

國立臺灣大學環境工程學研究所

碩士論文

Graduate Institute of Environmental Engineering

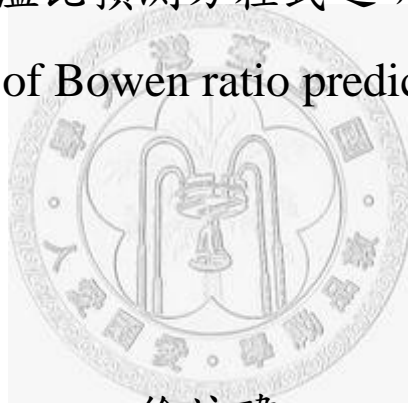
College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis

包溫比預測方程式之研究

The research of Bowen ratio prediction equation



徐詠瑋

Yung-Wei Shiu

指導教授：張能復 博士

Advisor: Len-Fu Chang, Ph.D.

中華民國 100 年 7 月

July, 2011

## 謝誌

在研究所生涯中，從恩師張能復教授身上學習到許多為學處事之道，看到事情的不同面向。老師時常督促我們說學習事物不但要學得好，更要要求自己學得快，這才可使自己具有競爭力與能力和別人競爭。在此感謝老師這段期間的教導，也慶幸自己當初選擇了老師您為指導教授。

另外在口試期間時，也要感謝張艮輝老師、林清和老師、莊振義老師以不同之觀點看待所處理的問題，提出論文中有待改進的部份以及可以補足的內容。

再來要感謝的是昆明學長的熱心助人與不厭其煩地和我討論，在口試以及論文修改給予我許多建言，使得我在面對問題時可以迎刃而解。

接著要感謝上一屆學長：馥驛、岳謙、啓讚在研究所期間給予我的幫助以及指教，解決了我不少問題。另外也要感謝同研究室的同學庭宇、世民，以及俊華、彥潔、首文等，沒有你們的陪伴我的研究所生活不會這麼多采多姿。

最後要感謝的就是一路栽培我、支持我、供應我唸書與生活的父母、弟弟、爺爺奶奶、叔叔姑姑們，沒有你們的犧牲與付出以及給予我的幫助，也不可能可以沒有羈絆地一路念到碩士畢業，你們給予我的幫忙我會永遠銘記在心，有朝一日我定會在各方面加倍地付出我的關愛予你們，謝謝你們！

徐詠瑋 謹誌

2011.7

## 摘要

空氣品質模式中決定日間可感熱通量和潛熱通量的配比是影響後續大氣穩定度決定之重要因素。可感熱通量和潛熱通量來源同樣都由於太陽輻射加熱地表，隨著氣候和地表狀態的不同，使得其分配給可感熱通量和潛熱通量的量有所不同，尤其潛熱通量不只受到太陽輻射影響，植物的蒸散作用也會影響潛熱通量之發展，因此估算不易。本研究由熱力學切入，應用 Bowen ratio 定義推出包溫比估算式，將可感熱通量和潛熱通量的分配用一比值來表示，可得到以台灣本地氣候之包溫比值，藉此來估算可感熱通量和潛熱通量。

為了探討本模式模擬之適用性，本研究利用台北、台中、宜蘭和嘉義氣象站 2006 年資料為基礎，選用 Priestly-Taylor 法和 Penman-Monteith 法經過三種公式計算潛熱通量之表現，再利用地表能量平衡法計算包溫比以及比較其不同方法計算之結果。

由研究結果顯示，此 4 個氣象測站所模擬之潛熱通量，以 Penman-Monteith 法所估算的值最大，其次是 Priestly-Taylor 法，本模式所估算的潛熱通量最小。在宜蘭本模式與 Penman-Monteith 法之相關性在冬季的模擬較低之外，其他模擬之相關性皆有 90% 以上，綜觀而言本模式與其他模式之模擬有良好的相關性，且模擬的結果與 Priestly-Taylor 法差異很小。

**關鍵字：**地表能量平衡方程式;可感熱通量;包溫比;潛熱通量; Penman-monteith;

**Priestley-taylor**

## Abstract

Determine air quality model sensible heat flux during the day and the latent heat flux ratio is the impact of follow-up of atmospheric stability an important factor in the decision. sensible heat flux and latent heat flux are the same sources as solar radiation heating the surface, with the different climate and surface state, making it assigned to the sensible heat flux and latent heat flux is different .in particular, the latent heat flux not only affected by solar radiation ,plant transpiration also affect the development of latent heat flux, so the estimate is not easy. in this study, by the thermodynamic application of Bowen ratio definition derived Bowen ratio equation ,the sensible heat flux and latent heat flux distribution with a ratio to represent, available to the local climate of Taiwan Bowen ratio, thereby to estimate the sensible heat flux and latent heat flux.

In order to explore the applicability of the model simulations, this study in Yilan, Taipei, Taichung, Chiayi, and weather stations in 2006 based on the information, use Priestly-Taylor method and Penman-Monteith method is calculated through the three kinds of results to compare their Bowen ratio and latent heat flux performance.

The results showed that the four meteorological stations of the simulated latent heat flux, Penman-Monteith method to estimate the value of the largest, followed by the Priestly-Taylor method, my model estimates the latent heat flux minimum. in Yilan, Penman-Monteith method with correlation lower than other simulation in the winter, other simulations of more than 90% correlation, my model and other models have good correlation, and the simulation results of my models and Priestly-Taylor method differences is minimal.

**Keywords: Surface energy balance equation; Sensible heat; Bowen ratio; latent heat; Penman-monteith; Priestley-taylor**

# 目錄

	頁次
目錄.....	I
圖目錄.....	IV
表目錄.....	VII

## 第一章、前言

1.1 研究背景及目標.....	1-1
------------------	-----

## 第二章、文獻回顧

2.1 包溫比定義.....	2-1
2.2 包溫比計算方法介紹.....	2-2
2.2.1 蒸發散.....	2-2
2.2.2 Penman-Monteith 公式.....	2-3
2.2.3 Priestley and Taylor 公式.....	2-5
2.3 CALMET 模式理論法.....	2-7
2.3.1 Pasquill 穩定度分類法.....	2-7
2.3.2 日間-地表能量收支平衡法.....	2-10

2.3.3 夜間-Weil & Brower 法.....	2-17
2.3.4 莫寧荷夫尺度與大氣穩定度.....	2-18
2.3.5 混合層(Mixing Height).....	2-21
2.4 氣象及地表參數.....	2-24
2.4.1 氣象參數.....	2-25
2.4.2 地表參數.....	2-26

### 第三章、研究方法

3.1 研究資料來源.....	3-1
3.2 包溫比計算方法.....	3-4
3.2.1 Penman-Monteith 公式.....	3-4
3.2.2 Priestley-Taylor 公式.....	3-9
3.2.2 Bowen ratio 公式.....	3-10
3.3 研究流程.....	3-14
3.3.1 研究流程圖.....	3-15
3.3.2 日間穩定度計算流程-地表能量平衡法.....	3-16
3.4 統計方法.....	3-17

## 第四章、結果與討論

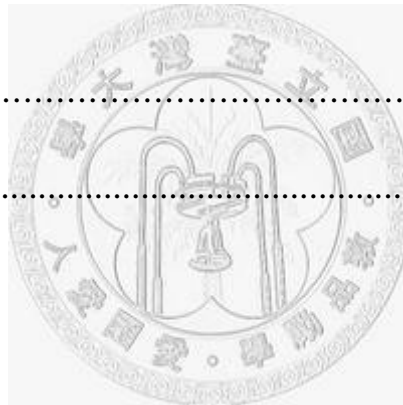
4.1 包溫比統計與分析.....	4-1
4.2 模擬案例氣象參數分析.....	4-12
4.3 不同包溫比計算方法案例分析(逐時).....	4-26
4.3.1 包溫比分析.....	4-27
4.3.2 輸出穩定度分析.....	4-53
4.4 不同包溫比估算潛熱通量案例分析(逐日).....	4-61

## 第五章、結論與建議

5.1 結論.....	5-1
參考文獻.....	R-1

## 附錄

附錄 A - 地表參數群設定對照表.....	A-1
------------------------	-----



## 圖目錄

圖 2.1、太陽天頂角、太陽傾斜角和緯度之關係圖.....	2-8
圖 2.2、太陽天頂角與太陽高度角之關係. ....	2-13
圖 2.3、日間不穩定狀態下各熱通量傳遞之示意圖.....	2-14
圖 2.4、粗糙長度 $Z_0$ 、 $L$ 與穩定度關係.....	2-20
圖 3.1、案例分佈資訊.....	3-3
圖 3.2、研究流程圖.....	3-15
圖 3.3、以 CALMET 理論計算大氣穩定度之流程圖.....	3-16
圖 4.1.1、各測站包溫比全年月平均趨勢圖.....	4-4
圖 4.1.2、台北測站包溫比和相對濕度、氣溫月平均關係變化圖	4-5
圖 4.1.4、阿里山測站包溫比和相對濕度、氣溫月平均關係變化圖	4-6
圖 4.1.6、玉山測站包溫比和相對濕度、氣溫月平均關係變化圖	4-7
圖 4.2.1、板橋測站案例其間包溫比與熱通量關係變化圖.....	4-11
圖 4.2.2、板橋測站案例其間可感熱通量與雲覆量關係變化圖.....	4-12
圖 4.2.3、板橋測站案例其間可感熱通量與混合層高度關係變化圖	4-13
圖 4.2.4、板橋測站案例其間摩擦風速與混合層高度關係變化圖.	4-14

圖 4.2.5、板橋測站案例其間潛熱通量與溫度關係變化圖.....	4-19
圖 4.2.6、板橋測站案例其間潛熱通量與雲覆量關係變化圖.....	4-20
圖 4.2.7、板橋測站案例其間潛熱通量與風速關係變化圖.....	4-21
圖 4.2.8、板橋測站日平均潛熱通量與日平均風速關係變化關係圖	4-22
圖 4.2.9、板橋測站日平均潛熱通量與日累積雨量關係變化關係圖	4-23
圖 4.2.10、板橋測站案例其間潛熱通量與氣壓關係變化圖.....	4-24
圖 4.2.11、板橋測站案例其間潛熱通量與相對濕度關係變化圖.....	4-25
圖 4.3.1、台北測站案例其間不同包溫比計算方法變化圖.....	4-37
圖 4.3.2、台北站案例其間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖	4-38
圖 4.3.3、台北站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖	4-39
圖 4.3.4、台北站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖	4-40
圖 4.3.5、台中測站案例其間不同包溫比計算方法變化圖.....	4-41
圖 4.3.6、台中站案例其間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖	4-42
圖 4.3.7、台中站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖	4-43
圖 4.3.8、台中站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖	4-44
圖 4.3.9、宜蘭測站案例其間不同包溫比計算方法變化圖.....	4-45
圖 4.3.10、宜蘭站案例其間不同包溫比計算法之潛熱通量變化圖	4-46
圖 4.3.11、宜蘭站案例 Priestley 和 Bowen 法潛熱通量散佈分析圖	4-47
圖 4.3.12、宜蘭站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖	4-48

- 圖 4.3.13、嘉義測站案例其間不同包溫比計算方法變化圖.....4-49
- 圖 4.3.14、嘉義站案例其間不同包溫比計算法之潛熱通量變化圖 4-50
- 圖 4.3.15、嘉義站案例 Priestley 和 Bowen 法潛熱通量散佈分析圖 4-51
- 圖 4.3.16、嘉義站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量散佈分析圖 4-52
- 圖 4.3.17、台北站案例期間不同包溫比算模擬冬季穩定度變化圖 4-57
- 圖 4.3.18、台北站案例期間不同包溫比算模擬夏季穩定度變化圖 4-58
- 圖 4.3.19、台中站案例期間不同包溫比算模擬冬季穩定度變化圖 4-59
- 圖 4.3.20、台中站案例期間不同包溫比算模擬夏季穩定度變化圖 4-60
- 圖 4.4.1、台北站案不同包溫比模擬全年潛熱通量和雨量變化圖 4-63
- 圖 4.4.2、台北站案不同包溫比模擬全年潛熱通量和雨量變化圖 4-64
- 圖 4.4.3、台北站案例期間不同包溫比算模擬全年潛熱通量盒型圖 4-65
- 圖 4.4.4、台北站案例期間不同包溫比算模擬全年潛熱通量盒型圖 4-66

## 表目錄

表 2.1、Pasquill 穩定度分類表.....	2-9
表 2.2、日照強度與日照入射至地表短波輻射量之關係.....	2-9
表 2.3、日照強度與天頂角(Z)、雲量之關係.....	2-9
表 2.4、穩定度在不同蒸發等級下對應的 a、b、c 係數.....	2-21
表 3.1、中央氣象局各地表測站的土地使用類型分類表.....	3-2
表 3.2、案例測站資訊.....	3-2
表 3.3、案例測站資訊.....	3-2
表 3.4、Penman-montieth方程式Cn和Cd的值 .....	3-7
表 3.5、ASCE Penman-Monteith法之標準化係數.....	3-7
表 4.3.1、台北站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-39
表 4.3.2、台北站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-40
表 4.3.3、台中站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-43
表 4.3.4、台中站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-44
表 4.3.5、宜蘭站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-47
表 4.3.6、宜蘭站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分....	4-48

表 4.3.7、嘉義站案例 Priestley 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分	4-51
表 4.3.8、嘉義站案例 Penman 和 Bowen 法之潛熱通量比對統計分	....4-52
表 4.4.1、台北站案例不同包溫比方法之潛熱通量比對統計分析表	4-65
表 4.4.2、台北站案例不同包溫比方法之潛熱通量比對統計分析表	4-66
表 A-1、CALMET 模式預設地表參數群設定表	.....A-1
表 A-2、以土地分類與季節分之地表粗糙長度對照表	.....A-2
表 A-3、以土地分類與季節分之地表反照率對照表	.....A-2
表 A-4、以土地分類與季節分之包溫比對照表(乾季)	....A-3
表 A-5、以土地分類與季節分之包溫比對照表(正常)	...A-3
表 A-6、以土地分類與季節分之包溫比對照表(濕季)	...A-4
表 A-7、包溫比乾濕季判斷依據	.....A-4
表 A-8、土地使用分類比對類型表	.....A-5
表 A-9、台灣土地使用分類與地表粗糙長度對照表	.....A-6

# 第一章、前言

## 1.1 研究背景及目標

污染物在大氣之濃度是判斷地區是否受到污染物嚴重污染之指標，而大氣擴散的能力是影響污染物在一個地區濃度的主要因素之一。太陽輻射能量傳輸至地表，而接受到能量的地表透過輻射將能量以可感熱通量和潛熱通量的方式，將能量在傳輸至大氣中。可感熱通量是日間大氣垂直運動中主要混合動力的來源，當可感熱通量越大時，大氣混合的能力就越佳，能夠混合物染物的空間就越大，大氣的狀態就越不穩定；相反的可感熱通量越小，大氣混合的能力就越差，能夠混合物染物的空間就越小，大氣的狀態就越穩定。潛熱通量是一個複雜的現象，影響潛熱通量之因素除了太陽入射短波輻射量直接影響外，其他因素如：氣溫、蒸氣壓差、風速、地表粗糙度及植被分布等亦間接影響蒸發散作用。由於潛熱通量是蒸發和蒸散兩作用一起，其中蒸散作用是水分由植物表面散失之現象，其作用隨著植物種類的不同、生長期的不同和季節性的不同等不同因素，使得估算十分不易，因此本文嘗試由Bowen ratio法之觀點，考慮整個系統之能量收支平衡來進行可感熱通量和潛熱通量之估算。由於包溫比是可感熱通量和潛熱通量之比值，對於此值估算之結果對於可感熱通量和潛熱通量之配比有很大的影響，因此此氣象參數對於日間大氣穩定的程度是很

重要的。

為了探討不同類型的包溫比之估算方式在台灣本島之適用性，因此本文以結合濕度與輻射為基礎之Penman-Monteith法及以輻射量為基礎之Priestly-Taylor法和本模式估算之包溫比，計算台灣氣象站，比較不同種類的公式計算在包溫比以及可感熱通量和潛熱通量上有任何差異，希望可以從比對結果中找出其間相關或一致性；進而提供一個合理、使用方便且適合台灣地區的包溫比估算方程式。



## 第二章、文獻回顧

### 2.1 包溫比的定義

包溫比是可感熱通量跟潛熱通量的比值，由 Bowen(1926)所提出。其數值大小與符號表示特定的氣候和大氣的物理條件。如果在乾旱的氣候條件下由於潛熱通量遠遠小於可感熱通量，包溫比(bowen-ratio)大於 1，在濕潤的氣候條件下包溫比則因潛熱通量傳輸大於可感熱通量，因此包溫比不大。在台灣的海島型氣候條件下，使得本島的濕度一直不小，潛熱通量的輸出相較於其他國家的城市非常可觀，使得包溫比值通常都在較低的數值。

可感熱通量和潛熱通量屬於性質相近的能量傳輸方式，可感熱由於地表受到來自太陽的能量加溫，使得地表與空氣產生了溫度差，這個溫度差使得能量開始傳輸由地表能量高向上傳輸，當可感熱通量的傳輸越多，大氣中混合的能力就越強，大氣越不穩定。相同的，潛熱通量也是受到太陽能量的影響，使得部分熱能傳輸不是用來加熱地表，而是地表水得到能量而蒸發，產生了水汽的傳輸量，將熱能帶離地表；但潛熱通量不全是由蒸發所傳輸，是由蒸發和蒸散作用之總和，蒸散作用是植物將土壤中水分吸收，經由氣孔散至空氣中的作用。蒸散作用相當複雜，隨著植物的種類、生長期、葉面積等因素影響會造成其蒸散的不同，因此造成在潛熱通量量測方面的困難，最後

藉由包溫比之比值，來表達太陽能量傳輸至地表，將能量分配給可感熱通量和潛熱通量之比值，方便其通量的估算。

## 2.2 包溫比計算方法介紹

### 2.2.1 蒸發散

蒸發散為蒸發 (Evaporation) 及蒸散 (Transpiration) 作用之總和，液態水吸收熱能後轉變為氣態之過程稱作蒸發，土壤水分被植物根部從土壤吸收，經由葉面氣孔散逸至空氣中的過程則稱為蒸散。因為蒸發與蒸散兩者在量測上難以區分，因此研究上常將兩物理量合而為一，統稱為蒸發散量 (Evapotranspiration)。在任一氣象條件下，如有源源不絕的水分充足提供蒸發散，此時蒸發散量可達此氣象條件下之極大值，這時的蒸發散量為此一氣象條件下之勢能蒸發散Penman (1948)首先將熱能傳輸與質量傳輸結合，考慮可利用能量、邊界層溫度與水汽壓來計算自由液面之蒸發量，並搭配現地之蒸發皿實驗，測量皿蒸發量，結果顯示估計值與量測之蒸發量非常接近，在此之後估計蒸發散量之公式大多以此為基礎加以修改。Monteith 在1965年將Penman equation 修改擴大應用於估計各種作物環境條件下之蒸發散量，稱之為Penman-Monteith equation。Monteith(1981) 將作物或森林所有覆蓋之葉子 (foliage) 視為單一葉子 (a single leaf)，利用阻抗係

