代表在海面上的風速垂直變化比陸地的變化值還小。能作如此大範圍的研究，主要是因為在北歐，非常注重再生資源的發展，而這是台灣目前所欠缺的資料，若要選擇一個較佳的風力發電廠址，北歐各國的資料絕對是有作為參考依據的必要。

依據 Arya(1988)的理論，紊流強度(Turbulence Intensity, TI)值在強風作用下可得到與 Power-Law 中的冪次項 p 值間的經驗關係(Arya, 1988)：

$$TI \equiv \frac{\sigma_u}{U} \approx \frac{1}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} = P \quad (1.2)$$

其中， Geernaert等學者(1987)利用北海資料結果，發現在中性層化狀況下，TI值與風速有線性相關： $TI \doteq 0.061 + 0.0022 * U_{10}$ (1.3)

如此一來，可以得知，若要得到冪次項 p 值，可以利用在強風作用下的水平風速資料估算 TI 值，進而求得。這應是對目前台灣的選址狀況最有效率的方式，畢竟台灣目前海面資料

浮標上並不能提供垂直的風速變化的訊息，而在陸地測站上則又有遮蔽效應等問題。

為了要計算海面的動量通量變化，必須先確定海面的粗糙長度 z_0 值，而由前人的研究後發現， z_0 值與有義波高 H_s 、波長 L_p 、波速 C_p 以及摩擦風速 u_* 值間有函數關係，因此將 z_0 值與波高 H_s 的方均根間的比值定義為平衡區域參數(equilibrium range parameter, α)值，且由 Donelan 等學者(1993)發現 α 值與波齡間有相關。而Serhad 與Kristina (1999)在華盛頓湖，利用距岸 15m處的觀測平台直接觀測湖面與大氣間的表面通量變化，由波譜分析中發現湖面上波浪場的平衡區域參數(α)值是海面上觀測所得到值的 1/2.1 倍。

利用波浪資料的分析，Charnock(1955)提出了對於海表面粗糙長度(roughness length, z_0 值)與摩擦風速 u_* 間的關係： $z_0 g / u_*^2$ 為定值後，往後學者們則以波浪尖銳度(wave steepness, H_s/L_p)以及波齡兩種不同的係數代表表面粗糙長度的選擇，而無論是哪一種表示情形，皆表示上述關係是會隨著波浪的組成而有所不同，並非定值。

1.2 研究目的

由於過去對於台灣海面觀測的資料蒐集作業大多是針對個別地點的需要，進行短期的調查，而相對於長期海洋環境的變異特性，僅有中央氣象局與水利署具備有以海上浮標觀測海面上的氣象資料。相較於國外的近岸相關研究，柯(1994)曾利用離岸兩公里、水深約八公尺的台中港外海觀測樁觀測民國 82 年四月至十一月間的台灣海峽海面風速、波浪、溫度等資料，利用渦流相關法以及剖面法(profile)計算風應力值，李(1995)與林(1996)則分別利用船測方式以慣性消散法測量台灣海峽開闊性海域上海面與大氣間的動量、顯熱以及潛熱通量的資料。且王與莊(1995)也利用中央氣象局、海軍以及台電公司的風速資料研究台灣週遭海域上風場的分佈，發現由於遮蔽效應的影響，沿岸觀測站所得資料不具代表性，以及利用鹽寮高塔的觀測資料分析台灣風場的垂直變化情形。

了解台灣海面上風場的分佈，有另一層經濟方面的考慮，那就是對於風力發電廠址的選擇。眾所週知的，全球氣候狀況是由海洋與大氣間的交互作用產生的，於是能夠完全了解海

洋與大氣間交互作用的模式，是一種對於人類未來永續發展的必要手段，本研究便是本著如此的精神，希望能夠藉由散佈在台灣週遭近岸的浮標資料作出對於台灣海氣間交互作用的一些結果。

本研究期望能利用浮標的氣象與波浪資料，描述台灣週遭海面的氣象統計與分析，以及選擇並討論符合台灣海面上風應力的估測公式。

1.3 本文架構

本論文共分為五章：第一章為前言，簡介文獻回顧，以及本論文研究目的及大綱。第二章為理論計算，介紹本研究所使用到的理論。第三章為簡介本研究的資料來源以及資料分析的方法。第四章為結果與分析，利用所取得的資料，不僅分析在台灣東西兩岸的海面上溫度、風場的時空等一般的直觀變化，也探討在海氣層化效應、海表粗糙長度影響動量傳輸的結果，並比較台灣海面上的海氣間作用係數與更深入的探討週遭海面上的風場特性。第五章為結論，總結本文的內容。

第二章 理論計算

2.1 理論回顧

海洋與大氣交界面之海氣動量通量為：

$$\text{動量通量：}\tau = -\overline{\rho u'w'} \quad (2.1)$$

其中 ρ 代表當時的大氣密度，大約為 1.3kg/m^3 ， u' 與 w' 表示風速的水平及垂直分量之擾動量，而橫線則代表時間或空間的平均值。

在表層，動量通量以及熱通量皆會影響紊流情況，進而改變平均風速的分佈變化。在動量守恆的表層情況下，紊流情況可以由 Monin-Obukhov 所提出的相似性理論進行預估風應力、熱通量等變化：

$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} ; L = -\frac{T_v u_*^3}{gk w' T_v'}$$

其中的 u_* 代表摩擦風速值， τ 為風應力， ρ 為大氣密度； T_v 為虛位溫 ($T_v = T(1 + 0.6q)$ ， T 為溫度， q 為溼度)， T_v' 為虛位溫變化， w' 代表垂直的風速變化， L 則代表風力與層化能量相等時的特徵高度，當 L 為正值時，代表層化效應明顯，也就表示風力的影響減少，若 L 為負值時，則代表層化效應不明顯，影響紊流的主要為風力 (Serhad and Kristina, 1999)。

海氣間的層化狀況是由層化係數 (stability parameter, z/L) 所決定。其中的 z 值代表高度， L 值代表 Monin-Obukhov stability length，為描述大氣分層狀況的函數。其中 L 值的計算有許多的公式可供選擇，包括利用可直接測量到的數值：海溫 (T_{sea})、氣溫 (T_{air}) 以及在高度 10m 下的風速 (U_{10}) 來計算 bulk Richardson number (Ri_b) 值，進而得到層化係數 z/L (Graf et al., 1984)：

$$Ri_b = \frac{gz(T_{air} - T_{sea})}{(T_{air} + 273.15)U_{10}^2} \quad , \text{ 其中 } z \text{ 代表儀器高度}$$

$$\text{在不穩定分層時}(T_{air} < T_{sea}) : \frac{z}{L} = 7.6Ri_b$$

$$\text{在穩定分層時}(T_{air} > T_{sea}) : \frac{z}{L} = 6.0Ri_b \quad (2.2)$$

也就是說，當海水表面的勢溫高於空氣的勢溫，海氣間處於一個不穩定的分層狀態；反

之，當海水表面的勢溫低於空氣的勢溫時，海氣間處於較穩定的分層狀態；而若當海水勢溫與空氣勢溫大致相等時，海氣間處於中性分層狀態。

大氣層化現象影響所及不僅是熱量通量的傳輸，而且也與海氣間的動量通量傳輸有關。對於風應力值與粗糙長度 z_0 值間的函數關係如下所示(Panofsky and Dutton, 1984)：

$$u_* = kU_{10}[\ln(10/z_0) - \Psi_m(z/L)]^{-1}$$

其中在穩定及中性分層下(Hsu et al. , 1999)：

$$z/L \geq 0 ; \quad \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 5\frac{z}{L}$$

$$\text{在不穩定分層條件下：} z/L < 0 ; \quad \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = -1.05\left(\frac{z}{L}\right)^{0.46} \quad (2.3)$$

摩擦風速與風應力之間便有如下的關係：

$$\tau = \rho u_*^2, \quad \rho \text{ 為大氣密度} \quad (2.4)$$

雖然摩擦風速 u_* 的數值無法直接測量得到(因為 $u_*^2 \equiv -\overline{u'w'}$)，但是卻與表面上方 z 公尺處所量測之風速 U_z 值有相對應的計算式(Panofsky and Dutton, 1984)：

$$U_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.5)$$

其中 k 為 von karman constant ($k=0.4$)。

2.2 大氣層化作用的相關公式

考慮在海面上方的大氣中風速與當時大氣的層化情形的關係比起海面上的波浪關係大，所以指數公式 Power-Law 中的冪次項 P 值利用大氣的層化值 z/L 作為變量則較為可行。因此在穩定、不穩定與中性分層的大氣狀況下， P 值有不一樣的公式依據(Panofsky and Dutton, 1984)：

$$P = 0.1\Phi_m\left(\frac{z}{L}\right) \quad , \text{ 且}$$

$$\text{當穩定分層 } z/L > 0 : \Phi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 1 + 5\frac{z}{L}$$

$$\text{當不穩定分層 } z/L < 0 : \Phi_m\left(\frac{z}{L}\right) = \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{-1/4}$$

$$\text{當中性分層 } z/L = 0 : \Phi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 0.1 \quad (2.6)$$

描述海氣間動量通量間的傳輸，要得到海表面上風場的垂直分佈。在表層中，影響風速的因素主要是接觸面間的摩擦力。若以經驗公式來說明，可以將影響風速的表面摩擦力以曳力係數 C_D 值(Drag coefficient)表示，一般的表示方式乃利用Bulk aerodynamic theory：

$$\tau = \rho C_D U_z^2 \quad (2.7)$$

對於曳力係數的研究成果而言，Large and Pond(1981、1982)及Smith(1980)分別得到 C_D 隨著不同的風速範圍而分別呈現階梯或線性的關係的結論，不同僅在於風速範圍以及線性相關時斜率的大小。其他則是探討 C_D 值在海表面邊界層中與層化間的相關性，於是對於 C_D 值的估算值採用下式(Smith, 1980)：

$$\begin{aligned} z/L < 0 &\Rightarrow C_D = (1.46 - 0.97 z/L) \times 10^{-3} \\ z/L = 0 &\Rightarrow C_D = 1.51 \times 10^{-3} \\ z/L > 0 &\Rightarrow C_D = (1.56 - 0.33 z/L) \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (2.8)$$

或是認為曳力係數 C_D 值不僅僅與大氣層化情況有關，而且也是高度及表面粗糙長度的相關函數 (Panofsky and Dutton, 1984)：

$$\begin{aligned} C_D &= k^2 \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right]^{-2} \\ z/L \geq 0 &\Rightarrow \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = -5\left(\frac{z}{L}\right) \\ z/L < 0 &\Rightarrow \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 1.05\left(-\frac{z}{L}\right)^{0.46} \end{aligned} \quad (2.9)$$

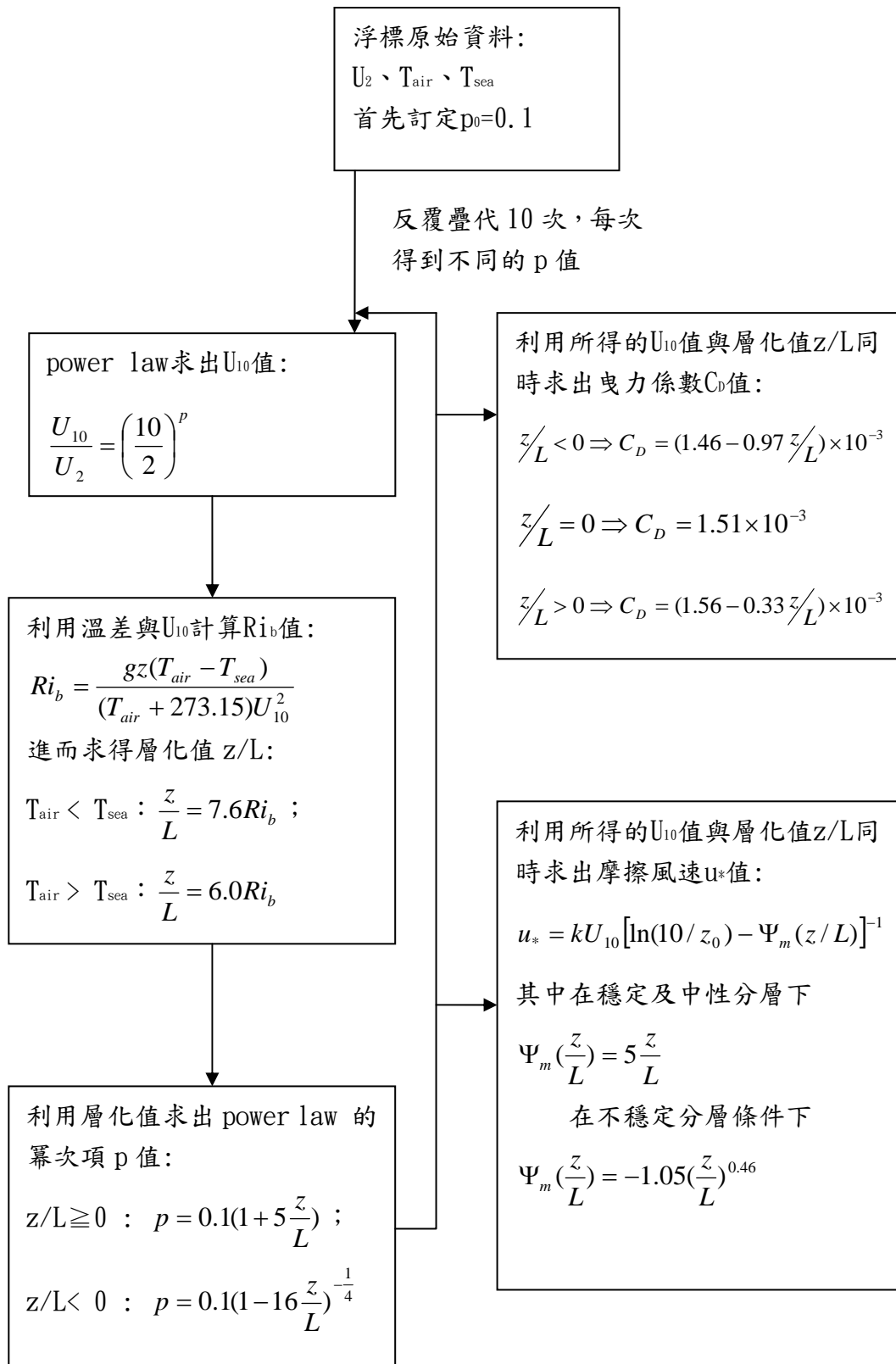
其中 z 通常代表 10m 的高度， $\Psi_m(z/L)$ 代表大氣層化的相關函數(Hsu et al., 1999)。

2.3 使用公式

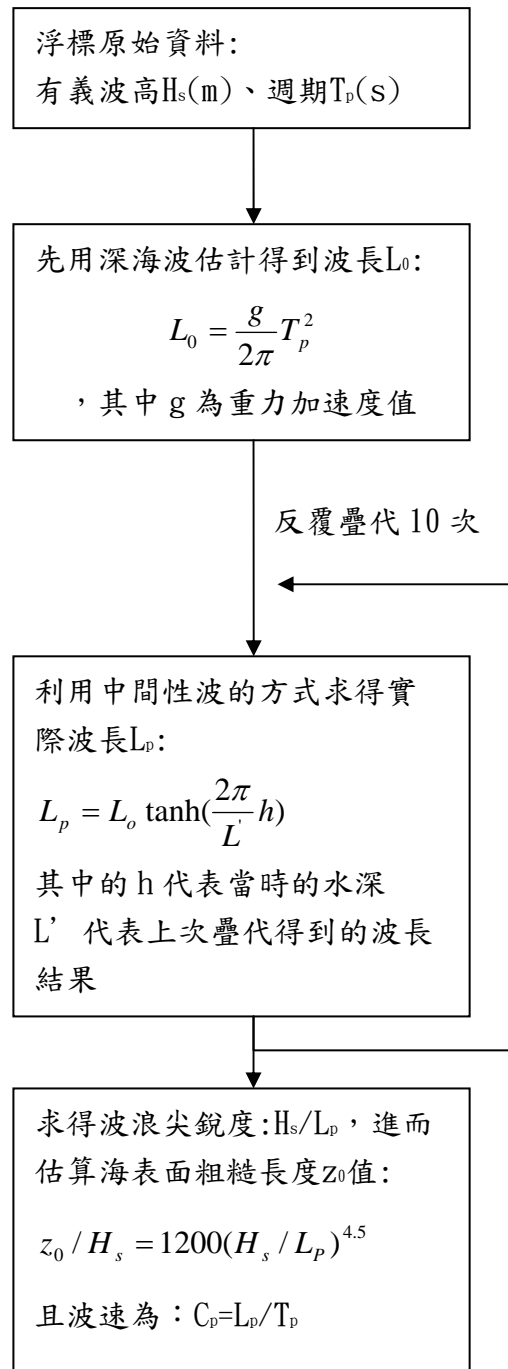
風應力值並不容易直接量測得到，所以間接利用曳力係數求出風應力值。而曳力係數為經驗係數，無法直接由觀測數值獲得。曳力係數不僅與接觸面的摩擦力有關係，而且也與高度以及大氣分層狀況有關，而摩擦力又與表面的粗糙程度有關，故有如式 2.7 與 2.9 的關係。 z 值為由表面垂直向上測量的高度值，為了方便對照起見，總是將 z 值訂為 10m，方便在不同的地點互相比較在此高度處的風速、風應力等； z_0 值代表在表面上的粗糙長度，而在海表面上方的 z_0 值其數量級約為 10^{-4} m (約為 1~0.1mm 左右)。而 $\Psi_m(z/L)$ 值與大氣以及海面上的溫度以及大氣風速有關。簡而言之，表層因受太陽輻射以及海面與空氣的溫差所影響，可分為穩定 (Stable)、中性 (neutral)、不穩定 (unstable) 三種不同的大氣穩定度狀態。

在 Similarity theory 中，雖然海面上摩擦風速 u_* 的數值無法直接測量得到，但可以利用風速 U_{10} 與 z_0 間計算得到 (2.5 式)。其中 z_0 值愈大，代表表面越粗糙。

由於浮標資料並無 10m 高的 U_{10} 值，僅有 U_2 值。且包括層化值 L 、曳力係數 C_D 值以及摩擦風速 u_* 值，都需要先得到 U_{10} 值才能進行後繼的估算。所以在風速的估算公式中，本研究利用 power law 同時使用疊代法進行估算。本研究中所使用的公式可以整理如下頁所示：



其中，由於摩擦風速 u^* 值與粗糙長度 z_0 值有關，而粗糙長度可以由波浪的尖銳度估算得到。但計算波浪尖銳度中，需要使用波速 C_0 值，而浮標資料中並無波速值，因此本研究中，利用疊代法使用dispersion relation計算方式求出波長 L_0 值，進而計算波浪尖銳度，最後得到海表面的粗糙長度 z_0 值。計算的方式如下所述：



第三章 資料來源與分析方法

在吾人欲瞭解台灣海域風場相關的研究之前，首先簡單介紹本文中所引用的資料數據以及儀器，以利進一步之研究。

3.1 觀測資料簡介

本研究利用中央氣象局與水利署的浮標資料，資料中包含波浪、海溫、氣溫、風速與氣壓值等五項，這些物理量均是以兩小時為取樣間距。所選取的浮標地點分別在台灣沿岸的花蓮、新竹與鵝鑾鼻浮標，以及離島的金門浮標。除了浮標資料外，本研究對於海面與陸地的水平風速分佈情形亦有興趣，因此也分析離島或是與浮標相近的氣象局陸上測站：東吉島、蘭嶼、花蓮、新竹與恆春測站，陸上測站包含風速風向與氣溫兩項目，取樣的時間間距為1小時。因在大氣邊界層(PBL)中多為紊流，風速會隨著時間呈現類似隨機的變化，所利用的風速資料，採用十分鐘的平均速度，即觀測時間正時之前十分鐘內的平均風速(表 3-1)。

資料浮標系統每日觀測 12 次，自 0 時起每隔兩小時觀測一次，每次由奇數小時 50 分取樣至偶數小時整點共十分鐘，取樣頻率為 2Hz。觀測項目包括示性波高與週期、氣溫、海溫、氣壓以及陣風風速風向、平均風速風向。其中示性波高與週期的取樣分析方式為有限傅利葉轉換分析法(FFT)分析浮標加速度值後求得；氣溫、海溫及氣壓三項資料是利用整點前一分鐘 120 筆原始觀測值加以平均，並將偏離原始觀測平均值 1 倍的標準差以上的資料刪除成為有效資料，之後將有效資料平均後即為所取得之資料數據；風速與風向的觀測資料中陣風風速採用在取樣的 1200 筆資料(十分鐘)內的 3 秒鐘最大平均風速值，而平均風速與風向則是利用原始風速觀測資料以向量平均法所平均出的風速資料數據。

本研究中所採用的浮標乃是由中央氣象局為了能夠確保資料浮標作業化觀測正常運作及技術在國內生根，故委託成大近海水文中心，引用美國國家資料浮標中心(NDBC)規範，依據台灣海域特性研製，外觀為直徑 2.5 公尺的碟形浮標，高度為 4.9 公尺，總重 1310 公斤(圖 3-1)。浮標所測量的風速資料，僅利用在海水表面上方 2m 處的風標(Young 式風標，海洋型)所得，在 2001 年 6 月、7 月及 9 月、12 月以及 2002 年 1 月、2 月以及 7 月份資料中，裝設第二支螺葉測風儀在表面上方 3m 處，不過，因為 3m 的風速與 2m 風速差距不大，且 3m 風速

脫漏資料過多，便無繼續使用的必要。但是，若是作為當驗證風場的垂直風速的估算公式中，3m 風速值可作為驗證資料。除此之外，浮標的風速資料並無法作出垂直水面的風速分佈。

因為本文對於在強風吹拂下，大氣對海面的動量傳輸有興趣，所以文中的資料時間集中在夏季(有颱風與西南季風)與冬季(東北季風)期間。而資料的時間與地點，詳見表 3-2 與表 3-3，相關位置圖詳見圖 3-2。由表中可知在新竹、花蓮、東吉島與蘭嶼四個陸地測站以及花蓮與新竹近岸浮標的資料所代表的是民國 90 年與 91 年份的夏季以及冬季資料。其中，90 年六月份有奇比(CHEBI)颱風、七月份有桃芝(TORAJI)颱風與九月份的納莉(NARI)、利奇馬(LEKIMA)颱風，除了奇比颱風路徑由南向北通過台灣海峽外，其餘三個颱風皆由東向西穿越台灣。在 91 年度除了輕度颱風娜克莉(NAKRI)由西向東北橫越台灣外，尚有雷馬遜(RAMMASUN)颱風在西太平洋由南往北掠過台灣以及辛樂克(SINLAKU)颱風於台灣北方橫掠而過，可利用所選取的測站資料，了解在颱風侵台期間內，海域上的風速以及風應力等的情形。

本研究採用的浮標資料包括風場、波浪與溫度等三類資料。風場資料包含了平均風速風向與陣風風速資料；波浪資料包括有義波高與波週期；溫度資料則包括海溫及氣溫資料，其他尚包括氣壓資料，用來描述台灣兩側冬夏季的風場分佈情況，以及估算出在不同層化條件下，風應力的大小。

3.2 分析方法

本研究中因同時利用陸地測站與浮標測站資料，其中陸地上的風速以及氣溫資料本為每小時測量乙次，為了方便比較浮標與陸地測站資料，皆改為兩小時的平均資料，而風速大小與風向的資料處理為先以向量分解的方式將每小時一筆的原始的風速分解為東西方向風速與南北方向風速，再將兩小時內的資料平均即成為本研究中所利用的資料。

將所得資料分為風速、溫度以及波浪三部分，首先對於台灣兩側風速以及持續性進行一般性分析，其次分析海氣溫度影響層化的情形，再考慮波浪對於海氣交互作用的影響以及限制後，最後估算海氣交互作用的參數值進而估算風應力的大小以及影響。

風速值通常利用 10m 高的資料互相比較，但浮標的風速計設在海面上方 2m 處，因此利用

power law(1.1 式)將浮標的觀測風速 U_2 轉換為 10m 高的風速資料 U_{10} 。在考慮影響陣風係數的條件以及影響海面粗糙長度的因素時，由於必須考慮較長吹風域的影響，且台灣地理位置約略呈現東北-西南走向，所以在冬季時，在新竹、金門與花蓮浮標測站上，選擇東北方向的風向資料，擁有較長的吹風域，因此冬季時選擇風向範圍為 $[0^\circ \ 45^\circ]$ ；而在夏季時，新竹、金門與花蓮浮標測站所觀測較長的吹風域資料為西南風，因此選擇風向範圍為 $[180^\circ \ 225^\circ]$ 。

第四章 結果與討論

本研究主要探討台灣地區週遭海面上的風場與波浪資料，尤其著重於對台灣東西兩岸間的比較。分別利用台灣東西兩側的離島、沿岸與浮標資料共計八個地點測站，為了進一步了解各地的季節性變化情況，所以分別選擇冬季夏季作為分析海氣交互作用變化的時段。

由於浮標位於近岸約 2Km 的距離內，因此可觀測到近岸的風速資料。本研究首先利用四個浮標分析風速的時空變化，可取得冬夏兩季陸地和近岸的風速分佈情況、風場在台灣近岸處日變化，以及近岸的持續風速吹拂的分佈情況。

要了解海洋環境的表層動力機制，不僅只考慮表層上的水平風速，需要同時考慮海氣間分層情況。在海面表層的動力行為與在陸地上有很明顯的不同，特別是在海面上會因為風所產生的短暫性的粗糙長度(也就是波浪會改變海面上的粗糙性質)，此值不僅與風浪(wind sea)的組成有關，而且也會影響海面上方的風場垂直性結構。所以本研究要探討，在台灣週遭海面上粗糙長度對海氣通量間的影響。

本研究利用台灣現有的浮標資料來討論海洋與大氣間的交互作用，並提出可行的估計海氣間通量傳輸的值，包括溫度與海面層化間的關係、波浪資料對於海面上方風場的影響以及在台灣兩岸的風場資料分析。

4.1 台灣週遭海面風場的時空變化

為了分析在台灣週遭海面上的海氣交互作用，本研究將表 3-2 列中所有的浮標資料，分為冬季、夏季以及颱風(其中包括 90 年 6 月 22-24 日奇比颱風、90 年 7 月 28-31 日桃芝颱風、90 年 9 月 26-28 日利奇馬颱風、90 年 9 月 16-19 日納莉颱風以及 91 年 9 月 9-11 日的娜克莉颱風)等資料，其中颱風影響海域的日期不僅參照中央氣象局所發布的時間，更直接參考在浮標上所測量出的氣壓值，當氣壓低於 1000mb 時，就代表熱帶型低氣壓_颱風影響浮標週遭的時間。進而分析冬夏兩季中，台灣週遭海面上風場的時空變化。比較在沿岸的花蓮新竹兩測站、近岸的花蓮、新竹、鵝鑾鼻、金門四浮標測站以及東吉島、蘭嶼兩離島測站間的風速變化情況。除此之外，對於海氣間交互作用的通量變化中，本研究希望能藉著一般性的觀測資

料(包括風速風向、波浪及溫度資料)中得到估測風應力值的可行方法，由於直接量測表面通量是較為困難的，也不容易由一般性的常設觀測結果得到。這主要是因為觀測三維風場的變化費用較大且不易在浮標上設置的關係，因此利用波浪資料計算出正確的表面粗糙長度以及風速值即可以正確估算出風應力的變化情況。

4.1.1 風速資料驗證

在進行資料分析之前，首先，必須要確保資料的正確性。經驗上，由於離島測站的風受到地形的影響較小，因此本研究以東吉島測站作為驗證風速資料的參考(王和莊，1995)，故我們首先觀察蘭嶼、東吉島等離島測站的風速資料。本研究中所採用的資料分析為利用MATLAB的程式所設計，為了確保資料的正確性，利用中央氣象局所提供的「台灣地區地面測站風花圖」與本研究使用的程式所獲得的風速圖形作比較。

本研究中所使用的時間總共有三年份的冬季與夏季資料。而首先以九十一年夏季與冬季的風速資料作為代表。利用民國九十一年七月份與在民國九十一年十二月至民國九十二年二月份的花蓮、新竹兩陸地測站與蘭嶼、東吉島兩離島測站以及花蓮、新竹、鵝鸞鼻、金門海面浮標之風速資料畫出圖 4-1 的風速棍棒圖以及圖 4-2 中的風速玫瑰圖。其中棍棒圖 4-1 中橫軸代表太陽日，圖中顯示風速風向對時間的變化情形；而玫瑰圖 4-2 中方向代表風速的來向(風向)，風速的大小以顏色代表，在圖中顯示風速風向的比例關係。

由圖 4-2 中可以明顯看出，鵝鸞鼻與金門浮標在冬季可測得與兩離島測站相似的強烈東北季風，反觀新竹、花蓮兩地的陸地測站，其所測得的結果與離島風速有偏差，尤其是在花蓮陸地與花蓮浮標測站上，西南風佔有可觀的風速組成，且在花蓮、新竹兩陸地測站中冬夏兩季三年平均風速僅約為 3m/s 與其餘離島測站平均風速可達 8m/s。代表鵝鸞鼻與金門浮標與兩離島測站(東吉島與蘭嶼)較不受遮蔽效應的影響，對台灣附近海域風場具有代表性。

利用民國 91 年七月份以及民國 92 年一月份各測站的風速資料分別代表冬夏兩季的風速，同時將各測站的風速分為南北與東西方向的風速分量值，利用 36 小時低頻過濾，過濾掉海陸風效應後，作出圖 4-3，且圖中各測站風速分量值與東吉島的風速分量值作相關性的分析。比較之下，可發現當在冬季時，在台灣海峽上的新竹、金門等浮標與東吉島測站可得到

南北方向上相同的風速分量變化情況，相關係數可高達 0.7 以上；而在夏季時，相關情況不如在冬季時的情況，這與一般的認知相同。

風場資料常被用在氣象預報及自然科學研究上，而為了方便比較在台灣東部與西部海域上的風場資料，本研究中分別將台灣東部的陸地測站：花蓮、蘭嶼測站與花蓮浮標中所獲得的風速大小與風向作比較，同樣的，在台灣西部的陸地測站：新竹、東吉島測站與新竹浮標中所獲得的風速大小與風向亦作相似的比較，同時所選取的時間內可代表夏冬兩季的風速情形，故可以看出：1. 在冬季花蓮與花蓮浮標以及新竹與新竹浮標的風速變化情形相近(可見圖 4-3 中的相關係數值)，且兩測站在 36 小時的低頻過濾下南北方向的風速分量，並無兩小時內的時間延遲(浮標採樣的時間間隔為 2 小時)；2. 離岸越遠的海面上所測得的風速越大；3. 風場在距岸邊 2km 內有急劇的變化，尤其是當海上風速大於 10m/s 的情況下更為明顯(可由圖 4-2 玫瑰圖中大於 10m/s 的風速百分組成在各測站的不同中看出)。

不論是在颱風的侵襲下，或是在東北季風期間，可以發現台灣週遭海面風速大小鮮少超過 15m/s。而在台灣週遭海面上的風速大小，有季節性的差異，不論是台灣東部還是西部海面上，冬季的東北季風比起在夏季的西南季風平均還來得大，不僅如此，在相似緯度上的台灣兩浮標測站：新竹與花蓮浮標，同時所測得到的風速資料大小，亦有明顯的差異性，新竹海面(約北緯 25 度)附近的風速比起在花蓮海面(約北緯 24 度)附近的風速來說，大將近 25% 左右。不過，若僅注意風速大於 10m/s 的資料情形，可以看出，台灣兩側的兩測站所測得的風速資料，仍然具有一致性。這亦可以驗證，在冬季台灣週遭海面上，是屬於同一個吹風域(fetch)的情形(王和莊，1995)。

為瞭解台灣地區風力潛能，首先分析台灣陸地、近岸與離島上各地的風場。圖 4-4 表示在各測站上觀測所得到的冬季與夏季風速風向百分組成，其中，圖 4-4(a)中橫軸代表風速在 [1m/s 25m/s] 範圍內區分為八等份，每等份所占全部風速組成的百分比；圖 4-4(b)中橫軸代表將風向分為 16 等份，每等分風向範圍內的平均風速值繪於縱軸。結果顯示，台灣西岸較風速東岸大，且鵝鑾鼻附近海面上大於 10m/s 的風速在冬季可達五成以上，故風資源極為良好。因此在季風氣候區的台灣，風力資源與開發條件十分優渥。