數 (resistance) 來反應此層內的水汽與熱量傳輸。Choud hury and Monteith (1988) 考慮到單層無法有效反應出地表覆蓋狀態，所以將地表邊界層分割為四層，並帶入不同阻抗係數進行模擬。Priestley and Taylor (1972) 發展出適用於潮溼地區蒸發散估計之簡化公式，在潮濕區域只考慮能量影響，蒸發散量與能量平衡部份成正比，比值 $\alpha$  約為 1.26。在1926 年Bowen 以可感熱與潛熱之比值定義為Bowen ratio，結合地表能量平衡來推估蒸發散量，主要是利用分層溫度與水汽梯度資料來估算蒸發散量與可感熱。

### 2.2.2 Penman-Monteith 公式

Penman-Monteith方程式(Allen et al., 1994、1998)係1994年獲國際灌溉排水委員會(International Committee of Irrigation and Drainage, ICID)頒布，及聯合國糧食與農業組織(Food and Agriculture Organization, FAO)經不斷應用與驗證，相繼從1977年建議、1984年更新(Doorenbos et al., 1977、1984)，以及再結合作物冠層阻力(crop canopy resistance)及空氣動力阻力(aerodynamic resistance)觀念(Monteith 1981、1990)，於1998年改版推荐之蒸發散量(evapotranspiration)估算式，包含有：提供蒸發散熱量來源之輻射項 $ET_{rad}$ 與驅動蒸發散力量來源之空氣動力項 $ET_{aero}$ ，

$$ET_0 = ET_{\text{rad}} + ET_{\text{aero}} \quad \text{式【2-1】}$$

將式【2-1】 $ET_0$ 與水的蒸發潛熱( $\lambda$ )的乘積，可將原式改成下面之方程式

$$Q_e = \frac{\Delta \cdot (R_n - Q_g) + \frac{\rho \cdot C_p}{r_a} (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad \text{式【2-2】}$$

式中， $Q_e$ ：勢能潛熱通量( $Wm^{-2}$ )

$\Delta$ ：飽和水蒸氣壓曲線斜率( $kPa^{\circ}C^{-1}$ )

$\gamma$ ：濕度常數( $kPa^{\circ}C^{-1}$ )

$R_n$ ：淨輻射量( $W m^{-2}$ )

$Q_g$ ：土壤熱通量( $W m^{-2}$ )

$C_p$ ：定壓比熱( $Jkg^{-1}^{\circ}C^{-1}$ )

$r_a$ ：空氣動力阻力(aerodynamic resistance,  $sm^{-1}$ )

$r_c$ ：物冠層阻力(crop canopy resistance,  $sm^{-1}$ )

$e_a$ ：飽和水蒸氣壓(kPa)

$e_d$ ：露點水蒸氣壓(kPa)

Penman-Monteith 公式因其以物理特性為基礎，且能提供可接受的結果而廣泛的被應用到各地區。根據其他學者的研究(劉, 2004)和(葉, 陳, 李)等，認為Penman-Monteith 式在計算台灣地區的勢能潛熱通量

上有良好的表現，且世界糧農組織(FAO56)也將Penman-Monteith 公式列為計算潛能潛熱通量時的參考公式。

### 2.2.3 Priestley and Taylor 公式

Priestley and Taylor(1972)提出簡化Penman(1948)首先提出的以空氣動力學和能量平衡聯立的綜合法，因Penman 公式產生於歐洲低海拔的濕潤地區，由於世界各地的自然地理情況相差很大，因此，許多學者在應用Penman 公式計算包溫比時，常常結合本地區情況對Penman 公式做些修正，其簡化公式如下：

$$Q_e = \alpha_{pt} \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (R_n - Q_g) \quad \text{式【2-3】}$$

式中， $\alpha_{pt}$  : 1.26

$\Delta$  : 飽和水蒸氣壓曲線斜率( $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ )

$\gamma$  : 濕度常數( $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ )

### 2.2.4 渦流相關法

由於地表吸收來自太陽之輻射能造成地表溫度上升，此時熱能可藉由空氣的流動而向上傳遞，而可感熱的定義為垂直方向溫度梯度造成之熱量傳輸，因此可感熱通量可利用垂直風速的擾動以及溫度的擾動量求得。可感熱通量如下式所示：

$$H = \rho_a C_p \overline{w'T'} \quad \text{式【2-4】}$$

其中， $H$ ：可感熱通量 ( $\text{Wm}^{-2}$ )

$\rho_a$ ：空氣密度 ( $\text{Kgm}^{-3}$ )

$c_p$ ：空氣定壓比熱 ( $\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )

$w'$ ：垂直風速擾動量 ( $\text{ms}^{-1}$ )

$T'$ ：空氣位溫的擾動量 (K)

渦流相關法估算潛熱通量

「蒸發散」在陸氣水文循環中扮演著相當重要的角色。蒸發散不僅是陸氣間的水氣交換，此現象亦伴隨著能量的傳輸。當水分子吸收來自外界的能量後，由原先之水(液相)轉變為水氣(氣相)，水氣再由陸地表面向大氣中傳遞，在這過程中因相位改變所消耗之能量稱為潛熱。如下式所示：

$$Q_e = \lambda ET = \lambda \rho_a \overline{w'q'} \quad \text{式【2-5】}$$

其中，

$Q_e$ ：潛熱通量 ( $\text{Wm}^{-2}$ )

$\lambda$ ：蒸發潛熱 ( $\text{JKg}^{-1}$ )

## 2.3 大氣穩定度

穩定度為穩定性的度量。若大氣對一氣塊的作用力和原來運動方向一致時，此時氣塊容易運動，則稱此大氣狀況為不穩定；反之若大氣對此氣塊作用力和原來運動方向相反時，則稱此大氣狀況為穩定。

空氣汙染事件日的發生往往伴隨著不利擴散、傳輸的氣候條件。在穩定的大氣中，氣團分子不易運動使的汙染物聚積不容易擴散、傳輸。因此大氣穩定度對於汙染事件的發生有一定的影響，而影響大氣運動的機制有二：一為熱力紊流，另一為機械紊流。但由於紊流的狀態不容易直接量測，僅對於透過太陽輻射的能量加熱效應所產生之大氣溫剖變化程度可便於觀測，故針對此特性來對於大氣穩定度進行區分。

### 2.3.1 Pasquill 穩定度分類法

Pasquill 分類法首先在 1961 年提出，後於 1974 年修正，目前這方法在使用上較為普遍。其穩定度分為六個等級：A、B、C、D、E、F。其代表的意義 A 表示「極度不穩定」、B 表示「中度不穩定」、C 表示「輕度不穩定」、D 表示「中性」、E 表示「輕度穩定」、F 表示「中度穩定」。而決定穩定度所需之氣象資料為日照強度、雲量及地表風速，判斷的依據如表 2.1 至 2.3 所示。白天依照日照強度和地表風速區分，夜晚則以雲量配合地表風速區分。而白天的日照強度之決定取

決於有無監測資料，若氣象測站有監測輻射量資料，則可由表 2.2 查得；若無則可由表 2.3 中的天頂角與雲量資料求得。而這裡將使用到式【2-6】求得天頂角( $Z$ )，而太陽天頂角( $Z$ )、太陽傾斜角( $\delta$ )和緯度( $\phi$ )之關係如圖 2.1。其中緯度( $\phi$ )的單位為角度(deg)，而式中乘以  $\pi/180$  的目的是將角度轉成弧度。

$$\cos Z = \sin \delta \sin \left( \phi \frac{\pi}{180} \right) + \cos \delta \cos \left( \phi \frac{\pi}{180} \right) \cos \left[ \frac{(t-12)\pi}{12} \right] \quad \text{式【2-6】}$$

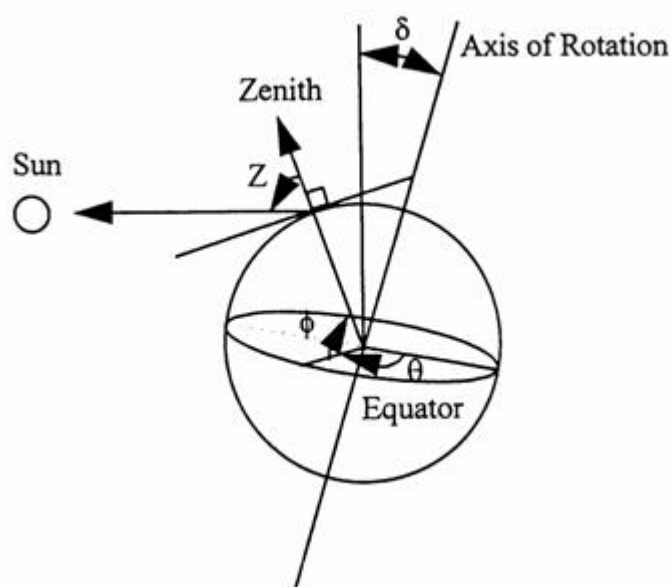


圖 2.1 太陽天頂角、太陽傾斜角和緯度之關係圖(McRae,1981)

日間	日照強度	距地表 10 公尺下之風速(m/s)				
		< 2	2 ~ 3	3 ~ 5	5 ~ 6	> 6
	強	A	A ~ B	B	C	C
	中	A ~ B	B	B ~ C	C ~ D	D
夜間	雲量	< 2	2 ~ 3	3 ~ 5	5 ~ 6	> 6
	≥ 0.5	F	E	D	D	D
	< 0.5	F	F	E	D	D

表 2.1 Pasquill 穩定度分類表

日照強度	入射至地表短波輻射量(W/m <sup>2</sup> )
強	> 700
中	350 ~ 700
弱	< 350

表 2.2 日照強度與日照入射至地表短波輻射量之關係

天頂角(Z)(deg)	雲量(≥0.5)	雲量(< 0.5)
0 ~ 35	日照強度：中	日照強度：強
35 ~ 60	日照強度：弱	日照強度：中
60 ~ 90	日照強度：弱	日照強度：弱

表 2.3 日照強度與天頂角(Z)、雲量之關係

### 2.3.2 日間-地表能量收支平衡法

本研究是根據 Holtslag & van Ulden(1982)所提出的地表能量收支平衡法來計算日間可感熱通量，其方程式如下所示：

$$Q_* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_g \quad \text{式【2-7】}$$

其中， $Q_*$ ：淨輻射量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Q_f$ ：人為因素熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Q_h$ ：可感熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Q_g$ ：土壤傳導熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Q_e$ ：潛熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

在上式中， $Q_g$  為傳導進入土壤或建築物的熱通量，由於此值難以測量之由，所以常以淨輻射量( $Q_*$ )來估算，其通式如式【2-8】所列，式中  $c_g$  為地表特性函數值，Oke(1982)建議此數值可根據地表特性不同而改變，例如鄉村地區設定一般為 0.05 到 0.25 之間；都市地區則可設定為 0.25 到 0.30 之間。而 Holtslag & van Ulden(1983)則是建議若為草地區域可設定該值為 0.1。

$$Q_g = c_g Q_* \quad \text{式【2-8】}$$

在式【2-7】中， $Q_f$  為人為因素熱通量，此數值和人口密度及每人能源使用量有關，Oke(1978)曾計算出某些都市地區每年和每季的平均人為因素熱通量值，但因為此項估算過於繁雜且相較於式【2-7】

中其他熱通量項來說，數值遠小於其他各項，所以在本研究計算日間可感熱通量時，式【2-7】，皆將此值設定為零，意即忽略不計。

式【2-7】中，可感熱通量( $Q_h$ )在白天的不穩定狀態時其值為正，傳遞方向離開地表向上，是因地表由於加熱效應後熱能以對流或傳導的方式由地表傳遞至大氣中，而潛熱通量( $Q_e$ )則是地表中的水域因受熱效應後進行蒸發過程時所需的熱量，在不穩定狀態時方向亦為向上。根據 Bowen(1926)所定義的包溫比(Bowen Ratio)如式【2-9】可知包溫比為可感熱通量和潛熱通量的比值。

$$B = \frac{Q_h}{Q_e} \quad \text{式【2-9】}$$

而式【2-2】中，在不穩定狀態下，淨輻射量( $Q_*$ )相對於地表而言為能量地提供者，置於方程式的左列。根據 Holtslag & van Ulden(1982) 和 Lansberg(1981)所推導出的淨輻射量的關係式，如式【2-10】可知，淨輻射量( $Q_*$ )為入射至地表之能量扣除反射離地表之能量所剩的淨殘餘能量。提供地表淨輻射量的能量來源包括太陽入射至地表的短波輻射及大氣層放射出向下至地表的長波輻射和地球放射再由雲層反射回至地表的長波輻射。

$$Q_* = Q_{sw-d}(1-A) + (Q_{lw-d} - Q_{lw-u}) \quad \text{式【2-10】}$$

其中， $Q_{sw-d}$ ：太陽入射至地表的短波輻射量( $Wm^{-2}$ )

$Q_{lw-d}$  : 大氣層放射及地球放射再由雲層反射的長波輻射( $Wm^{-2}$ )

$Q_{lw-u}$  : 地表放射離開地表的長波輻射( $Wm^{-2}$ )

A : 地表反照率

而 Holtslag & van Ulden(1982)也提出另一個計算淨輻射量( $Q_*$ )的算式，如式【2-11】與式【2-12】：

$$Q_* = \frac{(1-A)Q_{sw-d} + c_1 T^6 + c_2 N - \sigma T^4}{1 + c_3} \quad \text{式【2-11】}$$

$$Q_{sw-d} = (a_1 \sin \varphi + a_2)(1 + b_1 N^{b_2}) \quad \text{式【2-12】}$$

其中， $T$  為地表觀測到的溫度(deg. K)

$\sigma$  為 Stefan-Boltzmann 常數( $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ )

$N$  為天空的雲覆蓋量(10 等分級介於 0~1)

$\varphi$  為太陽高度角與太陽天頂角(Z)互為餘角，如圖 2.2 所示。

經驗常數： $a_1 = 990(Wm^{-2})$

$$a_2 = -30(Wm^{-2})$$

$$b_1 = -0.75 \text{ (負值顯示雲量抑制入射的太陽輻射量)}$$

$$b_2 = 3.4$$

$$c_1 = 5.31 \times 10^{-13} (Wm^{-2}K^{-6})$$

$$c_2 = 60 (Wm^{-2})$$

$$c_3 = 0.12$$

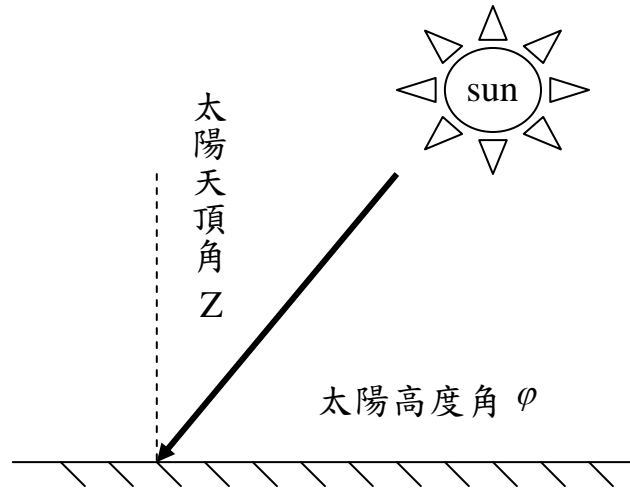


圖 2.2 太陽天頂角與太陽高度角之關係

最後綜合式【2-7】到式【2-12】，可推導出日間的可感熱通量( $Q_h$ )公式如式【2-13】所示，且如前所述可知在日間(白天)  $Q_h$  是有可能為負值屬於穩定狀態發生在日夜交替之際所以此情況就整體而言發生機會較小，而絕大部分的白天時段  $Q_h$  皆為正值屬於不穩定狀態。

$$Q_h = \frac{B}{1+B} [(1-c_g)Q_* + Q_f] \quad \text{式【2-13】}$$

所以式【2-8】日間可感熱通量值之求得亦可說是我們利用地表能量平衡方程式之目的。上述提到可感熱通量在日間不穩定狀態下必為正值，以下便繪製一不穩定狀態下各熱通量項傳遞方向之示意圖，如圖 2.3 所示。從圖中配合式【2-7】地表能量平衡方程式，可知在不穩定狀態下方程式左邊的熱通量項對於地表而言屬於能量的提供者(輸入至地表)會等於右邊三個對於地表而言是屬於能量消耗者(輸出

至地表)之熱通量項總和。而在日間的穩定狀態與夜間的穩定狀態下右邊三個熱通量項 $Q_h$ 、 $Q_e$ 、 $Q_g$ 之傳遞方向將會相反。

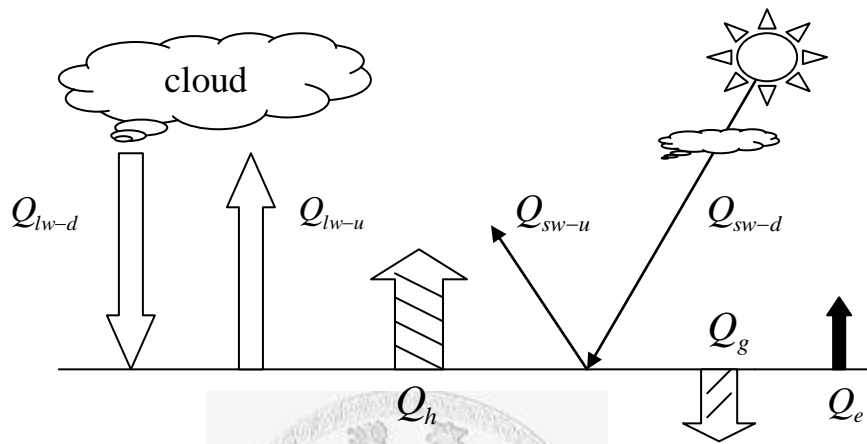


圖 2.3 日間不穩定狀態下各熱通量傳遞之示意圖

在利用地表能量平衡方程式算出日間可感熱通量之後(在日夜交替時可能為負值且屬穩定狀態)，以下便針對另一個日間的氣象參數摩擦風速(friction velocity,  $u_*$ )進行推求，如此一來才可算出最終判定大氣穩定度的氣象參數莫寧荷夫尺度(Monin-Obukhov length,  $L$ )。而 CALMET 模式日間的摩擦風速( $u_*$ )之計算是根據 Holtslag 與 van Ulden (1982)所提出的算式，如式【2-14】所示。

從式中可知 $u_*$ 為 $L$ 的函數，也就是說在尚未算出莫寧荷夫尺度( $L$ )之前是無法直接計算出摩擦風速( $u_*$ )的。所以必須使用疊代的方式先假設大氣穩定度為中性狀態(穩定度  $D$ )，所以莫寧荷夫尺度( $L$ )