圖 4-4(a)中可以觀察到在鵝鑾鼻、新竹浮標處的風速組成與東吉島的風速組成相似，反

觀新竹陸地測站的組成中風速集中在 4m/s 內，此即代表，在花蓮浮標與陸地測站的風速有極大的變化，而兩者的直線距離不到 2Km。同時觀察圖 4-4(b)，可以發現在新竹浮標與陸地測站兩者的風向與東吉島中的風向組成相似。換句話說，在圖 4-4 中可以清楚的顯示，**風速在近岸 2Km 的範圍內，有急遽變化的情況。**

4.1.2 海陸風(sea breeze)相關分析

Coelingh et al.(1998)為了研究風速分佈情況，觀測在不同的測站上(包括沿岸陸地高塔、近岸觀測樁以及在海上的觀測平台等)的風速分佈情況，將冬夏兩季相同時刻的風速平均後，觀測在各季節、各測站中的日變化，可以發覺在相同高度下，離岸越遠的地點所觀測得到的風速會比近岸的情況大，且在越近岸處，海陸風的變化越明顯。

若要了解台灣東西兩岸海面上在冬季及夏季時，平均風速的時變情況，依 Coelingh et al.(1998)的方式分析風速日變化，如圖 4-5 中表示在陸地以及浮標各測站的風速逐時變化情況。在圖 4-6 中，則表示各測站在冬夏兩季各方向上的平均風速值。

由圖 4-5 中可以看出，不論是在冬季或是夏季，花蓮附近海面的風速日變化與新竹附近海面的風速日變化極為接近，雖然新竹海面比花蓮海面的風速大近 3m/s，但是，兩者的日變化圖中顯示，當在下午兩點左右，有最大的平均風速值出現；同樣的，在凌晨四點至六點期間，有平均每日最小的風速值存在。這代表，新竹與花蓮海面上有明顯的海陸風變化情況。這是由於在白天時氣溫高，造成陸地上熱空氣上升，於是在沿岸處吹強烈的海風；而在夜晚時，由於海陸間的溫差並不如白天般劇烈，且此時的海溫較高，因此有陸風發生。而不論是在夏季與冬季，存在台灣西岸的風速大於在東岸風速的情形，尤其以在鵝鑾鼻附近海面上的風速最大，除此之外，各測站上在冬季的平均風速皆比夏季時大約 2-4m/s，這與台灣季風的一般性認知相吻合。

圖 4-6(b)中可以看出在冬季時各測站東北風風速較大，且在離島與浮標上的東北方向風速平均值皆超過 8m/s。反觀在新竹與花蓮陸地測站上在東北風向上的平均風速則小於浮標風速。同樣的，在夏季時，各測站西南風的風速較大，其中新竹浮標以及新竹陸地測站因為地形的關係，在夏季東北方向也有強風出現。由圖 4-6(b)中可以發現各測站冬季東北風的平均

風速值大於夏季西南風的平均風速值。

冬季時各浮標測站的風向在東北方佔有絕大部分的比例，這代表在冬季台灣週遭海面上的風場為東北季風，而花蓮浮標的冬季風向比例同時存在有東南及南方的極值，再對照花蓮浮標的位置(圖 3-2)，可看出花蓮浮標附近的地形與風向亟為吻合，表示在冬季花蓮浮標附近的風場會被地形所改變；除此之外，花蓮浮標的風速中，10m/s 以下的風速佔大部分，也比其餘浮標所占比例多，這也代表，在冬季時，花蓮附近海面上的平均風速比在台灣海峽海面上的平均風速值還小。

為了描述台灣各測站的海陸風效應，圖 4-7 畫出各測站冬季與夏季海陸風風速日變化情形，圖中左側小圖代表風速大小的變化，右側圖形則表示各範圍風速的百分率變化情形，在新竹與花蓮浮標及陸地測站的小圖中各擁有 6 條曲線。將風速資料分為兩大類型，第一類為由海上或是陸地上所產生吹風域，由於海上吹風域代表長吹風域，陸地吹風域代表較短的吹風域(表 4-1)，如此一來即可以表現在不同吹風域下的風速風向變化；第二類則分為全部、大於 7m/s 與小於 7m/s 風速資料；而在其餘離島以及鵝鑾鼻、金門浮標圖形中，由於海陸風的區隔不易，故僅將風速資料區分為全部、大於 7m/s 以及小於 7m/s 等三類風速曲線。其中以 7m/s 當作界定值是由 Simpson(1994)所提出，主要是為了判斷海陸風效應，由於海上與陸地的溫差而產生的風場現象。這就是在白天海風盛行，但一到夜晚，變成陸風的原因。而且 7m/s 的值也相當接近各測站的風速中位數值。且浮標圖形由上而下的排列方式代表與岸邊相距的遠近關係，越遠就排列在越下方。

由圖 4-7(b)與(d)中右側的比例圖形可由花蓮、新竹兩陸上測站與東吉島、蘭嶼兩離島測站風速資料比較後看出，花蓮與新竹陸地測站有明顯的海陸風效應；且當測站距離台灣本島越近，陸風與海風的比例組成變化就越明顯，尤其在冬季白天時會呈現完全相反比例組成。如此結果，可以量化對於海陸風效應的認知。

再觀察圖 4-7 中左側的風速圖形中可得知，陸風風速(虛線表示)的日變化比海風風速(實線表示)的日變化小。表示在白天的時候，風向會由向陸地轉而向海洋，可由平均風速(一般粗細線段表示)與小於 7m/s 的風速(細線表示)兩範圍內的風速曲線中觀察得到。也就是說，海風的平均風速日變化在白天的時候會是最小值，這是因為在白天時，海風的微小風速比例

增大；相反的，陸風的平均風速日變化在白天的時候會是最大值，這也是因為在白天時，陸風的微小風速比例減少的原因所致。

而在較強風速的範圍下(>7m/s)，無論是海上浮標，或是陸地、離島各測站所得到的風速日變化中，陸風的變化情況微乎其微。反觀在同樣風速範圍下的海風，雖然在冬季新竹浮標、夏季花蓮浮標與花蓮測站上，其日變化很大，但若同時參考其組成的資料百分率可以得到，其組成的非常微小，這也代表會有較大的統計誤差。總而言之，在較強風速的範圍下，海陸風效應可以忽略。總之，以 7m/s 的風速為海陸風風速的界線是合理的。

各海面上的風速日變化情況不分冬夏季，在正午 12 點到下午 2 點間，會有每日最大的風速值，這也與在白天時，旺盛的海陸風效應有關。而且在台灣附近海面上的風場有明顯的季節性變化，在冬天的風速大小因受東北季風的影響，比在夏季時的風速大小平均還大 2m/s 以上，甚至在鵝鑾鼻附近海面上的風速在冬夏季可差異到 3m/s 以上，但是在各季節上，各測站的風速日變化中，鵝鑾鼻附近海面的風場並無明顯的變化，這代表在鵝鑾鼻附近海面的風場其持續性較佳。因此在風場的穩定性考慮上，以鵝鑾鼻附近海面當作風力電廠的廠址，此一特性可列作考慮。

4.1.3 沿岸風場相關特性

海面上的風場特性的分析上，可以利用 Pryor 與 Barthelime(2002)所建議的方式將風場作統計性的分析。比較在北海上四年份的資料(Pryor and Barthelime, 2002)中顯示在風速大於 15m/s 的情形下，在海面上發生並持續吹拂的時間都比起在陸地上相同情況還久，且可在距岸 2km 範圍內看出。而本研究分析在離島、近岸浮標以及陸地測站三年兩季的風速資料可以發現，台灣亦有如北海所發生的情況。

由於利用風力發電的前提之一，就是尋找一個具有較為持續的風場作為廠址。且對於風力資源的精確評估依賴的是可靠的風速持續性資料、產生能量的可預測性以及無法產生能量的持續時間長短等等。而所謂的風速持續性則是代表在相同風速範圍內，可以持續吹拂多少時間。

圖 4-8 顯示在四個沿岸浮標測站、兩個本島陸地測站以及兩個離島測站的持續性的圖

形。由於花蓮以及新竹陸地測站距離海岸線在 1Km 範圍內，也就代表此兩陸地測站可分別測得台灣東西兩岸的海陸間混合氣象；而花蓮與新竹浮標測站則位於海岸線外 1Km 範圍內，因此可以知道所測得的資料為近岸的風速氣象。且在每一個測站上將風速範圍定為：

$$(1) U_{10} < 4\text{m/s}$$

$$(2) 4\text{m/s} < U_{10} \leq 13\text{m/s}$$

$$(3) 13\text{m/s} < U_{10} \leq 22\text{m/s}$$

$$(4) U_{10} < 22\text{m/s}$$

此四風速等級的決定乃是以典型的風力發電葉片所決定的(VESTAS V66 1.65MW 長達 60m 的風車葉片，Pryor and Barthelime, 2002)，其中(1)代表開始啟動風扇轉動產生電能的風速範圍；(2)預計在此範圍內的風速組成應是最多的，且在此風速範圍內的葉片可以轉動得到較為穩定的電能；(3)此範圍內的葉片在安全轉動值的範圍內；(4)若 U_{10} 超過 22m/s 則容易使葉片斷裂以及產生電能的功率不佳等情況，於是將此列為截止風速值($U_{40} \doteq 25\text{m/s}$)。而在原始資料中，有些遺失的風速資料值，由於有許多連續數日的遺失資料，並非隨機的時間分佈，所以將這些資料時間予以省略，而非採用平均或內插的計算方式，雖然如此一來，這將使各風速範圍內有傾向於得到較低的持續性結果。

由於原始的浮標風速計測量的範圍在 1m/s 到 60m/s 的範圍(Young 公司所製四葉螺旋槳式測風儀，風速測量誤差在 $\pm 0.3\text{m/s}$ 內，風向則在 ± 3 度內)，同樣的，陸地測站的風速測量範圍在 0.3m/s 到 60m/s 內，但是由圖 4-4 的統計圖中可以看出，風速 U_{10} 在 22m/s 外的資料極少，所以在圖 4-8 中僅顯示前三類風速範圍的累進線段。且在表 4-2 中可代表在第二、三類風速範圍下，各測站地域上持續吹拂達 10 小時以上所佔的比例。其中可看出：(1)除了花蓮與花蓮浮標外，各測站累進圖中，以 $4\text{m/s} < U_{10} < 13\text{m/s}$ 風速範圍持續性較其餘兩類風速範圍好。這可由累進百分率在大於 0.8 的期間，此類風速持續性大於其餘兩類風速中明顯看出。(2)由於新竹浮標與新竹測站以及花蓮浮標與花蓮測站間相距不遠，所以在 $4\text{m/s} < U_{10} < 13\text{m/s}$ 風速範圍內，此兩對測站所得到的累進百分率圖非常相似。(3)在海上風速的持續性比在陸地上大。這首先可以由表 4-2 中的離島測站、金門、鵝鸞鼻浮標與陸地測站間持續風速吹拂達 10 小時以上的比例表中看出，不論是在冬季或是在夏季，在海面上的風速持續性的比值皆比

在陸地上大。而且由圖 4-8 中也可看出各持續時間的累進比值。(4)在台灣海峽上的風速持續性較在台灣東部沿岸海面上的持續性來得佳。這可以由表 4-2 中台灣西側的新竹、新竹浮標以及東吉島測站與東部的花蓮、花蓮浮標以及蘭嶼測站的比較得知。

換句話說，對於需要考慮較大風速的持續性與發生機率的風力發電廠址的選擇而言，在台灣西部沿岸比東部為佳。

對於考慮大氣分層效應的平均風速而言，可以利用圖 4-9 來統計分析關於台灣東西兩岸風場的變化。在圖形中，橫軸為所有風速值由小至大的排列，每 10% 作區隔，但值得注意的是，由於各測站在不同分層情況下(尤其是穩定分層)的觀測值非常少，所以無法提供有效的資料分佈，於是，若是每一區間內的有效資料數少於 10 筆，則不予以顯示於圖上。而縱軸則代表在範圍內的平均風速值，而線段為表示全部的風速資料的平均，舉例來說，在冬季新竹附近海域的所有風速由小至大排序中，第 90% 至 100% 在不穩定分層下的平均風速為 4m/s。圖中可以看出，在夏冬兩季節，不論是在台灣的東西兩邊沿岸海面的風場下，對於各層化狀態下的平均風速值，為處於中性分層情況下最大，而不穩定分層情況下最小。這一方面可以解釋為在較大風速情況下的會導致中性分層，另一方面也可以說明並且量化在具有較大吹風域的海面(如冬季的鵝鑾鼻、金門、夏季的鵝鑾鼻以及各離島測站附近海域)，會得到較大的風速資料。

4.2 層化對海面大氣的影響

4.2.1 海氣溫差影響層化的情形

海氣間溫差在冬季與夏季各浮標測站的範圍與出現機率如圖 4-10 所示。圖中可以看出台灣週遭海面的溫差值在冬季比在夏季來的大，尤其是在花蓮海面上，其中海溫比氣溫高 10°C 的資料可以占全部的 3% 以上，而其餘測站則沒有溫差如此大的資料。在金門附近海面上，因為冬季有較冷往南流的大陸沿岸流，使海溫溫度降低，因此出現溫差的機率極值與夏季時一

致，皆落在海溫比氣溫高約 1°C 的位置。同樣的，圖中也可以看出在夏季時，溫差的機率分佈比率會較冬季時來的集中，這是因為氣溫在夏季時日變化不如在冬季時明顯。

在海氣間的溫度差異也直接影響層化現象，海氣間層化的情形可以分為穩定分層 ($T_{\text{air}} > T_{\text{sea}}$)、不穩定分層 ($T_{\text{air}} < T_{\text{sea}}$) 以及中性分層三種狀況。但是影響層化現象的因素除了海氣溫差外，還有海表面風速大小。海表面風速越大，海氣間層化狀態越接近中性。

海氣間的層化狀況是由層化係數 (z/L) 所決定並量化。其中 L 值的計算有許多的公式可供選擇，在本研究中採用 Donelan (1990) 利用 Ri_b 值的估算方式，將層化情況分為不穩定分層與穩定分層兩種情況下討論(2.5 式)，由於在浮標上測風儀與氣溫計，約在海面上方 2m 處，所以 Ri_b 值內的參考高度 z 值為 2，進而計算出海氣間的層化值。

圖 4-11 代表各測站冬夏兩季 z/L 對溫差圖。圖中顯示各測站約在海氣溫差為 $2^{\circ}\text{C} \sim 4^{\circ}\text{C}$ 間時會產生最不穩定的層化值，但在冬季花蓮海面上則會有層化隨著溫差越大而越不穩定的情況，這是因為在花蓮海面上的風速較小的關係，且在冬季花蓮附近海面上的層化值幾可達到 -2.4 ，比起國外相似的研究所得到的層化值來的大。觀察可知層化值在花蓮冬季海面上與其餘測站海面有極大的差異，這是由於花蓮附近海面平均風場較台灣海峽風場較小，同時海氣溫差較大的原因。圖 4-12 則代表 z/L 對風速圖，圖中顯示當風速越大，層化情況越接近中性層化情況，而當風速值達到 4m/s 以上時，各測站的層化情形會集中在 $[-0.1, 0.1]$ 範圍間，也就是中性分層。其中值得注意的是，由於花蓮的風速組成中以微風(風速小於 4m/s) 居多(可達 60% 以上)，因此花蓮的層化值受溫差影響較其餘測站大，所以當風速大於 4m/s 的情況下，花蓮海面的少數層化值仍舊維持在不穩定分層中。

在圖 4-11 與圖 4-12 中可以看出，不論冬季或是夏季時，海面上的大氣層化情形較傾向於不穩定分層，其次是各測站的溫差與層化圖形中，溫差越小並表示層化越接近中性，反之，在風速與層化圖形中可以顯示，當風速越大，層化就越接近中性，這表示，影響層化的變量中，以風速為主要因素。總而言之，當風速較大時，溫差對層化的影響並不明顯；相反的，風速較小時，溫差對層化的效應較為明顯。

4.2.2 在不同分層條件下的陣風係數值

所謂的中性分層，原本的意思是代表在海面上的大氣表層中，通量變化僅存在純粹的機械紊流(pure mechanical turbulence, Panofsky and Dutton, 1984)，也就是 $z/L=0$ ，代表 L 值趨近於無窮大。但是這種層化值等於零的情況，在一般狀況下，是非常不容易發生的，於是趨近中性分層(near-neutral)的分類方式便應運而生。而依照 Hsu(2003)的分類，當 z/L 值介於 $[-0.1, 0.1]$ 間時，代表為中性分層；而當 z/L 值大於 0.1 時，代表為穩定分層；當 z/L 值小於 -0.1 時，代表為不穩定分層。

海氣分層的結果，可以直接影響風場中的陣風係數 G 值 ($G = \frac{U_{gust}}{U_{10}}$)。首先，Yelland 等學者(1996、1998)利用常設在墨西哥灣內的浮標資料，得到在中性分層的海面上，海氣間的陣風係數 G 與曳力係數 C_{DN} 值有函數相關：

$$G = 1 + 5C_d^{1/2} \quad (4.1)$$

而且同時利用量測所得到之中性曳力係數 C_{DN} 值與風速值，回歸出兩者的相關公式：

$$\begin{aligned} U_{10N} \leq 6 \text{ m/s} & \Rightarrow C_{DN} = \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10N}} + \frac{7.7}{U_{10N}^2}\right) \times 10^{-3} \\ 6 < U_{10N} \leq 26 \text{ m/s} & \Rightarrow C_{DN} = (0.5 + 0.071 \times U_{10N}) \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (4.2)$$

因此可得到陣風係數在中性層化條件下與風速間的關係。而利用台灣浮標資料，可得如圖 4-13 中所顯示的結果。由於要觀測冬季的海氣間動量通量值，所以界定有較長吹風域的東北風，換句話說，在圖 4-13 中的資料取各測站在 0° 到 45° 間的風向範圍，同時由於鵝鸞鼻浮標位於台灣南端，因此東北風下的資料極少，予以捨棄。由圖中可以清楚的看出，陣風係數 G 值與風速值符合 Taylor 和 Yelland 兩學者所預估的情形：在中性分層的海氣狀況，且海氣溫差值小於 0.2°C 的情形下，當風速小於 6m/s 時，陣風係數有隨著風速越小而增加的趨勢；當風速在大於 6m/s 時，陣風係數則隨著風速增加而有緩慢增加的趨勢。由圖中可看出，在各個觀測資料點的分佈在風速越大時，就越趨近於估測曲線，而風速在小於 6m/s 下，發散的情況比預估值還大，但仍符合兩位學者的研究結論。

由圖 4-13 中可以看出在中性分層的情況下，無論是在哪一個測站，陣風係數 G 與風速值

U_{10N} 間的關係是可以預測的，符合墨西哥灣內所觀測擬合的情況(式 4.1、式 4.2)。但是在台灣的分佈情況多落於Taylor 與Yelland學者觀測所得的擬合線之上方，顯示在台灣海面上的陣風係數較國外研究資料為大。

在不穩定的大氣狀況下，陣風係數會比在中性狀況下來得大，Hsu 與 Blanchard(2004) 利用在墨西哥灣內的冬季浮標資料，分析後認為在不穩定的分層情況下，由於紊流強度 TI 值與層化有函數相關，所以經過代數處理後可以得到下列經驗公式：

$$G = \beta + \gamma \left(1 + 3 \left| \frac{z}{L} \right| \right)^{1/3} \quad (4.3)$$

其中 β 與 γ 與地點有關，且 β 值會接近 1，在 Hsu 與 Blanchard(2004) 的研究中， β 、 γ 值分別為 0.825 與 0.371。而在本研究中同樣分析台灣週遭海面上處於不穩定分層下的狀況，如圖 4-14 所示。由於本研究著重於比較台灣東西兩岸間的情況，所以圖形中分為東岸的花蓮浮標資料與西岸的新竹以及金門浮標資料(同樣因為在冬季的東北季風方向有較長的吹風域，因此對於資料的選擇採用在 0° 到 45° 間的風向範圍)。

由圖 4-14 中可以看出，在台灣海域上，對於在不穩定分層的情況下，以區分為台灣東部海面與台灣海峽兩部分的方式為佳。這是由於在台灣東部的花蓮附近海面上風速組成以微風居多，進而在花蓮附近海面陣風係數 G 值較在海峽上新竹與金門浮標資料更為發散，且圖 4-14 中顯示，在花蓮附近海面的斜率明顯大於在台灣海峽海面上的資料。由圖中表示當層化現象越明顯(例如在冬季的花蓮海面)，陣風係數越不能夠不考慮層化效應。如此的結論代表陣風係數值不僅與層化有關，尚與其他動力機制有關係，而由於在風速影響較小的花蓮海面上，陣風係數與層化值較為相關，因此，可以推測不論是在中性或是在不穩定分層的條件下，陣風係數皆與風速值有關。換句話說，在不穩定分層的條件下，層化雖可影響陣風係數，但是卻非唯一影響的函數值。

4.3 粗糙長度對海氣通量的影響

4.3.1 海面波浪的影響

等價表面粗糙長度(equivalent roughness, z_0)的概念對於欲了解海面上的水平風場與海氣間動量通量傳輸間的關係上非常有幫助。因為在水面上的風場會在海面產生波浪，進而影響海流，所以要研究動量通量的傳遞，就必須考慮在海面上的波浪的影響，不得不考慮在海表面上粗糙長度的計算方式。

Charnock(1955)提出了對於海表面粗糙長度的無因次係數間的關係式：

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = \zeta \quad (4.4)$$

式中 g 為重力加速度值，而原先認定 ζ 為定值，也就表示當表面越粗糙，所造成的風應力值就越大，但是海面上仍需考慮波浪、風速等變量，所以並不如同 Charnock 所認為的情形。但是在近代對於表面粗糙長度的選擇則以兩種完全不同的函數表示：

其中一種是以波齡(wave age)作為 z_0 值變量的方式，由 Hsu(1998) 利用深海波資料而提出，直至今日，大多已經認同： $z_0 / H_s = A_1 (u_* / C_p)^{B_1}$ 的關係式(其中 A_1 、 B_1 為與海域有關的常係數值； H_s 為有義波高值，亦稱為 $H_{1/3}$ ，Donelan, 1990)，而在 Drennan et al. (2003) 針對純風浪(pure wind sea)以及深海波(deep water wave)等資料擬合後得到：

$$z_0 / H_s = 3.35 (u_* / C_p)^{3.4} \quad (4.5)$$

另一種則利用波浪尖銳度當作 z_0 值變量的方式。Taylor and Yelland(2001) 提出 z_0 隨著尖銳度(H_s/L_p)變化的函數公式：

$$z_0 / H_s = 1200 (H_s / L_p)^{4.5} \quad (4.6)$$

而其中的 C_p 代表波譜中最大能量密度的波速值， L_p 代表相對應波長值，兩者間的關係符合基本的弦波公式： $C_p = \frac{L_p}{T_p}$ ， T_p 為最大能量密度之波週期(下標 p 代表能量波譜中的 peak 值)，而實際上可直接測量波浪場中的值僅為有義波高 H_s 及波週期 T_p 值。所以對於海面上波浪場的計算上。

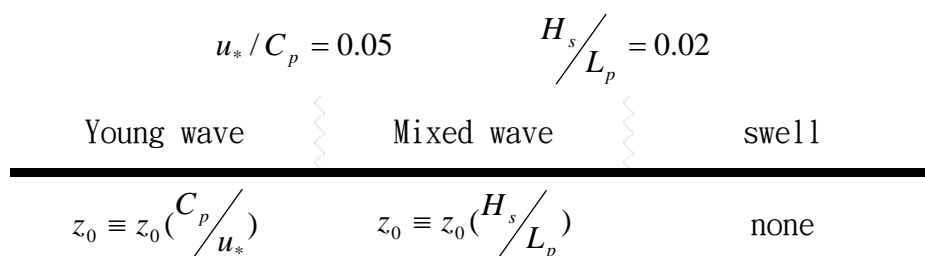
無論是哪一種表示情形，皆表示 ζ 值是會隨著波浪的組成而有所不同，並非定值。而圖

4-15 將上述兩種估算方式作比較，圖中的橫軸代表利用波齡為函數(4.5 式)所計算出的 z_0 值 (Drennan et al. ,2003)；縱軸則代表利用波浪尖銳度(4.6 式)為函數所計算出的 z_0 值(Taylor & Yelland ，2001)，且在圖中兩組粗糙長度值擬合出的正比相關線段，以虛線表示，而圖中的實線代表兩者相等的圖形。這兩種計算粗糙長度 z_0 值並不一致，但由圖中可看出以兩種不同方式所估算出粗糙長度 z_0 值間有良好的相關性。由於摩擦風速 u_* 值與粗糙長度 z_0 值有函數關係(2.5 式)，也就代表，風速影響波浪，造成粗糙長度值的變化。

Drennan et al.(2005)分析了八組實際觀測資料後，得到以下的結論：

首先，對於利用波齡作為海表面粗糙長度 z_0 值的函數變數($z_0 \equiv z_0(C_p / U_{10})$ or $z_0 \equiv z_0(C_p / u_*)$)，有著可以表現在吹風域以及吹風時間影響的波浪特性下之優點(可影響達10%左右的數值)，而且在未成熟波(young wave)為主要組成的風浪下，波齡較能夠表現波浪的特性，也就是此時的海表面粗糙長度 z_0 值使用波齡為變數是較好的；之後，在一般的混合波浪狀況(mixed wave condition，波浪尖銳度大於0.02的情況)下，則是利用波浪尖銳度作為海表面粗糙長度 z_0 值的函數變數($z_0 \equiv z_0(H_s / L_p)$)較佳。波浪尖銳度在波浪的觀測上，是比較直接且方便的直觀值。而不論是利用波齡或是波浪尖銳度來估算表面粗糙長度 z_0 值，對於湧浪為主的波浪組成中，都無法得到令人滿意的 z_0 估算值。這代表，當要考慮並計算海面上的動量變化情況時，被影響的波浪場中的湧浪資料必須被區隔出來，才會得到較良好的估測值，這也是因為在垂直動量通量傳輸上，風浪擁有比湧浪更大的傳輸能量。

所以對於波浪的分類方式可以線段表示如下：



Taylor and Yelland(2001)提出直接利用波浪尖銳度(H_s/L_p)作為 z_0 值變量的公式。其中所利用到的資料來源地點主要為在淺水的沿岸區。相對於本研究而言，所獲得的資料主要來自於在近岸邊的浮標。距岸邊數公里，水深僅30-40m的海面波浪場，其中的波浪組成並非完全由深海波組成，且對於組成波浪的情況也必須要區分出已成熟波(湧浪)與未成熟波(風浪)

兩種(表 4-1)。

波浪場的性質分類方式除了深海波等特性外，尚需要注意是否為湧浪或是風波的類型。在海上，風速越強，歷時越長，吹風域越大，所形成的風浪也越大；倘風速一定時，則歷時越久，吹風域越大，所形成的風浪也越大。當風吹過靜止的海面時，波浪由吹風域的初始開端起海面各點都有波浪形成，向前傳播，隨著傳播距離的增加，波浪越來越發達，波高與週期與之具增直到達到飽和不再發達，此時便稱之為已成熟波，又可稱作湧浪。所謂的已成熟波代表波速大於風速而脫離有限吹風域的範圍，此時的波浪僅與風速大小有關，與歷時及吹風域大小完全無關(郭，2001)。可以利用波齡的大小作為判斷是否為成熟波的波浪特性依據，當波齡(C_p/U_{10})大於 1.29(Donelan et al. , 1993)時，當作已成熟波(湧浪)的範圍。

針對各海面上不同季節的波浪特性百分率可作出表 4-1，其中可以看出冬季時，花蓮附近海面上的波浪狀況以湧浪居多，而相反的，其餘海面上的波浪特性則以風波居多；若再以季節區分，在夏季期間，由於西南季風盛行，對於台灣西部海面上的浮標測站得到的波浪資料便具有較長的波長，相較於較弱的風速而言，波速 C_p 值有較大的可能超過風速，造成湧浪的組成百分率在各海域夏季時遠遠超過冬季時的結果。同樣的情況也發生在颱風期間，由於在外海所生成的颱風，會造成海面的波速遠遠超過風速的情況，也就是湧浪占波浪組成的絕大部分的原因。這也是為何在台灣東西兩岸的波浪有如此不同的分別的原因。

由於在各測站的長浪組成在夏季時比在冬季時還佔有更多的比例。而利用湧浪的波浪資料所推估出的海表面粗糙長度 z_0 值，並無法正確反應當時的海面動量通量的垂直變化情況(Hsu, 2003)。換句話說，根據表 4-1 中所表示波浪特性分佈的情況，可推測在花蓮利用波浪估算風應力的結果並不佳。

4.3.2 波浪場在台灣東西兩岸的差異

對於台灣東西兩岸的波浪資料中的有義波高、週期以及波長的比例分佈情況，一般認為，機率分佈近似於 Rayleigh 分佈(郭一羽，海岸工程學，3.2)，亦即代表在海面上對風浪、湧浪或兩種重疊發生的各種情況所產生的波高分佈圖中，發生機率最高的波高並非處於中間值，而是略為偏小的機率分佈圖形，這與在冬季的台灣各海面測站觀測所得的波高分佈情況

一致，最大可能的波高產生在 1-1.5m 的範圍內；但在夏季時，各海面測站所得到最大可能的波高皆處於 0.5-1m 的範圍內。而在颱風期間，雖然最大可能波高的範圍亦為 0.5-1m 處，但比起夏季的比例略小。在 3.5-4m 的大波浪範圍內的資料百分比，有突然增加的情況。

由於浮標資料中並無法直接觀測到摩擦風速 u_* 值，進而得到海氣間的風應力值。所以利用波浪資料求出海表面粗糙長度 z_0 值就是一個比較方便且可行的方法。也就是說，利用波浪尖銳度求出 z_0 值的公式(4.6 式)是對於台灣海面風應力的計算是很有幫助的。雖然以波浪尖銳度估算出來的值較無法考慮未成熟波為主導的波浪狀況。

區分湧浪資料是在計算風應力前的重要依據。對於各測站的波浪資料中，為了防止由海岸所反射或散射的碎浪資料，所以就必須對於波向資料進行篩選，但是由於在本研究中並未取得完整的波向資料，只好退而求其次，以風向資料作為選取的依據。首先，利用波齡的方式篩選出未成熟波(非湧浪資料，但仍不能代表為純風浪資料， $C_p/U_{10} < 1.29$ ，Donelan，1993)，再利用冬季時因東北方向的吹風域較大，以及夏季時西南方向的吹風域較大，因此選取風向範圍在冬季時為 $[0^\circ \ 45^\circ]$ 間以及夏季時在 $[180^\circ \ 225^\circ]$ 間的風向範圍。

波浪的分類除了利用波齡大小區分外，亦有利用波浪週期的大小區別，當波浪週期越大，則代表出現湧浪的機會越大，由於冬季盛行東北季風與夏季的西南季風，且台灣幾乎處於東北-西南走向，因此可以限制風向的範圍。可分別利用波浪在冬季東北季風的影響下(風向範圍在 $[0^\circ \ 45^\circ]$ 間)，以及夏季西南季風影響下(風向範圍在 $[180^\circ \ 225^\circ]$ 間)，有較長的吹風域，因此圖 4-16 中顯示在此範圍內，波齡與週期兩者間各測站資料的關係。在圖 4-16 中橫軸代表週期(秒)，縱軸則代表波齡值(C_p/U_{10})，且圖中同時以 n 代表在冬季東北風與夏季西南風下的資料數目；以及各測站風速 U_{10} 的範圍(m/s)、週期 T_p 的範圍(秒)以及波長 L_p 的範圍(m)。在圖中可以發現，雖然波齡值相當分散，但仍可看出當波齡越大($C_p/U_{10} > 1.29$)時，波浪週期有越大的趨勢。

4.3.3 粗糙長度值與波浪組成的關係

由於實際測量表面粗糙長度值並不容易，所以學者們曾經利用在南北狹長的華盛頓湖

(Serhad and Kristina, 1999)中，觀測在吹風域長達 7 公里的風場下，所造成的波浪場情形。而利用其中的深水波資料，提供在不受湧浪所干擾下(平常的沿岸或近海的地區波浪組成中都會有湧浪的情形)的波浪情況。華盛頓湖是個富有多樣環境變量的自然水域，而其又較沿岸或是近岸的海域更為單純，因為在湖泊中並不需要考慮到湧浪或是潮流的影響，如此可以針對地域風影響的水面粗糙長度作出更具代表的選擇。也就是說，可以利用此類資料，獲得在沿岸或近海的表面粗糙長度確實值，以及其影響所及的參數。

在前人研究中，為了確切了解湧浪對於海表面粗糙長度的影響，發現將 z_0 值和有義波高 H_s 的比值以及波浪觀測值間有函數關係(式 4.5 與式 4.6)，據此作出在台灣海面上的相關圖形(圖 4-17)。其中的上端圖形中的 z_0 值是利用波浪尖銳度作為函數所推估出來的結果(4.6 式)，相反的，在中下兩端圖形中的 z_0 值是利用波齡倒數值作為函數所推估出來的結果(4.5 式)。由圖 4-17 中，由於考慮冬夏兩季中吹風域方向的不同，因此冬季資料選擇風向範圍在 $[0^\circ 45^\circ]$ 間，以及夏季資料選擇風向範圍在 $[180^\circ 225^\circ]$ 間，其中，鵝鸞鼻因為地形的關係，而不考慮。圖中將波浪觀測值(橫軸)區分為十個區域，每個區域內的平均值以圓圈顯示於圖上，在每個區域內的兩倍標準偏差值當作errorbar以縱線段畫在圖中圓圈上，值得注意的是，由於圖形的座標軸皆取對數值，所以當errorbar值過大，以平均值消滅後會得到負數或是零的情況，如此便無法顯示於圖中。

比較 u^*/C_D 值的界線值 0.05 與上一節所提及的湧浪-風浪界線值 $C_D/U_{10}=1.29$ 間，發現兩數值非常相近，因而可以得知，Donelan (1993)與Drennan et al. (2003)對於湧浪所採取的界線是相等的。由圖 4-17 上端圖形中，可以明顯看出，當波齡倒數值處在大於 0.05 的範圍時，與波浪尖銳度有較佳的相關性，這與Drennan et al. 利用八組各自不同的實驗資料所擬和得出海面一般狀況下的結論是相同的。而同時比較各季節中的情況，可以明顯看出，不論是在台灣東部亦或是海峽海面的波浪場，所得到的粗糙長度值在波浪場為非湧浪的情況下，皆與Drennan et al. 擬合出的函數曲線相吻合。

在圖 4-17 中間圖形中，由於湧浪的發生會使得波浪尖銳度有變小的趨勢，所以在Drennan 的研究結論中，提及當波浪尖銳度在大於 0.02 的範圍內，估測所得到的 z_0 值會有極大的誤差。此一情形與台灣週遭海域上的情況相同。且同時比較在冬季與夏季中的資料圖，可以發覺，

由於夏季時台灣海峽海面上的湧浪組成較冬季時少，於是在夏季時所得到的資料會與Taylor及Yelland兩學者提出的公式較為吻合(在冬季全部海面資料的相關係數值為0.7，並不如夏季的全部海面資料間的0.8相關)。

依據Drennan et al. (2005)所得的研究指出，即使是處於非純風浪(not pure wind sea)的情況下，在波浪尖銳度大於0.02的範圍內(統稱為混合波範圍)，以波浪尖銳度估算海表面粗糙長度仍可以取得令人滿意的結果。而圖4-17下端的小圖中，則顯示在台灣週遭近岸海面在混合性波的範圍內的相關情況。圖4-17下端的小圖內資料，為圖4-17上端小圖內由Drennan et al. (2005)界定值的左側資料。其中可以發現，在混合波的情況下，雖然兩者間的相關情況並不佳，但是仍然可以看出夏季比冬季還相關。顯而易見的，對於海表面的波浪資料而言，若以波浪尖銳度估算出粗糙長度，會有比以波齡為函數的估算值的條件範圍大。

為了探究表面粗糙長度 z_0 值與波齡間在中性分層的條件下的相關情形，可進一步作出圖4-18與表4-3。在圖4-18中利用 z_0 值與有義波高的均方根值(σ)的比值(依Rayleigh分佈 $\sigma \equiv H_s/4$)代表縱軸；而波齡的大小(在中性分層下， C_D/U_{10N})則代表橫軸，可以依此值將波浪特性分類為湧浪或是風波(界線為： $C_D/U_{10N}=1.29$)；將當時海面上所有資料的擬合線以圖中虛線代表，將之與Donelan(1990)利用安大略湖所擬合得到的結論函數

($\alpha \equiv \frac{z_0}{\sigma} = 5.53 \times 10^{-4} \times \left(\frac{C_D}{U_{10N}}\right)^{-2.66}$ ，圖中的實線)作比較。而 z_0 值 σ 間的比值又稱作平衡區域參數(equilibrium range parameter, α)。在安大略湖的研究資料中，在風浪且大氣層化為中性的條件下 α 與波齡間的冪次項可以達到-2.66，而在北海沿岸(HEXOS研究中，Smith, 1992)的情況下，冪次項亦有達到-3.5的結果。台灣附近海面上，在未成熟波($C_D/U_{10N} < 1.29$ ，且冬季風向範圍為 $[0^\circ 45^\circ]$ 間)的條件下，冬季時 α 值與波齡兩參數間的冪次項在新竹與花蓮分別為-2.6與-3.4，其中在新竹浮標的資料非常接近Donelan等學者們的研究成果，且相關係數可達0.74。

由圖4-18中可以看出， α 值與波齡兩參數間有函數關係，這代表風場在中性層化且波浪為風浪的情況下，是控制動量通量垂直傳輸的主因，如此便可以證明，在海面近表面處，觀測海空交互作用的研究方法中，觀測大氣通量的擾動值與觀測表面波浪場的變化情況是一

樣的好。換言之，台灣海面上的表面粗糙長度利用波浪場的觀測資料，可以得到良好的估測值，且在冬季時，相關性佳。

4.4 台灣週遭海面上海氣交互作用參數分析

Hsu(2003)利用在1987年11月中旬直撲墨西哥灣上NDBC浮標測站的Kate颶風，分析浮標所觀測到的風速、波浪以及海表面溫度等浮標的資料，提出利用陣風係數 G 估計出風應力的方式，並得到 $G=1+AP$ (其中 A 為常數，當時所得值為2，且冪次項 p 值約為0.12)的結論。由於在颶風侵襲期間，風力擾動比熱對流效應更加明顯，大氣穩定度趨近於中性狀況，利用浮標上直接觀測波浪資料求出海表面的粗糙長度 z_0 值(式4.6)。之後再與風速值結合求出 P 值、摩擦風速 u_* 等值。如此一來可以在不需要估計曳力係數 C_D 值下，僅利用觀測所得到的波浪及陣風係數 G 值，得到海氣交互作用的風應力。因此這個方法可視為計算海面上方風應力的捷徑。本研究也利用台灣的浮標上所觀測得到之波浪和氣象資料，以Hsu(2003)的方法來找出適合本地條件的使用公式。

4.4.1 風應力的影響

對於風應力的計算方式，大多的研究是利用bulk aerodynamic theory中曳力係數(C_d)的測定其值(2.7式)，這是因為利用此係數可以將除了風速以外有關於風應力的參數包含進去。一般來說，曳力係數值除了是高度以及風速的函數外，在海表面邊界層中與大氣的層化情況較為相關。

經過大量對於曳力係數的研究以及觀測後的結論，可知當在大氣處於中性層化情況下的 C_d 值(亦可稱為 C_{dN} 值，下標 N 代表neutral)，風速與其有正比關係，且在微風($U_{10} \leq 4m/s$)的情況下，雖然是會有離散的情形，但在風速較大的情況下， C_{dN} 值會明顯的趨近於 1×10^{-3} 的結

果(Geernaert et al. , 1987)。同樣，依據Smith的研究(1980)指出，在中性分層的條件下，風速在大於4m/s的情況時， C_{DN} 值與層化值較為相關。而若依照Smith的結論，探討陣風係數與風速的關係，亦得到如同圖4-13中所描繪：在中性分層的條件下，**風速值越大，陣風係數越趨近於1.2**的結果。利用式4.2得到在中性分層下的曳力係數 C_{DN} 值，在風速大於6m/s的情況下，可以發現 C_{DN} 值與風速會呈現正比的情況。一般而言，在習慣上曳力係數 C_D 值通常被用來描述計算表面通量變化情形，因此明顯與一般的學者研究結論相吻合(Donelan , 1990 ; Geenaert et al. , 1990 ; Serhad and Kristina , 1999)。

不僅如此，由於在趨近於中性的分層情況下， $\Psi_m(z/L)$ 值趨近於零，也就是代表 C_{DN} 值可以顯示出波浪場的粗糙程度，在吹風域較小所生成的風波中($C_P/U_{10}<1.29$)， C_{DN} 值越大也就代表海表面的粗糙程度越大，且與成熟波所產生的海表面粗糙長度比較下，未成熟波可造成較粗糙的海氣間的界面狀態。換句話說， **C_{DN} 值的顯現在外的具體現象可以用來表示波浪的情形。**

當在具有較長吹風域(如冬季花蓮、金門附近海面以及夏季的台灣海峽海面上的風場)，台灣海面上的曳力係數 C_{DN} 值與風速間，在風速大於微風($U_{10N}>4m/s$)且在未成熟波($C_P/U_{10}<1.29$)的條件下，不僅兩者有正比關係，而比值趨近於 1.4×10^{-4} ，對於地域及季節的影響不大；而且當吹風域越大，兩者間的比值越大，這可以由比較冬季時花蓮、金門及新竹、鵝鑾鼻間，以及在鵝鑾鼻的冬季與夏季時的比值看出。

表面粗糙長度 z_0 值是代表在表面上的黏滯層(viscosity sublayer)中黏滯力主宰動量通量的傳輸之厚度，而離開黏滯層的範圍外，動量通量的垂直傳輸主要是靠風速的紊流產生。黏滯層的厚度可以利用摩擦風速值以及大氣的黏滯係數($\nu=1.4 \times 10^{-5} m^2/s$)計算出。一般而言，海面上的黏滯層厚度約為1mm或更少，也就是說，表面粗糙長度 z_0 值的數量級應在 10^{-3} 到 10^{-5} 範圍間(圖4-19)。

在圖4-19中，全部資料點繪於左側，當海氣分層在中性且波浪處於未成熟波的條件下之資料點繪於右側。比較左右兩側的圖形，可以發現，當海表面越粗糙，曳力係數 C_D 值越收斂，這也可以表示，**當海水表面越粗糙，海氣分層越趨近於中性**。由圖中可以明顯分辨出，當曳力係數值越大，就代表表面越粗糙，且當表面越粗糙的情況下，海氣間的分層不僅越接

近中性，而且曳力係數 C_D 值會趨近於定值，在冬夏兩季中，不論是在何處，皆有此明顯的特性。換言之，在圖 4-19 中曳力係數可以反應出風應力的大小變化。

4.4.2 影響陣風係數之因素

利用浮標波浪資料所估測出的風應力結果顯示於圖 4-20 中，本研究中利用波浪資料以及考慮當時的大氣層化情況所估測出的摩擦風速值 u_* ，以及大氣的密度 $\rho \cong 1.3 \text{Kg/m}^3$ 代入 $\tau = \rho u_*^2$ 即可以得到風應力值。風應力值單位為 N/m^2 ，代表動量由大氣傳輸至水中的結果，而利用大氣趨近於中性分層的情況下資料，乃是減少分層效應對動量傳輸的影響，也就是代表希望能夠觀測到在大氣紊流情況下，大氣與海洋間的動量傳輸。而圖形中的實線代表利用二次擬合的相依曲線，由圖形中可見其相關性非常高。由圖中可以看出，當風速越大時，風應力值的擬合值越好。換句話說，風應力與風速在大氣層化趨近於中性的環境下是極為相關的。亦即表示，風速的大小在紊流情況下對於動量通量的傳輸有直接的影響。

由於浮標觀測資料有限，而其中陣風係數 G 值與海氣作用的參數間的關係就較值得探討。因此，在表 4-3 中選擇在 2002 年 12 月 26 日零點至同年 12 月 27 日凌晨四點間的新竹與金門浮標資料當作代表。在此時段內，由於兩浮標附近海面風速大多處於強風(大於 15m/s)的狀況，同時由於海氣溫差並不如同時段內花蓮浮標的劇烈，因此在此兩處近岸的海氣層化情形相當接近中性，與 Hsu(2003)觀測在 1985 年侵襲墨西哥灣的 Kate 颶風所得到的資料類似。

在表 4-3 中，各項的係數值除了陣風係數及波浪外，皆無法直接由浮標資料觀測得到，都是由之前所述的經驗公式推估而得。其中層化值 z/L 是利用風速與海氣溫差所估算得到(式 2.2 式，Graf et al., 1984)；海表面粗糙長度的估算方法，是利用波浪的尖銳度推估而得(式 4.6，Taylor and Yelland, 2001)；風速垂直變化的冪次項 P 值則是以疊代法求得；風速 U_{10} 值是將觀測得到的風速 U_2 值代入power law中得到；紊流強度 TI 值則是利用風速資料估計得到(式 1.3，Geernaert et al., 1987)。表 4-3 中同時列出各項係數的平均值、標準偏差值與變異範圍。由標準差與變異範圍可以看的出來，在此時段內各項係數值都接近平均值。

Hsu(2003)曾經提議，紊流強度在強風作用下，且大氣為中性分層的情況中，與冪次項 P 值相等($TI \cong P$)；且陣風係數 G 值與冪次項 P 值有： $G=1+2P$ 的相關情形；不僅如此，由於是

在強風的作用下，所以冪次項 P 值可以用粗糙長度函數值近似($P = \frac{1}{\ln(z/z_0)}$ ，式 1.2)。

而在表 4-3 中，明顯可以看出， $1/\ln(z/z_0)$ 、P 與 TI 值都很接近 0.1，其中不論是在新竹或是金門浮標附近，冪次項 P 值與 TI 值兩者非常接近，而陣風係數與 P 值間的關係比較接近於：

$$G=1+3P \quad (4.7)$$

此結論與 Hsu(2003)的結果相似，但是係數值不同。

總而言之，在台灣海域上，在強風且中性分層的條件下，可以利用浮標上的風速資料，得到陣風係數值 G，近而可以利用 4.7 式粗估出風速垂直分層的冪次項 P 值，近而得到粗糙長度 z_0 值，最後就可以約略得到海氣間動量通量變化的大小。

第五章 結論

本研究主要利用常設在台灣週遭海面上的資料浮標探討在台灣海域海面上的風場變化情形，主要分析由浮標所提供的海表面風場、波浪與溫度資料。將風場資料作冬、夏兩季的合併分析，不僅可以更了解台灣週遭海面上大氣影響海洋的因素，也可以可據此作為風力發電廠廠址選址的依據。而風力發電廠址的選擇，在近年來已經朝向近海發展，這對於台灣地狹人稠的地理特性，是非常有幫助的。

而所得的結論可以整理如下：

1. 在冬季花蓮與花蓮浮標以及新竹與新竹浮標的風速變化情形相近(可見圖 4-3 中的相關係數值)，且兩測站在 36 小時的低頻過濾下南北方向的風速分量，並無兩小時內的時間延遲(浮標採樣的時間間隔為 2 小時)。
2. 風場在距岸邊 2km 內有急劇的變化，尤其是當海上風速大於 10m/s 的情況下更為明顯。
3. 在冬夏兩季，台灣西岸平均風速較東岸風速為大。
4. 以 7m/s 的風速大小作為分界，可發現在離岸邊越遠的地點其海風與陸風所佔比例越接近。在近岸的地點上，海風在白天佔相當大的比例，這也是量化在台灣週遭海面上海陸風的方法。
5. 台灣本島沿岸中風場的持續性與風速分佈情況以鵝鑾鼻近岸海面的風場為最佳。
6. 當風速較大時，溫差對層化的影響並不明顯；相反的，風速較小時，溫差對層化的效應較為明顯。
7. 在中性分層的情況下，在風速小於 6m/s 範圍下，風速越小，陣風係數會急遽增加；在風速大於 6m/s 範圍下，陣風係數會隨風速緩慢增加。
8. 冬季不穩定分層的情況下，陣風係數與 z/L 有函數關係： $G = \beta + \gamma \left(1 + 3 \left| \frac{z}{L} \right| \right)^{1/3}$ ，其中的係數值 β 、 γ 在新竹與金門附近海面上分別為 0.41 與 0.81。
9. 考慮到在台灣浮標缺少觀測風速垂直變化的資料，所以利用波浪資料推估 z_0 值的方式便顯得更為重要。其中又以利用波浪尖銳度估計新竹浮標在風浪條件下的 z_0 值符合

Donelan (1990)的結論。

10. 台灣冬季週遭海面上的平衡區域參數 α 值與波齡間有指數相關，此情形在風浪的條件下，與 Donelan 等學者觀測所得的結果一致(圖 4-18)。
11. 在強風($U_{10} > 15\text{m/s}$)作用下，且大氣處於中性分層的條件下，對於陣風係數G值與風速垂直變化的冪次項P值間有 $G=1+3P$ 的粗估值。其中，P值近似於紊流強度TI值，且接近 0.1。

第六章 參考文獻

1. 郭一羽，(2001)，” 海岸工程學” ，文山書局
2. 郭金棟，(1992)，” 海岸工程” ，中國土木水利工程學會
3. 李文鴻，(1995)，” 利用慣性消散法估算海面風應力及熱通量之研究” ，中山大學海洋資源研究所碩士論文
4. 林首杰，(1996)，” 海面上動量、顯熱與潛熱通量之量測” ，中山大學海洋資源研究所碩士論文
5. 柯志軒，(1994)，” 海面風應力受波高、風速影響之研究” ，中山大學海洋資源研究所碩士論文
6. 王玉懷，莊文思，(1995)，” 台灣附近海域風場之觀測及探討” ，氣象學報第四十一卷第二期
7. Arya, S. P. (1988), ” Introduction to micrometeorology Academic” , San Diego.
8. Charnock, H. (1955), ” Wind stress on a water surface.” , *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* , 81, 639 - 640.
9. Coelingh, J. P., A. J. M. van Wijk, A. A. M. Holtslag (1998), ” Analysis of wind speed observations on the North Sea coast.” , *J. Wind Engineer. and Indust. Aerodyna.* , 73, 125-144.
10. Donelan, M. A. (1990), ” Air - sea interaction.” *The Sea*, B. LeMehaute and D. M. Hanes, Eds., Ocean Engineering Science, Vol. 9, Wiley and Sons, 239 - 292.
11. Donelan, M. A., N. Madsen, K. K. Kahma, I. K. Tsanis, and W. M. Drennan (1999), ” Apparatus for atmospheric surface layer measurements over waves.” , *J. Atmos. Oceanic Technol.* , 16, 1172-1182.
12. Donelan, M. A., and W. M. Drennan, (1995), ” Direct field measurements of the flux of carbon dioxide.” , *Air-Water Gas Transfer*, B. Jähne and E. C. Monahan, Eds., Aeon-Verlag, 677 - 683.
13. Donelan, M. A., DOBSON, F., Smith, S. D., and Anderson, R. A. (1993), ” On the Dependence of Sea Surface Roughness on Wave Development.” , *J. Phys. Oceanogr.* , 23, 2143 - 2149.
14. Drennan, W. M., H. C. Graber, D. Hauser, and C. Quentin (2003), ” On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas.” *J. Geophys. Res.* , 108, 8062, doi:10.1029/2000JC000715.
15. Drennan, W. M., Peter K. Taylor, and Margaret J. Yelland (2005), ” Parameterizing the Sea Surface Roughness.” , *J. Phys. Oceanogr.* , 35, 835-848.

16. Geernaert, G. L., Larsen, S. E., and Hansen, F. (1987), "Measurements of the wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm condition over the North Sea." , *J. Geophys. Res.*, C: Oceans Atmos., 92(2), 13127-13139.
17. Graber, H. C., E. A. Terray, M. A. Donelan, W. M. Drennan, J. Van Leer, and D. B. Peters (2000), "ASIS-A new air-sea interaction spar buoy: Design and performance at sea" , *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 708-720.
18. Graf, W. H., Merzi, N., and Perrinjaquet, C. (1984), "Aerodynamic drag measured at a nearshored platform on Lake of Geneva" *Arch. Meteorol., Geophys. Bioklimatol, Ser. A*, 33, 151-173.
19. Hsu, S. A. (1998), "A relationship between the Bowen ratio and sea-air temperature difference under unstable conditions at sea." , *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 2222-2226.
20. Hsu, S. A. (2003), "Estimating Overwater Friction Velocity and Exponent of Power-Law Wind Profile from Gust Factor during Storms" , *J. Waterway, Port, Coastal and ocean Engineer.*, 174-177.
21. Hsu, S. A., Blanchard, B. W., and Yan, Z. (1999), "A simplified equation for Paulson's $\Psi_m(z/L)$ formulation for overwater applications" , *J. Appl. Meteorol.*, 38, 623-625.
22. Hsu, S. A., and B. W. Blanchard (2004), "Estimating Overwater Turbulence Intensity from Routine Gust-Factor Measurement." , *J. Appl. Meteorol.*, 43, 1911-1916.
23. Large, W. G., and Pond, S. (1981), "Open ocean momentum flux measurement in moderate to strong wind." , *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324-336.
24. Large, W. G., and Pond, S. (1982), "Sensible and latent heat flux measurements over the ocean." , *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 464-482.
25. Panofsky, H. A., and Dutton, J. A. (1984), "Atmospheric turbulence: models and methods for engineering applications." , A Wiley-Interscience publication, John Wiley & Sons, New York.
26. Pryor, S. C., R. J. Barthelme (2002), "Statistical analysis of flow characteristics in the coastal zone." , *J. Wind Engineer. and Indust. Aerodyna.*, 90, 201-221.
27. Roll, H. U. (1965), "Physics of the Marine Atmosphere." , Academic Press, 426 pp.
28. Serhad, S. A., Kristina, B. K. (1999), "Wind stress and Surface Waves Observed on Lake Washington." , *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 633-650.
29. Simpson, J. E. (1994), "Sea Breeze and Local Winds." , Cambridge University, UK.
30. Smith, S. D. (1980), "Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds." , *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 709-726.
31. Smith, S. D. (1988), "Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind

- profile as a function of wind speed and temperature.” , *J. Geophys. Res.* , 93, 15467-15472.
32. Smith, S. D., and Coauthors (1992),” Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results.” , *Bound.-Layer Meteor.* , 60, 109 - 142.
33. Taylor, P. K., and Yelland, M. J. (2001),” The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves.” , *J. Phys. Oceanogr.* , 31, 572-590.
34. Yelland, M., and P. K. Taylor(1996),” Wind Stress measurements from the open ocean.” , *J. Phys. Oceanogr.* , 26, 541-558.
35. Yelland, M., B. J. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings, and V. C. Cornell(1998),” Wind Stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship.” , *J. Phys. Oceanogr.* , 28, 1511-1526.

表 3-1 中央氣象局海氣象觀測項目及取樣方式

觀測項目	取樣頻率	間距	計算方法
水溫	0.2 秒	2 時	前 10 分鐘平均
平均風速	0.5 秒	2 時	前 10 分鐘平均
陣風	0.5 秒	2 時	前 10 分鐘 3 秒移動平均之最大者
氣壓	0.5 秒	2 時	前 10 分鐘平均
氣溫	0.5 秒	2 時	前 10 分鐘平均
波浪	0.5 秒	2 時	能譜分析轉換 前 1024 秒依零上切法求波高和波高對應之週期， 取整點前 2048 點作波譜分析

表 3-2 觀測資料時間分佈表

測站 年份 月		離島		陸地測站		浮標測站			
		東吉島	蘭嶼	花蓮	新竹	花蓮	新竹	鵝鸞鼻	金門
九十年	1 月								
	2 月								
	3 月								
	4 月								
	5 月								
	6 月								
	7 月								
	8 月								
	9 月								
	10 月								
	11 月								
	12 月								
九十一年	1 月								
	2 月								
	3 月								
	4 月								
	5 月								
	6 月								
	7 月								
	8 月								
	9 月								
	10 月								
	11 月								
	12 月								
九十二年	1 月								
	2 月								
	3 月								
	4 月								
	5 月								

表中灰色網格代表本研究中利用到測站的資料月份。

表 3-3 觀測資料地點分佈表

測站		經緯度	地理位置	儀器設置高度
陸地測站(每小時觀測乙次)	東吉島	119°39' 34.56" E 23°15' 32.39" N	望安國中分部旁	海拔：43 m；風速計：9.1 m
	蘭嶼	121°33' 02.10" E 22°02' 19.38" N	蘭嶼環島公路旁	海拔：324 m；風速計：12.5 m
	花蓮	121°36' 17.98" E 23°58' 37.10" N	花蓮市區內	海拔：16 m；風速計：12 m
	新竹	121°00' 22" E 24°49' 48" N	博愛國中旁	海拔：34 m；風速計：15.6 m
浮標測站(每兩小時觀測乙次)	花蓮	121°37' 53" E 24°02' 06" N	花蓮七星潭外海 0.5Km， 水深 30m	風速計、氣溫計：水面上方 2 m 波浪計：水面上 0.5 m
	新竹	120°56' 31" E 24°54' 51" N	新竹新豐外海 1.5Km， 水深 23m	
	金門	118°24' 52" E 24°22' 47" N	金湖鎮料羅港外海， 水深 22m	
	鵝鑾鼻	120°49' 53" E 21°54' 02" N	墾丁南灣處香蕉灣外海 水深 44 米處	

表中離島與陸地測站的資料包括氣溫、平均風速與陣風風速三類資料(每小時一筆)；海上浮標資料則包括波浪、海溫、氣溫、氣壓以及風場(平均風速與陣風風速)等五類資料(每兩小時一筆)。

表中的陸地測站上：海拔高度代表測站的高度，而風速計高度代表距離地面的高度。

表 4-1 台灣海域波浪性質與海陸風百分率表

波浪性質，Donelan et al.，1993:

湧浪範圍： $C_p/U_{10} > 1.29$ ；風浪範圍： $C_p/U_{10} < 1.29$

海陸風中風向選取範圍(與各測站地理位置有關，圖 3-2)：

花蓮浮標： $0^\circ < \text{風向} < 120^\circ$ ；新竹浮標： $300^\circ < \text{風向} < 360^\circ$ 。

純風浪範圍：波浪為風浪且同時測得風向為海風資料

測站 百分比	花蓮浮標			新竹浮標			鵝鸞鼻	金門
	風浪 湧浪	海風 陸風	純風浪	風浪 湧浪	海風 陸風	純風浪	風浪 湧浪	風浪 湧浪
冬季	23.15	35.92	20.67	64.12	6.84	2.14	73.38	69.8
	76.85	64.08		35.88	93.16		26.62	30.2
夏季	8.99	35.85	3.93	45.96	7.76	1.68	44.62	71.8
	91.01	64.15		54.04	92.24		55.38	28.2

表 4-2 各測站持續吹拂達 10 小時以上與全部風速資料的百分比表

風速範圍: $4\text{m/s} < U_{10} < 13\text{m/s}$								
測站 百分比	陸地測站		近岸浮標				離島測站	
	花蓮	新竹	花蓮	新竹	鵝鸞鼻	金門	東吉島	蘭嶼
冬季	10.94	25.97	13.27	41.34	33.88	52.40	36.50	54.91
夏季	6.49	9.19	5.79	15.63	54.60	27.06	34.56	23.53
風速範圍: $22\text{m/s} > U_{10} > 13\text{m/s}$								
測站 百分比	陸地測站		近岸浮標				離島測站	
	花蓮	新竹	花蓮	新竹	鵝鸞鼻	金門	東吉島	蘭嶼
冬季	0	0	1.06	5.56	18.03	1.85	29.32	1.39
夏季	0	0	0.10	3.99	6.40	1.56	7.51s	15.57

表 4-3(a) 冬季新竹浮標陣風係數項相關分析表(風速 $U_{10} > 15\text{m/s}$)

表中的 z/L 以風速與海氣溫差估計得到(Graf et al., 1984)： $Ri_b = \frac{gz(T_{air} - T_{sea})}{(T_{air} + 273.15)U_z^2}$ ；

z_0 值以波浪斜率推估得到(Taylor & Yelland, 2001)： $z_0/H_s = 1200 * (\frac{H_s}{T_p})^{4.5}$ ；

P 值為 power law 中的冪次項，以疊代法求得(Panofsky and Dutton, 1984)；

TI 值為紊流常數，在中性層化下，可與風速作近似(Geernaert et al., 1987)：

$$TI = 0.061 + 0.0022 \times U_{10N} \text{。}$$

新竹浮標在 2002/12/26~27 日內，在中性分層且強風($U_{10} > 15\text{m/s}$)狀況下的參數關係							
日期 時刻	$U_{10}(\text{m/s})$	z/L	$1/\ln(z/z_0)$	P	G ($\equiv U_{\text{gust}}/U_{10}$)	A ($\equiv (G-1)/P$)	TI
26/00	16.574	-0.01091	0.10538	0.096058	1.2958	3.07939	0.097463
02	15.151	-0.01379	0.10643	0.095139	1.2385	2.506858	0.094332
04	15.993	-0.01057	0.10493	0.09617	1.3066	3.188104	0.096185
06	15.871	-0.01125	0.1095	0.095947	1.2794	2.912024	0.095916
08	15.871	-0.01125	0.10338	0.095947	1.2574	2.682731	0.095916
12	15.878	-0.01041	0.09635	0.096223	1.3235	3.361982	0.095932
14	14.465	-0.01193	0.10345	0.095728	1.2742	2.864366	0.092824
16	15.643	-0.01055	0.10421	0.096177	1.2239	2.327999	0.095415
18	15.414	-0.00999	0.10394	0.096361	1.2803	2.908853	0.094912
20	15.409	-0.0107	0.10749	0.096127	1.2576	2.679788	0.094899
22	16.577	-0.0106	0.11049	0.096158	1.2817	2.929553	0.097469
27/00	16.818	-0.00974	0.11033	0.096446	1.2569	2.663667	0.098
02	15.164	-0.01214	0.10947	0.095659	1.2538	2.653174	0.09436
04	15.155	-0.01324	0.10947	0.095311	1.2615	2.74365	0.094342
平均值			0.106058	0.095961	1.270793	2.821581	0.095569
標準偏差			0.003714	0.000366	0.025557	0.262345	0.001383
變異範圍			3.5%	0.4%	2.0%	9.3%	1.4%

表 4-3(b) 冬季金門浮標陣風係數項相關分析表(風速 $U_{10} > 15\text{m/s}$)

表中的 z/L 以風速與海氣溫差估計得到(Graf et al. , 1984) : $Ri_b = \frac{gz(T_{air} - T_{sea})}{(T_{air} + 273.15)U_z^2}$;

z_0 值以波浪斜率推估得到(Taylor & Yelland , 2001) : $z_0 / H_s = 1200 * (\frac{H_s}{T_p})^{4.5}$;

P 值為 power law 中的冪次項，以疊代法求得(Panofsky and Dutton , 1984) ;

TI 值為紊流常數，在中性層化下，可與風速作近似(Geernaert et al. , 1987) :

$$TI = 0.061 + 0.0022 \times U_{10N} \text{。}$$

金門浮標在 2002/12/26~27 日內，在中性分層且強風($U_{10} > 15\text{m/s}$)狀況下的參數關係							
日期 時刻	$U_{10}(\text{m/s})$	z/L	$1/\ln(z/z_0)$	P	G ($\equiv U_{gust}/U_{10}$)	A ($\equiv (G-1)/P$)	TI
26/00	16.125	-0.00885	0.1315	0.096744	1.3333	3.454781	0.096475
02	14.697	-0.01221	0.12285	0.095638	1.2937	3.146797	0.093333
04	15.397	-0.0122	0.11825	0.095639	1.2803	2.954507	0.094872
06	15.512	-0.01238	0.1094	0.095583	1.2857	3.003385	0.095126
08	14.92	-0.01358	0.11893	0.095204	1.25	2.664592	0.093823
10	15.503	-0.01346	0.11835	0.095241	1.2481	2.608641	0.095107
12	15.143	-0.01485	0.12767	0.09481	1.2769	2.935906	0.094315
14	14.552	-0.01609	0.12108	0.094434	1.208	2.236223	0.093014
16	13.965	-0.01682	0.10929	0.094216	1.3167	3.452787	0.091723
18	10.763	-0.02945	0.093224	0.090799	1.2903	3.428241	0.084679
20	8.3857	-0.05097	0.1013	0.086148	1.274	3.448797	0.079448
22	14.195	-0.01715	0.11451	0.094118	1.2869	3.110702	0.09223
27/00	10.757	-0.03099	0.11418	0.090423	1.3763	4.444576	0.084665
02	13.474	-0.02093	0.12564	0.093034	1.3276	3.614219	0.090642
04	15.244	-0.01691	0.12172	0.09419	1.3588	3.795339	0.094537
平均值			0.11653	0.09375	1.2938	3.22	0.092
標準偏差			0.00973	0.00263	0.0421	0.52	0.0047
變異範圍			8.3%	2.8%	3.3%	16%	5.1%