為無限大，此時式【2-14】中分母的右項就會等於零，如此一來便可根據氣象資料及測站資訊計算出摩擦風速( $U_*$ )之初始值。再將此初始值配合式【2-13】所算出的日間 $Q_h$ 代入式【2-17】計算出莫寧荷夫尺度，此為第一次疊代所算出的L。但由於在白天的 $Q_h$ 一般為正值(不穩定狀態下)不過亦有可能為負值(穩定狀態下)，因此使得L計算結果在不穩定時為負而穩定時為正。所以亦可稱 $Q_h$ 的正負為判斷大氣呈現穩定或不穩定狀態的依據，此將關係到進行疊代時所選用的穩定度函數( $\psi_m$ )公式，如式【2-15】和式【2-16】，在不穩定時以式【2-15】而穩定時以式【2-16】計算 $\psi_m$ 。計算方式舉不穩定狀態之 $\psi_m$ 為例，即以第一次疊代之L代入式【2-15】先計算出x，其中z為測站高度，再代入求得 $\psi_m$ 。然後在 $\psi_m$ 求得之後再配合第一次疊代的L代回式【2-14】計算出第二次疊代的 $U_*$ ，再將第二次疊代的 $U_*$ 配合 $Q_h$ 代入式【2-17】算出第二次疊代的L，如此L的絕對值會愈來愈小然後反覆此舉至疊代值維持收斂為止，根據 Holtslag 與 van Ulden (1982)提出的報告指出大約疊代三次即可獲得有效數據。而日間穩定狀態下(日夜交替)疊代的方式亦然，只不過L將進行的是正值的收斂，如此一來便可得到日間穩定與不穩定最終的莫寧荷夫尺度(L)。

$$u_* = \frac{ku}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m \frac{(z - z_0)}{L}\right]} \quad \text{式【2-14】}$$

其中， $k$ ：馮卡曼常數(其值為 0.4)

$u$ ：高度為  $z$  時的風速( $\text{ms}^{-1}$ )

$Z$ ：測站高度(m)

$Z_0$ ：地表粗糙長度(m)

$L$ ：莫寧荷夫尺度

$\psi_m$ ：穩定度函數，且根據 Dyer & Hicks(1970)推論其方程式

如式【2-10】和式【2-11】所示。

在不穩定狀態下：

$$\Psi_M = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) + \frac{\pi}{2} - 2\tan^{-1}(x) \quad \text{式【2-15】}$$

其中， $x = \left(1 - \frac{16z}{L}\right)^{1/4}$

在穩定狀態下：

$$\Psi_M = -17\left[1 - \exp\left(\frac{-0.29z}{L}\right)\right] \quad \text{式【2-16】}$$

$$L = -\frac{\rho c_p T u_*^3}{kg Q_h} \quad \text{式【2-17】}$$

其中，  $\rho$ ：空氣密度( $1.2 \text{ (kgm}^{-3}\text{)}$ )

$c_p$ ：空氣定壓比熱( $996 \text{ (m}^2\text{/ (s}^2\text{K))}$ )

$T$ ：絕對溫度(deg K)

$g$ ：重力加速度( $9.81 \text{ (ms}^{-2}\text{)}$ )

### 2.3.3 夜間-Weil & Brower 法

CALMET 模式計算夜間的可感熱通量( $Q_h$ )和摩擦風速( $u_*$ )是根據 Weil & Brower (1983) 所提出的理論推求，如式【2-18】至式【2-24】所示，首先可先計算出式【2-21】的拖曳係數，若測站資訊不變的條件下此值為一定值，然後再利用氣象資料計算出  $\theta_{*1}$  和  $\theta_{*2}$  並且取較小的值作為  $\theta_*$  代入式【2-20】算出  $u_0^2$ ，再代入式【2-19】算出 C 後最終再代入式【2-18】即可求得夜間的摩擦風速( $u_*$ )，另外再代入式【2-24】配合  $\theta_*$  即可求得夜間的可感熱通量( $Q_h$ )，且從式中可知夜間所算出的  $Q_h$  必為負值，其意義若根據此理論計算夜間之大氣穩定度則必為穩定狀態且  $Q_h$  傳遞方向必輸入至地表向下。如此一來便可由以上所計算出的兩個氣象參數  $Q_h$  和  $u_*$  代入式【2-12】計算出夜間的莫寧荷夫尺度(L)，且從式【2-13】可知夜間的  $u_*$  不為 L 函數的關係，所以計算夜間的 L 不需用到疊代法可直接求得。

$$u_* = \frac{C_{DN}u}{2} (1 + C^{1/2}) \quad \text{式【2-18】}$$

$$C = 1 - \frac{4u_0^2}{C_{DN}u^2} \quad (C \geq 0) \quad \text{式【2-19】}$$

$$u_0^2 = \frac{\gamma z g \theta_*}{T} \quad \text{式【2-20】}$$

$$C_{DN} = \frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad \text{式【2-21】}$$

其中， $C_{DN}$ ：中性狀態下的拖曳係數

$\gamma$ ：常數 4.7

$z$ ：測站高度(m)

$\theta_*$ ：溫度尺度取式【2-22】、式【2-23】中較小者

而此溫度尺度  $\theta_*$  是根據 Holtslag 與 van Ulden (1983) 所推導出的關係式如下，此處  $N$  為覆雲等級。

$$\theta_{*1} = 0.09(1 - 0.5N^2) \quad \text{式【2-22】}$$

$$\theta_{*2} = \frac{TC_{DN}u^2}{4\gamma z g} \quad \text{式【2-23】}$$

$$Q_h = -\rho c_p u_* \theta_* \quad \text{式【2-24】}$$

### 2.3.4 莫寧荷夫尺度與大氣穩定度

根據以上兩小節，在日夜間以個別的理论計算出莫寧荷夫尺度後可以發現到一個特性，就是在不穩定狀態下所計算出來  $L$  必為負值，因為  $Q_h$  為正；而穩定狀態下所計算出來的  $L$  必為正值，因為  $Q_h$  為負，可由式【2-17】得知。所以  $L$  亦可和  $Q_h$  一樣作為判定大氣為穩定或不穩定狀態的依據，只不過正負號判斷方式和  $Q_h$  相反。其中在不穩定狀態負的  $L$  值愈趨近於 0 的話代表大氣愈不穩定；反過來說，在穩定狀態下正的  $L$  值愈趨近於代表大氣愈穩定，另外在  $L$  為正負無限大時代表的是中性穩定。

本研究的目的是根據 CALMET 理論計算出大氣穩定度，所以若只算出莫寧荷夫尺度的話僅能判別其為穩定或不穩定在性質上的差異，不足以探討其在程度上的差異。所以本研究根據 Golder(1972)所推導之計算  $L$  的近似公式並考慮地表蒸發量參數，如式【2-25】所示。其中  $Z_0$  為地表粗糙長度，且係數  $a$ 、 $b$ 、 $c$  可根據表 2.4 求得。在係數  $a$ 、 $b$ 、 $c$  已知的條件下，便可繪製  $1/L$  與  $Z_0$  的曲線圖，如圖 2.4 所示，其中  $Z_0$  為對數座標只會改變曲線圖形並不影響  $Z_0$  代入公式計算。

由圖中可知在不同的粗糙長度下應有不同  $L$  範圍對應至大氣穩定度，所以可藉式【2-25】和表 2.4 係數及其所對應到圖 2.4 的曲線，計算出任何粗糙長度下不同的兩個穩定度等級間  $L$  的臨界值，如此一來便可製作一組  $L$  對應至大氣穩定度的範圍表，供前兩小節所算出的

日夜間莫寧荷夫尺度值作對照，進而求得最終本研究所探討應用的以 CALMET 理論計算日夜間之大氣穩定度。在後續會以實際案例計算進一步地作介紹，將會擇一測站並根據其  $Z_0$  計算出一組  $L$  範圍對應至大氣穩定度等級的對照表。

$$\frac{1}{L} = a + b \times \log(z_0) + c \times \log^2(z_0) \quad \text{式【2-25】}$$

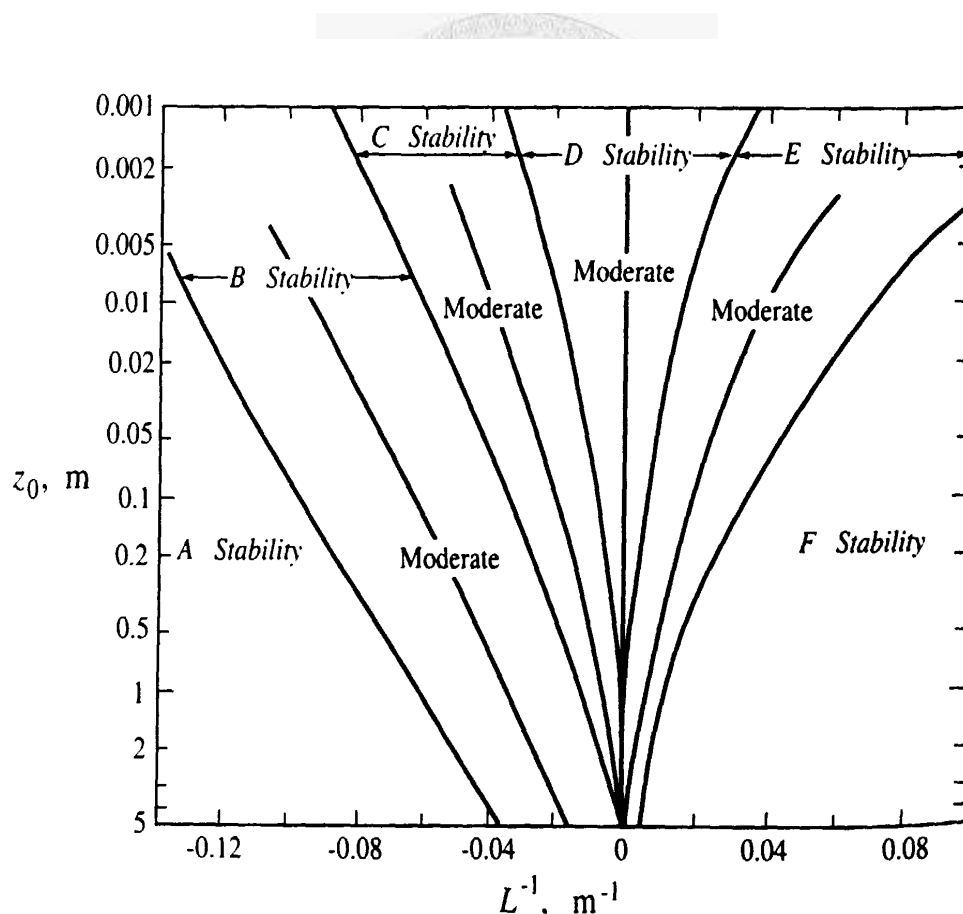


圖 2.4 粗糙長度  $Z_0$ 、 $L$  與穩定度關係(Myrup and Ranzieri 1976)

穩定度分類		蒸發 等級	係數		
			a	b	c
極度不穩定	A	低	-0.096	0.029	0
		中	-0.096	0.029	0
		高	-0.0635	0.0359	0.0015
中度不穩定	B	低	-0.0635	0.0359	0.0015
		中	-0.0362	0.0261	-0.0016
		高	-0.0149	0.0171	-0.0028
輕度不穩定	C	低	-0.0149	0.0171	-0.0028
		中	-0.0082	0.0107	-0.0027
		高	-0.0022	0.0046	-0.0024
中性	D	低	-0.0022	0.0046	-0.0024
		中	0	0	0
		高	0.0007	-0.0027	0.0027
輕度穩定	E	低	0.0007	-0.0027	0.0027
		中	0.0054	-0.0094	0.0053
		高	0.0109	-0.0162	0.0072
中度穩定	F	低	0.0109	-0.0162	0.0072
		中	0.035	-0.036	0
		高	0.035	-0.036	0

表 2.4 穩定度在不同蒸發等級下對應的 a、b、c 係數

### 2.3.5 混合層 (Mixing Height)

由 Holzworth (1964) 提出，此法主要是用於白天時候。假設大氣低層的溫度結構在一日內的變化很小，僅在地面附近因太陽輻射加熱所造成的增溫而使邊界層結構改變，由夜間的穩定層逐漸變成中性層而後變成不穩定。其應用上十分簡便，依據每日 0000UTC 與

0012UTC (相當於台灣時間上午八時與下午八時)的探空資料與地面溫度沿乾絕熱曲線上升，兩者之相交點即為混合層高度。然而此法卻忽略了溫度平流的效應，無法考慮大尺度的沉降氣流、垂直風切與機械擾流對垂直混合的影響。

此外，利用 Holzworth 虛位溫法計算混合層高，須先將上午探空資料加以處理求出各層之混合比(mixing ratio)、位溫(potential temperature)、虛位溫(virtual potential temperature)，其公式為：

$$W = \frac{0.622 * e}{P - e} \quad \text{【2.26】}$$

$$\Theta = T + 273.15(1000 / P^{0.286}) \quad \text{【2.27】}$$

$$\Theta^* = \left( \frac{1 + 1.609W}{1 + W} \right) \quad \text{【2.28】}$$

其中  $W$  為混合比

$e$  為水蒸氣壓(mb)

$P$  為大氣壓(mb)

$\Theta$  為位溫

$\Theta^*$  為虛位溫

有了上述各層參數，同時假設地面之虛位溫為  $\Theta_{sf}^*$ ，則將  $\Theta_{sf}^*$  和各層  $\Theta_i$  值比較，如發現  $\Theta_i^* > \Theta_{sf}^*$  值時，再用下式求出混合層高度。

$$f = \frac{0.622e}{p - e} \quad \text{【2.29】}$$

$$P = p_{i-1} + f(\Theta_{sf}^* - \Theta_{i-1}^*) \quad \text{【2.30】}$$

$$R = -287.04 \times \Theta_{sf}^* / g \quad \text{【2.31】}$$

$$L = \log(P / P_{i-1}) \quad \text{【2.32】}$$

$$M.H = H_{i-1} + r \times l \quad \text{【2.33】}$$

其中  $P$  代表氣壓， $H$  代表高度， $g$  代表重力加速度， $\Theta^*$  為虛位溫。

張(1991)假設在空氣污染事件期間，天氣系統的移行和逆溫層的垂直移動及強度的變化、有密切的關係、在時間變化上可以假設為線性變化，則可利用下內插差方法配合 Holzworth 法來求得逐時之混合層高度：

$$M.H(t) = \frac{t - t_1}{12} \times M.H_1 + \frac{t_2 - t}{12} \times M.H_2 \quad \text{【2.34】}$$

與探空資料比較結果顯示，在晴朗無雲、晝夜溫差大、高層或地面持續存在強逆溫層的空氣污染事件日中，以上述方法求得之北部地區最高混合高度，相對誤差在 13 % 以下。

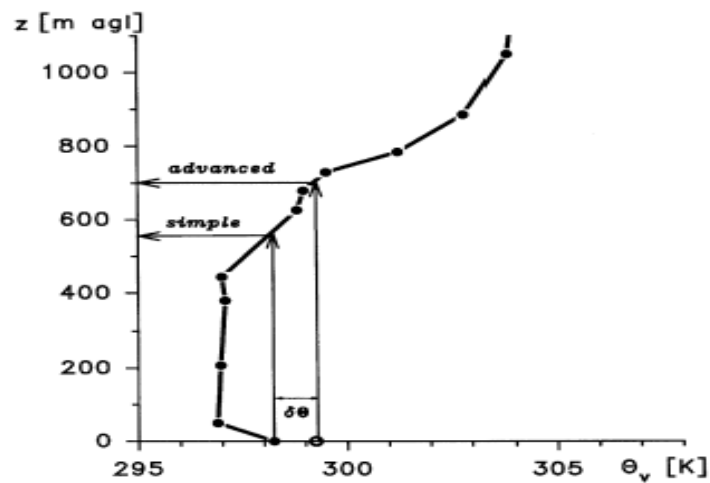


圖 2.5 以虛位溫法求取混合層高度之示意圖。在上述介紹中我們採

用圖中的 simple 方法，橫軸為虛位溫值，縱軸為高度。至於圖中 advance 方法則指的是 Holzworth 法為了改進其低估混合層情況而加以改良之方法

## 2.4 氣象及地表參數

在計算大氣穩定度的過程當中，氣象參數計算的結果將影響後續大氣穩定度的決定，如蒸發散(潛熱通量)、摩擦風速及莫寧荷夫尺度等，在本研究透過實測的氣象資料配合經驗公式才可推估。另外地表參數基於經濟與效益上的考量也是難以測得的，如粗糙長度、反照率、地表特性函數。所以在計算過程中對於所使用氣象參數公式的條件限制與地表參數的設定上必須特別的謹慎，否則計算結果一定會有

誤差。

## 2.4.1 氣象參數

### 蒸發散

蒸發散的物理機制包含了兩種過程：一為蒸發過程，另一個為蒸散過程。蒸發過程指的是水或冰由於熱能改變而形成水氣之過程；蒸散過程為水氣由植物之氣孔蒸發於大氣中的過程。蒸發的過程則可由水分子的分子組態說明，水之可以形成固、液、氣三態之別乃因為水分子間具有瞬間耦合的氫鍵，分子之間彼此可以相互吸引或分離之故。若水分子間的動能減少會使得水分子形成外型較堅固且動能低的分子組態，即為冰；反之，若水分子間具有足夠的動能，水分子即可脫離氫鍵之束縛，為單一的水分子，以自由分子的狀態混和於空氣中，即為水氣，而液態水分子與其能量的狀態恰巧處於兩者之間。蒸發散速率不僅受到大氣條件與土壤條件所控制，不同植物種類的覆蓋，植物生長期的不同下亦會影響其蒸發散速率。因此，描述水氣是如何從地表傳輸至大氣中，擴散過程是相當重要的概念。

### 摩擦風速

日間大氣混合擴散的能力，由可感熱通量大小決定，可感熱通量大則熱力紊流機制是日間大氣垂直運動主要的方法；夜間大氣混合擴

散的能力，由摩擦風速的大小決定，此時可感熱通量發展隨太陽輻射沒有而減弱，大氣混合的能力由機械紊流機制為主要方法。大氣紊流在粗糙地表的作用下，在近地層會產生風切現象，稱為機械紊流，此現象代表氣流因風切所造成向上對流的能力，若是摩擦風速愈大代表機械紊流愈強而氣流向上對流的能力也就愈強。

### 莫寧荷夫尺度

莫寧荷夫尺度是根據地表相似理論(surface similarity theory)所發展出的一個重要參數，可藉此來分析大氣的穩定度。由式【2-17】可以了解，此一參數式為機械紊流(分子)和熱力紊流(分母)之比值，當大氣越不穩定，可感熱通量之值會越大，莫寧荷夫尺度越趨近於零，當大氣越趨近於穩定，可感熱通量之值越小，此時紊流由摩擦風速為主，莫寧荷夫尺度越大。這邊能量傳輸的方向以向下為正(太陽輻射傳入地表)，向上為負。

## 2.4.2 地表參數


### 粗糙長度

空氣動力學中粗糙長度即是粗糙高度或粗糙參數，是地表的一種空氣動力學參數，可表示地表(包括地面、植被和水面)的粗糙程度，一般而言其數值被定義成靠近地表之平均風速為零之高度，當地表上所

覆蓋之建築或植物越多，則其地表之粗糙度則越大；反之在平滑水面或地表其地表粗糙度則越小。

## 反照率

反照率是地表反射太陽輻射與該地表接收太陽輻射之比率，影響其數值之大小由不同的地表型態有關。在都市之反照率大於海洋水體之反照率，因為海洋面積大熱容量也大，所以大部分的太陽輻射被海洋吸收和儲存，亦即在海洋水體所接收的太陽輻射能大於在都市中所接收的。在冰雪覆蓋之地表有很高的反照率，致使太陽輻射的吸收減小，溫度下降。物體的顏色對於能量的吸收也有影響，在絕對黑體的反照率為 0%，純白物體的反照率為 100%。