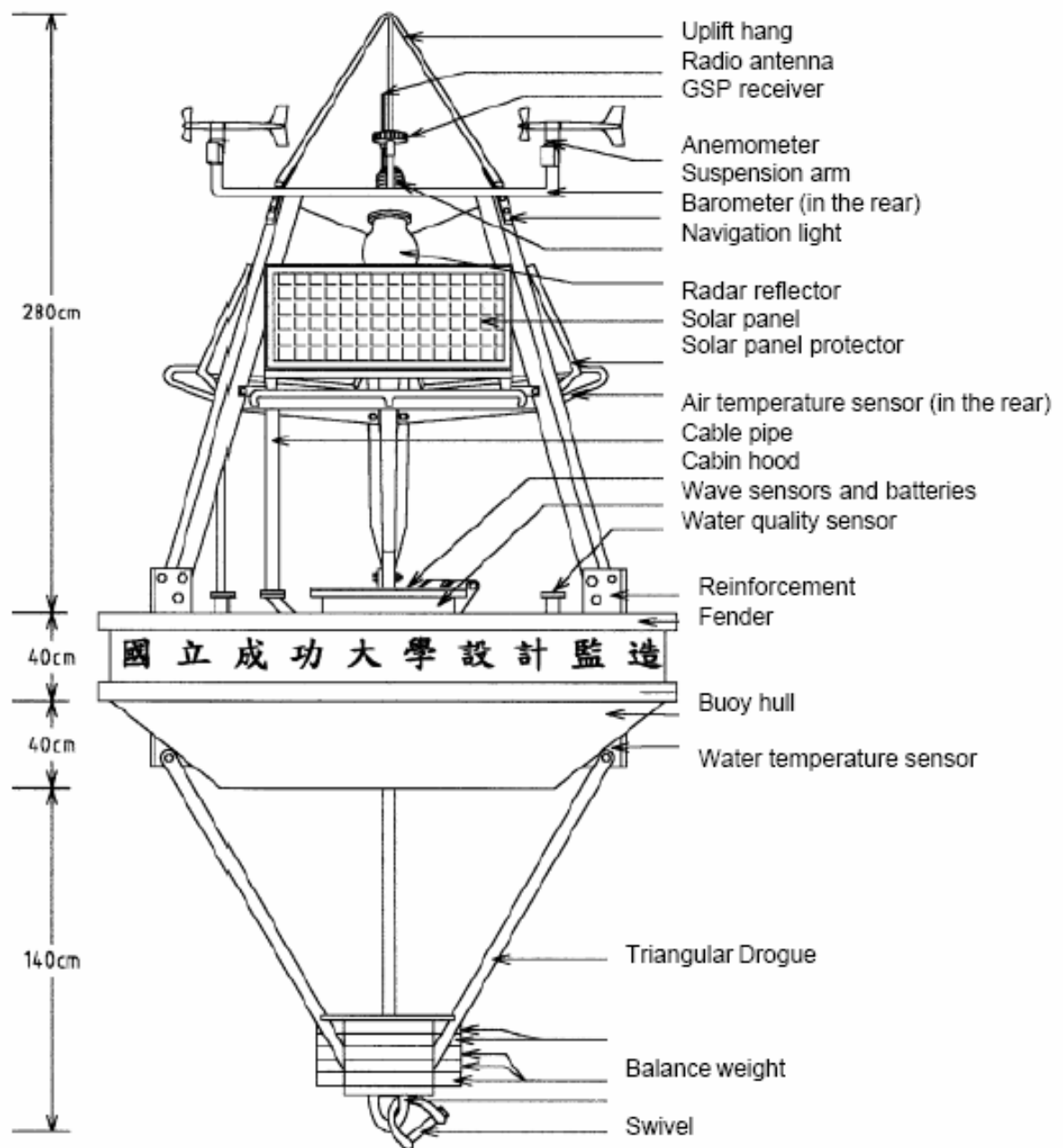


圖 3-1 氣象局浮標外觀圖

(中央氣象局全球資訊網：<http://www.cwb.gov.tw/index.htm>)

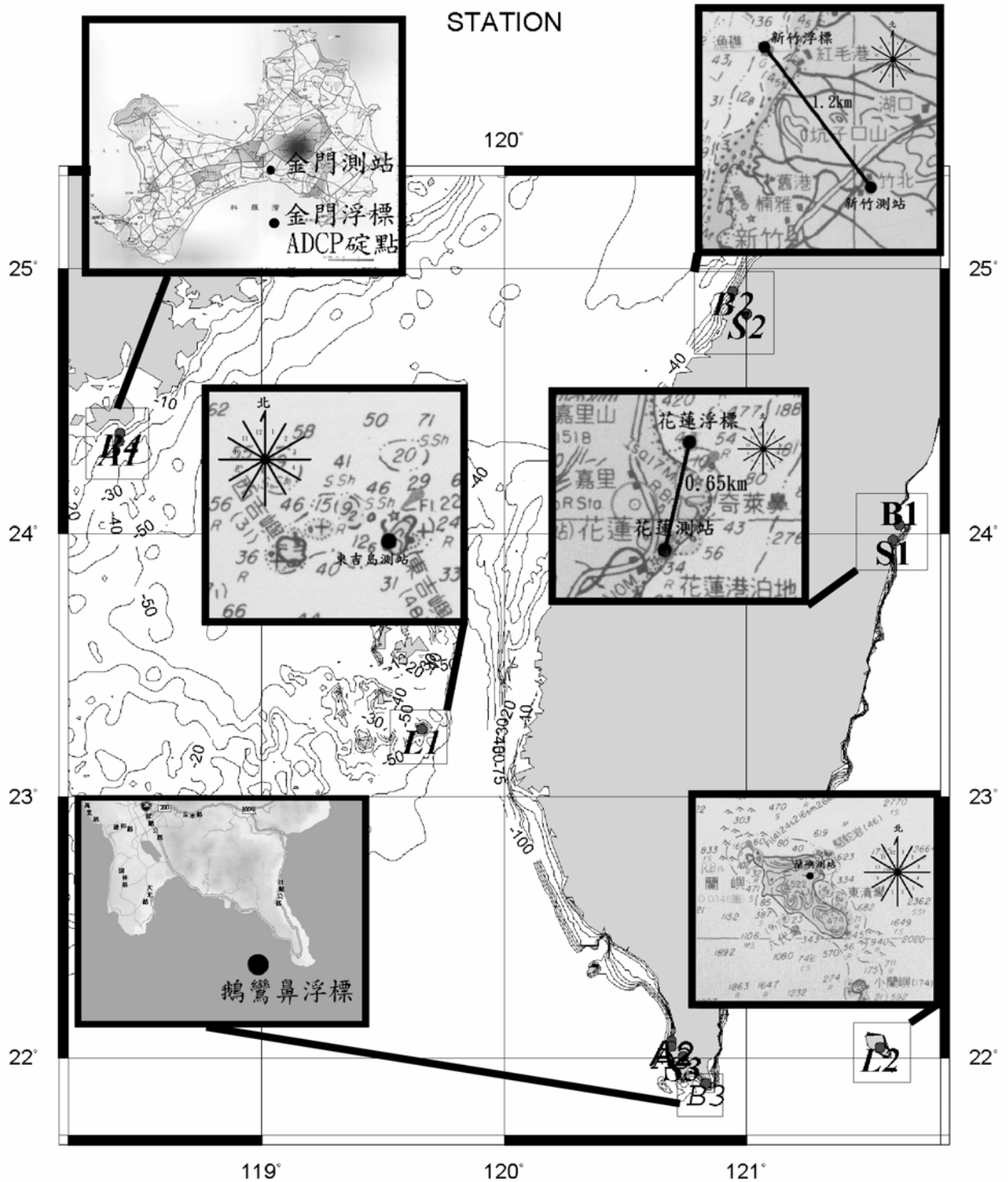


圖 3-2 各測站點相關位置圖

圖中圓點代表本研究所使用的測站資料，包含三大類：B 為浮標；S 為陸地測站；L 為離島

B1：花蓮浮標；B2：新竹浮標；B3：鵝鑾鼻浮標；B4：金門浮標；

S1：花蓮測站；S2：新竹測站；L1：東吉島測站；L2：蘭嶼測站

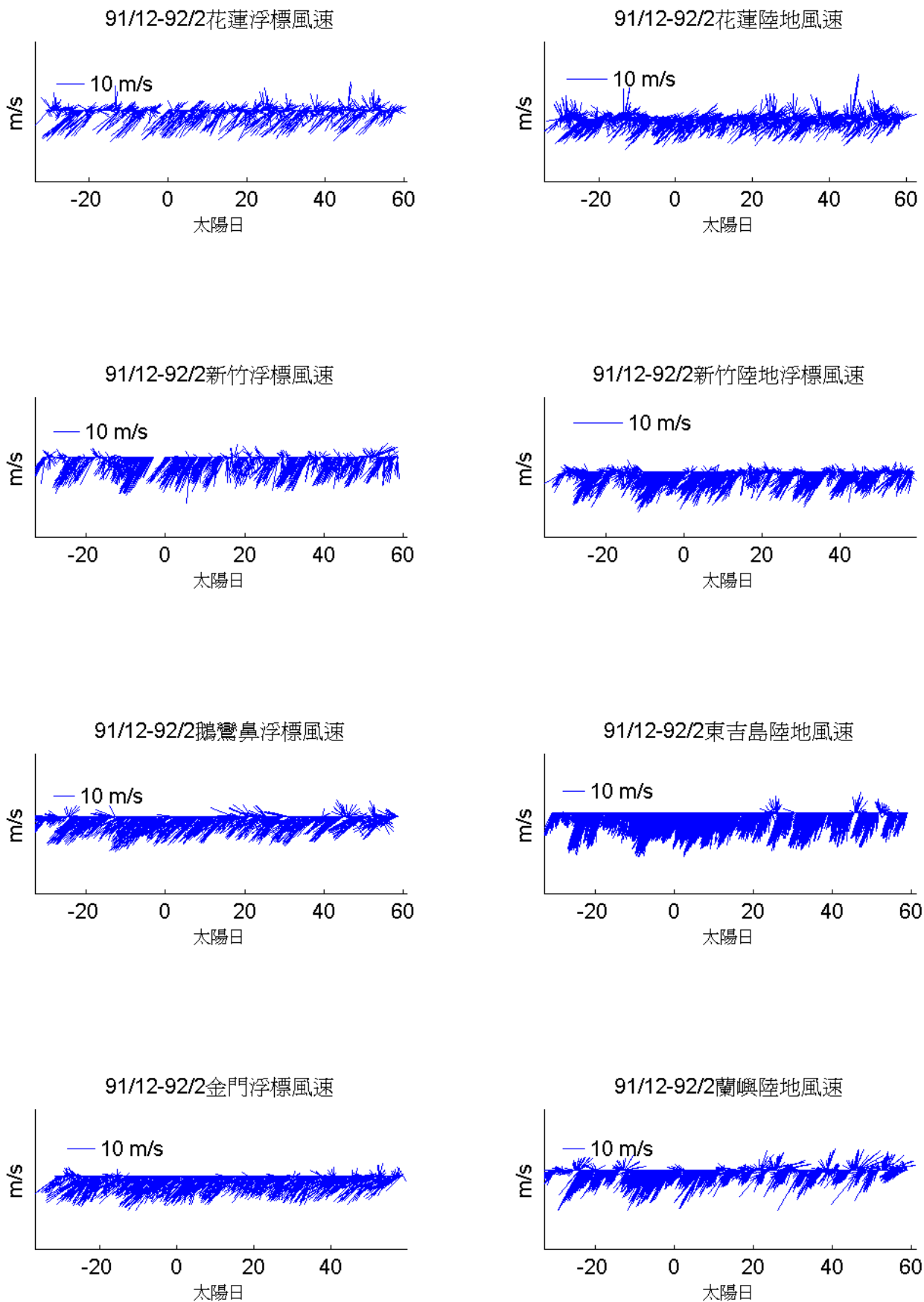


圖 4-1(a) 冬季原始風速棍棒圖

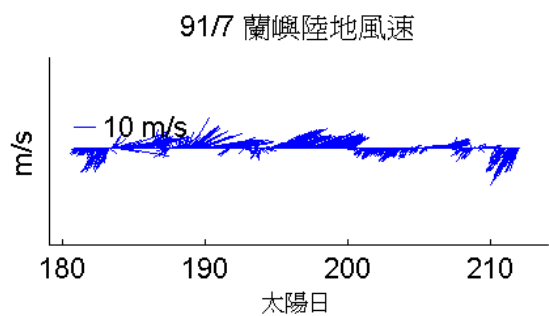
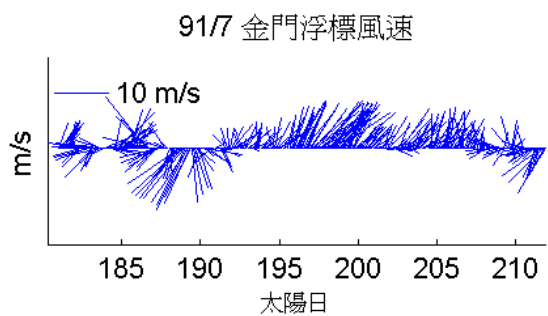
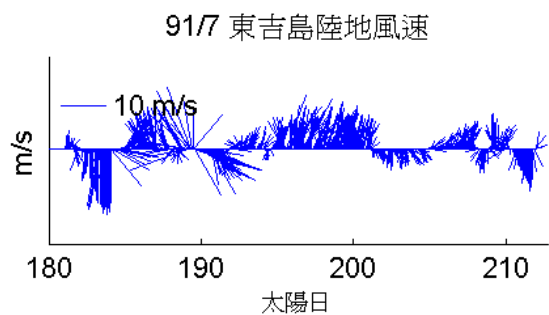
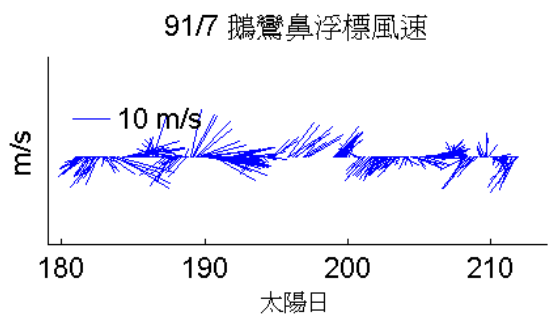
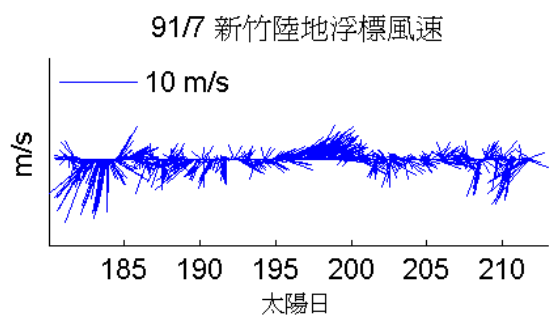
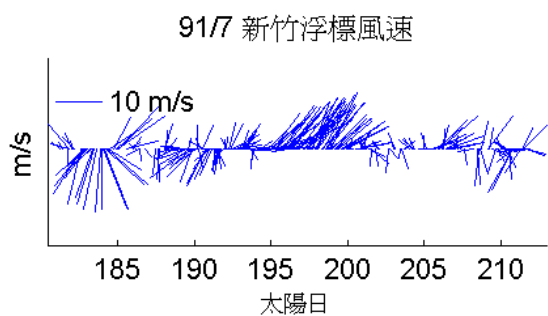
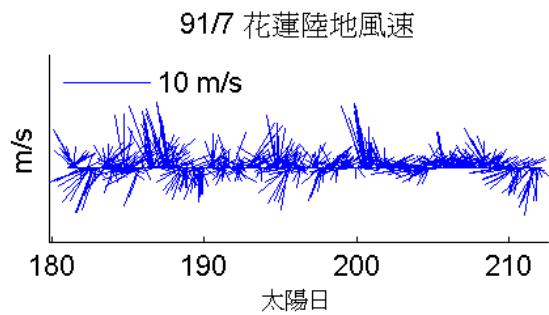
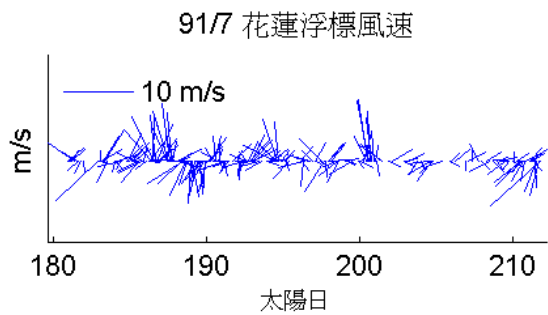
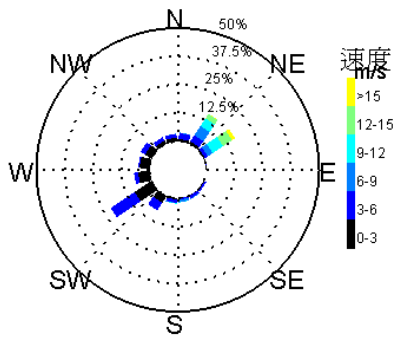
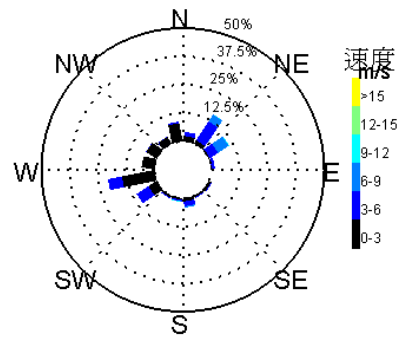


圖 4-1(b) 夏季原始風速棍棒圖

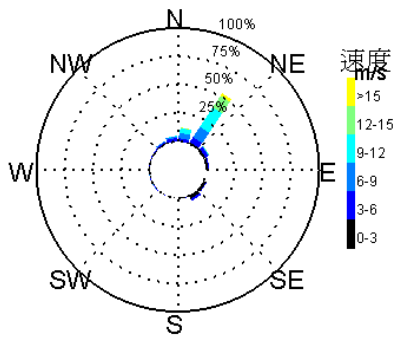
91/12-92/2(冬)花蓮浮標風速玫瑰圖



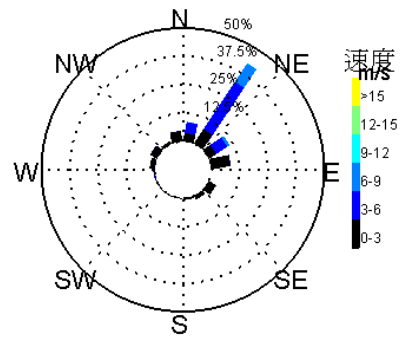
91/12-92/2(冬)花蓮風速玫瑰圖



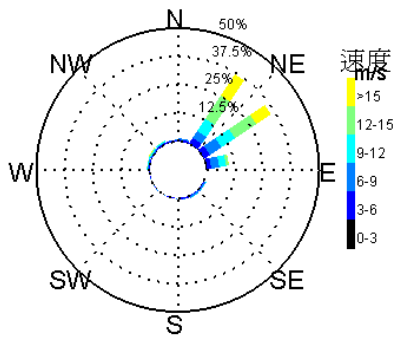
91/12-92/2(冬)新竹浮標風速玫瑰圖



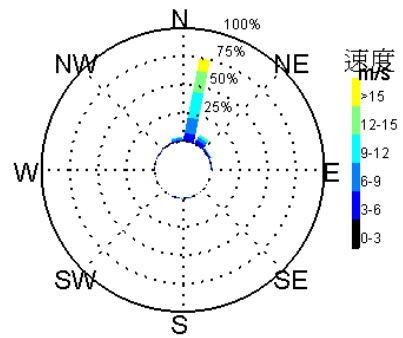
91/12-92/2(冬)新竹風速玫瑰圖



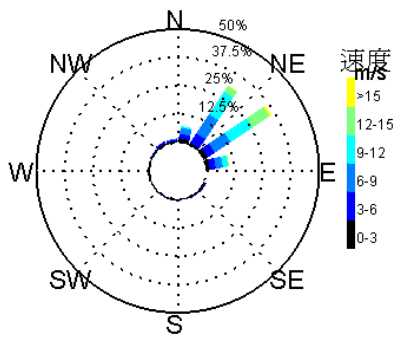
91/12-92/2(冬)鵝鑾鼻浮標風速玫瑰圖



91/12-92/2(冬)東吉島風速玫瑰圖



91/12-92/2(冬)金門浮標風速玫瑰圖



91/12-92/2(冬)蘭嶼風速玫瑰圖

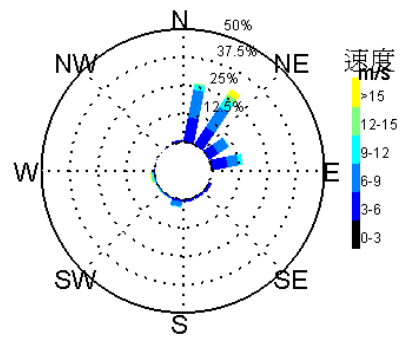
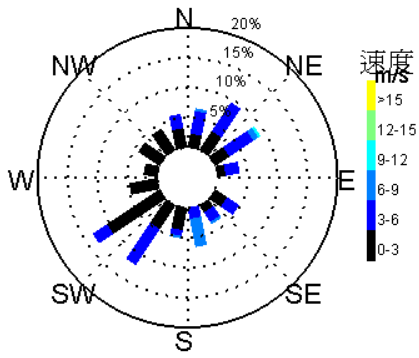
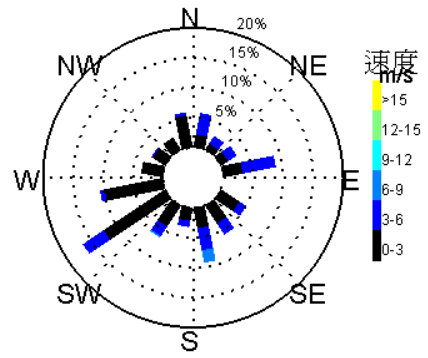


圖 4-2(a) 冬季風速玫瑰圖

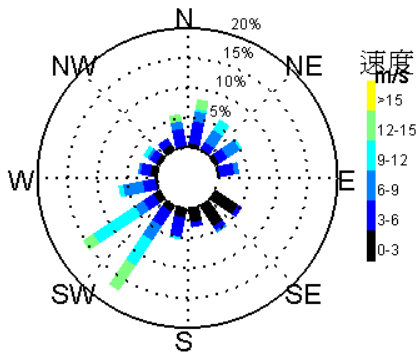
91/7 (夏)花蓮浮標風速玫瑰圖



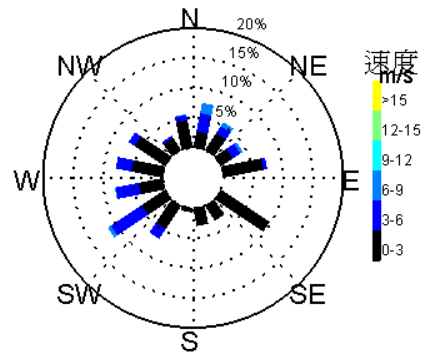
91/7 (夏)花蓮風速玫瑰圖



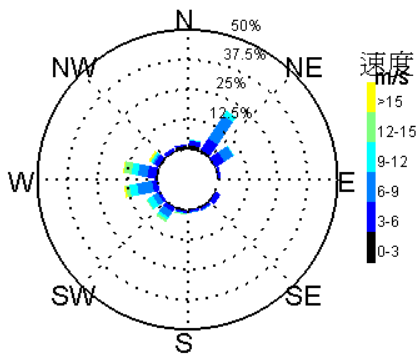
91/7 (夏)新竹浮標風速玫瑰圖



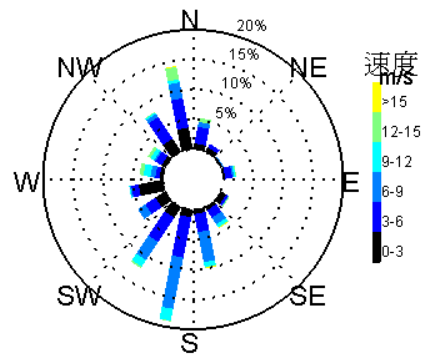
91/7 (夏)新竹風速玫瑰圖



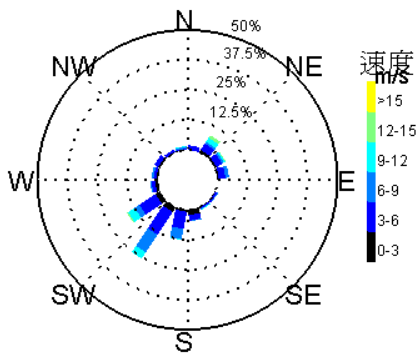
91/7 (夏)鵝鑾鼻浮標風速玫瑰圖



91/7 (夏)東吉島風速玫瑰圖



91/7 (夏)金門浮標風速玫瑰圖



91/7 (夏)蘭嶼風速玫瑰圖

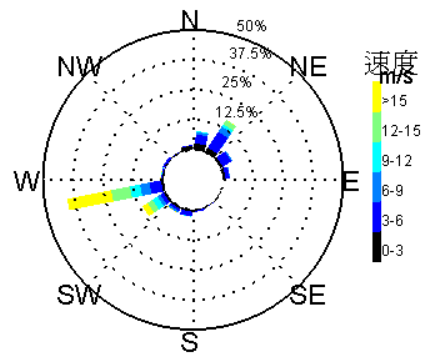


圖 4-2(b) 夏季風速玫瑰圖

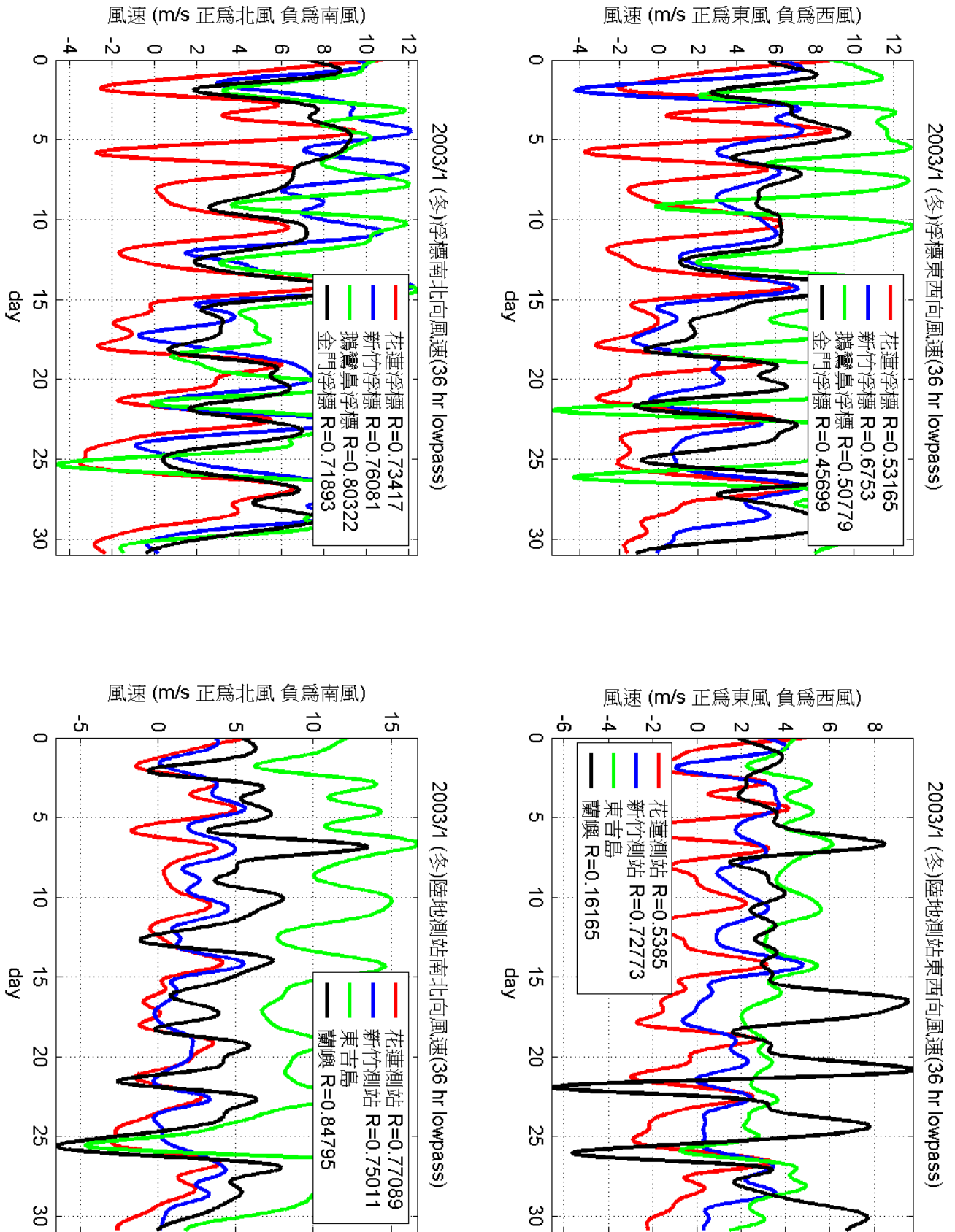


圖 4-3(a) 冬季 36 小時低頻過濾風速分量比較圖(其中相關性 R 是與東吉島風速比較) 右側圖形代表東西向風速，左側圖形代表南北向風速變化圖，取冬季一月份風速資料作圖

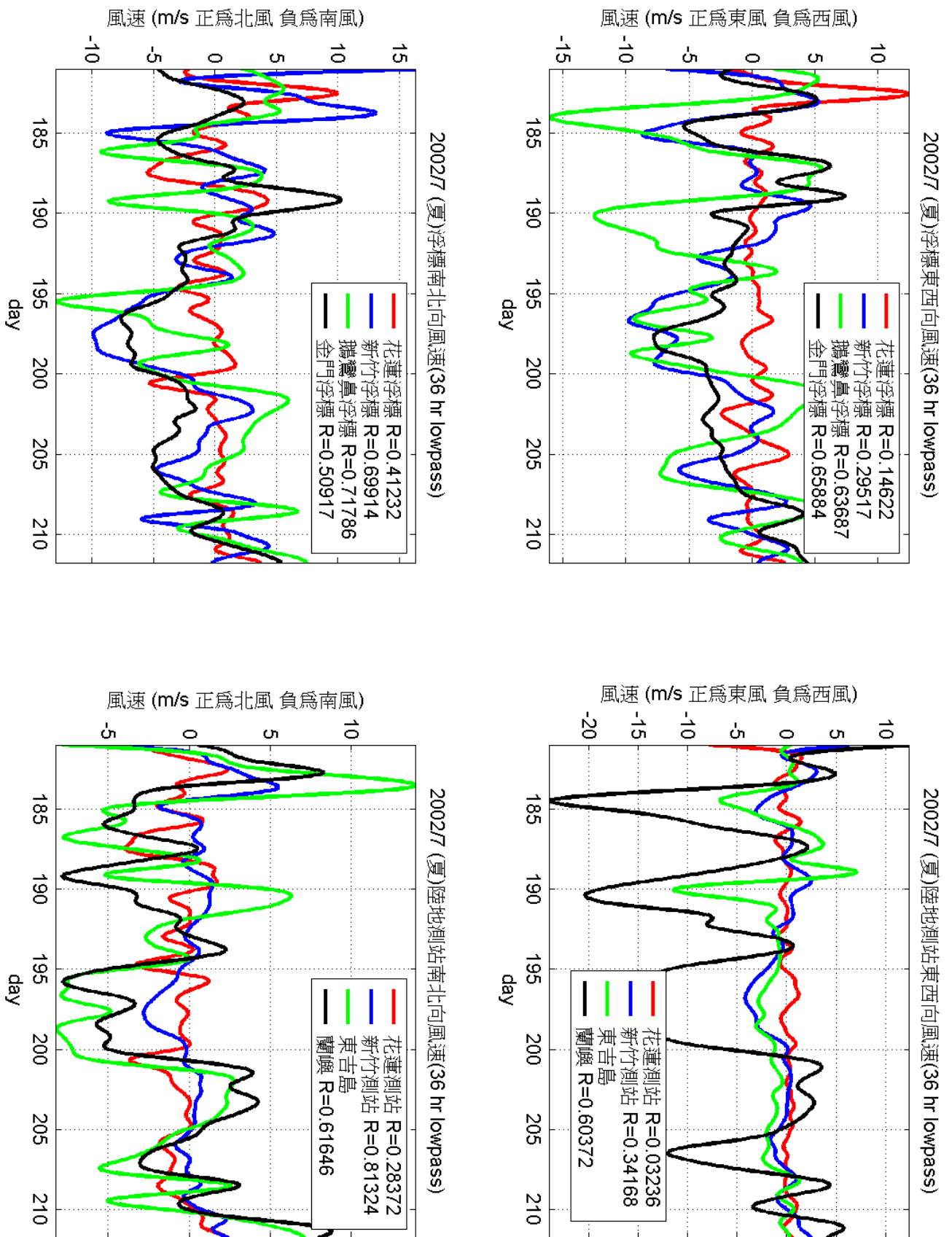


圖 4-3(b) 夏季 36 小時低頻過濾風速分量比較圖(其中相關性 R 是與東吉島風速比較) 右側圖形代表東西向風速，左側圖形代表南北向風速變化圖，取冬季一月份風速資料作圖