## 第三章、研究方法

### 3.1 研究資料來源

本研究使用中央氣象局所屬的板橋、台北、台中、宜蘭、嘉義氣象站以及板橋探空測站2006年間記錄之氣象資料，使用這六個氣象站記錄之資料的理由為本研究中利用Penman-Monteith、Priestley-Taylor和本模式公式計算包溫比，而Penman-Monteith公式需要較多的氣象資料來帶入，考慮到取得性的方便以及資料的完整性，故選用此六個測站，其中板橋氣象站位於北緯 $24^{\circ} 59'$ ，東經 $121^{\circ} 26'$ ，海拔高9.7 m；台北氣象站位於北緯 $25^{\circ} 02'$ ，東經 $121^{\circ} 30'$ ，海拔高5.3 m；台中氣象站位於北緯 $24^{\circ} 08'$ ，東經 $120^{\circ} 40'$ ，海拔高84 m；宜蘭氣象站位於北緯 $24^{\circ} 45'$ ，東經 $121^{\circ} 44'$ ，海拔高7.2 m；嘉義氣象站位於北緯 $23^{\circ} 29'$ ，東經 $120^{\circ} 25'$ ，海拔高27.6 m。

下表3.1、表3.2為各個氣象站土地使用類型，表3.3為各個氣象站儀器之架設高度，圖3.1為各個氣象站的分佈地圖。

土地使用類型(Paine)	地表氣象測站
1.水體	彭佳嶼、蘇澳、澎湖、東吉島、台東、大武、蘭嶼
2.落葉林	鞍部、竹子湖、阿里山
3.針葉林	玉山
4.沼澤	淡水、高雄
5.耕地	宜蘭、日月潭、嘉義、成功、恆春
6.草地	梧棲、花蓮
7.都市區	基隆、台北、新竹、台中、永康、台南

表 3.1 中央氣象局各地表測站的土地使用類型分類表

測站名	測站編號	Paine	Taiwan	CALMET
板橋	688	7.都市區	9.都會區	10.都會區
台中	749	7.都市區	9.都會區	10.都會區
宜蘭	708	5.耕地	4.水田	20.農業區
嘉義	748	5.耕地	4.水田	20.農業區
台北	692	7.都市區	9.都會區	10.都會區

表 3.2 案例測站資訊

測站名稱	測站代號	溫度計地面高度 (m)	風速儀地面高度 (m)
板橋	688	1.2	14.1
台中	749	1.4	17.2
宜蘭	708	1.2	26
嘉義	748	1.4	14.5
台北	692	1.5	33.8

表 3.3 案例測站資訊

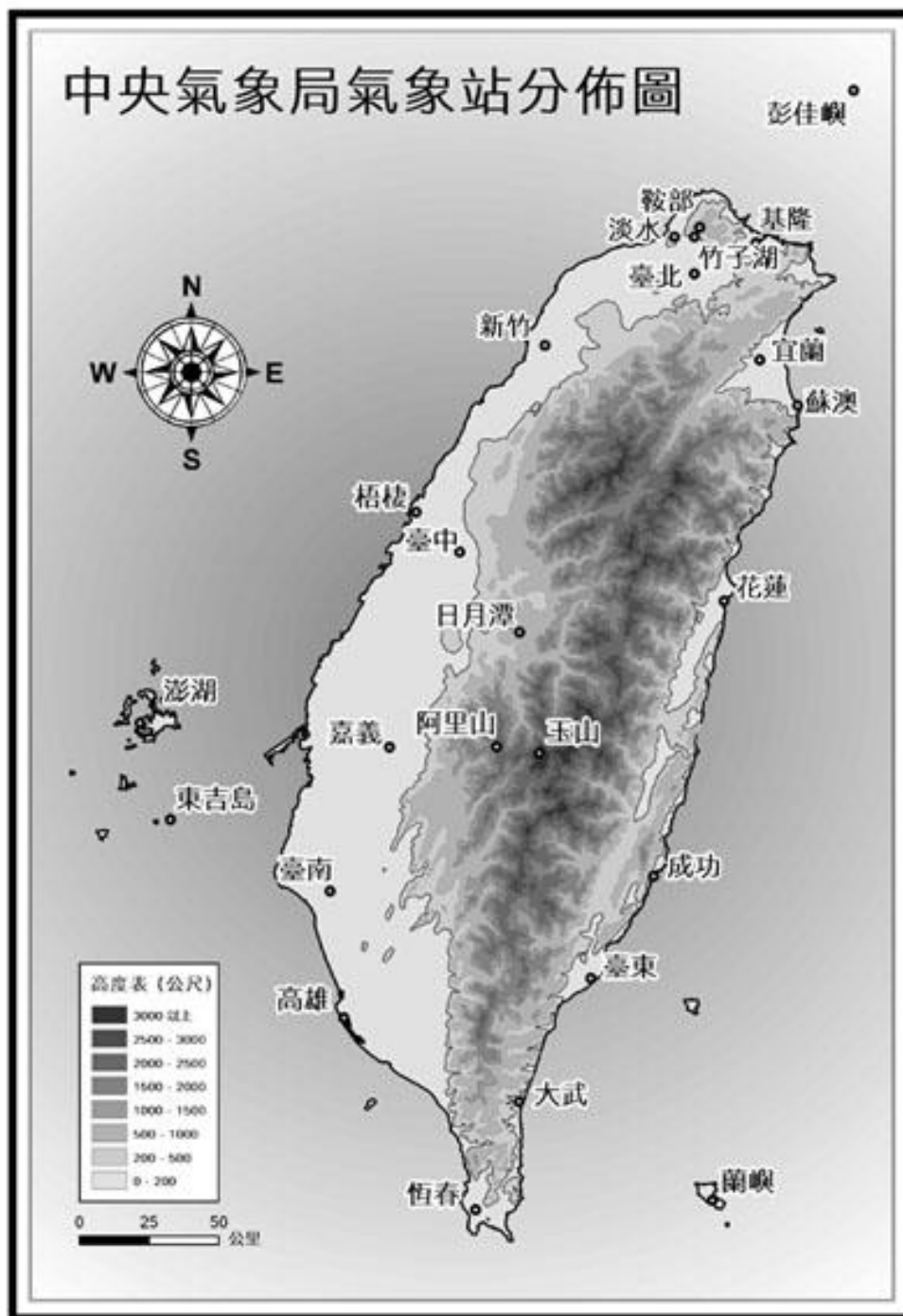


圖 3.1 測站分佈資訊

## 3.2 包溫比計算方法

### Penman-Monteith 公式

國際灌溉排水委員會於1994年公布的Penman-Monteith法是利用草類以及苜蓿進行蒸發散的試驗。主要的特色為：(1)為了讓計算更方便，將原本Penman公式中各參數單位的CGS制改為國際通用單位SI制。(2)為了減少風速函數在估算時受到各區域本身的特性所影響，而影響到估算的準確性，將作物冠層阻抗(Crop Canopy Resistance)及空氣動力阻抗(Aerodynamic Resistance)等兩項關係式取代了原本Penman式中的風速函數項，根據公式的設計，當作物完全覆蓋地表，且作物高度為12 cm時，計算勢能潛熱通量之公式如下：

$$Q_e = \frac{\Delta \cdot (R_n - Q_g) + \gamma \frac{\lambda \cdot C_n}{T + 273} u_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad \text{式【3-1】}$$

式中， $Q_e$ ：勢能潛熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$\Delta$ ：飽和水蒸氣壓曲線斜率( $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ )

$R_n$ ：淨輻射量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Q_g$ ：土壤熱通量( $\text{Wm}^{-2}$ )

$\lambda$ ：水的蒸發潛熱( $\text{Jkg}^{-1}$ )， $\lambda = 2.45 \times 10^6$

$\gamma$ ：濕度常數( $\text{kPa}/^\circ\text{C}^{-1}$ )

$u$ ：2 m 高所量測到的風速( $\text{ms}^{-1}$ )

T：溫度(°C)

$\mathcal{E}$ ：常數等於  $\frac{M_v}{M_a} = \frac{18}{28.8} = 0.625$

$e_a$ ：飽和水蒸氣壓(kPa)

$e_d$ ：露點水蒸氣壓(kPa)

$C_d$ :作物冠層阻力和空氣動力阻力之比值

在現地應用上，式【3-1】需要有逐時的空氣溫度、溼度、輻射能及風速資料來計算，在潛勢能蒸發散率的推估中，本研究所有資料則以 Allen et al.(1998)所建議的方法來推估。其氣候參數公式如下：

1. 飽和水蒸氣壓曲線斜率(kPa/°C)  $\Delta$ ：

$$\Delta = \frac{4098 \times e_a}{(T + 237.2)^2} \quad \text{式【3-2】}$$

式中， $e_a$ ：氣溫之飽和水蒸氣壓(kPa)

2. 飽和水蒸氣壓( $e_a$ )和露點水蒸氣壓( $e_d$ ):

$$e_a = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right) \quad \text{式【3-3】}$$

$$e_d = \frac{RH}{100} \times e_a \quad \text{式【3-4】}$$

式中，RH:相對濕度(%)

3. 濕度常數(kPa°C<sup>-1</sup>)  $\gamma$ ：

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \lambda} \quad \text{式【3-5】}$$

式中， $c_p$ ：定壓比熱(Jkg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>)

$\lambda$ ：水的蒸發潛熱(Jkg<sup>-1</sup>)

$\varepsilon$ ：常數等於  $\frac{M_v}{M_a} = \frac{18}{28.8} = 0.625$

P：大氣壓力(kpa)

#### 4. 2m高所量測之風速：

為了避免不同地區氣候影響而對風速進行修正，在估算時風速使用離地2m所量測之風速為主，若是量測風速高度不在2m時，則可以用下列公式加以修正

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad \text{式【3-6】}$$

式中， $u_z$ ：測站所量測之風速(ms<sup>-1</sup>)

Z：測站風速儀地面高度(m)

#### 5. 空氣動力阻力(aerodynamic resistance, sm<sup>-1</sup>) $r_a$

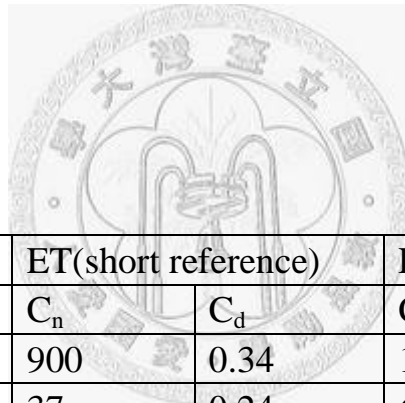
$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{Z_m - (2/3)h}{0.123h}\right) \ln\left(\frac{Z_h - (2/3)h}{0.123 \cdot 0.1 \cdot h}\right)}{k^2 u_2} \quad \text{式【3-7】}$$

式中， $Z_m$ ：風速儀高度(m)

Zh:濕度儀高度(m)

h :草的生長高度(m)

6.  $C_d$  作物冠層阻力(crop canopy resistance,  $\text{sm}^{-1}$ ) $r_s$ 與空氣動力阻力(aerodynamic resistance,  $\text{sm}^{-1}$ ) $r_a$ 之比值，由表3.4可以查出，生長較短之植物之 $C_d$ 其決定之值由植物的高度做區別，隨著其使用的氣象參數時間尺度的不同，又可以分為小時(或更短)、一天、十天和一個月的資料，在本實驗中使用的是小時(或更短)之參數。表3.5為計算 $C_d$ 參數時所用的資料。



Calculation time step	ET(short reference)		ET(tall reference)	
	$C_n$	$C_d$	$C_n$	$C_d$
Daily	900	0.34	1600	0.38
Hourly-daytime	37	0.24	66	0.25
Hourly-nighttime	37	0.96	66	1.7

表3.4 Penman-montieth方程式 $C_n$ 和 $C_d$ 的值

Term	ET(short reference)	ET(tall reference)
Reference vegetation height,h	0.12m	0.5m
Height of air temperature and humidity measurement,Zh	1.5-2.5m	1.5-2.5m
Height of wind measurement,Zw	2.0m	2.0m
Zero plane displacement height	0.08m	0.08m
Lambda	$2.45\text{MJkg}^{-1}$	$2.45\text{MJkg}^{-1}$

Surface resistance, $r_s$ , daily	$70 \text{ sm}^{-1}$	$45 \text{ sm}^{-1}$
Surface resistance, $r_s$ , daytime	$50 \text{ sm}^{-1}$	$30 \text{ sm}^{-1}$
Surface resistance, $r_s$ , nighttime	$200 \text{ sm}^{-1}$	$200 \text{ sm}^{-1}$
$R_n$ to predict daytime	$>0$	$>0$
$R_n$ to predict Nighttime	$\leq 0$	$\leq 0$

表 3.5 ASCE Penman-Monteith法之標準化係數

## 7. 土壤熱通量( $Q_g$ )

土壤熱通量與淨輻射量一樣，大至從早上日出開始遞增直到正午過後時達頂峰值，然後往下遞減。而傍晚時刻，土壤熱通量理論上為零可被忽略，但在白天尤其是正午前時土壤熱通量較高，故不可忽略。土壤熱通量的決定也如同 $C_d$ ，以所使用的氣象資料的時間尺度不同來做決定。

以一天或十天氣象資料，其土壤熱通量的值很小可以忽略不計

$$Q_g \approx 0 \quad \text{式【3-8】}$$

以小時或更短氣象資料，其土壤熱通量的值在白天和晚上差異很大，

不能忽略不計，其估計的方程式如下

During daytime

$$Q_g = 0.1R_n \quad \text{式【3-9】}$$

During nighttime

$$Q_g = 0.5R_n \quad \text{式【3-10】}$$

Penman-Monteith 公式因其以物理特性為基礎，且能提供可接受的結果而廣泛的被應用到各地區。根據前人的研究，認為Penman-Monteith 式在計算台灣地區的勢能蒸發散量上有良好的表現，且世界糧農組織 (FAO56) 也將Penman-Monteith 公式列為計算勢能蒸發散量時的參考公式。

### Priestley and Taylor 公式

Priestly-Taylor 是發展自美國東部濕潤地區，利用能量平衡的觀念為基礎來計算，認為蒸發散量之能量來源為太陽的淨輻射。此公式參考了Penman(1948)提出以溫度、濕度、風、日射等參數推算蒸發量之混合公式，並假定能量收支平衡與空氣動力項為一固定的比值，將空氣動力項以能量收支平衡項代替。此方法被認為較適用於海島型的氣候。估算式如下：

$$Q_e = \alpha_{pt} \times \frac{\gamma(R_n - Q_g)}{\Delta + \gamma} \quad \text{式【3-11】}$$

式中， $Q_e$ ：勢能潛熱通量( $Wm^{-2}$ )

$R_n$ ：淨輻射量( $Wm^{-2}$ )

$Q_g$ ：土壤熱通量( $Wm^{-2}$ )

$\Delta$ ：飽和水蒸氣壓曲線斜率( $kPa^{\circ}C^{-1}$ )

$\gamma$ ：濕度常數( $kPa^{\circ}C^{-1}$ )

其包溫比公式可改寫成下式

$$\beta = \alpha_{pt} \frac{\gamma}{\Delta} \quad \text{式【3-12】}$$

式中， $\Delta$ ：飽和水蒸氣壓曲線斜率( $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ )

$\gamma$ ：濕度常數( $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ )

其中  $\alpha_{pt}$  隨著區域性氣候條件的不同，而有所變化。一般而言  $\alpha_{pt}$  之值為 1.26，葉信富、陳進發、李振誥 (2005) 建議將  $\alpha_{pt}$  向下修正至 1.0 較適合台灣地區之氣候條件。

### Bowen ratio 公式

本研究針對包溫比予以深入探討，這個議題可由熱力學的基本原理切入。在這裡本研究假設空氣與不同地面接觸夠久，空氣裡所含的水汽量（濕度）是近近平衡的狀態下「土地乾濕的指標」。又如果地表覆蓋大片植物，其蒸散作用（evapotranspiration）所上傳的水汽也應該表現在監測的濕度值裡面，以上是本研究推導的基本假設。

由式【2-9】可知包溫比(Bowen Ratio)的定義是可感熱通量與潛熱通量之比值。且根據熱力學理論在近地處的  $Q_h$  可等於式【3-13】所示，即可得到包溫比分子的熱通量項。

$$B = \frac{Q_h}{Q_e}$$

$$Q_h = -\rho c_p K_e \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{式【3-13】}$$

其中， $\rho$ ：空氣密度( $\text{kgm}^{-3}$ )

$c_p$ ：空氣的定壓比熱值( $\text{Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ )

$\frac{\partial T}{\partial z}$ ：近地氣溫梯度值( $\text{C m}^{-1}$ )

$K_e$ ：紊流擴散係數 (eddy viscosity)

在討論完  $Q_h$  後接著探討的是潛熱通量( $Q_e$ )，但在這之前須先引介「空氣濕度」的表示法。一般通用英文字母  $w$  代表水汽混合比 (moisture mixing ratio) 如式【3-14】，指的是在一定體積的空氣裡，水汽質量與乾空氣質量的比值，所以是沒有單位的。

$$w = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{M_v e / R^* T}{M_a (p - e) R^* T} = \epsilon \frac{e}{p - e} \approx \epsilon \frac{e}{p} \quad \text{式【3-14】}$$

其中， $\rho_v$ 、 $M_v$ ：水的密度及分子量

$\rho_d$ ：乾空氣的密度(即等於式【3-13】中的 $\rho$ )( $\text{kg/m}^3$ )

$M_a$ ：空氣的分子量(kg)

$e$ ：水的蒸氣壓(mb)

$p$ ：水蒸氣與乾空氣混合氣體的合壓 (大氣壓力) (mb)

$R^*$ ：萬有氣體常數( $\text{kJkg}^{-1}\text{k}^{-1}$ )

$T$ ：氣溫(絕對溫度)(K)

$\epsilon$ ：常數等於  $\frac{M_v}{M_a} = \frac{18}{28.8} = 0.625$

這裡應用到理想氣體方程式，且又因為在一般大氣溫度下大氣壓力(p)比水的蒸氣壓(e)要大很多，所以式【3-14】最後才以近似作處理而可得到式【3-15】之結果。

$$\rho_v = \rho_d \varepsilon \frac{e}{p} \quad \text{式【3-15】}$$

然後將式【3-15】代入  $Q_e$  則潛熱通量可以寫成如式【3-16】所示，這裡的  $L_e$  指的是水的蒸發熱 (latent heat of evaporation)。

$$Q_e = -L_e K_e \frac{\partial \rho_v}{\partial z} = -(L_e \rho_d \varepsilon / p) K_e \frac{\partial e}{\partial z} \quad \text{式【3-16】}$$

接著再把式【3-13】與式【3-16】代入包溫比定義可得下式。

$$B = \frac{-\rho c_p K_e \frac{\partial T}{\partial z}}{-\left(\frac{L_e \rho_d \varepsilon}{p}\right) K_e \frac{\partial e}{\partial z}} = \frac{c_p p \frac{\partial T}{\partial z}}{L_e \varepsilon \frac{\partial e}{\partial z}} \quad \text{式【3-17】}$$