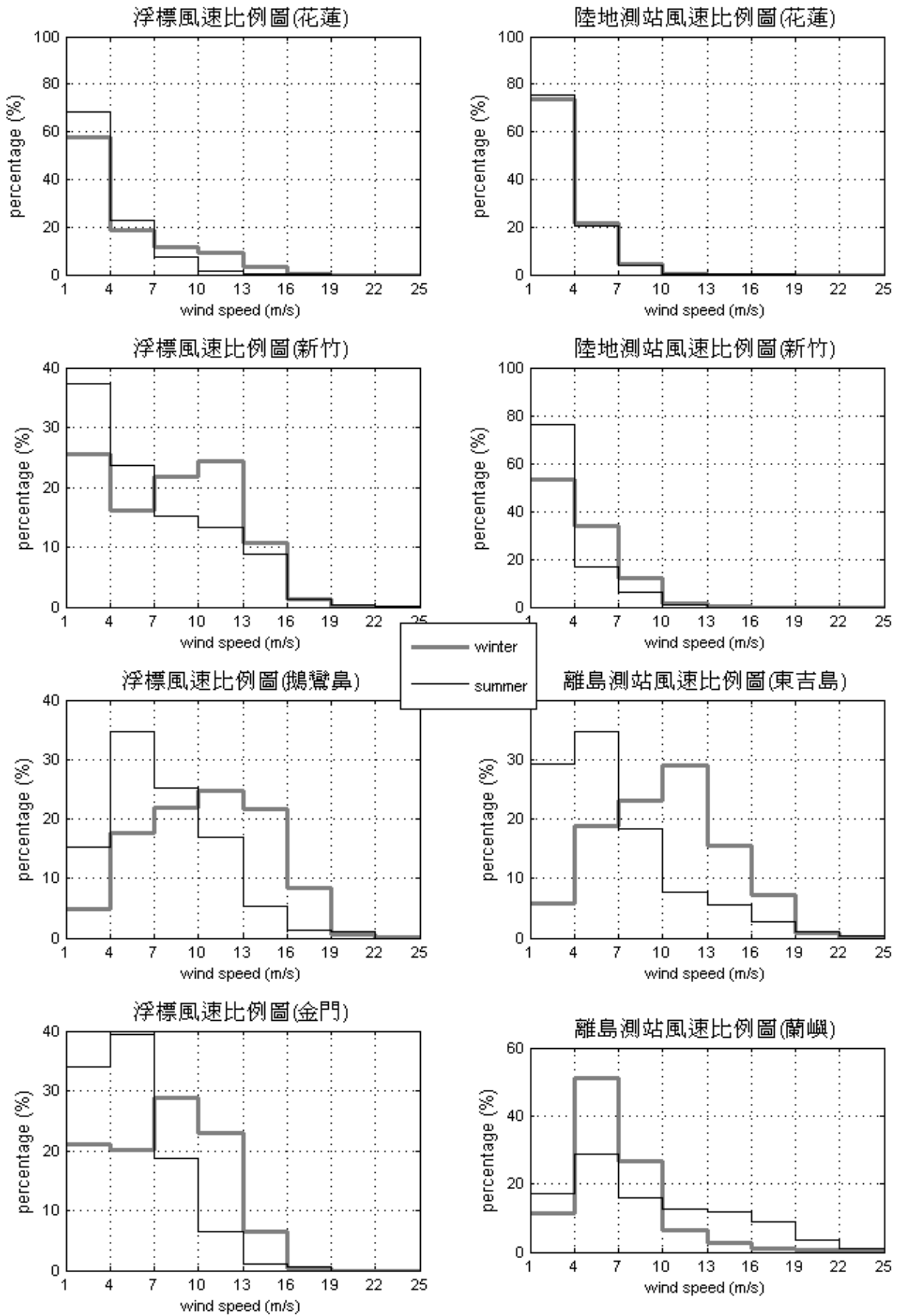


圖 4-4(a) 各測站風速比例圖(粗灰色直線代表冬季資料；細黑直線為夏季資料)

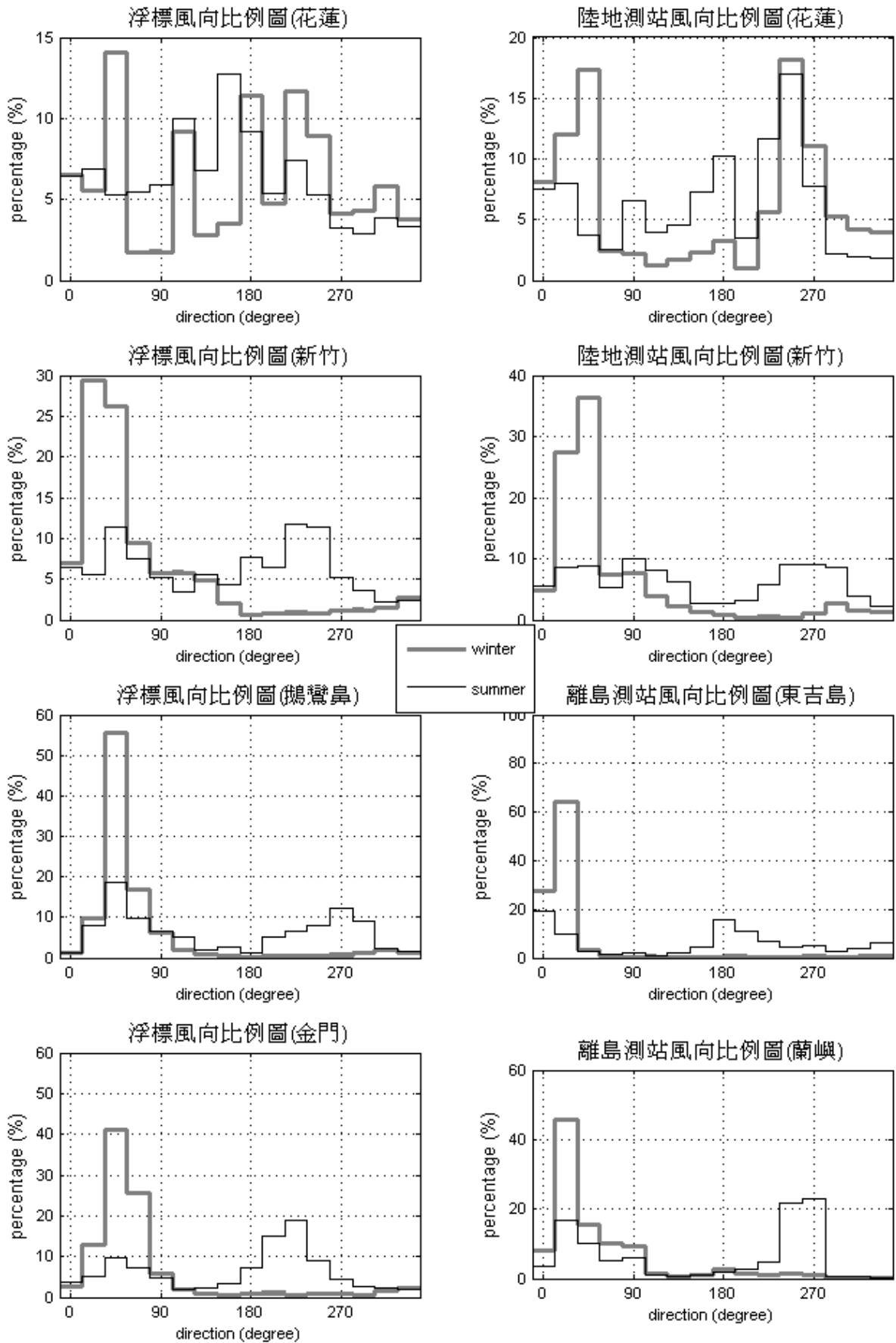


圖 4-4(b) 各測站風向比例圖(粗灰色直線代表冬季資料；細黑直線為夏季資料)

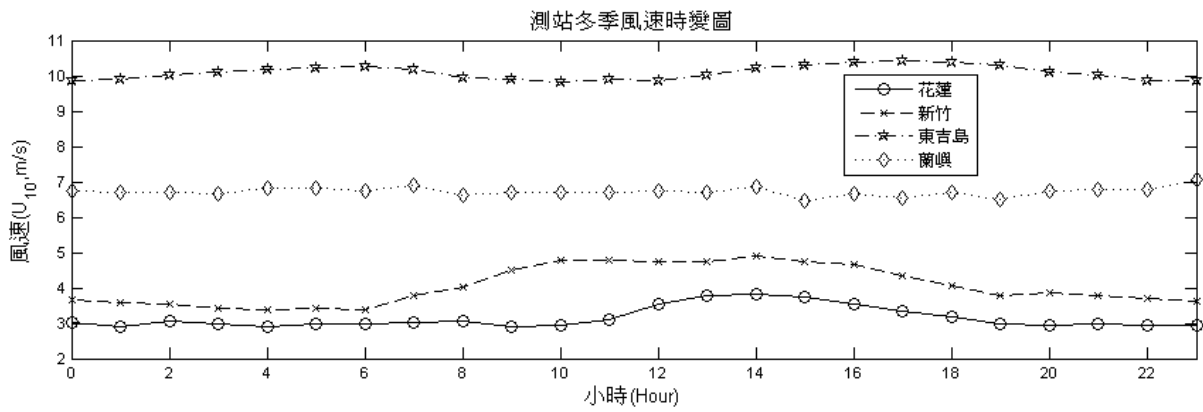
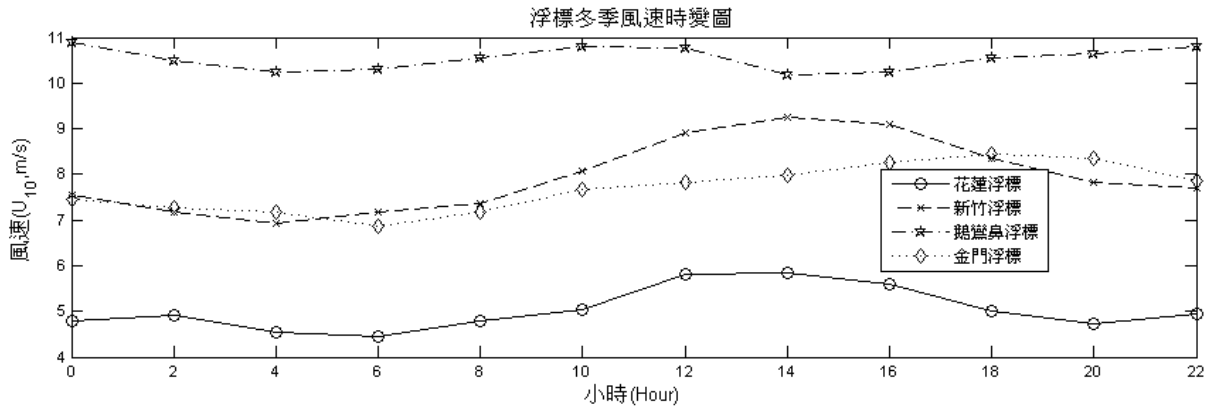


圖 4-5(a) 冬季風速時變圖

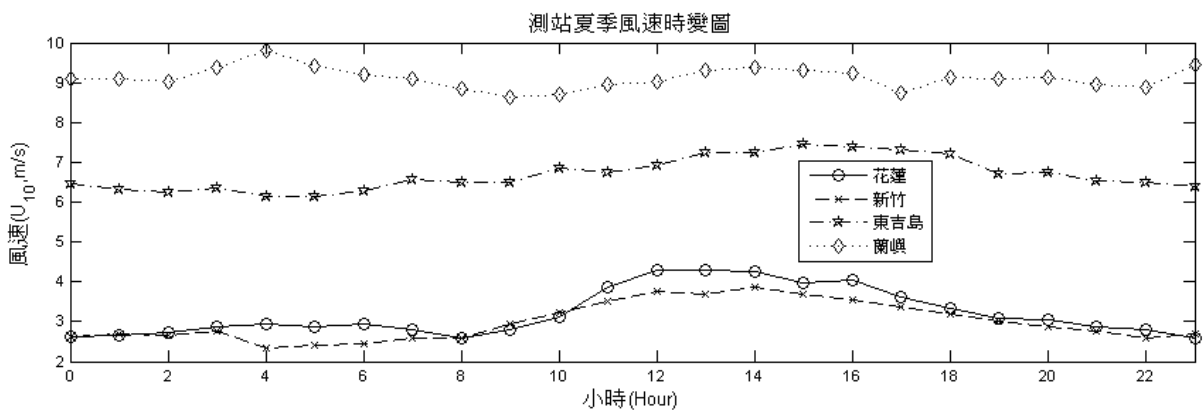
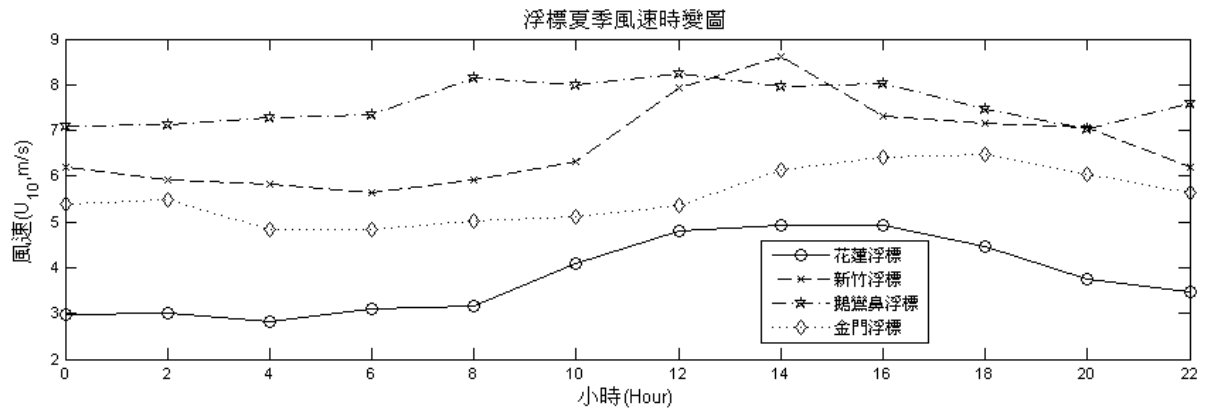


圖 4-5(b) 夏季風速時變圖

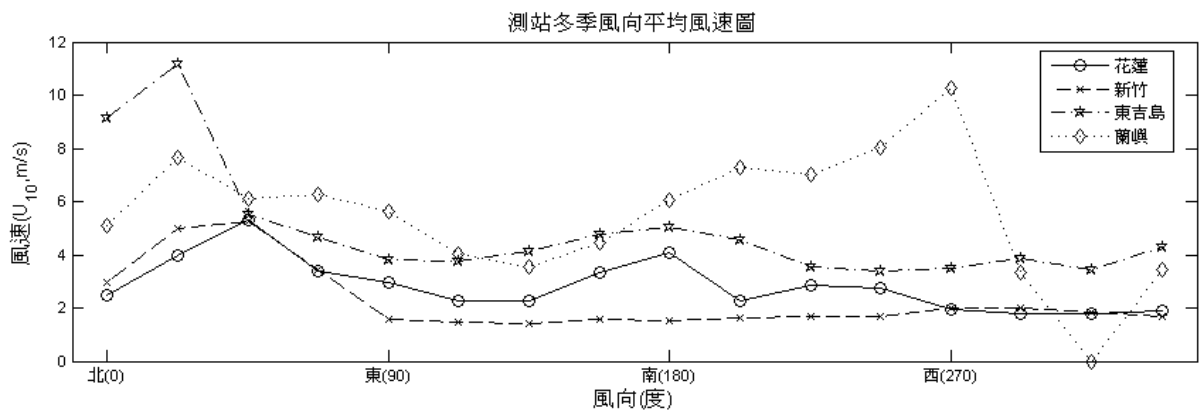
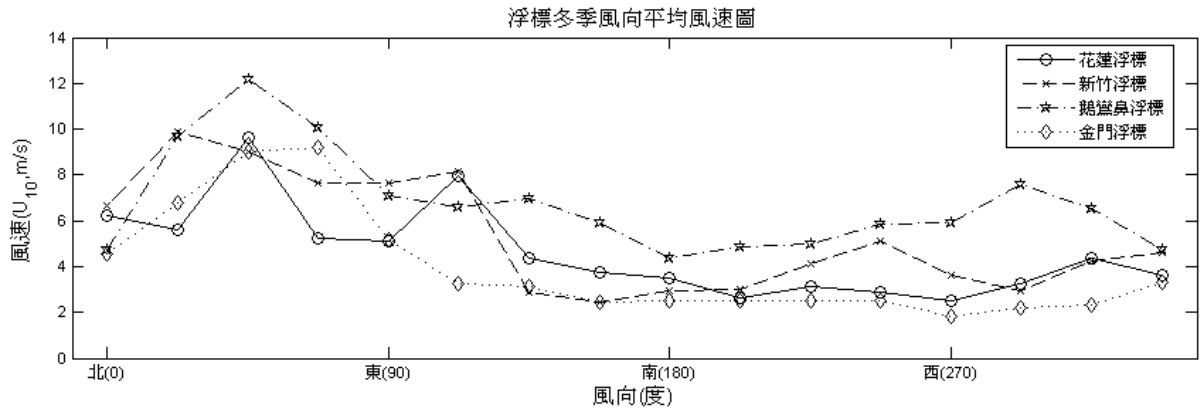


圖 4-6(a) 冬季各風向平均速度變化圖

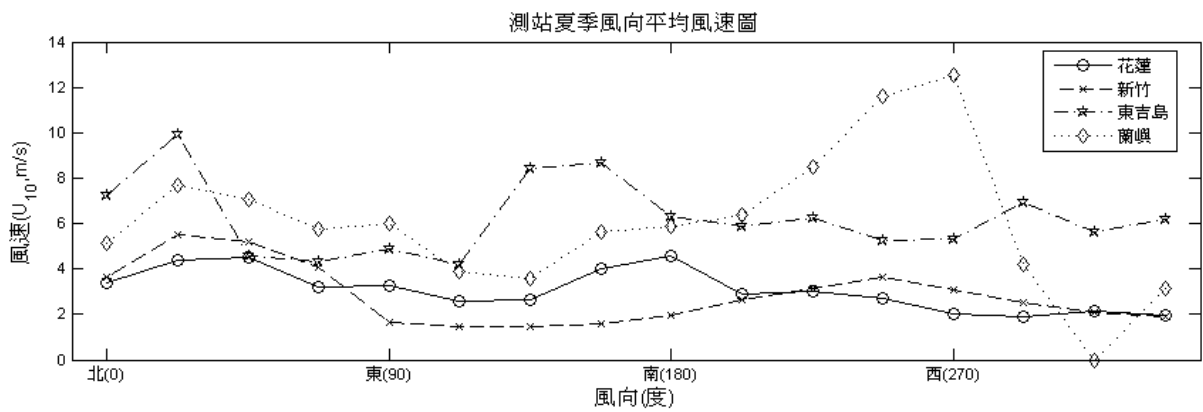
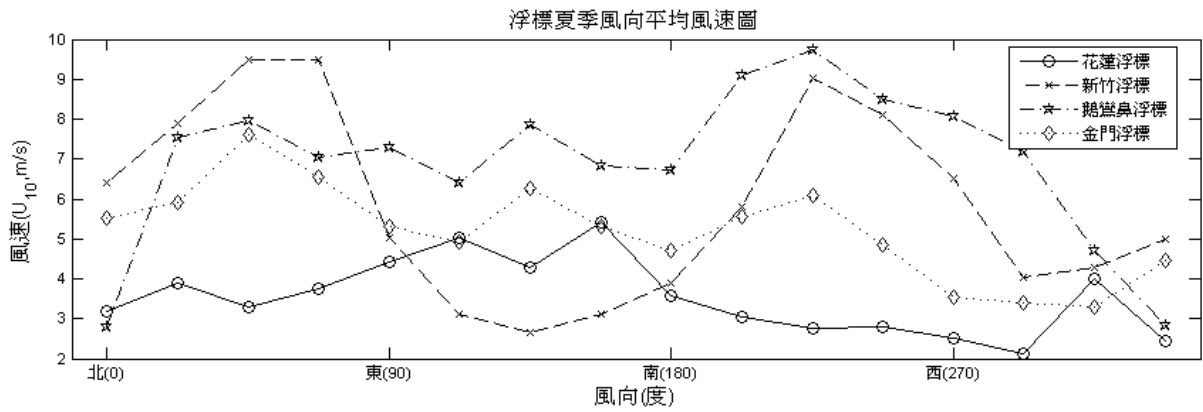


圖 4-6(b) 夏季各風向平均速度變化圖

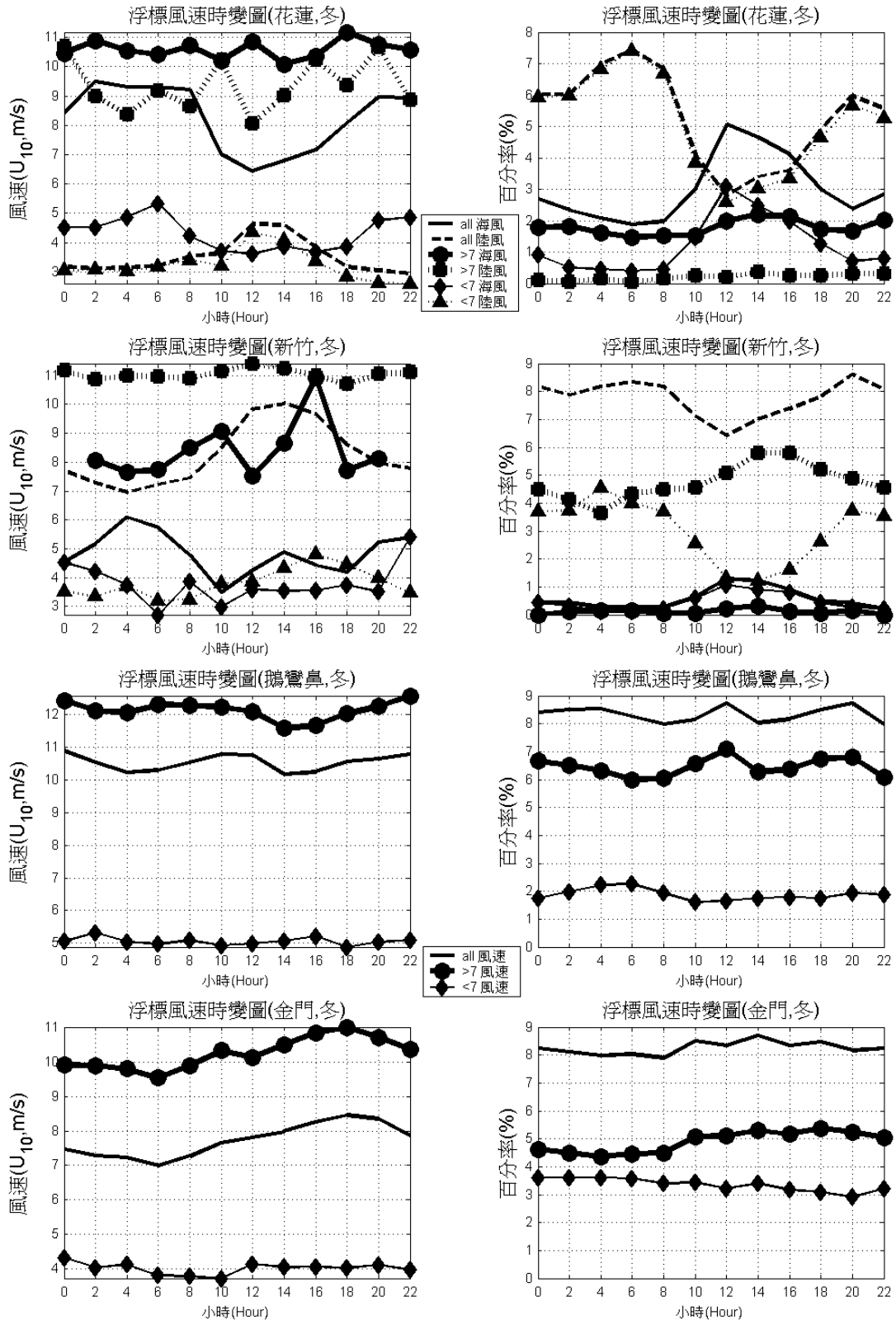


圖 4-7(a) 冬季浮標各站時變圖(圖中共分六條線，區分海風與陸風)

1. 海風與陸風範圍可見表 4-1；且風速以 7m/s 為界線(Simpson, 1994)，區分為大於 7m/s、小於 7m/s 與全部資料範圍。總共六條線。
2. 左側圖形表示風速的時變圖，右側圖形代表風速百分率的時變圖。

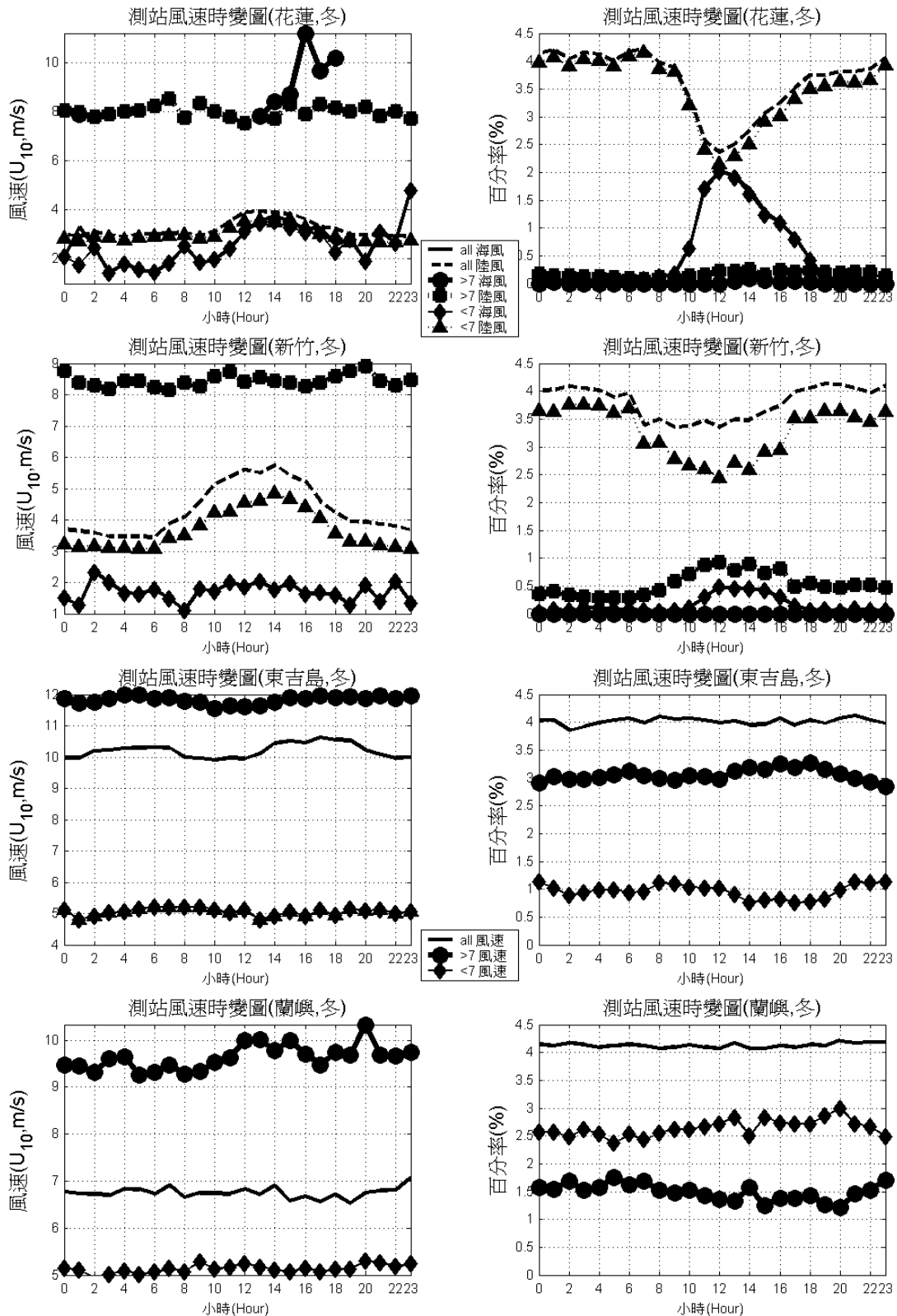


圖 4-7(b) 冬季陸地各站時變圖(圖中共分六條線，區分海風與陸風)

1. 海風與陸風範圍可見表 4-1；且風速以 7m/s 為界線(Simpson, 1994)，區分為大於 7m/s、小於 7m/s 與全部資料範圍。總共六條線。
2. 左側圖形表示風速的時變圖，右側圖形代表風速百分率的時變圖。