然後再引入相對濕度(RH)定義如下，其中  $e_s$  是指該溫度下的飽和蒸氣壓，也就是說當水的蒸氣壓(e)達到該溫度下的飽和蒸氣壓時，此時的相對溼度為 100%，且這個資料是可從氣象測站中獲取的。然後再把 RH 代入式【3-17】，並假設水汽從地面或植物蒸散時，只有在地表黏性次層或葉面黏性次層的微小距離內，相對濕度有劇烈變化（很大的梯度只存在於幾公分厚度的介面阻抗層），在黏性次層（所謂的介面阻力層）以外，相對濕度保持近乎常數值。如此可得式【3-19】。

$$RH = \frac{e}{e_s} \quad \text{式【3-18】}$$

$$B = \frac{c_p p}{L_e \varepsilon RH} \frac{dT}{de_s} \quad \text{式【3-19】}$$

而熱力學在探討水汽飽和蒸氣壓與溫度的關係，有 Clapeyron 理論方程式，如式【3-20】。又應用已知在 273<sup>0</sup>K 時水的蒸氣壓為 6.11mb 的條件下積分式【3-20】可得式【3-21】，可知飽和蒸氣壓隨溫度變化的關係。

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{M_v L_e e_s}{R^* T^2} \quad \text{式【3-20】}$$

$$e_s = 6.11\text{mb} \times \exp\left[19.83\left(1 - \frac{273}{T}\right)\right] \quad \text{式【3-21】}$$

最後再將式【3-20】、式【3-21】代入式【3-19】，並把相關常數值代入，則可得式【3-22】理論包溫比的計算式，其中 RH 為介於 0~1 之數值，T 為絕對溫度（攝氏溫度加 273 度）。

$$B = 1.46(1/RH)(T/273)^2 \exp[-19.83(1 - 273/T)] \quad \text{式【3-22】}$$

根據上式我們就可依據氣象測站所觀測到的逐時 RH 與 T 資料計算出逐時的包溫比，再代入地表能量平衡方程式計算出可感熱通量以便求取最終的日間大氣穩定度。這是使用 CALMET 套裝模式所無法作到的一點，因為 CALMET 模式對於包溫比的設定是以同一網格點上設為定值作處理，無法反應出逐時包溫比的變化對於穩定度計算結

果所造成的影響。

### 3.3 研究流程圖

首先將氣象測站之資料和地理資料，撰寫程式讀出來並處理，使用 Bowen ratio 公式進行包溫比逐時資料的計算，以便後續可感熱通量，潛熱通量比值的計算。

模擬後所得到的包溫比結果在經由其他可模擬之方法，所推估之包溫比進行比較，本研究用來比對 Bowen ratio 公式之方法包括下列兩種：

- 一、Penman-Monteith 公式之模擬所計算之包溫比進行比較。
- 二、Priestley and Taylor 公式之模擬所計算之包溫比進行比較。
- 三、Class A-van 公式之模擬所計算之包溫比進行比較。

藉由此兩項所計算之包溫比和潛熱通量來比對 Bowen ratio 公式所模擬之包溫比和潛熱通量，加以討論本研究模擬結果在定量上可信度和定性上變異度，以得出本研究的結論與未來可能改進的建議。整個研究的流程如下圖 3.2 所示，圖 3.3 是以 CALMET 理論計算大氣穩定度之流程圖。

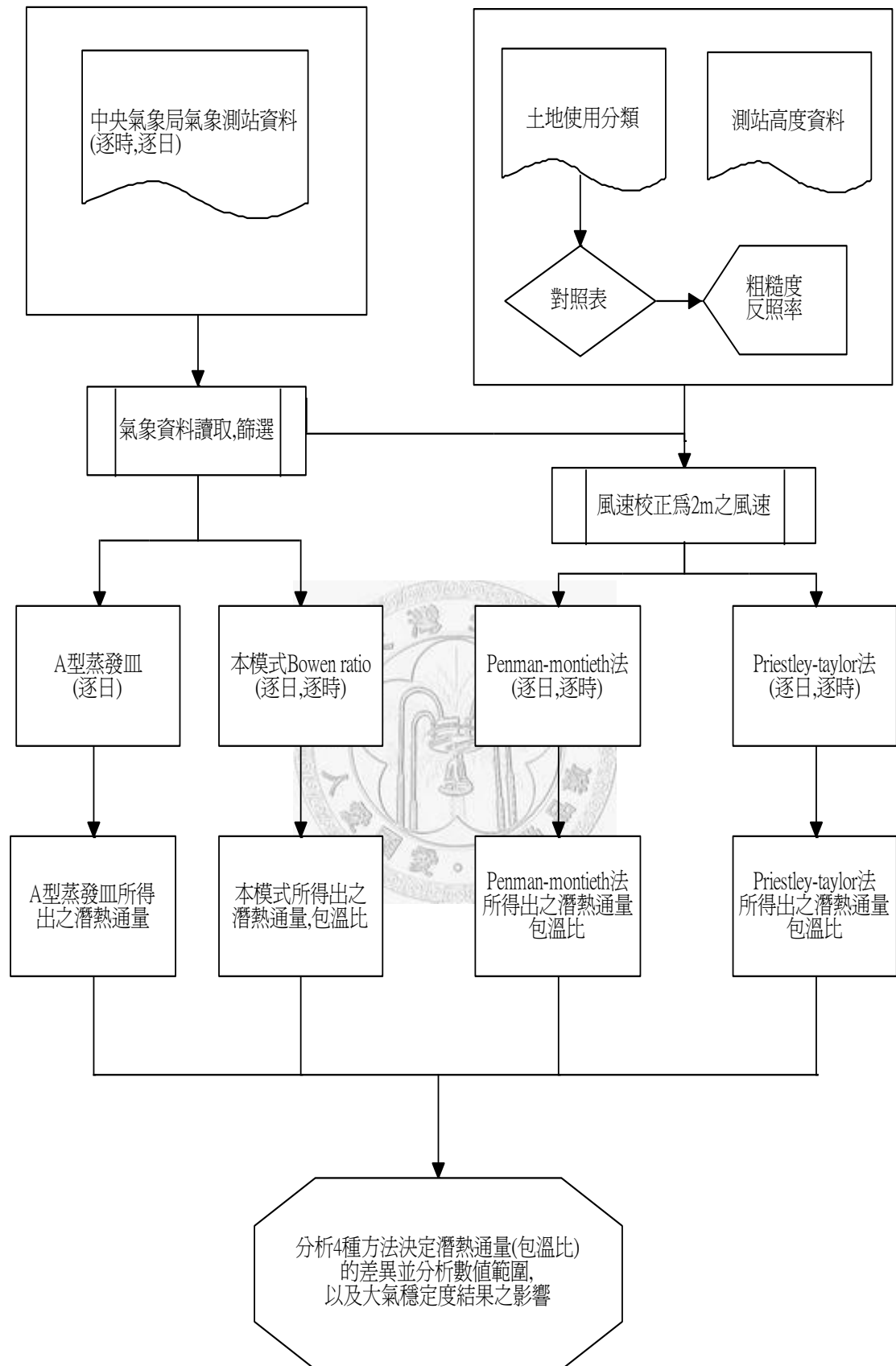


圖 3.2 研究流程圖

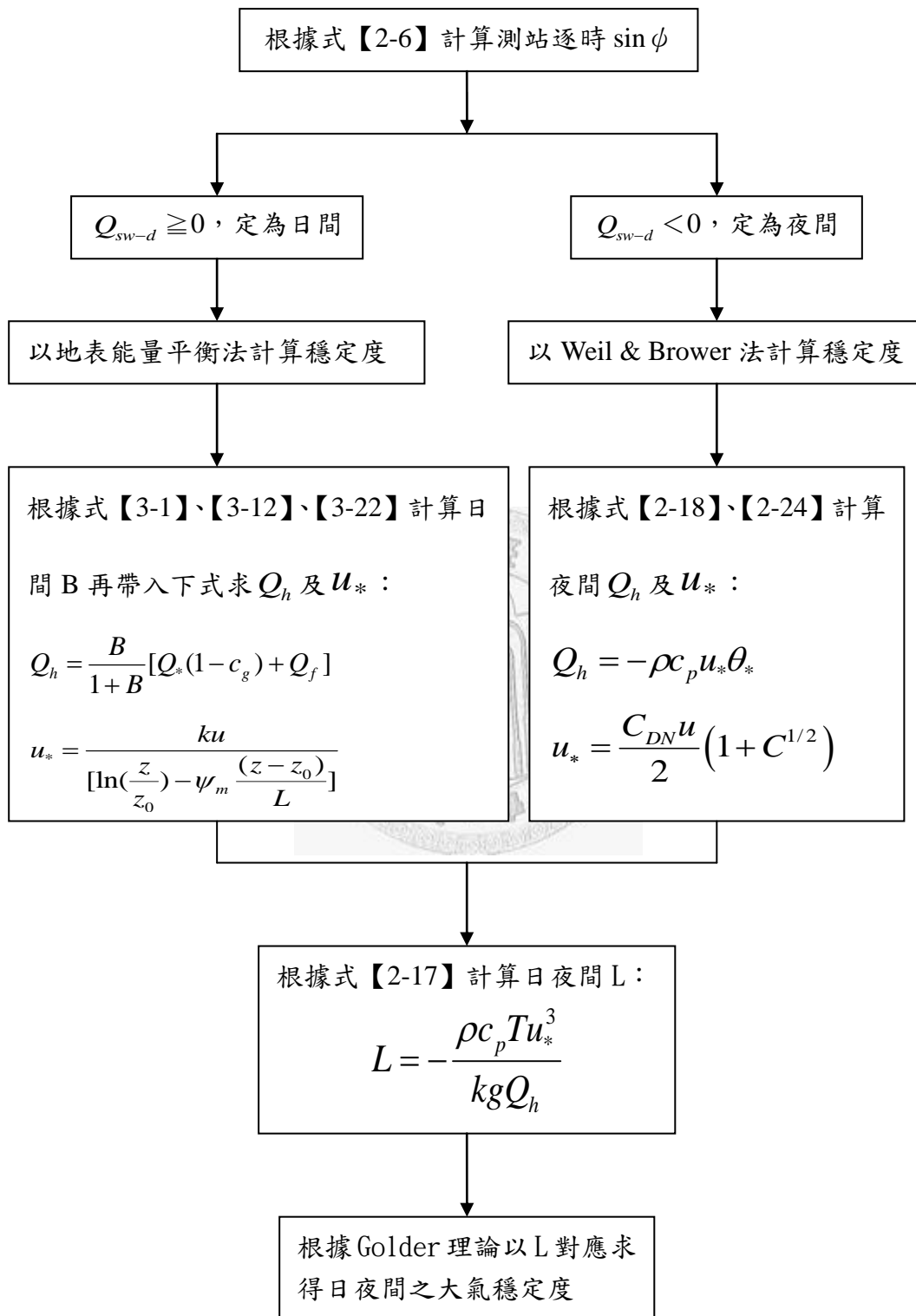


圖 3.3 以 CALMET 理論計算大氣穩定度之流程圖

### 3.4 統計分析方法

在本研究中除了以散佈圖統計的方式來了解本模式與各包溫比計算方法間的相關性之外，也將引入其它的統計方法來評估本預測方程式之可信度及準確性，統計方法利用“預測的總偏移(OB 值，overall bias)”，來了解計算的結果是相對高估或低估的傾向；及“預測的總誤差(GE 值，gross error)”來計算平均常化之絕對偏差量，統計公式如下【3.23】及【3.24】式。

$$OB = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{P_i - O_i}{O_i} \right) \quad \text{式【3.23】}$$

$$GE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right| \quad \text{式【3.24】}$$

$P_i$  = predicted value at (location,time)<sub>i</sub>

$O_i$  = observed value and results with meteorological models at (location,time)<sub>i</sub>

$N$  = total number of pairs

## 第四章、結果與討論

### 4.1 包溫比分析

本研究先將中央氣象局的二十六個地表氣象測站根據其所屬的 UTM 座標所對應出的土地使用類型以 Paine 的土地使用分類法進行分類，如表 3.1 所示。再從七種土地使用分類當中各挑選一個測站進行全年逐時包溫比的計算，並將所計算出的包溫比以每月統計值與本模式 Bowen 法式【3-22】中，影響包溫比值之氣象參數溫度和濕度做出關係圖進行討論，在臺灣地區包溫比之發展趨勢。

土地使用分類七種種類當中所挑選之氣象站，分別為台北(都市區)、花蓮(草地)、宜蘭(耕地)、高雄(沼澤)、玉山(針葉林)、阿里山(闊葉林)和台東(水體)，如圖 4.1.1 上圖和下圖是使用本模式所模擬之包溫比月平均圖，由上圖可以看出整體包溫比趨勢由春季開始下降，直到夏季之包溫比達全年的最低值，秋季開始包溫比向上增加，到了冬季的包溫比為全年最大值。而在比較高海拔的地區如玉山(針葉林)和阿里山(闊葉林)全年包溫比值都比平地其他土地類型的包溫比值要來的高，尤其是玉山測站之平均包溫比值在冬季的觀測月平均值達到 3.49 之程度。圖 4.1.1 下圖在其他低海拔土地類型的包溫比統計中，不管是哪一種土地使用類型，其包溫比數值皆在 0.3 至 0.7 之間，除

了高雄在全年月平均的包溫比數值較其他地區來的低些以外，其他地區之包溫比值都漲跌互見，有高有低值。會造成這樣的原因，由於台灣地狹，緯度橫跨 22 度至 25 度，和大陸型的氣候南轅北轍，乾濕分明比起來，台灣高濕多雨，在潛熱通量旺盛的情況下，包溫比月平均數值皆不大於 1(高海拔例外)。

### 台北氣象站

圖 4.1.2 中上圖為包溫比和氣溫之關係圖，可以看出在冬季時，氣溫低空氣中能容納之水汽量就少，飽和蒸汽壓低，使得藉由水汽來傳輸熱量之潛熱通量值減少；到了夏季，氣溫高空氣中能容納之水汽量增多，飽和蒸汽壓高，水汽量充足熱通量藉由潛熱通量之值就增加。下圖為包溫比和濕度之關係圖，可看出相對濕度全年月平均值皆在 0.7 至 0.82 之間，是非常潮濕的。濕度在台北地區約有三個高峰值分別在一月多(東北季風影響)，五月多(滯留鋒面影響之梅雨季)和九月多(西南季風影響)，但包溫比變化趨勢並沒有隨著這幾個季節性事件之影響使的包溫比有明顯的變化。結果顯示在高濕的情況下氣溫對包溫比的影響比相對濕度的影響來的大。一般而言都市區在夏季之包溫比值會因為熱島效應之影響，氣溫一直升高導致熱量集中在都市區，包溫比值會大於 1，但由於台灣海島型氣候之影響相較其他都市區濕度高了許多，所以在夏季台北的潛熱通量是非常可觀的。

### 阿里山氣象站

圖 4.1.3 中上圖為包溫比和氣溫之關係圖，月平均氣溫在絕對溫度 281 度至 289 度之間，包溫比介於 0.6 至 1.2 之間，其相對的關係和台北測站類似，當溫度高時包溫比值就變低，當溫度降低時包溫比值就往上增加。圖 4.1.2 下圖是包溫比和濕度之關係圖，和台北測站不同，在阿里山平均濕度從 0.86 至 0.97 之間，在統計的這七個測站之中相對濕度最高的，且關係圖和溫度類似，在高濕時包溫比值就較低，相反則包溫比值增加。在台灣中海拔地區溫度和溼度皆對包溫比的值有很大的影響。



### 玉山氣象站

圖 4.1.4 中上圖為包溫比和氣溫之關係圖，由於地處高海拔地區，氣溫是所挑選七個測站中最低的，月平均氣溫在絕對溫度 273 度至 281 度之間，包溫比數值是七個測站當中平均為最高的介於 1.2 至 3.5 之間，在高溫時包溫比數值低，在低溫時包溫比數值高，圖 4.1.6 下圖是包溫比和濕度之關係圖，濕度變化範圍在 52% 至 88% 之間在七個測站當中變化幅度最大的測站。這邊可以了解台灣高海拔地區，氣溫與相對濕度對包溫比是相互影響的。

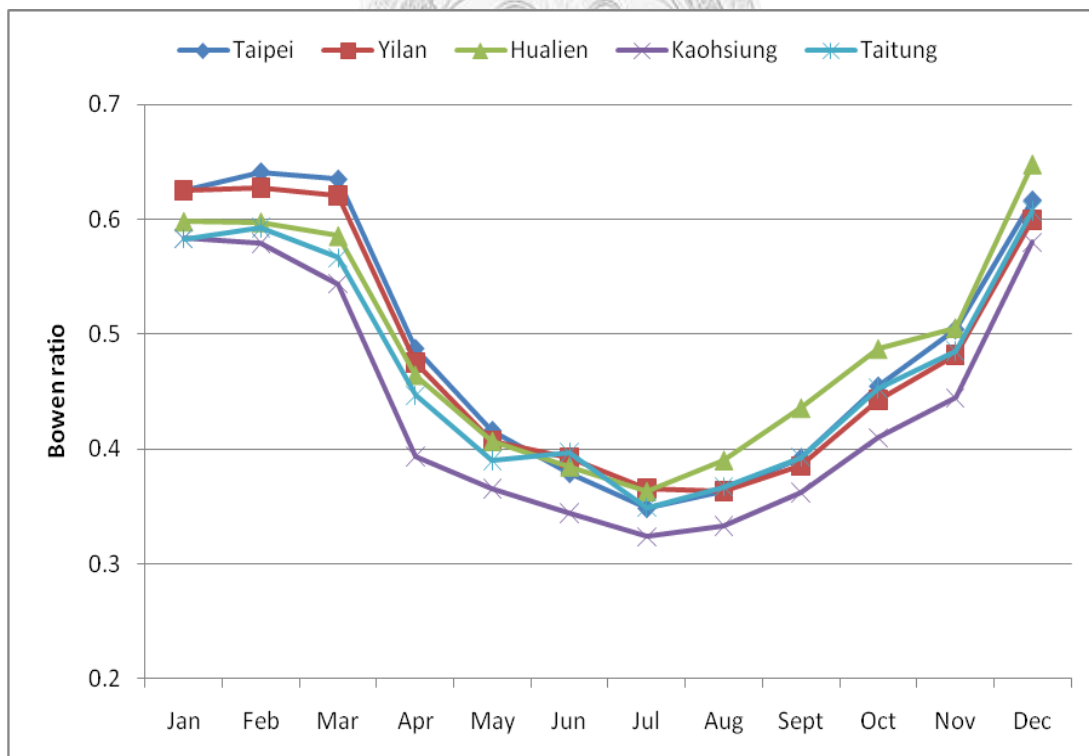
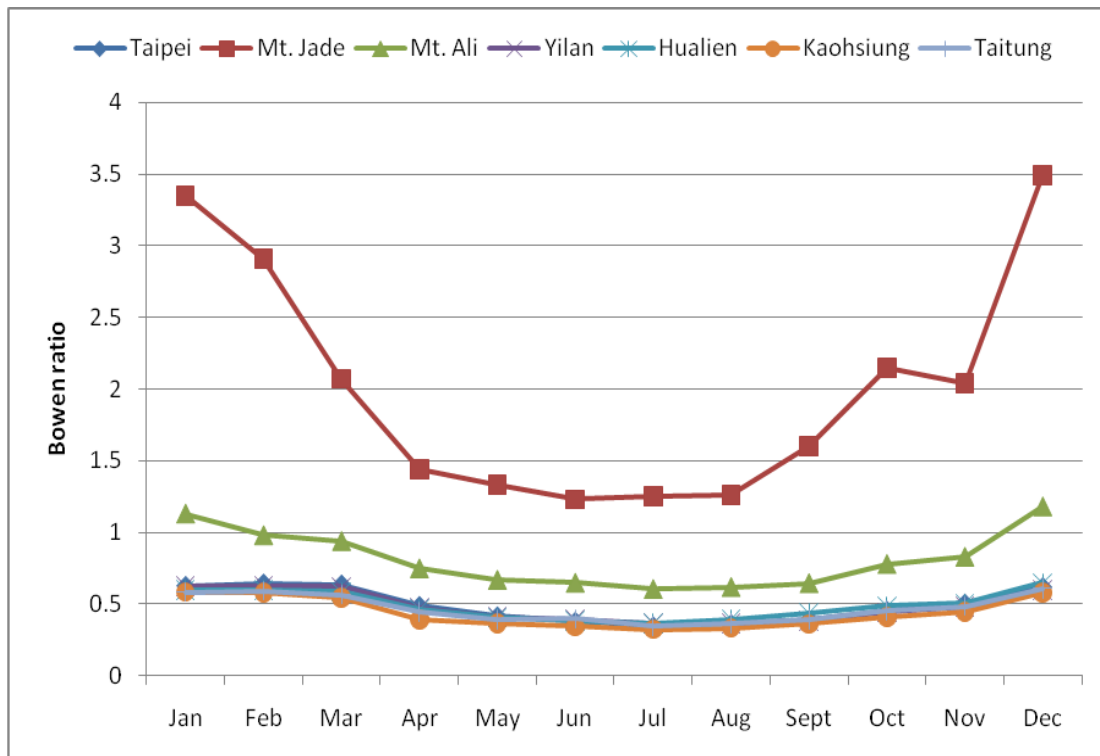