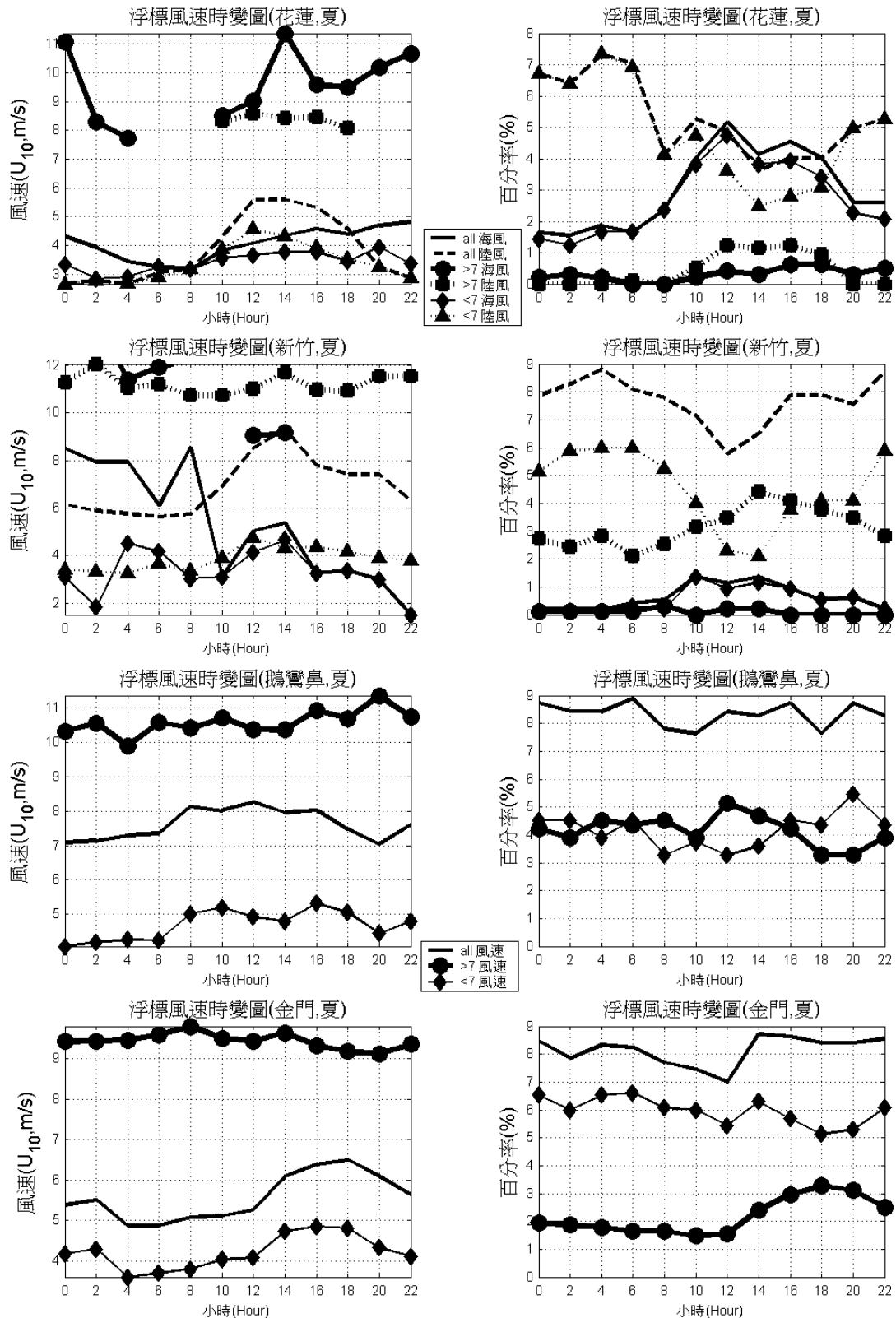


圖 4-7(c) 夏季浮標測站時變圖(圖中共分六條線，區分海風與陸風)

1. 海風與陸風範圍可見表 4-1；且風速以 7m/s 為界線(Simpson, 1994)，區分為大於 7m/s、小於 7m/s 與全部資料範圍。總共六條線。
2. 左側圖形表示風速的時變圖，右側圖形代表風速百分率的時變圖。

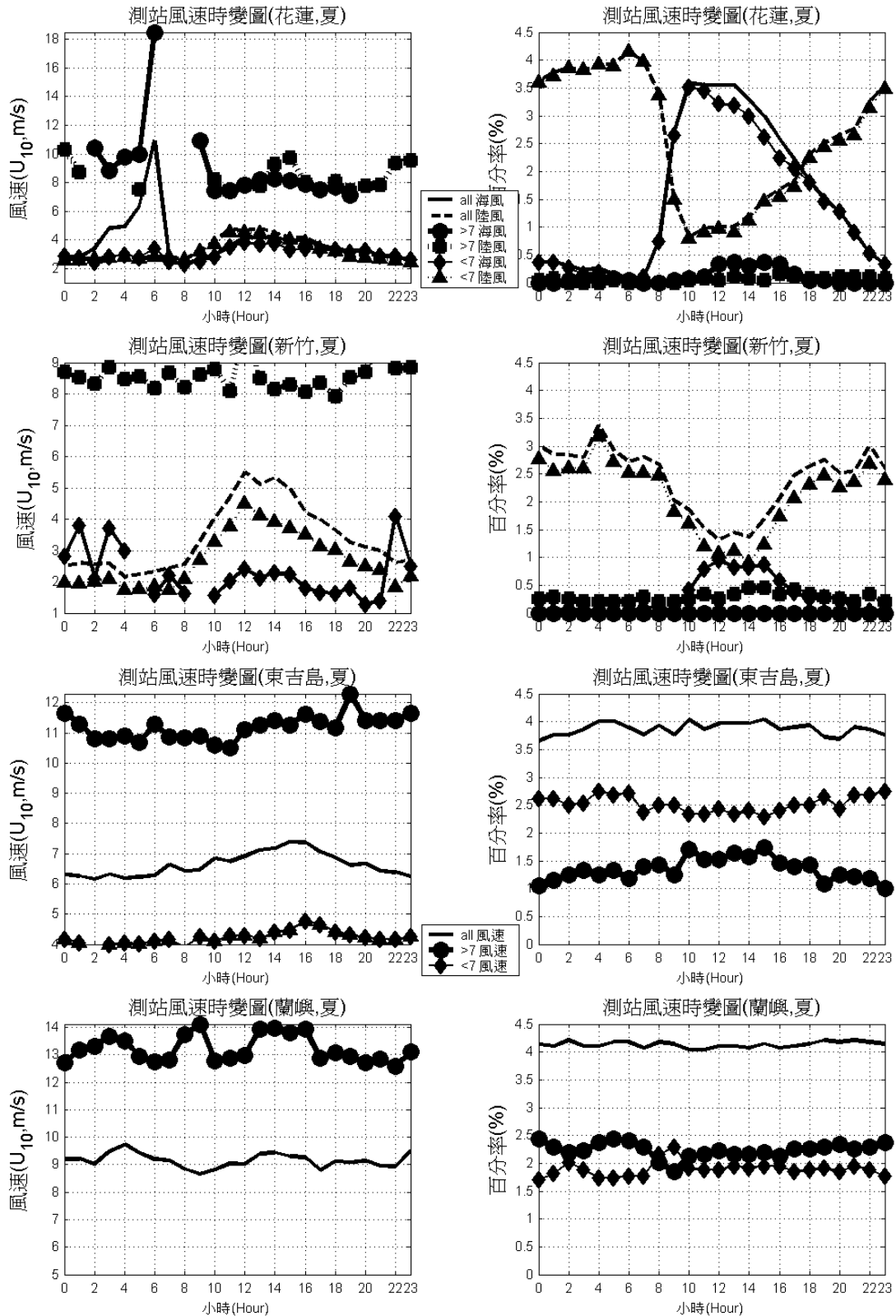


圖 4-7(d) 夏季陸地各站時變圖(圖中共分六條線，區分海風與陸風)

1. 海風與陸風範圍可見表 4-1；且風速以 7m/s 為界線(Simpson, 1994)，區分為大於 7m/s、小於 7m/s 與全部資料範圍。總共六條線。
2. 左側圖形表示風速的時變圖，右側圖形代表風速百分率的時變圖。

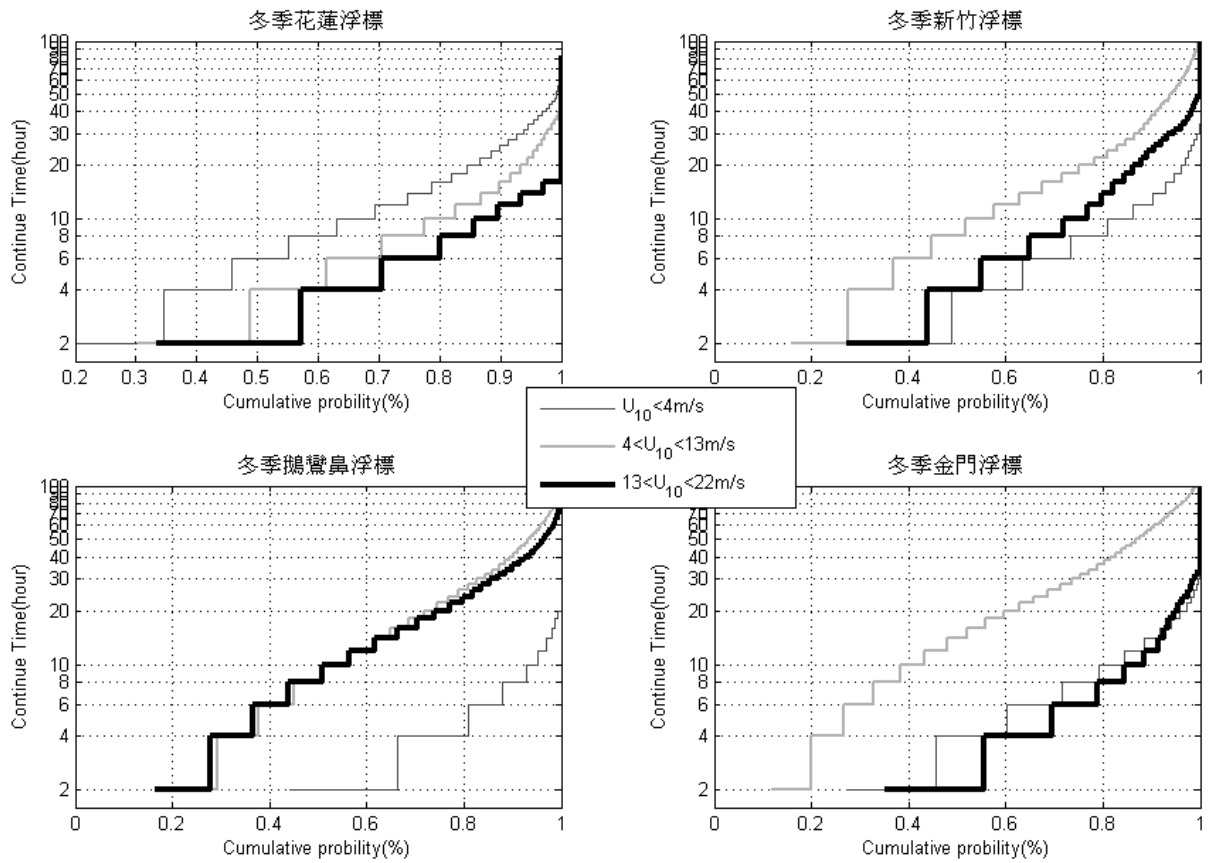


圖 4-8(a) 冬季浮標風速持續性累進圖

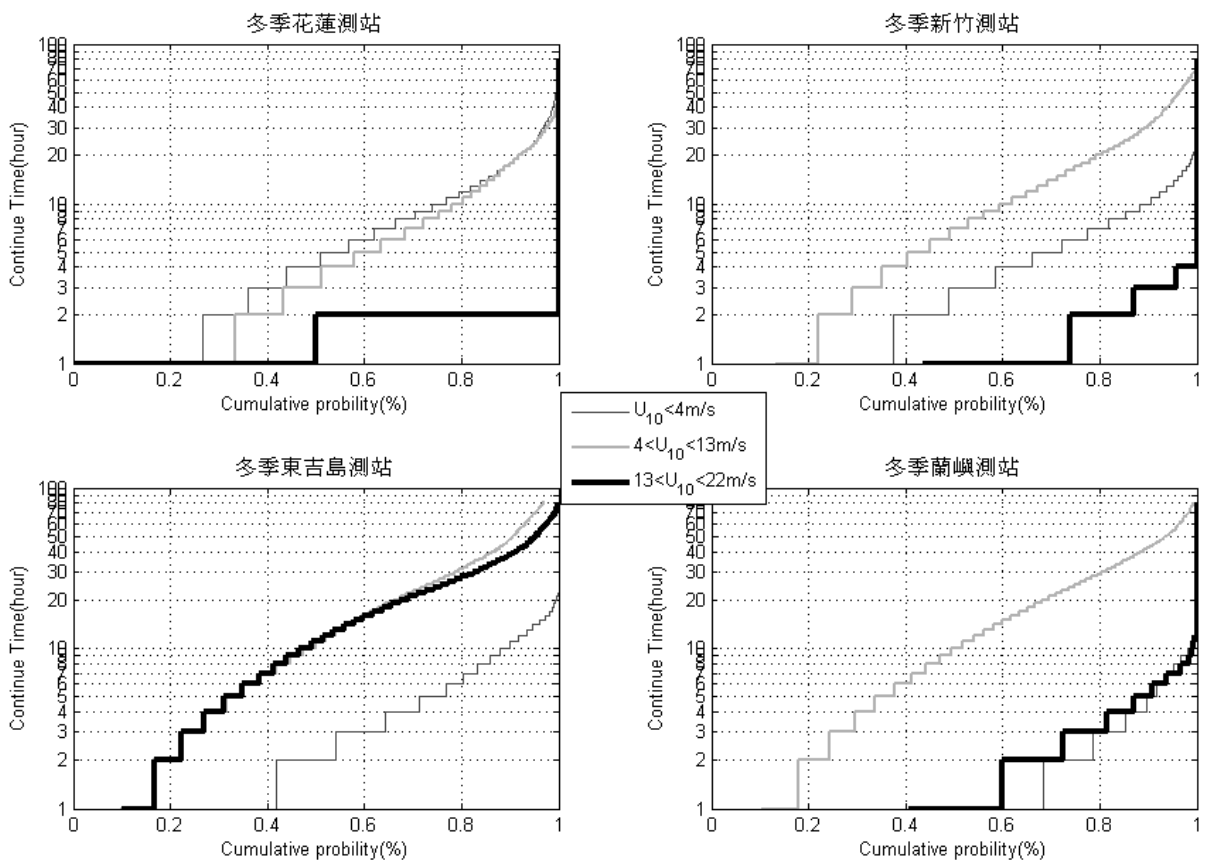


圖 4-8(b) 冬季陸地測站風速持續性累進圖

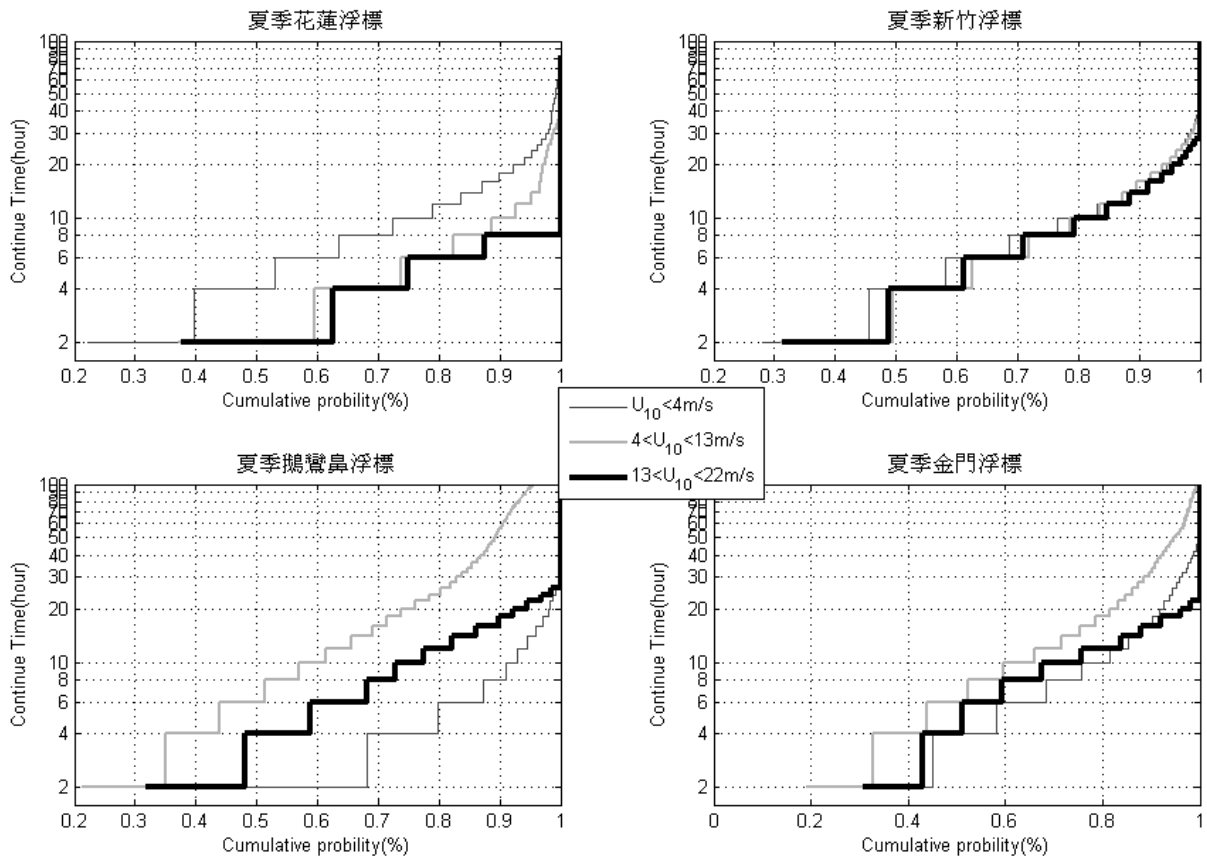


圖 4-8(c) 夏季浮標風速持續性累進圖

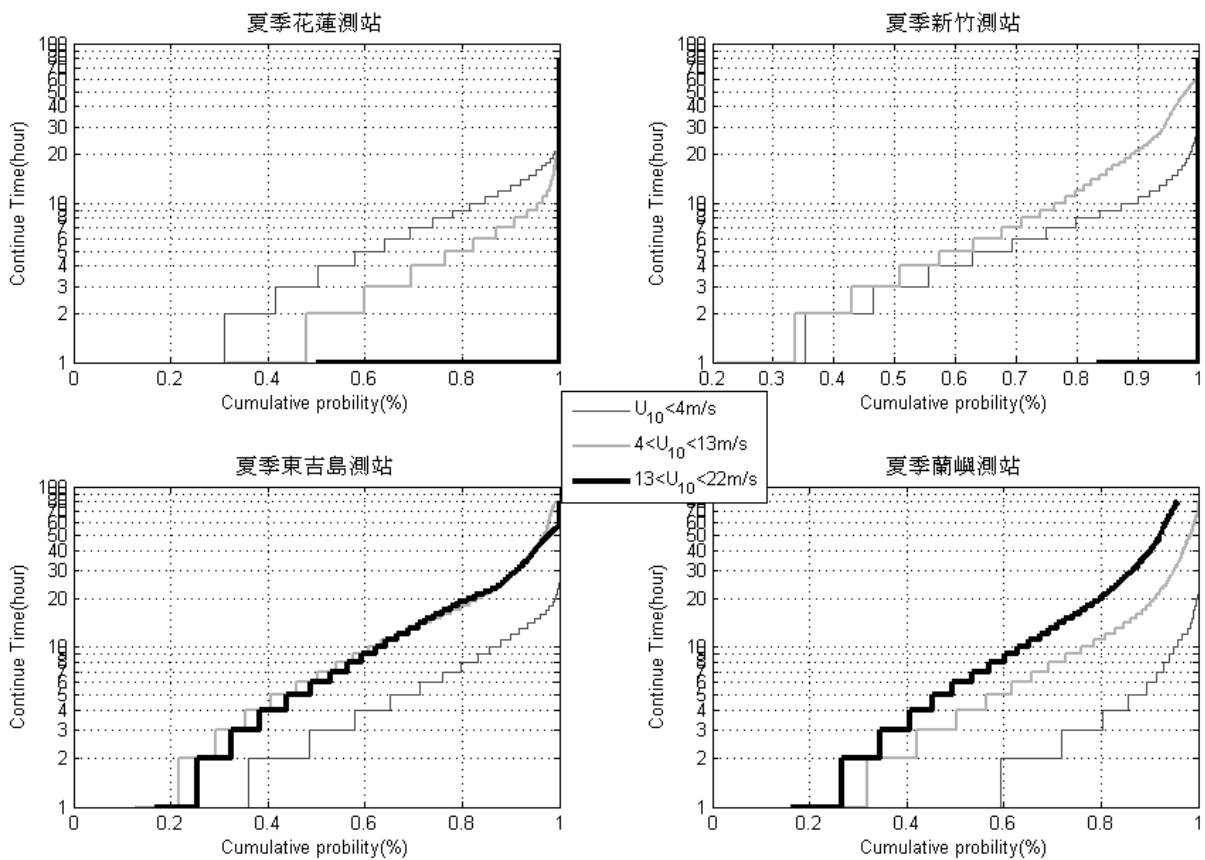


圖 4-8(d) 夏季陸地測站風速持續性累進圖

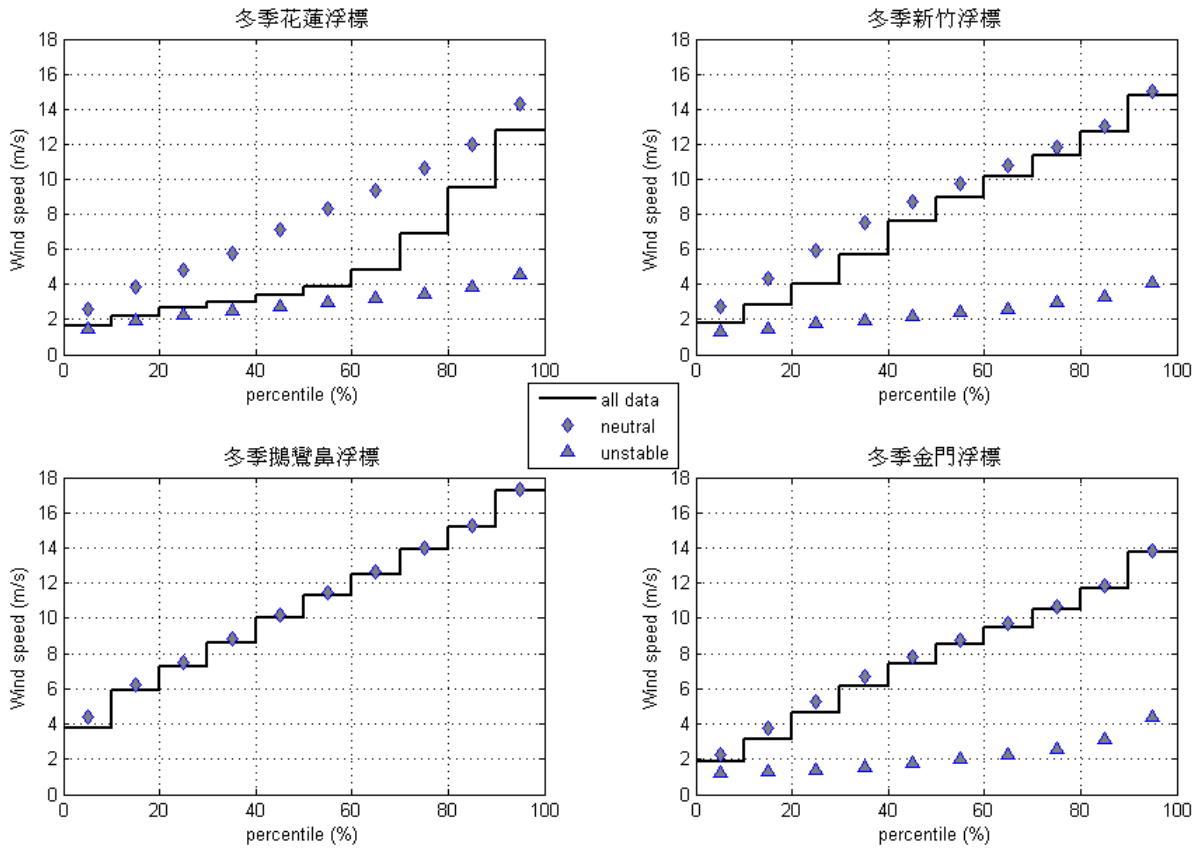


圖 4-9(a) 冬季浮標測站平均風速機率分佈圖
 (每一資料點為至少有 10 個以上的可信資料平均值，且其中
 ◆：中性分層下風速平均值；▲：不穩定分層下風速平均值)

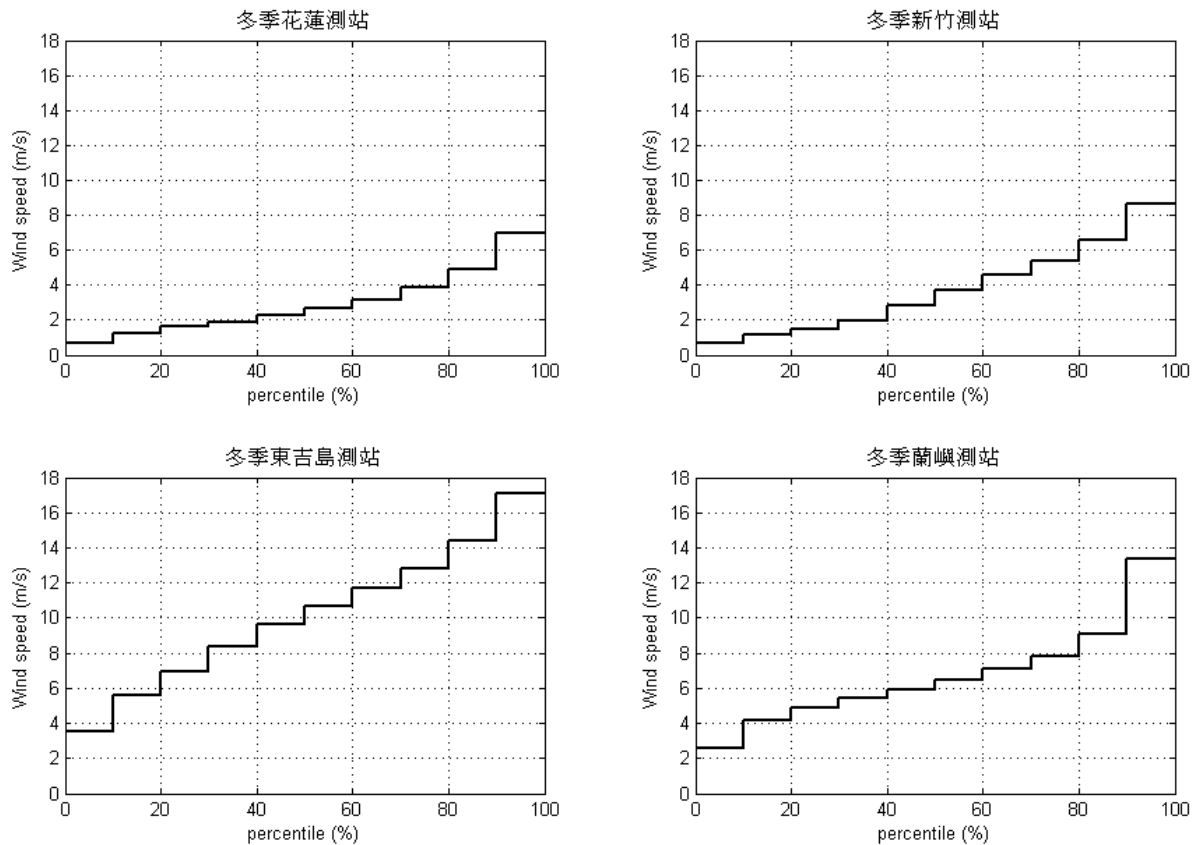


圖 4-9(b) 冬季陸地測站平均風速機率分佈圖

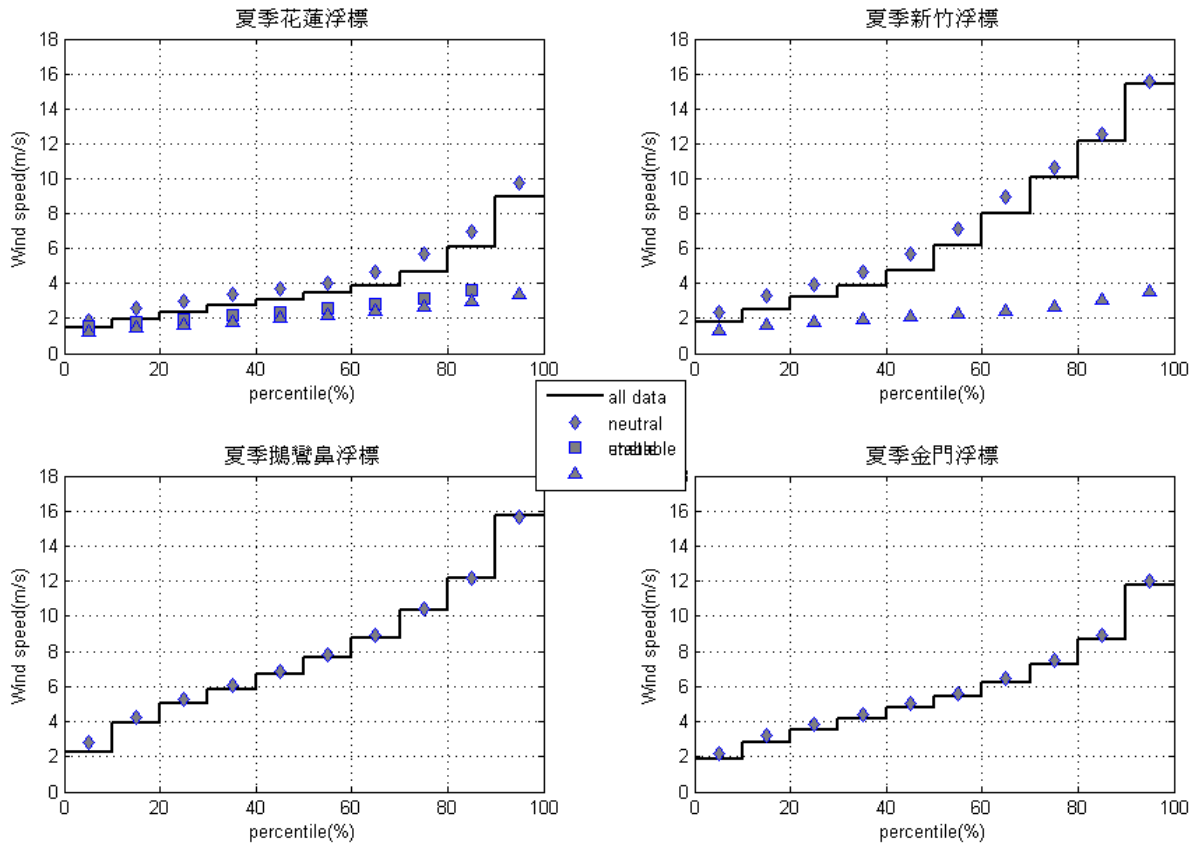


圖 4-9(c) 夏季浮標測站平均風速機率分佈圖

(每一資料點為至少有 10 個以上的可信資料平均值，且其中

◆：中性分層下風速平均值；■：穩定分層下風速平均值；▲：不穩定分層下風速平均值)