圖 4.1.1 各個測站包溫比全年月平均趨勢圖

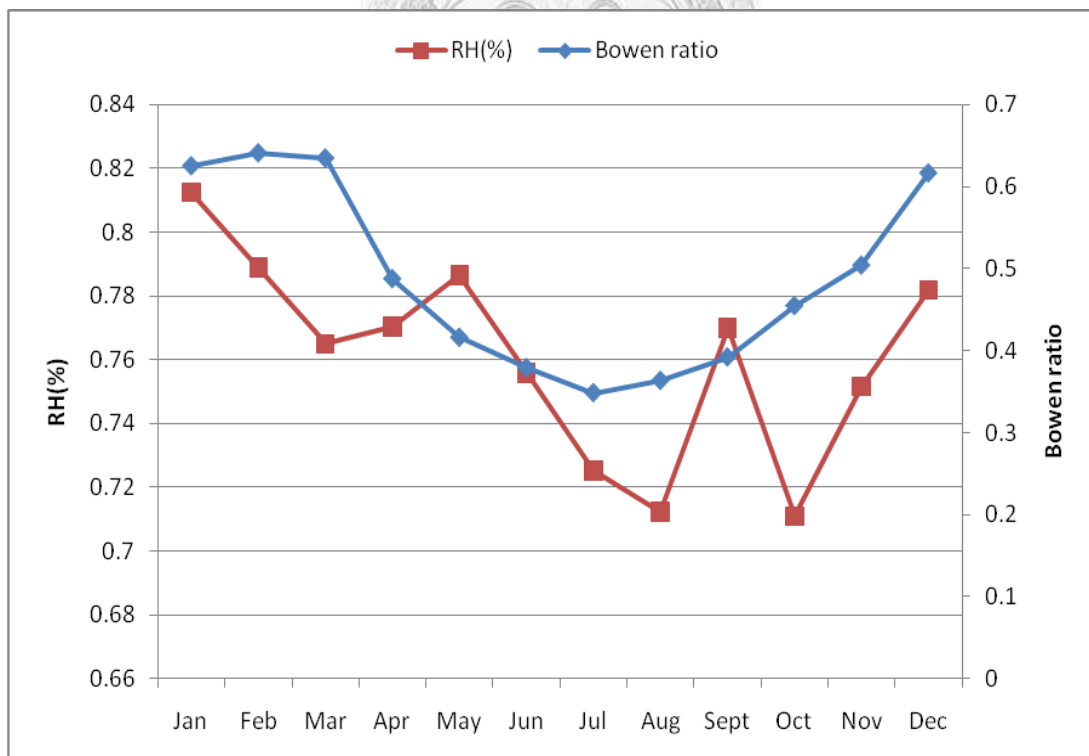
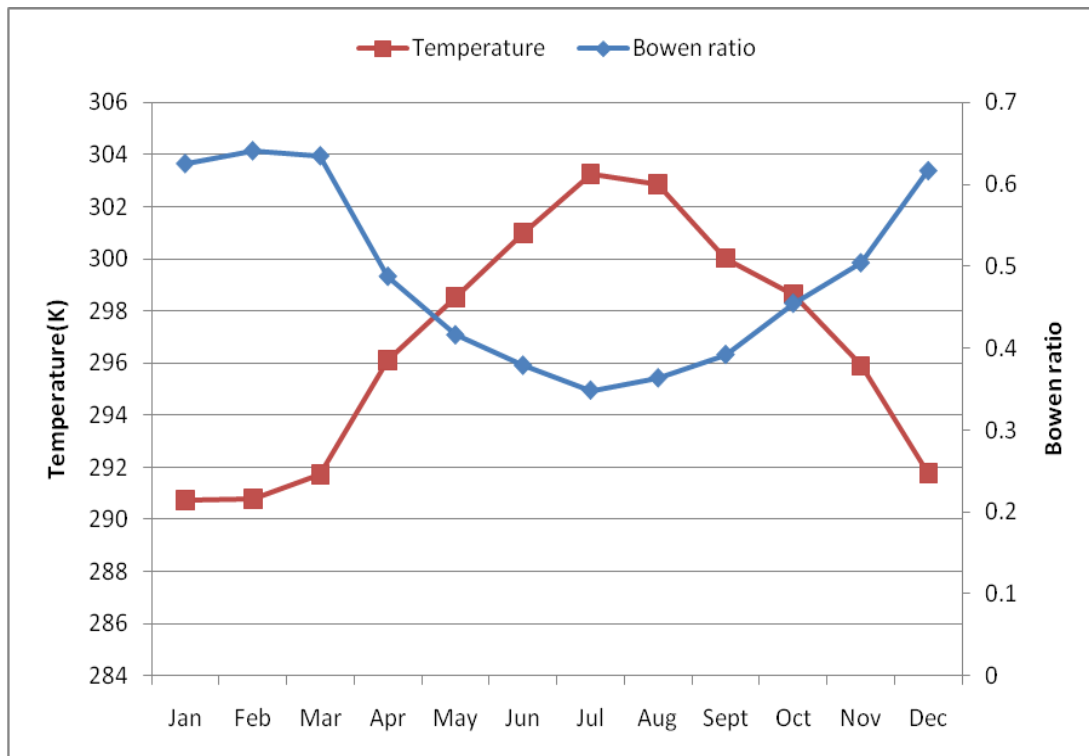


圖 4.1.2 台北測站包溫比和相對濕度、氣溫全年月平均關係變化圖

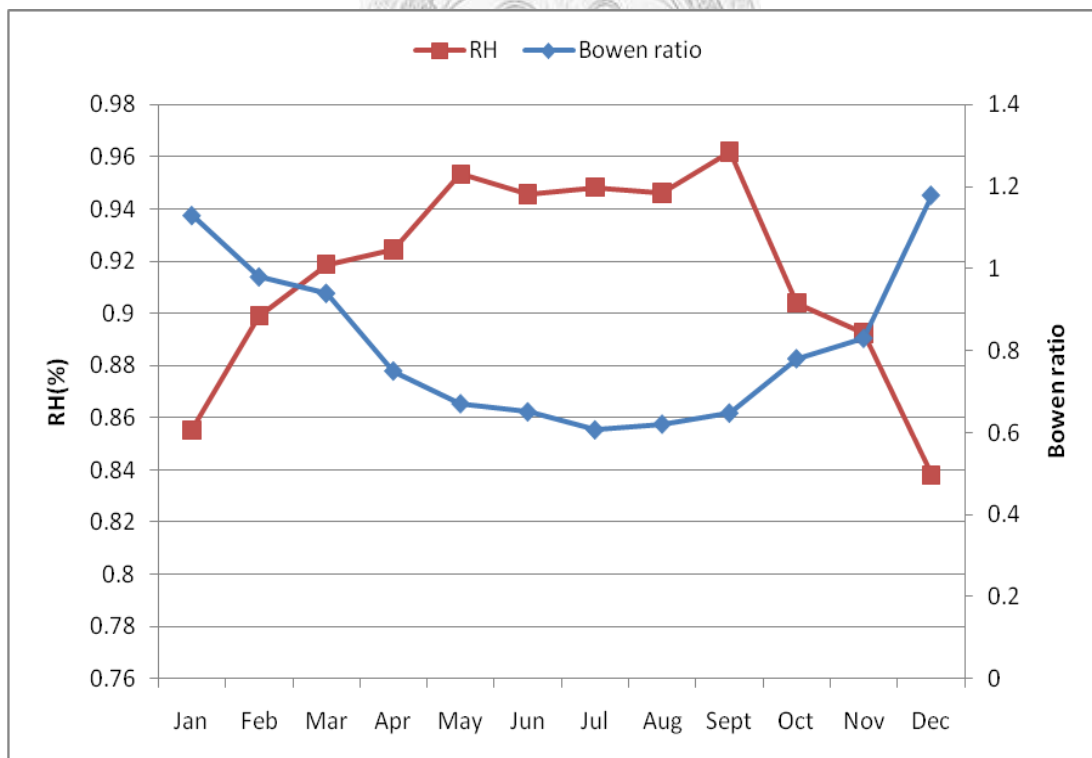
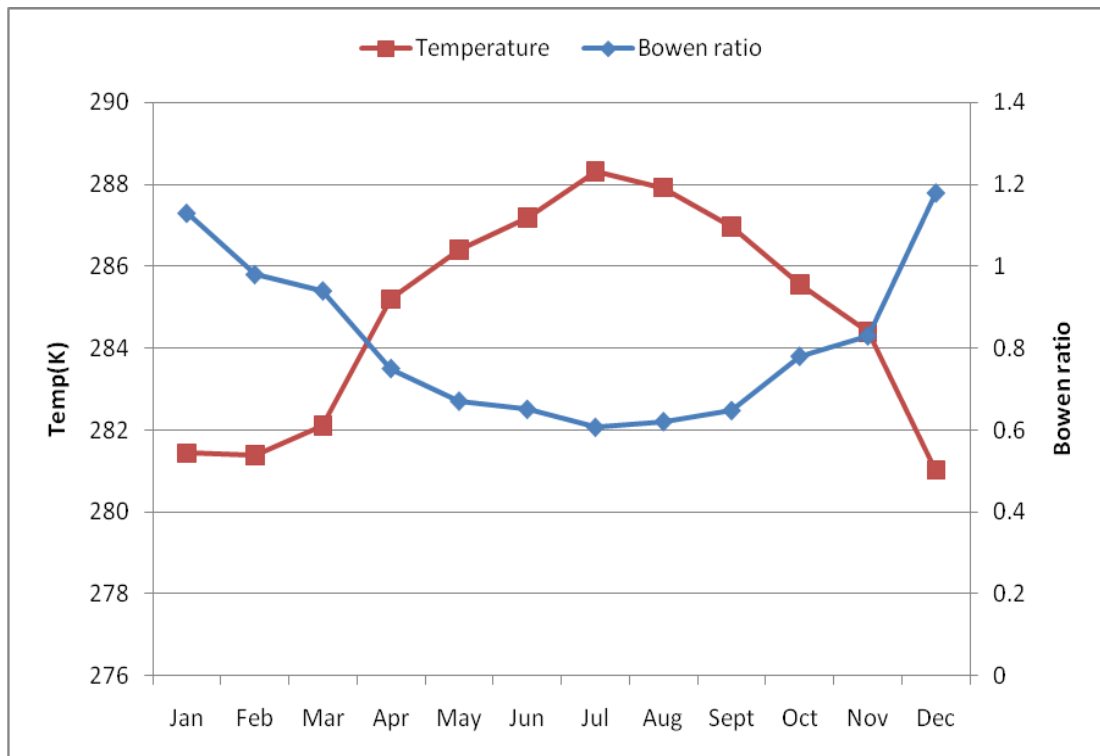


圖 4.1.3 阿里山測站包溫比和相對濕度、氣溫全年月平均關係變化圖

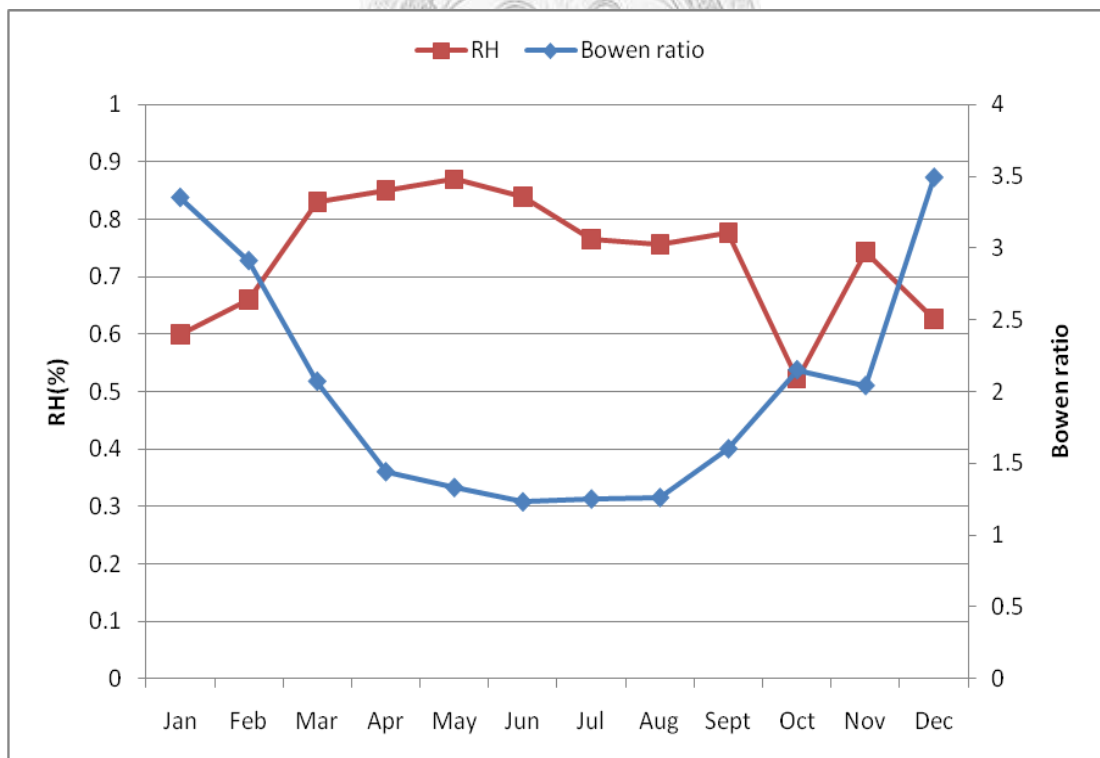
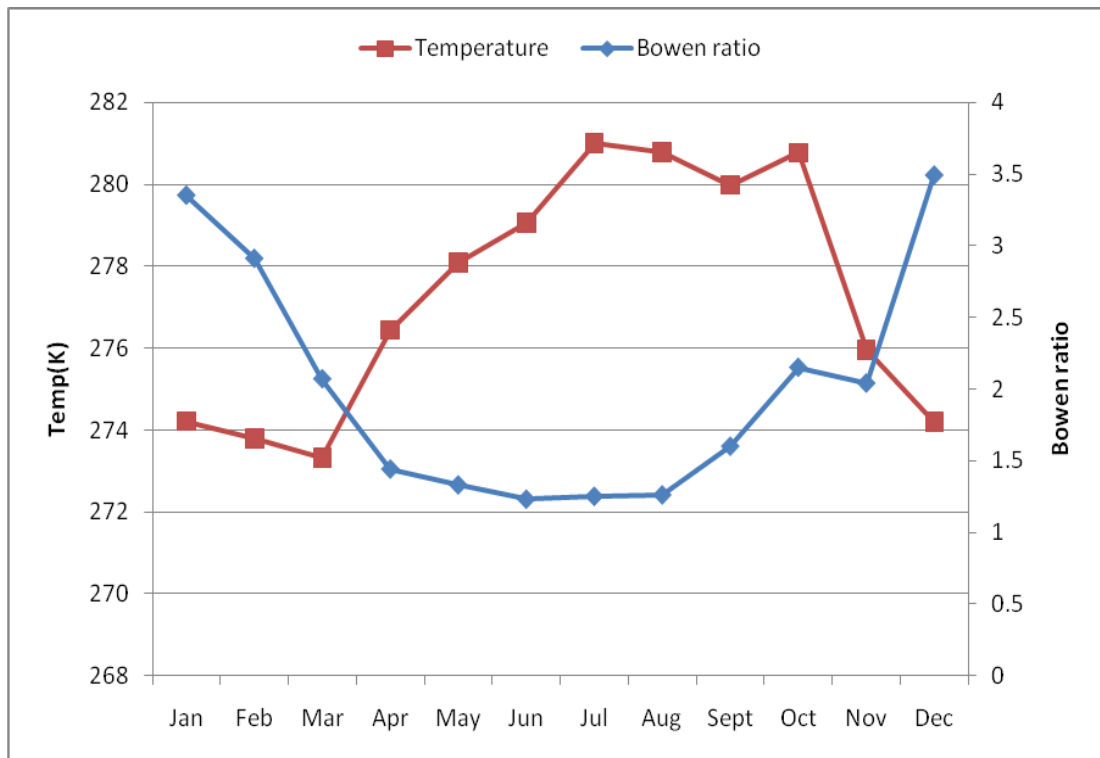


圖 4.1.4 玉山測站包溫比和相對濕度、氣溫全年月平均關係變化圖

## 4.2 模擬案例氣象參數分析

此節將以各個氣象參數與包溫比、潛熱通量和可感熱通量用案例分析的方式，來討論本研究模擬包溫比之結果，進而評估本研究包溫比預測方程式之發展趨勢。案例分析將分成三個部分包溫比、潛熱通量和可感熱通量進行討論。

圖 4.2.1 為 2006 年 1 月 19 日至 1 月 21 日和 7 月 21 日至 7 月 23 日板橋測站模擬期間利用 方程式所求得之日間逐時包溫比、靜輻射量、可感熱通量和潛熱通量變化情形，上圖中日間包溫比從 19 日開始在 0.45 至 0.5 之間上下迴盪，20 日隨著日間淨輻射量減少的影響使包溫比向上攀升 0.51 至 0.58，21 日包溫比介於 0.6 至 0.65 之間；下圖中為日間包溫比變化在模擬 21 日到 23 日的三天期間內沒有明顯的變化，數值介於 0.31 至 0.35 之間。而在通量方面上圖模擬期間屬於冬季(大寒)，太陽直射南半球，日照時間短，在淨輻射量較低的情況下，分配給可感熱通量和潛熱通量自然就短少，除了在 19 日淨輻射量還有達到  $294(\text{Wm}^{-2})$ ，其他 20、21 日淨輻射量都沒超  $80(\text{Wm}^{-2})$ ；下圖模擬期間屬於夏季(大夏)，太陽直射北半球，日照時間長，再淨輻射量充足的情況下，可感熱通量和潛熱通量明顯比冬季要來的高，在這三天期間除了 22 號淨輻射量受到其他天氣因素的影響不足  $500(\text{Wm}^{-2})$  以外，另外兩天最大淨輻射量皆大於  $700(\text{Wm}^{-2})$ 。而在可感熱