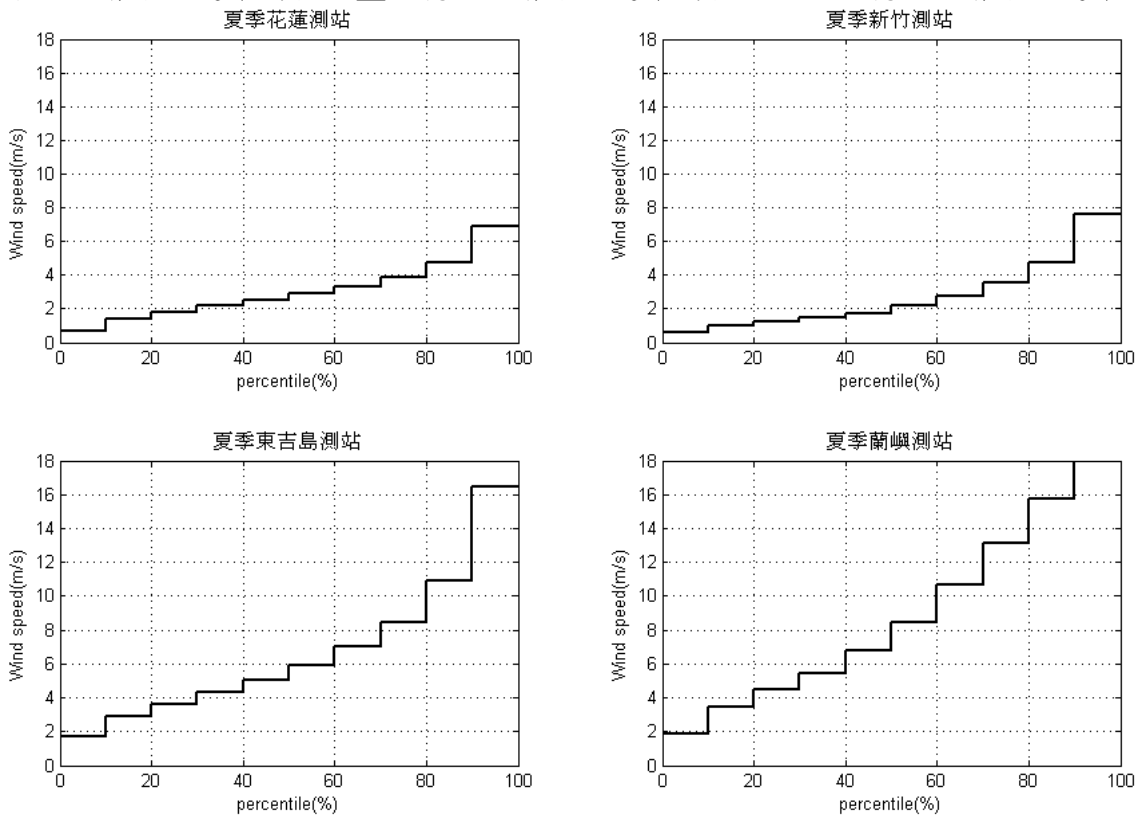


圖 4-9(d) 夏季陸地測站平均風速機率分佈圖

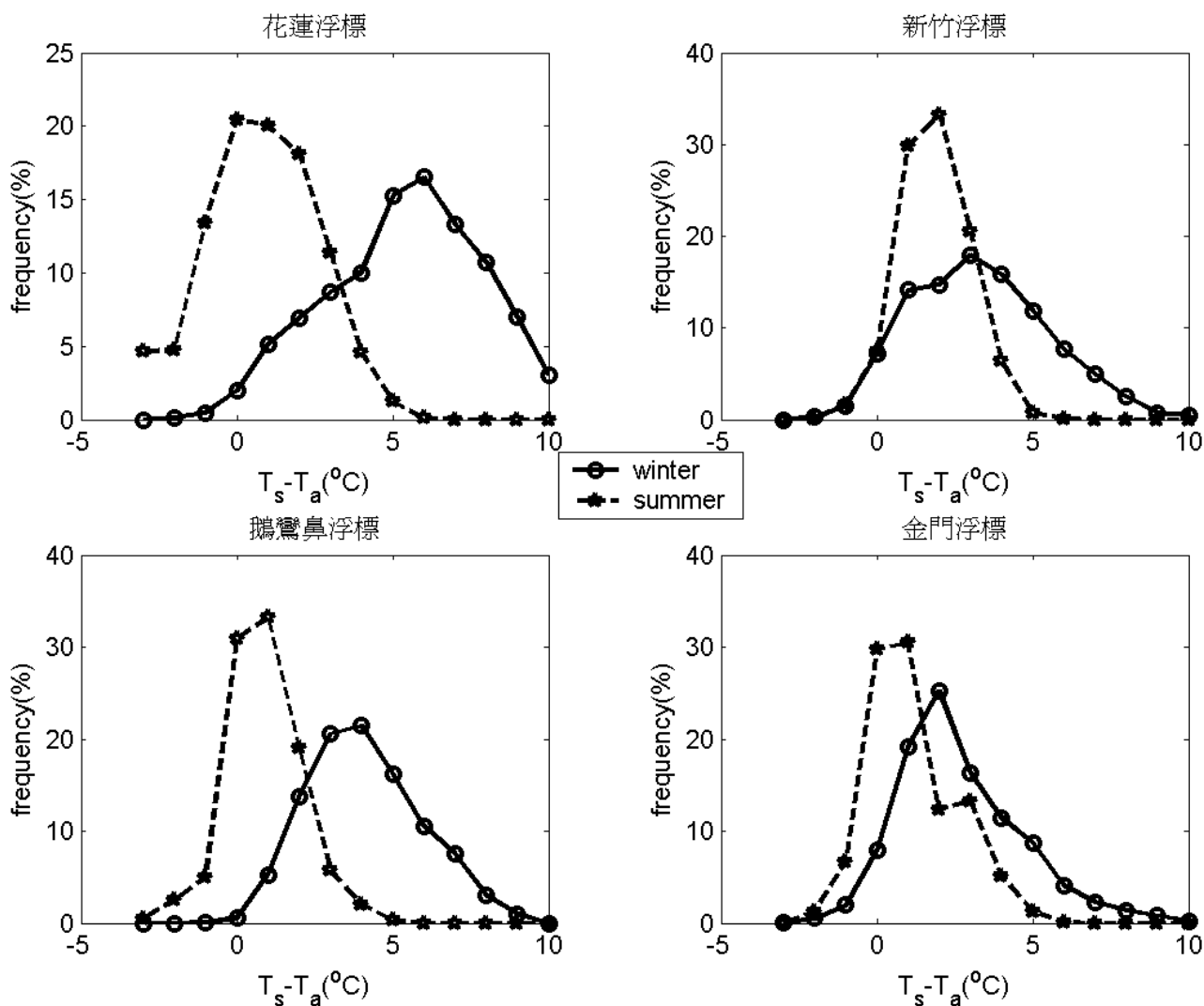


圖 4-10 溫差百分比圖

圖中代表各浮標測站在冬季、夏季以及颱風期間的溫差百分比

其中，冬季資料以粗黑直線段，資料點以圓圈顯示。(—○—)

夏季資料以粗黑虛線段，資料點以五角星號顯示。(---★---)

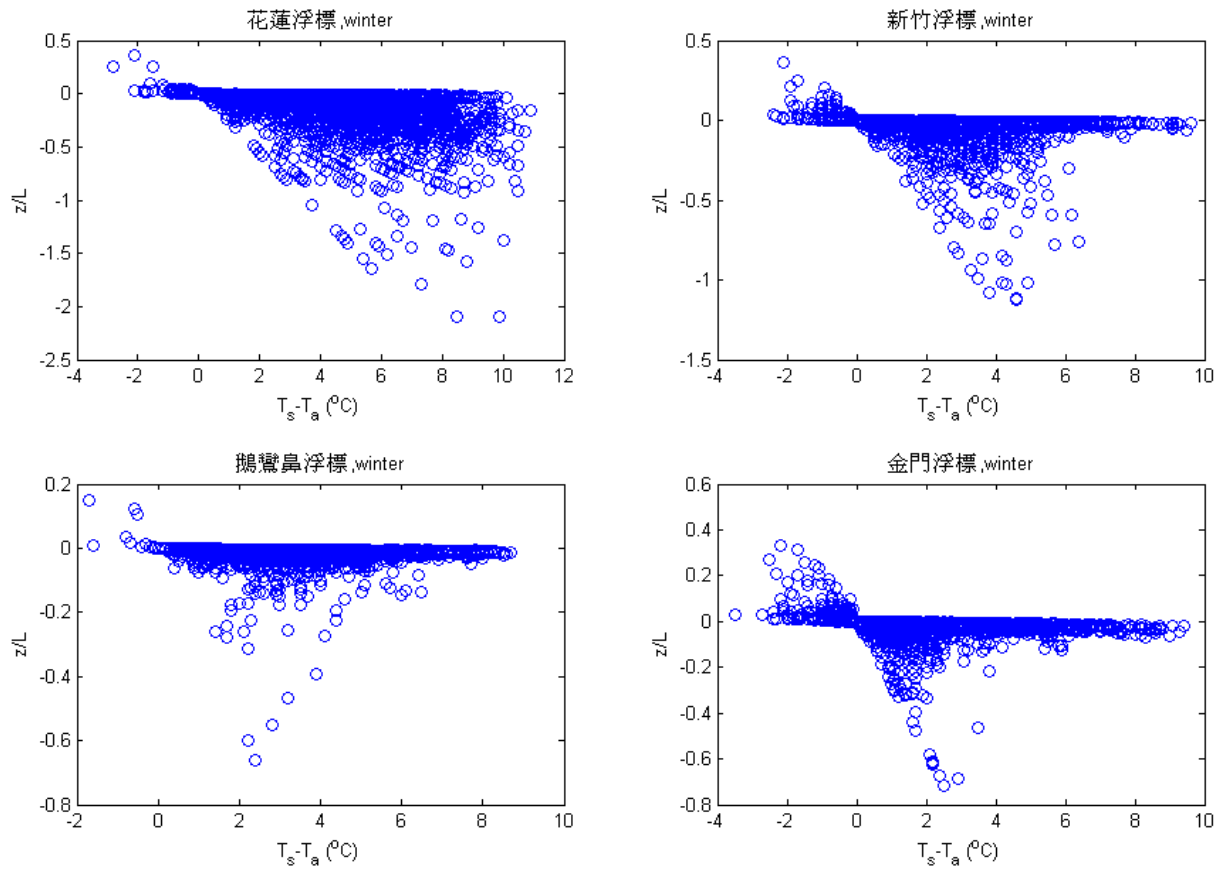


圖 4-11(a) 冬季層化對溫差圖

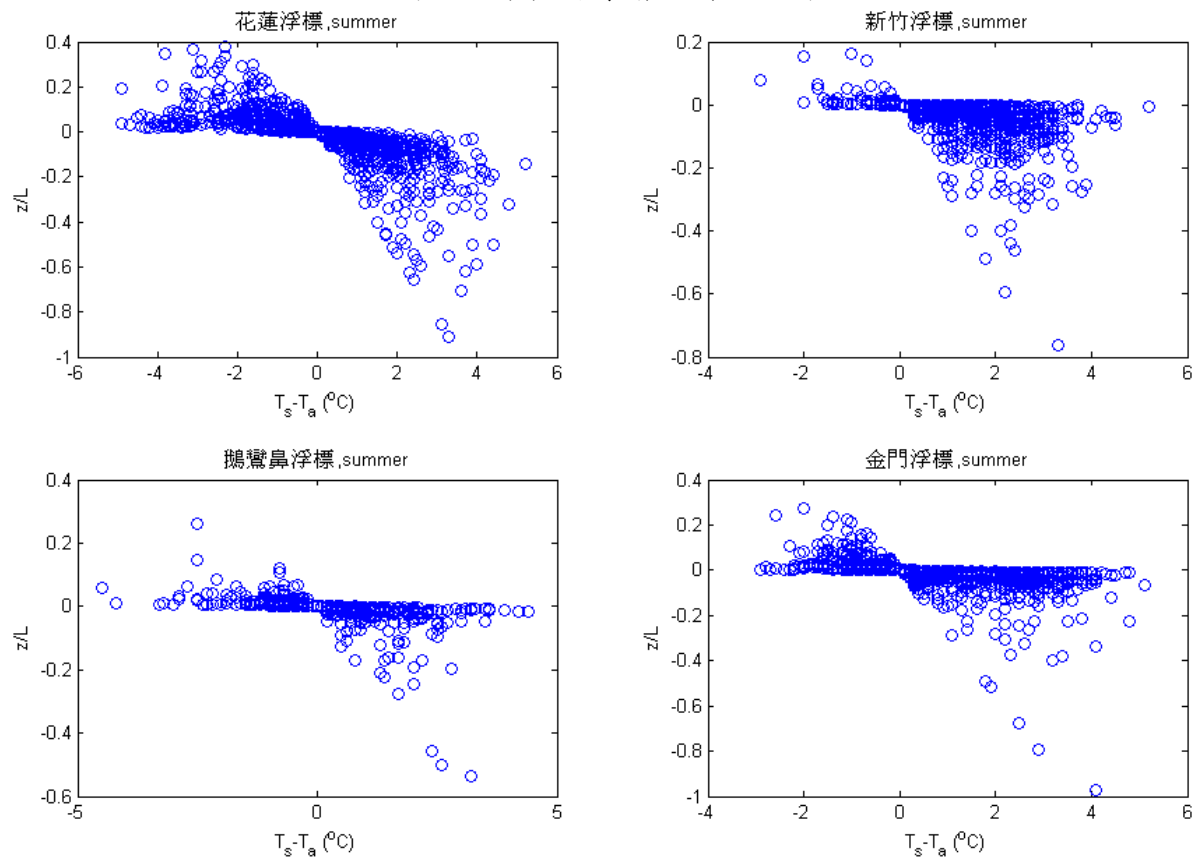


圖 4-11(b) 夏季層化對溫差圖

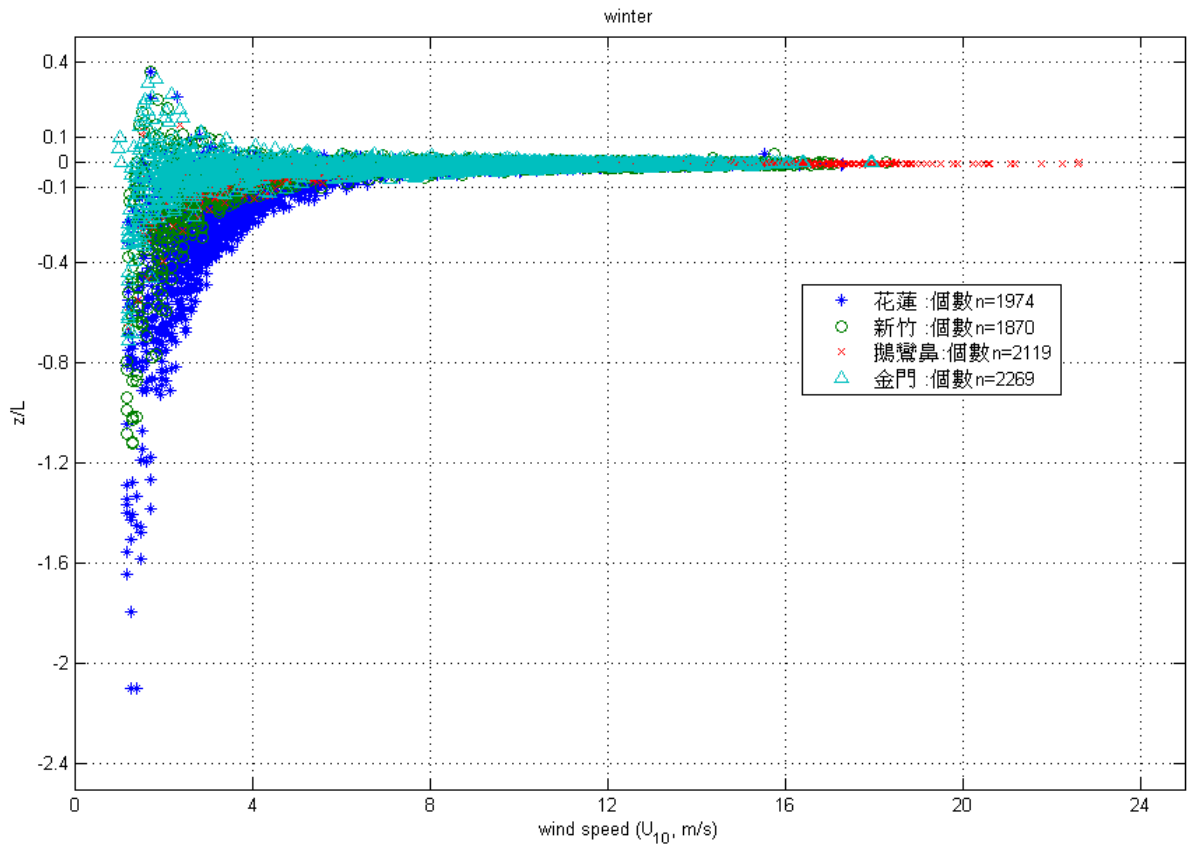


圖 4-12(a) 冬季層化對風速圖

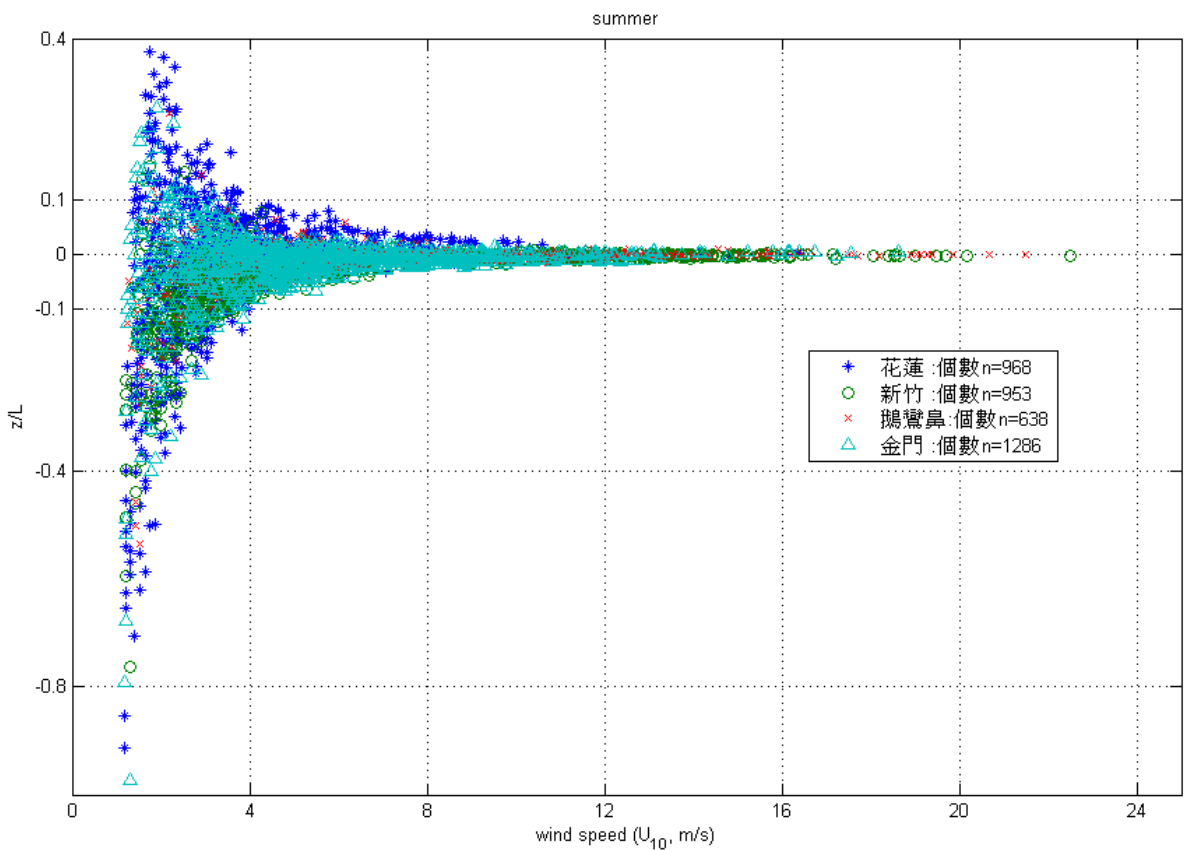


圖 4-12(b) 夏季層化對風速圖

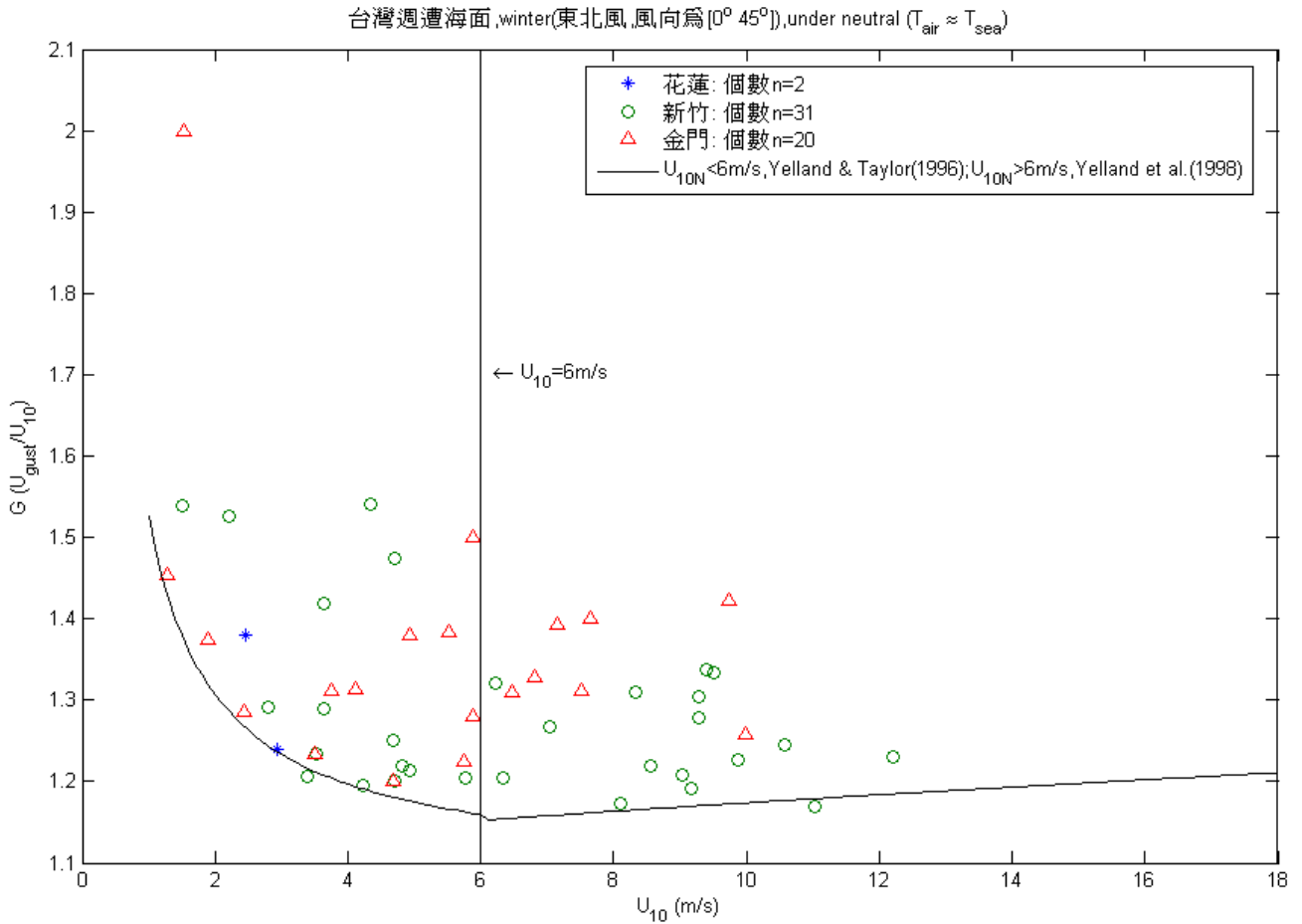


圖 4-13 冬季中性分層下陣風係數對風速圖

在海氣溫差小於 0.2°C 時，且風向固定為東北風($0^\circ < \text{風向} < 45^\circ$)，

圖中各標號代表在冬季各測站中符合中性分層之觀測點，數目則標示於說明中。

圖中曲線代表 Yelland 和 Taylor 等學者們在冬季墨西哥灣中觀測所得之曲線：

$$G = 1 + 5C_{DN}^{1/2} \left(G = \frac{U_{gust}}{U_{10}} \right), \text{ 而其中}$$

$$\text{Yelland and Taylor (1996): } U_{10N} < 6\text{m/s時, } 1000 \times C_{DN} = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10N}} + \frac{7.7}{U_{10N}^2};$$

$$\text{Yelland et al. (1998): } 6 < U_{10N} < 26\text{m/s時, } 1000 \times C_{DN} = 0.50 + 0.071U_{10N}.$$

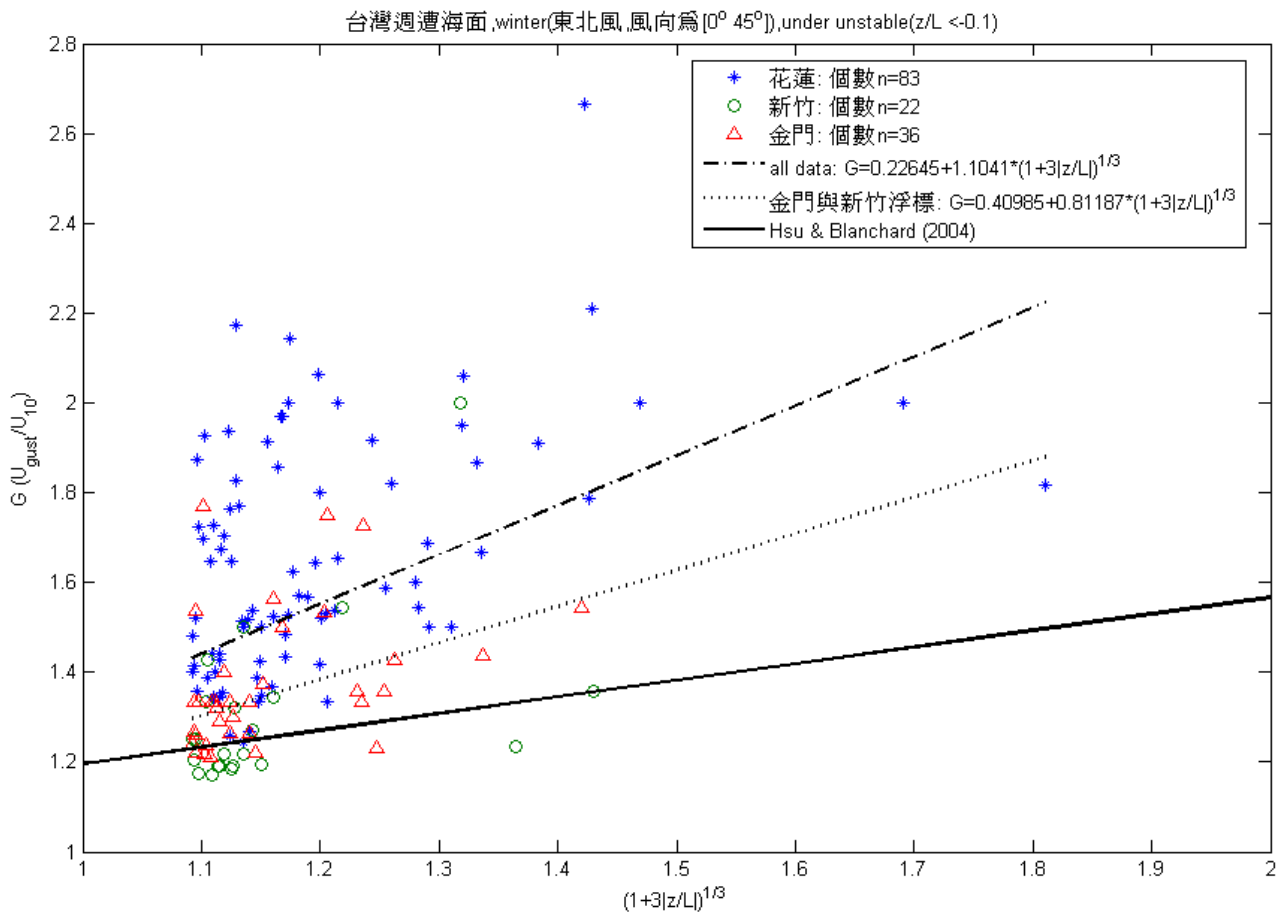


圖 4-14 冬季不穩定分層下陣風係數對層化函數關係圖

圖中各標號代表在冬季各測站中符合不穩定分層之觀測點，數目則標示於說明中。其中：
 點虛線代表利用花蓮、新竹以及金門觀測點，擬合陣風係數與層化值間的相關公式(— · —)；
 虛線代表僅利用新竹以及金門浮標的觀測點(新竹、鵝鸞鼻、金門三浮標)，擬合陣風係數與
 層化值間的相關公式(·····)；
 直線代表 Hsu & Blanchard (2004) 利用墨西哥灣上 NDBC42003 與 NDBC42040 兩浮標觀
 測 2002 年一月上旬的不穩定分層資料所擬合之結果(——)：

$$G = 0.825 + 0.371(1 + 3|z/L|)^{1/3}。$$

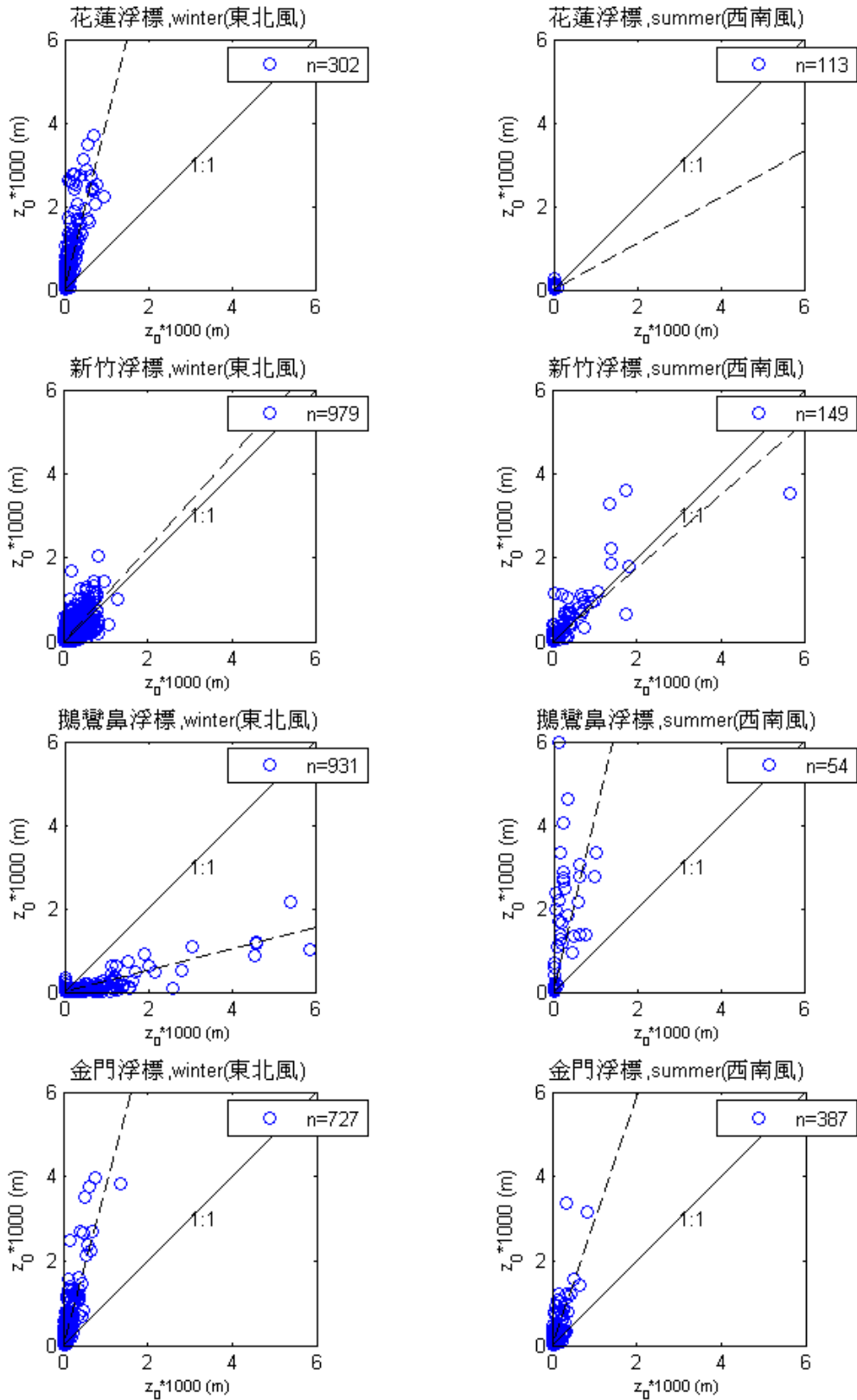


圖 4-15 兩種計算粗糙長度 z_0 值比較：(圖中實線為 1:1 線；虛線為 XY 的擬合線)
 左側為冬季(風向為 $[0^\circ \ 45^\circ]$ 的東北季風)、右側為夏季資料(風向為 $[180^\circ \ 225^\circ]$ 的西南季風)

X軸代表以波齡為係數的 z_0 值, Drennan et al. (2003) : $z_0 / H_s = 3.35(u_* / C_p)^{3.4}$;

Y軸代表以波浪尖銳度為係數的 z_0 值, Taylor & Yelland (2001) : $z_0 / H_s = 1200(H_s / L_p)^{4.5}$