通量和潛熱通量的分配，由於台灣屬於海島型氣候，夏季是高溫高濕的天氣，所以即使是在都市區潛熱通量所佔的比例是相當可觀的，包溫比也都介於 0.3 至 0.4 之間。

由式【2-11】來看，影響日間可感熱通量最主要的氣象參數是天空的雲覆量。在日間天空雲覆量的多寡，影響到太陽短波輻射提供能量至地表，當地表得到的淨輻射量減少相對的能提供給可感熱通量和潛熱通量的量就減少了；在夜間天空雲覆量的多寡，則影響地表長波輻射量的反射，當夜間天空雲覆量多時，可以反射地表所散出的長波輻射能量，讓地表在夜間降溫的速度趨緩。圖 4.2.2 為 2006 年 1 月 19 日至 1 月 21 日和 7 月 21 日至 7 月 23 日板橋測站可感熱通量與天空雲覆量的關係圖，上圖可以看出 19 日日間的雲覆量在正午時，明顯比 20 日 21 日日間的雲覆量來的低，使得可感熱通量再 19 日正午時比 20 日 21 日要來的高；下圖可以看出在 21 日 23 日日間期間雲覆量從早上 7 點一直到 11 點隨著時間雲覆量漸少，而可感熱通量也隨之增加越多，到了下午雲覆量開始漸多時，可感熱通量也越趨越少，在 22 日日間相較於前後兩天正午時間雲覆量較多，因此可感熱通量的發展受到限制，比前後兩天來的低。

可感熱通量是影響日間混合層高度的主要因素之一，也就是日間混合層主要由熱力紊流機制影響，當可感熱通量越大，熱力紊流就越

強，因此圖 4.2.3 上圖中看出混合層高度在 19 日相較於其他兩日為高，可感熱通量也呈現相同的關係；下圖中 21 日 23 日兩日的混合層高度較 22 日混合層高度高。夜間由於太陽短波輻射不在提供能量來維持混合層高度，使得夜間混合層不再是由熱力紊流來發展混合層，而是機械紊流發展，因此夜間混合層高度的影響因子是摩擦風速，圖 4.2.4 可以看出在夜間摩擦風速較大確實使得混合層高度較高。



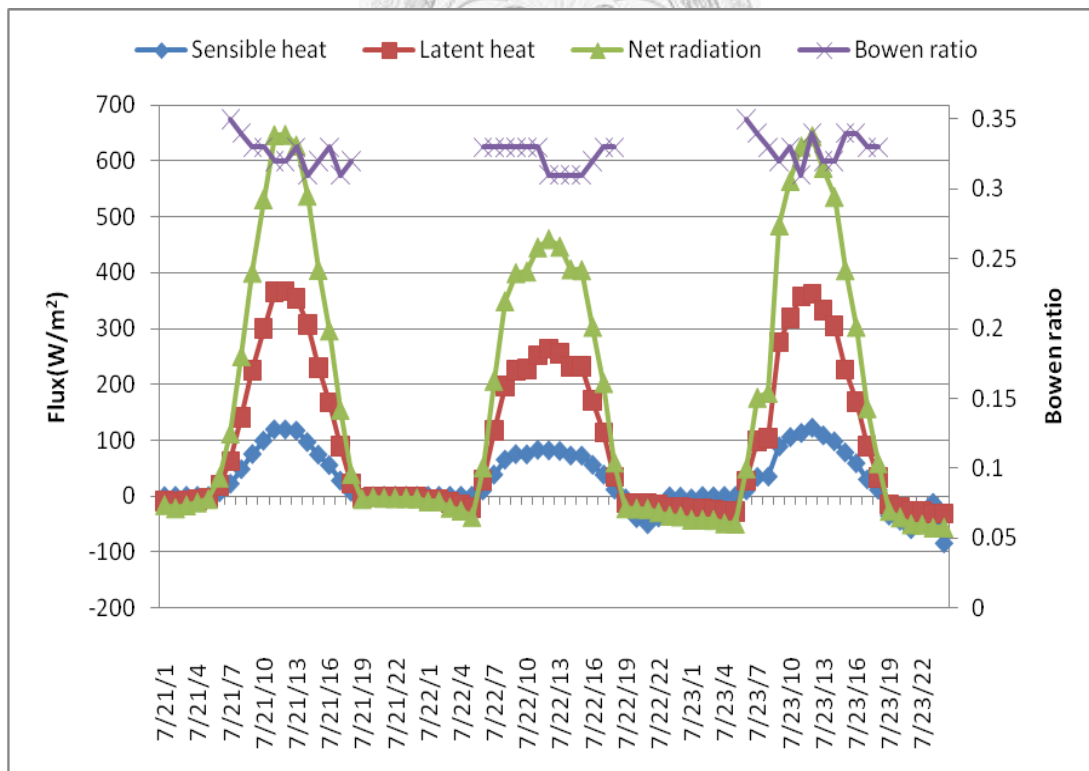
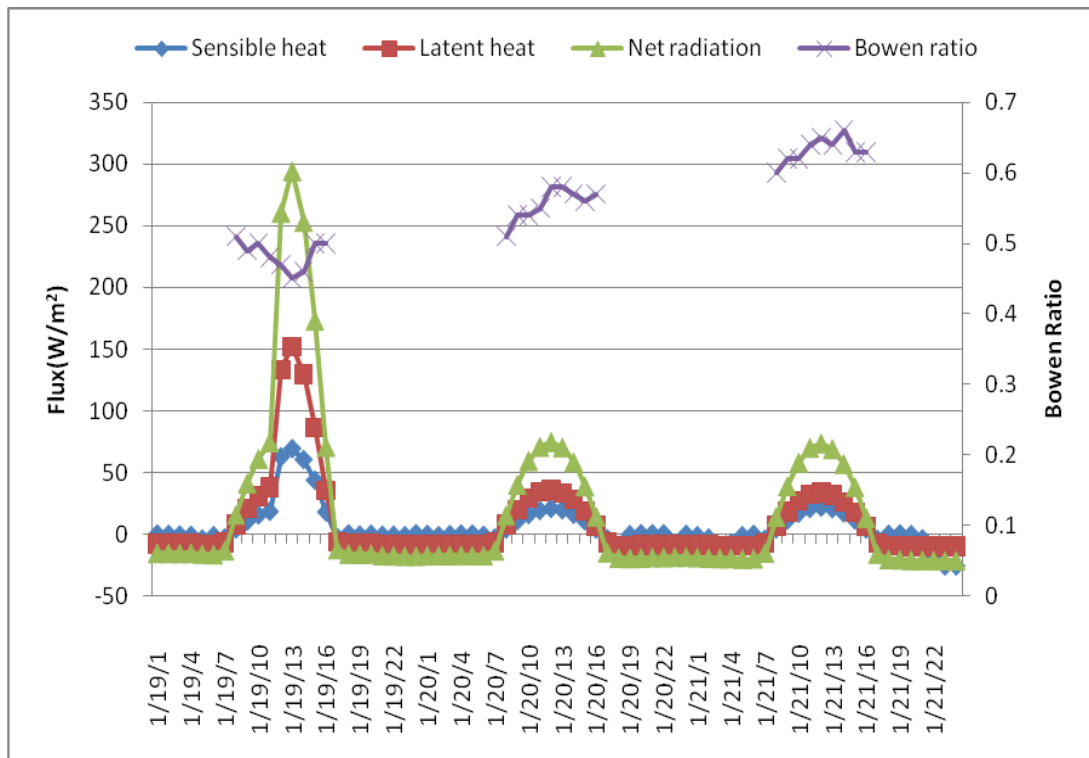


圖 4.2.1 板橋站案例期間包溫比與熱通量變化關係圖

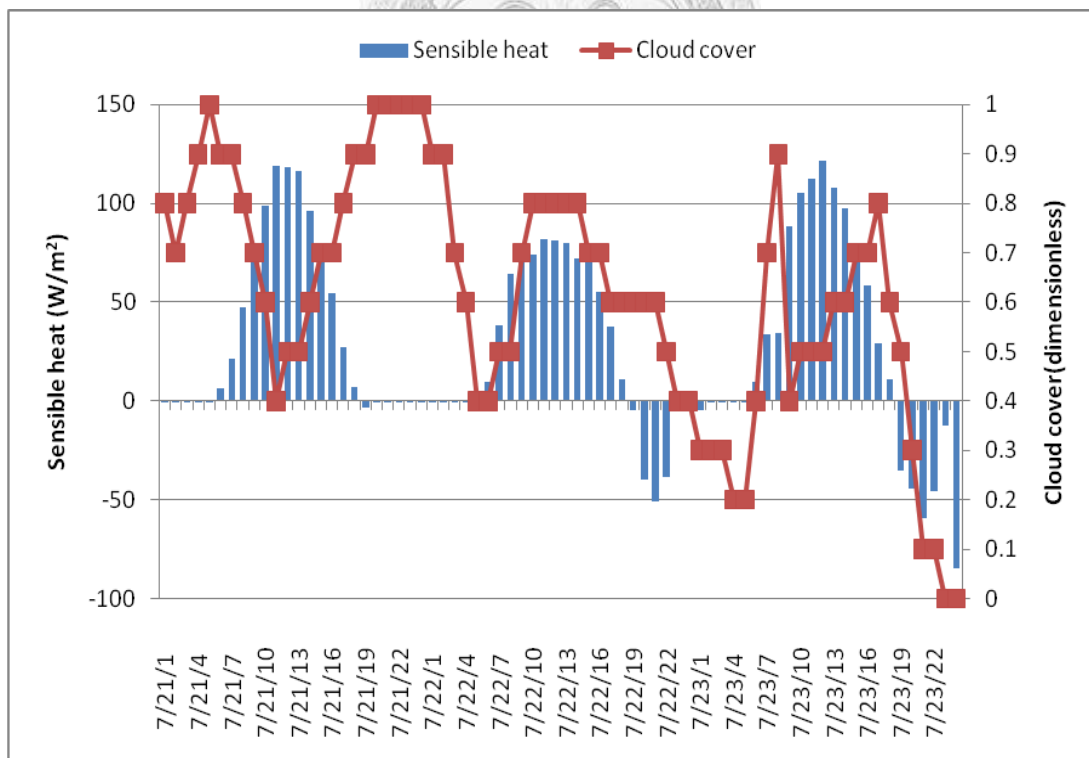
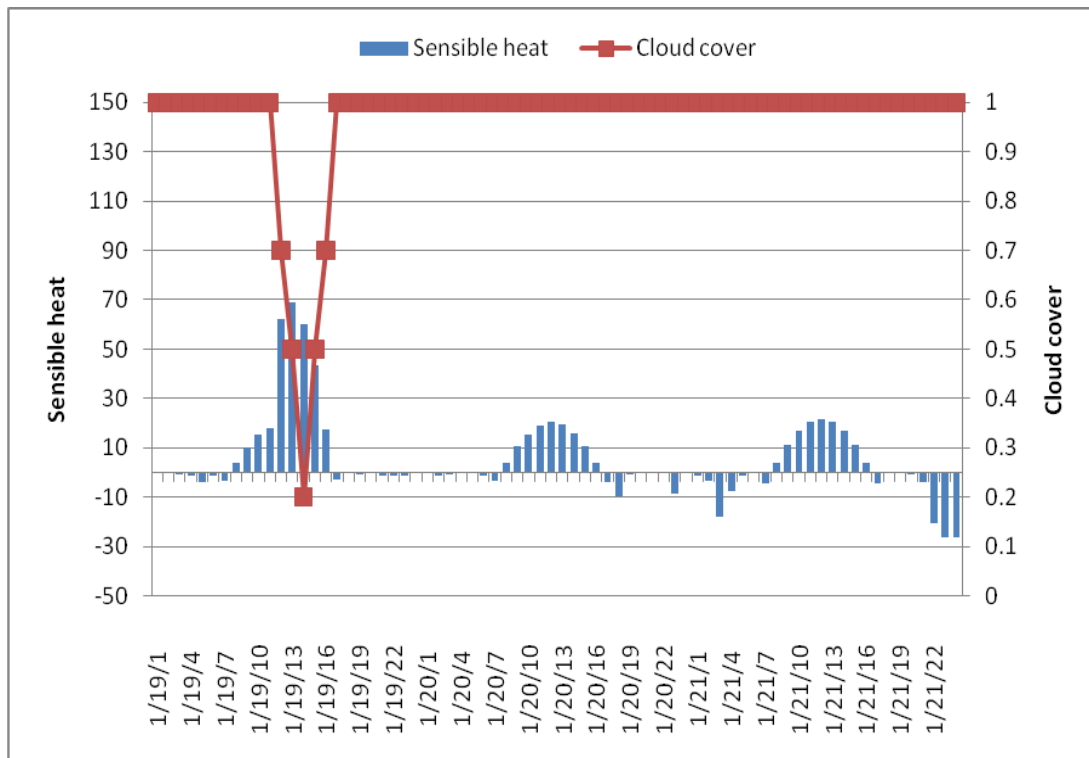


圖 4.2.2 板橋站案例期間可感熱通量與雲覆量變化關係圖

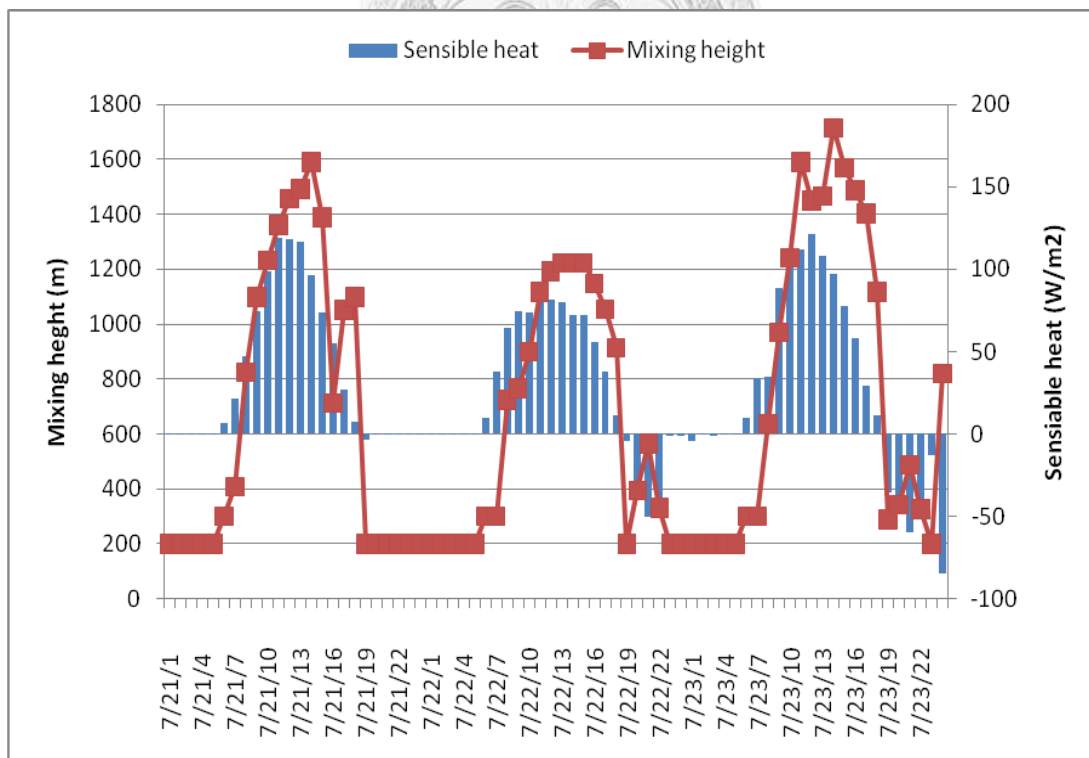
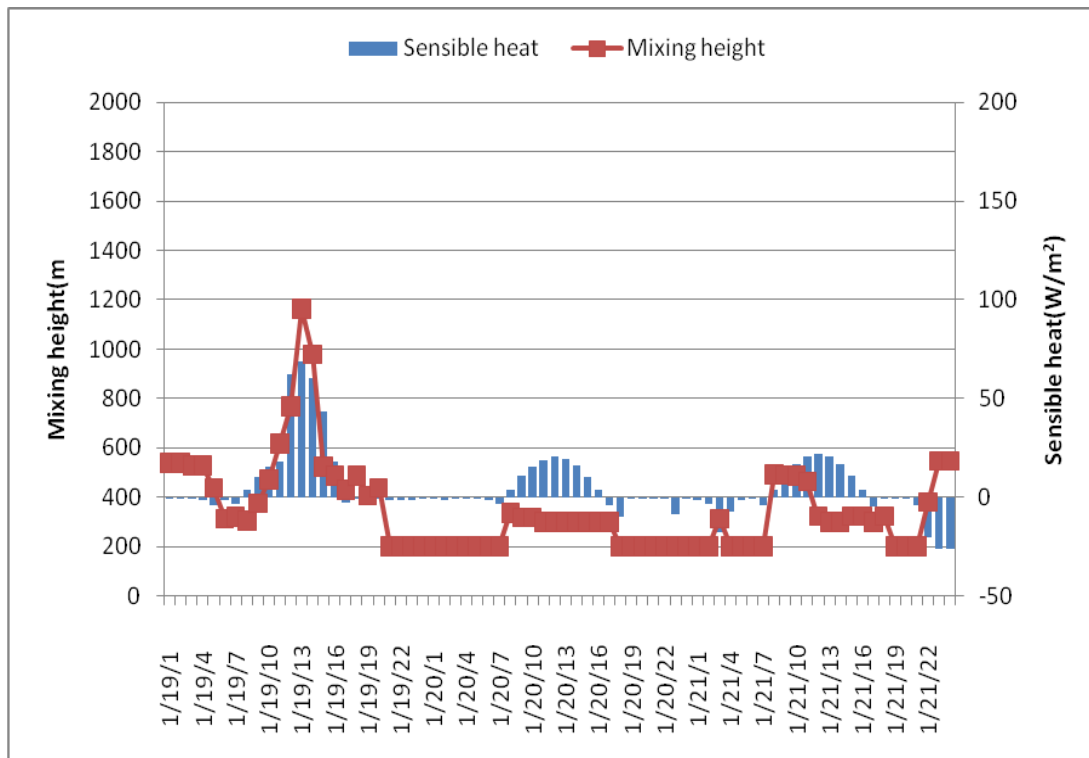