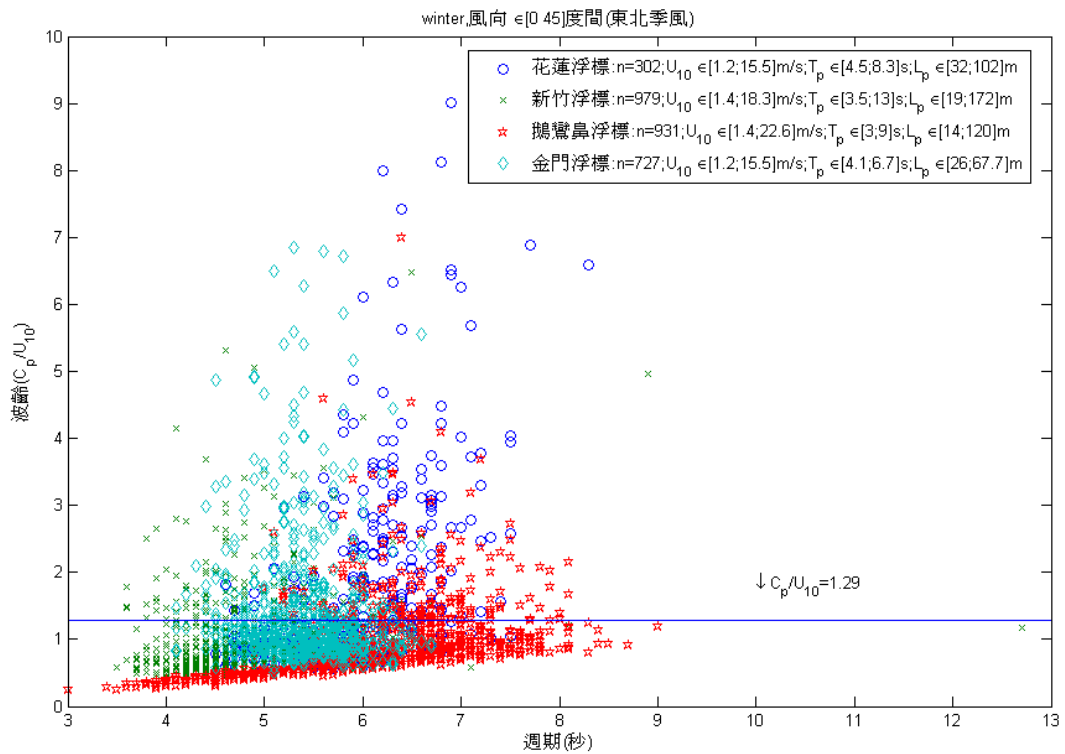


圖 4-16(a) 冬季波週期對波齡(C_p/U_{10})圖

(表格中資料為風向在 0 到 45 度間的資料，代表各測站受東北季風影響的情況；其中 n 代表資料點數， U_{10} 、 T_p 、 L_p 分別代表各資料內的風速、週期、波長範圍)

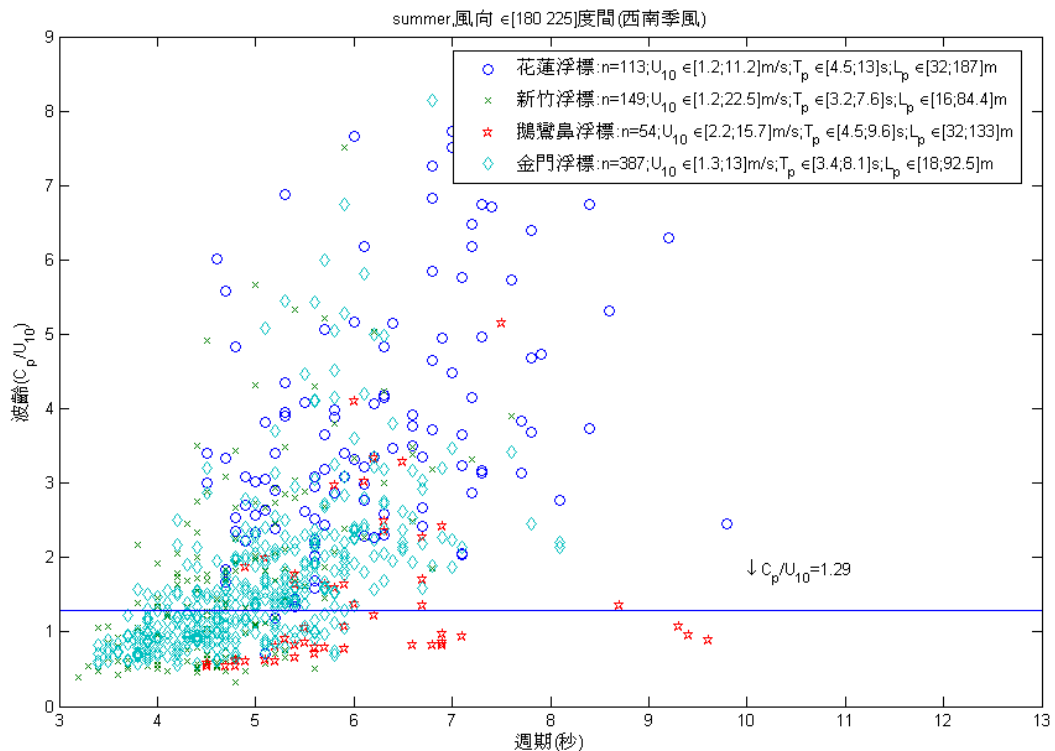


圖 4-16(b) 夏季波週期對波齡(C_p/U_{10})圖

(表格中資料為風向在 180 到 225 度間的資料，代表各測站受西南季風影響的情況；其中 n 代表資料點數， U_{10} 、 T_p 、 L_p 分別代表各資料內的風速、週期、波長範圍)

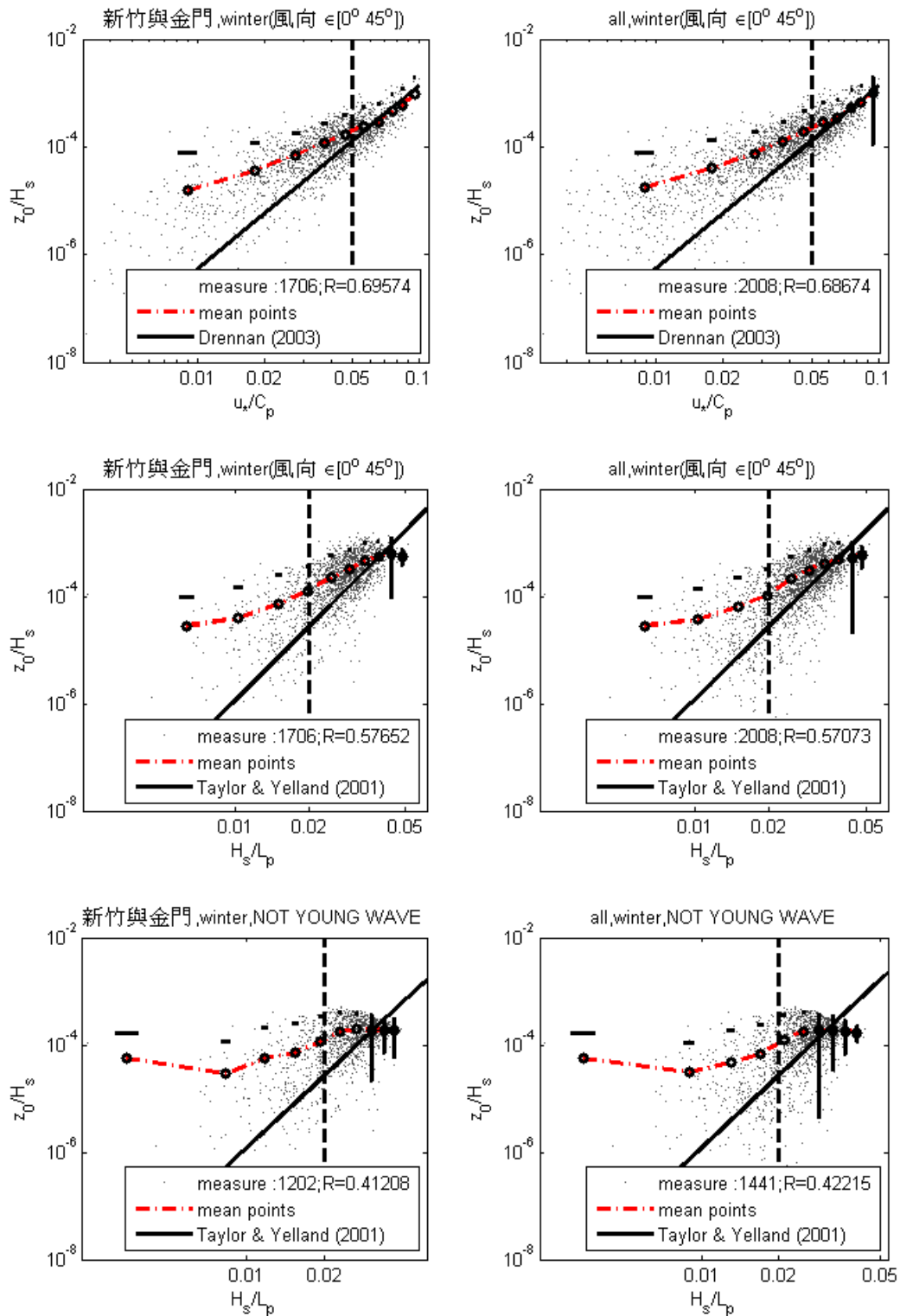


圖 4-17(a) 冬季無因次粗糙長度 z_0/H_s 值與：

- (a)上圖為波齡倒數 u_*/C_p 值；(b)中圖為波浪尖銳度；(c)下圖為在非純風波下的波浪尖銳度 之對應關係圖（其中左圖為新竹與金門浮標上的資料；右圖則再加上花蓮浮標資料；圖內圓圈為將橫軸分為十個等值範圍，每個範圍內的資料平均值，圓圈上的縱線段為每個範圍內資料的兩倍標準偏差量；直線與縱貫各圖中的虛線則分別代表 Drennan 與 Taylor & Yelland 的預估函數與界定值）

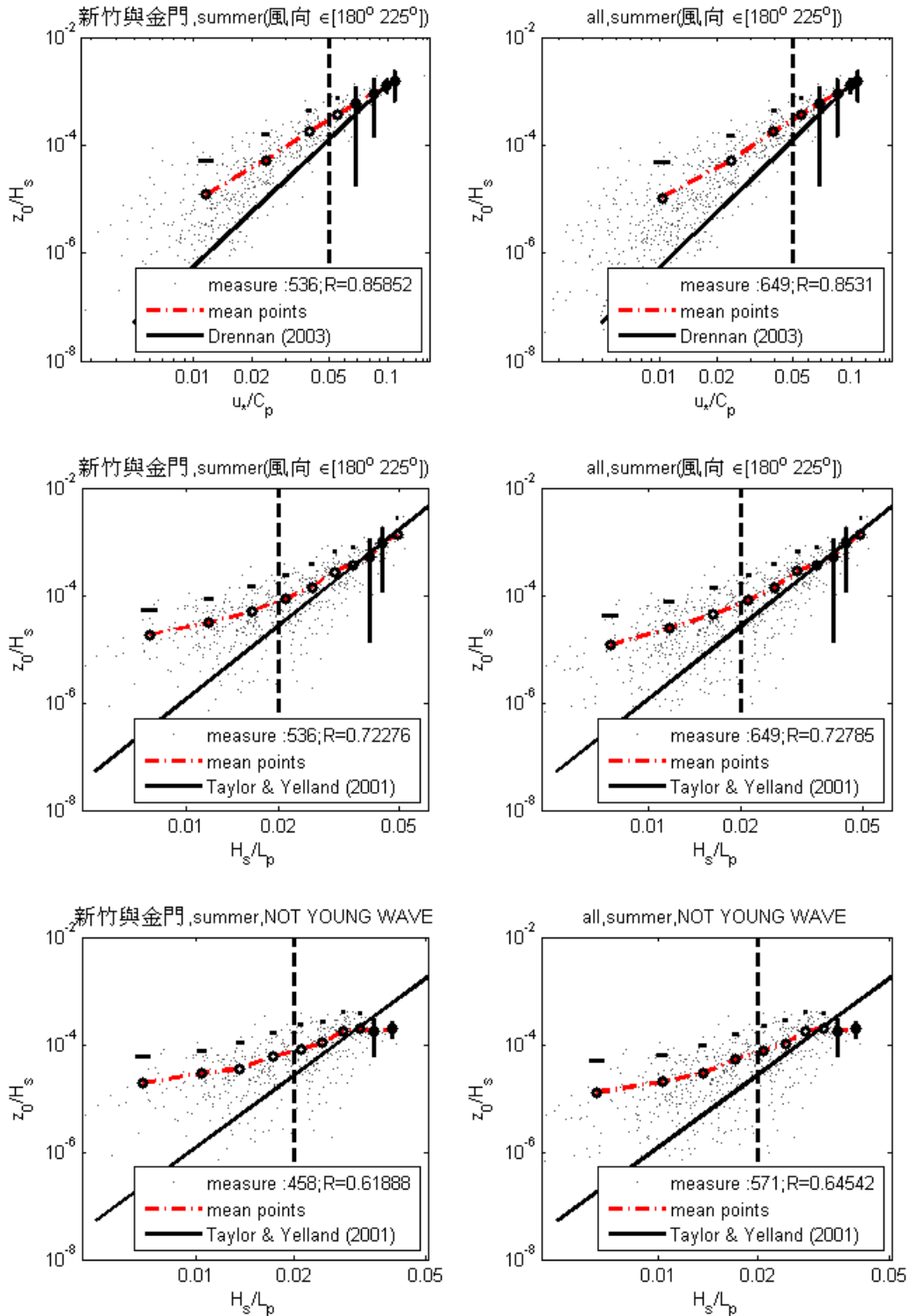


圖 4-17(b) 夏季無因次粗糙長度 z_0/H_s 值與：

- (a)上圖為波齡倒數 u_*/C_p 值；(b)中圖為波浪尖銳度；(c)下圖為在非純風波下的波浪尖銳度 之對應關係圖（其中左圖為新竹與金門浮標上的資料；右圖則再加上花蓮浮標資料；圖內圓圈為將橫軸分為十個等值範圍，每個範圍內的資料平均值，圓圈上的縱線段為每個範圍內資料的兩倍標準偏差量；直線與縱貫各圖中的虛線則分別代表 Drennan 與 Taylor & Yelland 的預估函數與界定值）

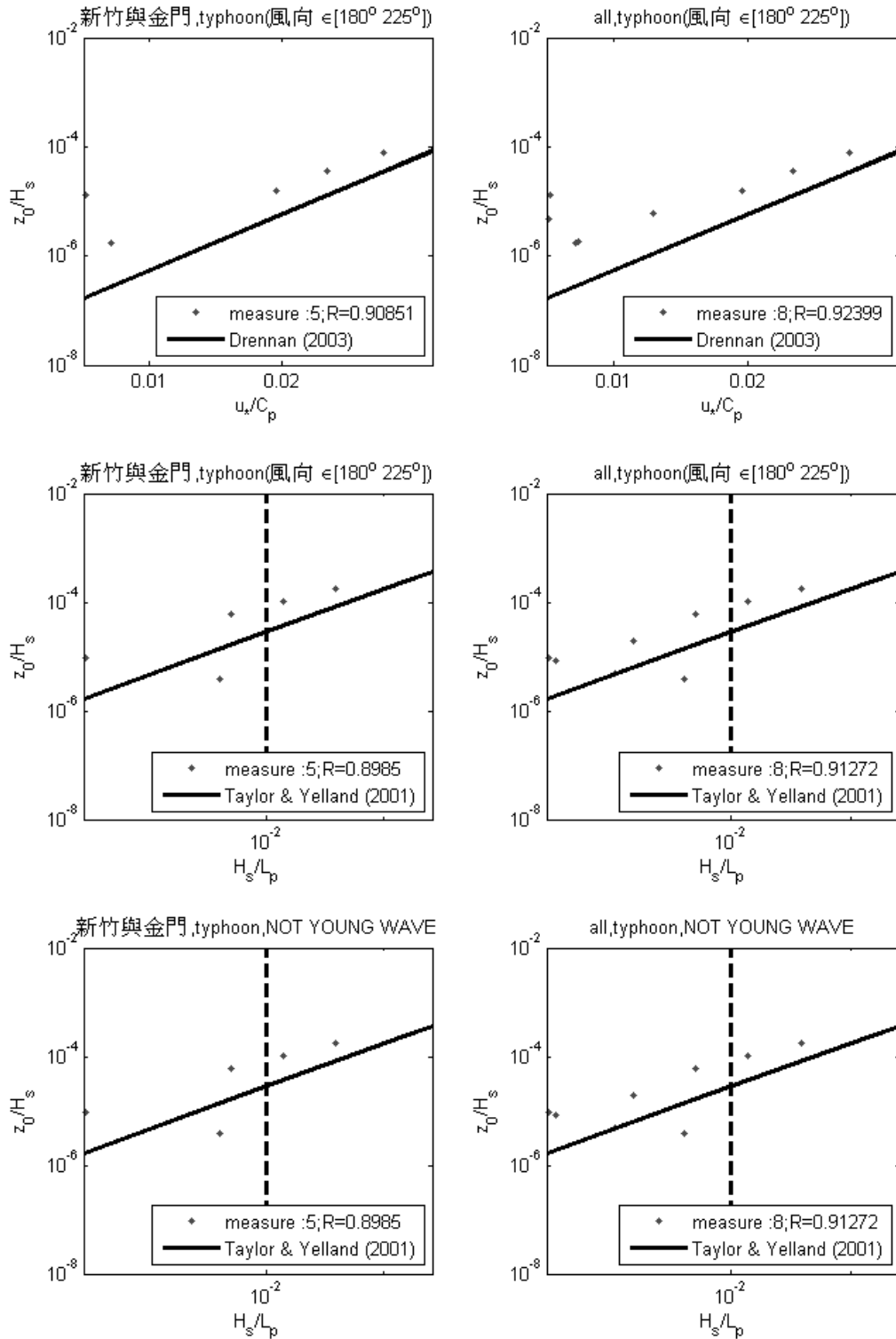


圖 4-17(c) 颱風無因次粗糙長度 z_0/H_s 值與：

(a)上圖為波齡倒數 u_*/C_p 值；(b)中圖為波浪尖銳度；(c)下圖為在非純風波下的波浪尖銳度之對應關係圖（其中左圖為新竹與金門浮標上的資料；右圖則再加上花蓮浮標資料；直線與縱貫各圖中的虛線則分別代表 Drennan 與 Taylor & Yelland 的預估函數與界定值）

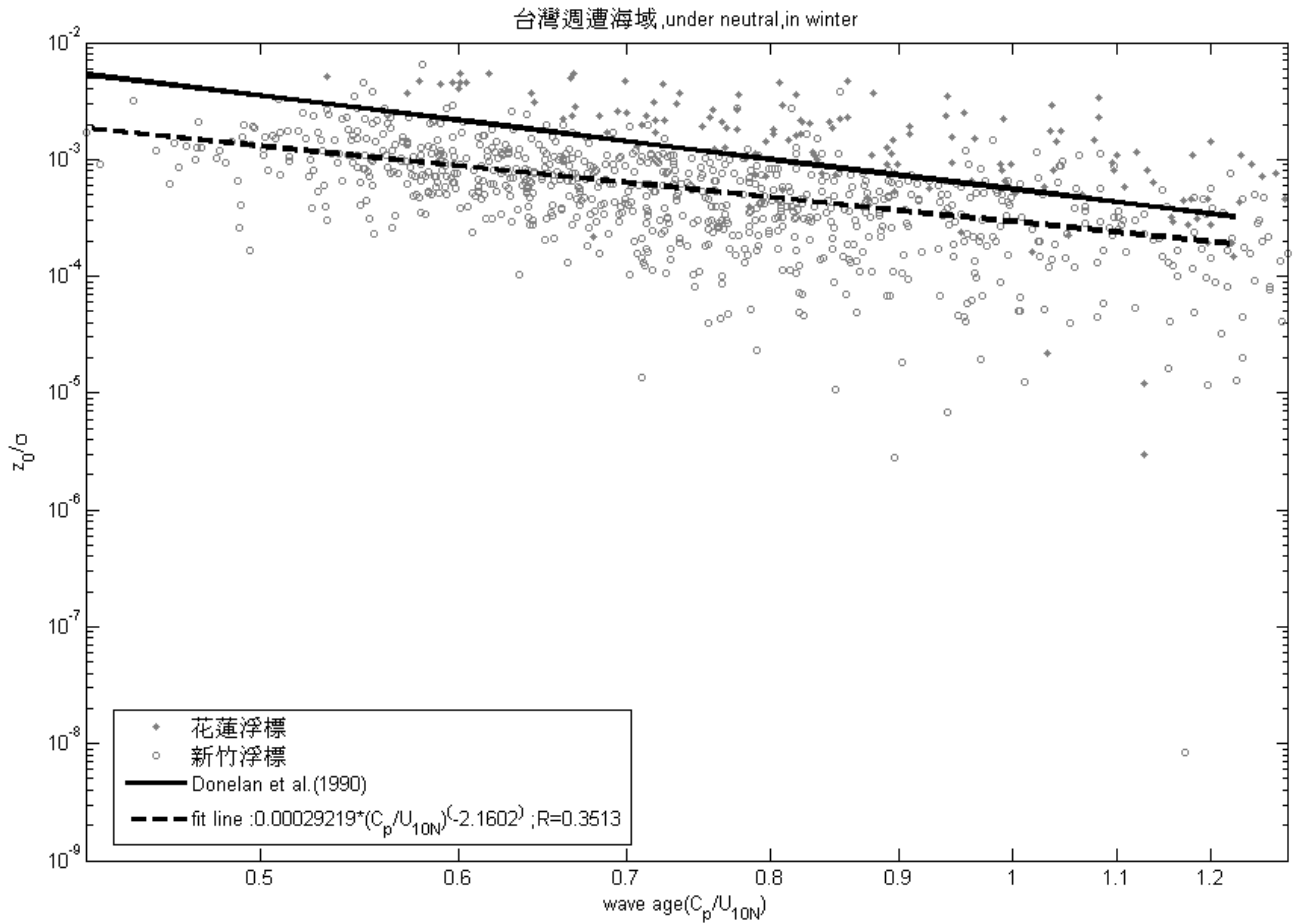


圖 4-18 中性分層下冬季 α 對波齡 (C_p/U_{10N}) 圖

其中的實線代表 1990 年 Donelan 研究的擬合函數結果： $\alpha \equiv \frac{z_0}{\sigma} = 5.53 \times 10^{-4} \left(\frac{C_p}{U_{10N}} \right)^{-2.66}$ ；

虛線代表兩參數間的擬合函數。而各浮標測站的結果如下：

$$\text{花蓮浮標} : \frac{z_0}{\sigma} = 7.5 \times 10^{-4} \left(\frac{C_p}{U_{10N}} \right)^{-3.3} ; \text{相關係數為 } 0.74$$

$$\text{新竹浮標} : \frac{z_0}{\sigma} = 2.14 \times 10^{-4} \left(\frac{C_p}{U_{10N}} \right)^{-2.6} ; \text{相關係數為 } 0.54$$

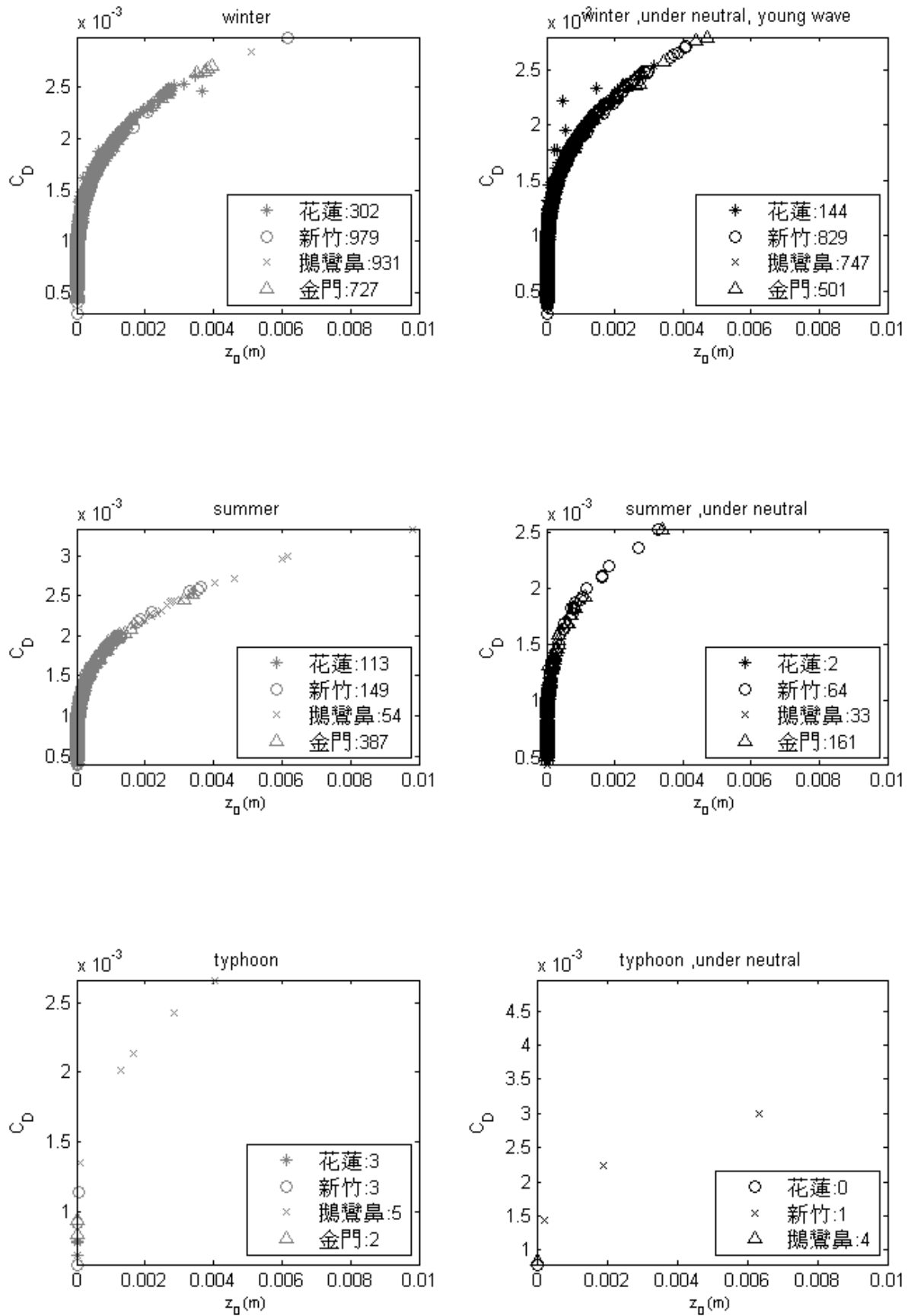


圖 4-19 曳力係數對粗糙長度圖(上：冬季、中：夏季、下：颱風；左圖：全部資料、右圖：在海氣為中性分層且波浪為風波的情況下)

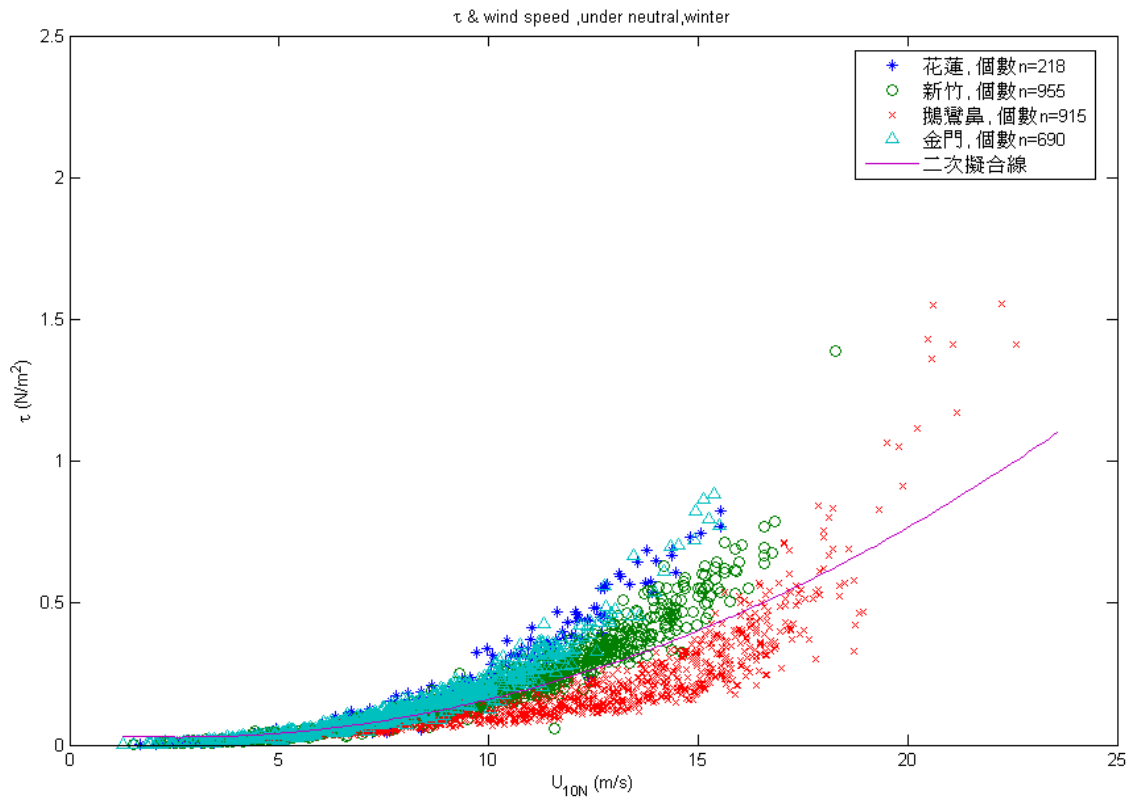


圖 4-20(a) 冬季風應力(τ)與中性對照風速(U_{10N})間的關係圖

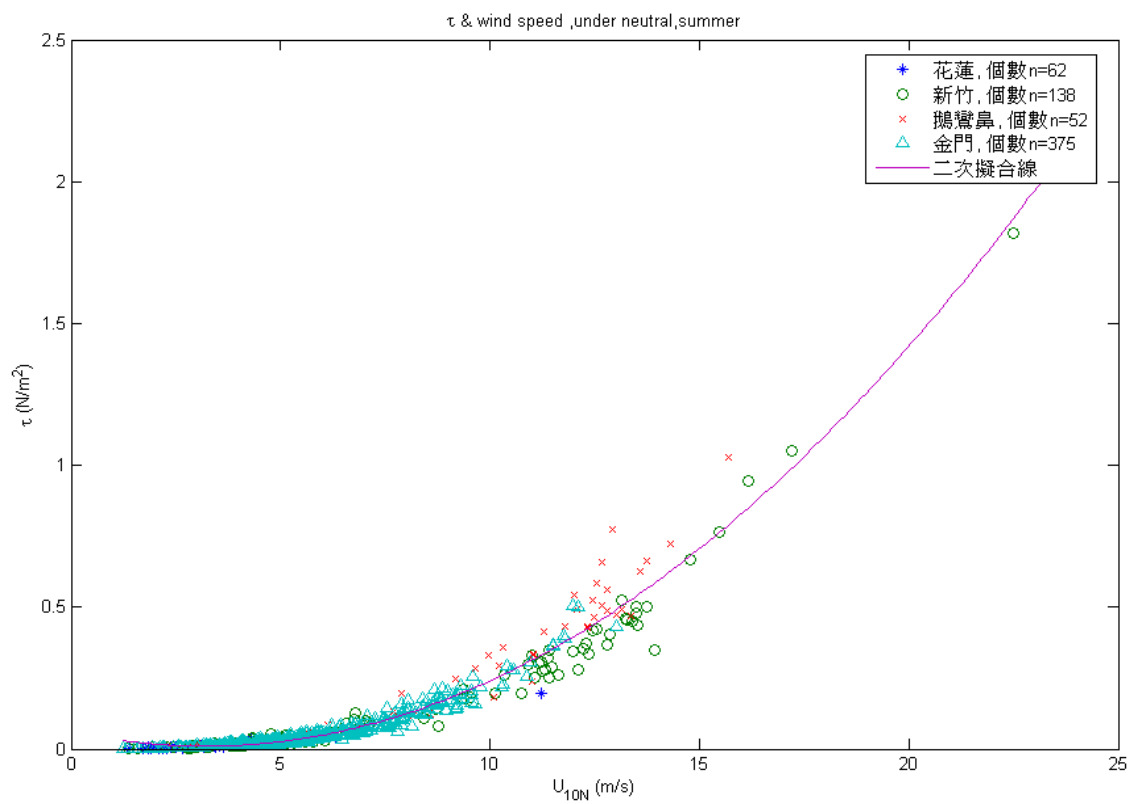


圖 4-20(b) 夏季風應力(τ)與中性對照風速(U_{10N})間的關係圖