圖 4.2.3 板橋站案例期間可感熱通量與混合層高度變化關係圖

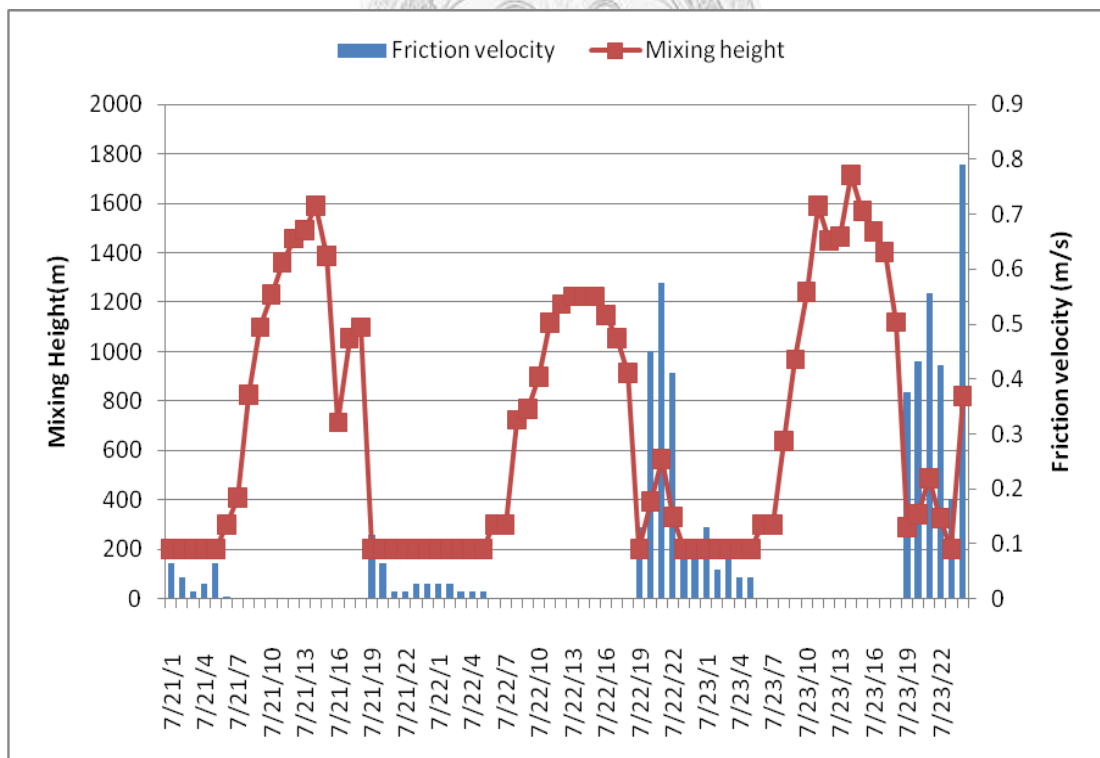
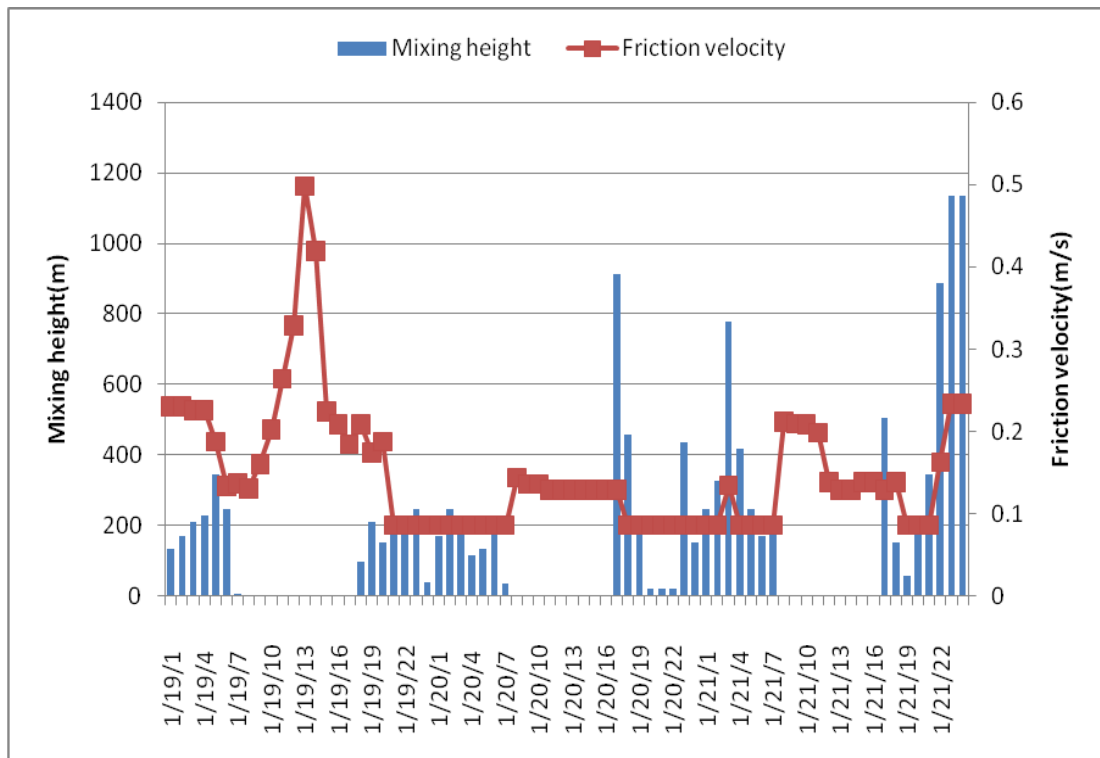


圖 4.2.4 板橋站案例期間摩擦風速與混合層高度變化關係圖

潛熱通量(蒸發散量)主要由蒸發面附近之各種氣象條件來決定。蒸發是水轉換為水蒸汽的現象，須要能量的供給才能發生，當地面及水面受到太陽短波輻射，蒸發會加速。但雲層能阻止部分太陽短波輻射到達地表面，將減低能量的供給，減緩蒸發過程。圖 4.2.5 為模擬期間潛熱通量和溫度的變化關係圖，由上圖可以看出潛熱通量值在冬季 19 日午後 1 點時有最大值，而當時的氣溫也達到 19 日的最高值，之後隨著氣溫往下降，潛熱通量也開始有向下的趨勢，在 20 和 21 日受到大陸冷氣團南下的影響，氣溫持續的向下探底，潛熱通量明顯也比 19 日的通量來的少，潛熱通量和氣溫的關係就沒有 19 日來的明顯，但還是看得出來在溫度低的情況下，潛熱通量在 20 日和 21 日日間發展受到限制；下圖潛熱通量在夏季 21 日、22 日和 23 日中潛熱通量都隨著早上到正午遞增，正午到下午通量值開始向下遞減，而溫度除了在 23 日接近 12 點至下午 1 點時有稍微下降外，其他皆有和潛熱通量一樣的趨勢。

天空雲覆量不僅是影響可感熱通量的氣象參數也是同時影響潛熱通量的氣象參數。圖 4.2.6 上圖雲覆量在 19 日從早上 10 點開始下降一直到下午 2 點為止又開始上升，直到下午 5 點為止到 23 日雲覆量一直最大，因此潛熱通量和可感熱通量一樣受制於太陽短波輻射被雲層所阻擋無法涉入地表，使得 22 日和 23 日潛熱通量發展較 19 日

為低；下圖 21 日和 23 日雲覆量發展都是由早上至正午雲覆量越趨越少，正午過後至下午雲覆量越趨越大，而 22 日早上 10 點至下午 2 點雲覆量較另外兩日為高，因此潛熱通量的發展較另外兩日為低。

風吹過水面上空，可以帶走水面上之水汽，使得蒸發逸出之水汽含量，難達到飽和。一般相信，風速越大會促進蒸發。圖 4.2.7 上圖 19 日日間風速從早上 7 點開始一直到下午 2 點為止一直上下跳動，但是有增加的趨勢，到了下午 2 點以後風速開始降低一直到下午 5 點，潛熱通量也有一樣的趨勢，不過因為此趨勢與淨輻射量的提供有更好的相關性，且 20 日和 21 日受到大陸冷氣團影響，風速開始增強，但潛熱通量在日間的量受制於淨輻射量的提供減少，沒有因風速的增強而增加潛熱通量，因此在這邊沒有明顯的相關性；下圖 21 日和 23 日日間風速由 7 點開始增加，到了接近正午時風速開始迅速的下降，接著到了下午 1 點風速又開始上升，而 22 日風速由早上開始持續增加，直到下午 2 點達最高值，其後開始下降到傍晚 5 點。由日間逐時風速變化與潛熱通量的變化關係圖中沒有明顯的顯示出風速影響了潛熱通量的發展，因此將時間尺度拉長以日間的平均風速與平均潛熱通量做平均，並以降雨量合起來討論，如圖 4.2.8 上圖為冬季 1 月份，潛熱通量在 5 日至 9 日和 20 日至 27 日這兩段期間潛熱通量發展一直低迷，其原因在 5 日至 9 日期間，受鋒面伴隨大陸冷氣團南下的影響，

使得氣溫下降，在北部有降雨的天氣，使得潛熱通量的發展受到限制。20日至23日受到另一波大陸冷氣團影響，24日至29日雖然冷氣團減弱，但仍有不少降雨如圖4.2.9上圖，使得潛熱通量處於低處。在其他沒受到冷氣團及降雨影響期間1日至3日和13日至15日中，風速在2日潛熱通量較小的時候風速較大，反而在1日和3日潛熱通量較大時風速較小，在13日至15日這段期間風速就與潛熱通量有一致性的趨勢。圖4.2.8下圖為夏季7月份，是颱風侵台的季節，這月分發生三次颱風入境，分別在8日至9日、12日至14日和24日至25日，在這幾段時間日間的潛熱通量受到颱風帶來豪雨和淨輻射量受到的限制的影響，使得潛熱通量發展也跟著受到限制，而颱風前後受到外圍西南氣流之影響，也有陣雨發生。在1日至6日、28日至29日，潛熱通量有向上發展的趨勢，而風速也有增強的趨勢，而17日至22日之間，風速和潛熱通量較沒明顯的起伏。降雨量部分如圖4.2.9下圖，在8日至10日、12日至16日和24日至27日有降雨量的時段，潛熱通量隨著降雨量的增加受到限制，在其後沒有降雨量的時段潛熱通量，在有足夠水分、淨輻射量充足的情況下，蒸發機會多，潛熱通量向上發展。

氣壓與分子的密度有關，當氣壓增高，顯示空氣分子密集，在密集分子之空氣中，水分子想蒸發進入空氣中，較為困難。故當氣壓增

加時蒸發將隨之而減低，如圖 4.2.10 上圖 19 日上午 7 點潛熱通量隨著氣壓的降低，而逐漸的升高，到了下午 2 點氣壓達到最低 100.83(kpa)，隨後潛熱通量開始越趨越少，而氣壓族越來越高。到了 20 日至 21 日氣壓值開始持續向上攀升，而潛熱通量相較於 19 日的發展低了許多。圖 4.2.10 下圖 21 日至 23 日，氣壓皆於上午 8 點時開始向下的遞減，約在下午 2 至 3 點時達到最低值，之後再向上攀升，潛熱通量也有類似的趨勢。

當空氣相對濕度升高時，由於空氣中的水汽增加了，使得空氣中能夠接納的水汽量相對就減少了，因此當相對濕度增加，則蒸發量就會減緩，如圖 4.2.11 上圖 19 日日間，相對濕度伴隨著潛熱通量的增加而減少，在 20 日至 21 日日間相對濕度明顯比 19 日間來的高，維持在 88% 至 98% 之間，空氣中的含水量高，使得蒸發不易，潛熱通量自然發展的比 19 日來的低。圖 4.2.11 下圖 21 日至 23 日，這三天的相對濕度都在早上 7 點開始下降，直到午後 3 點至 4 點相對濕度開始增加，而潛熱通量也隨著相對濕度的增加而減少。

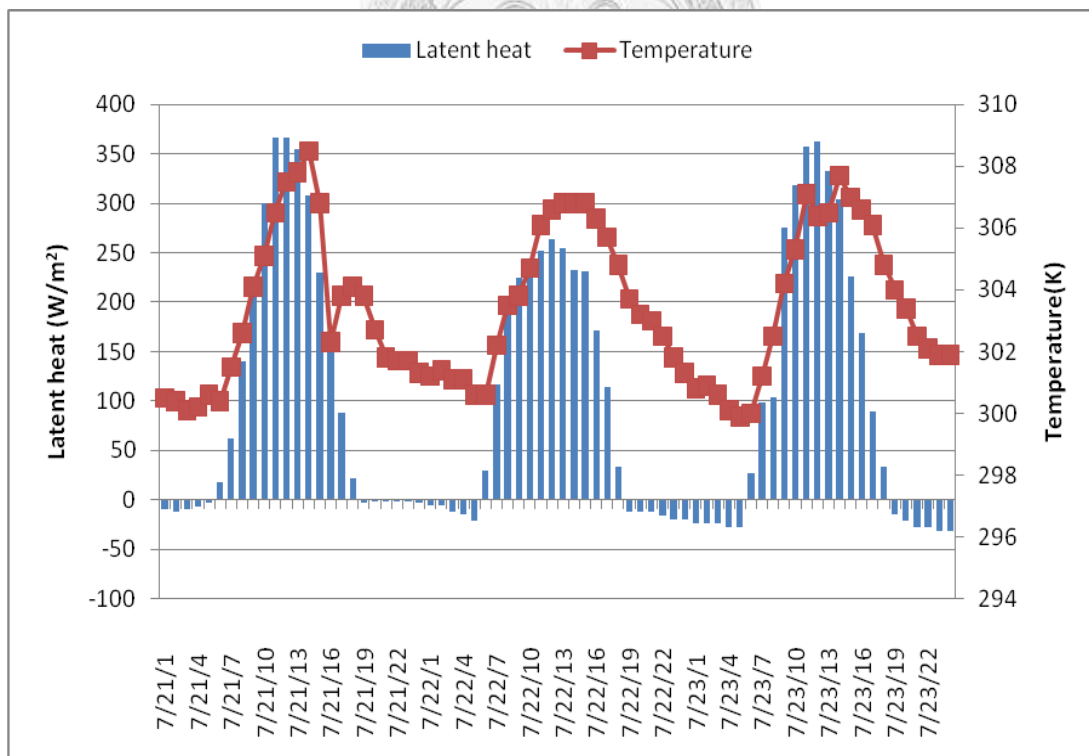
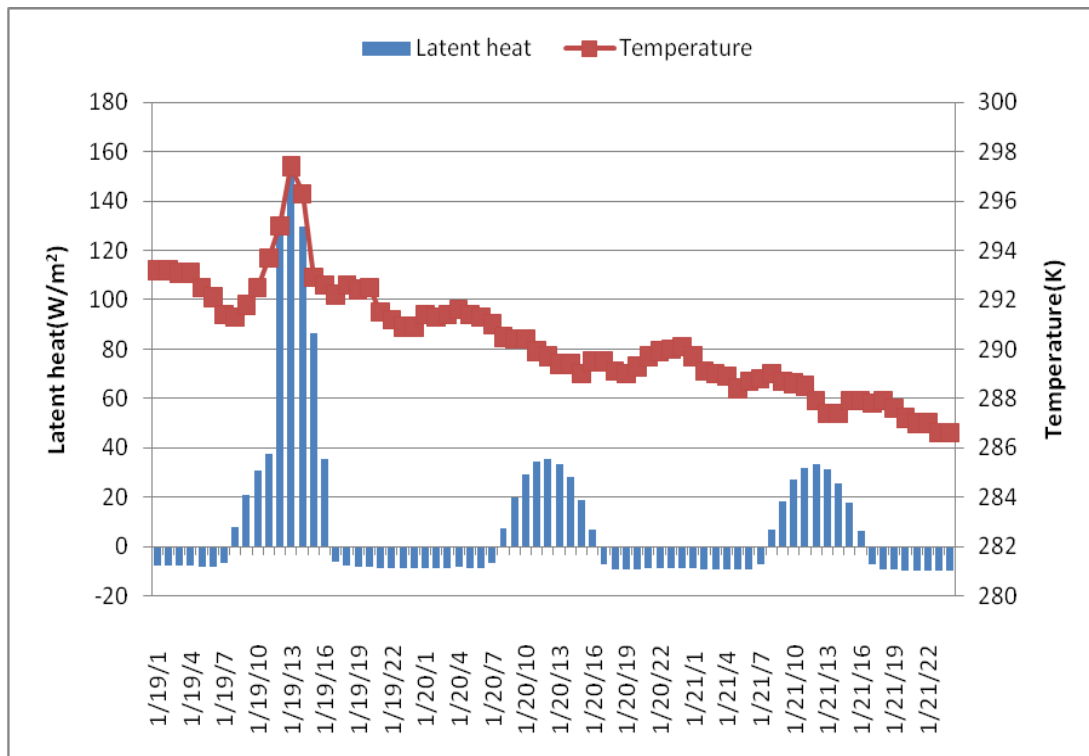


圖 4.2.5 板橋站案例期間潛熱通量與溫度變化關係圖

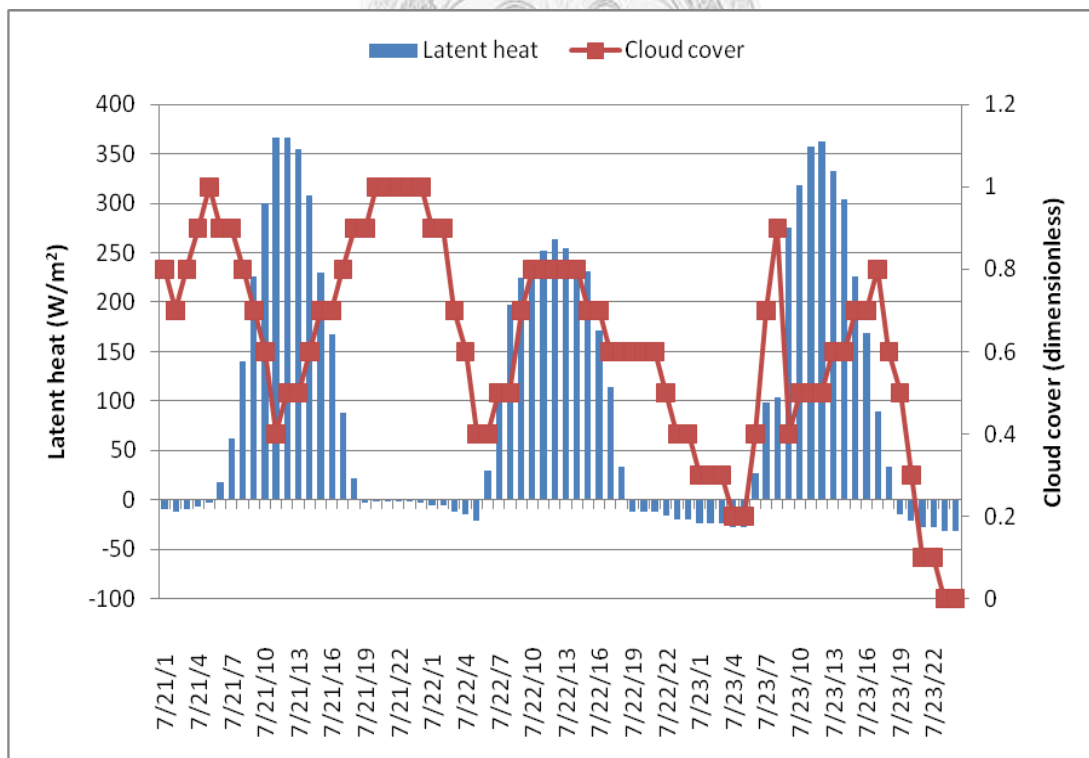
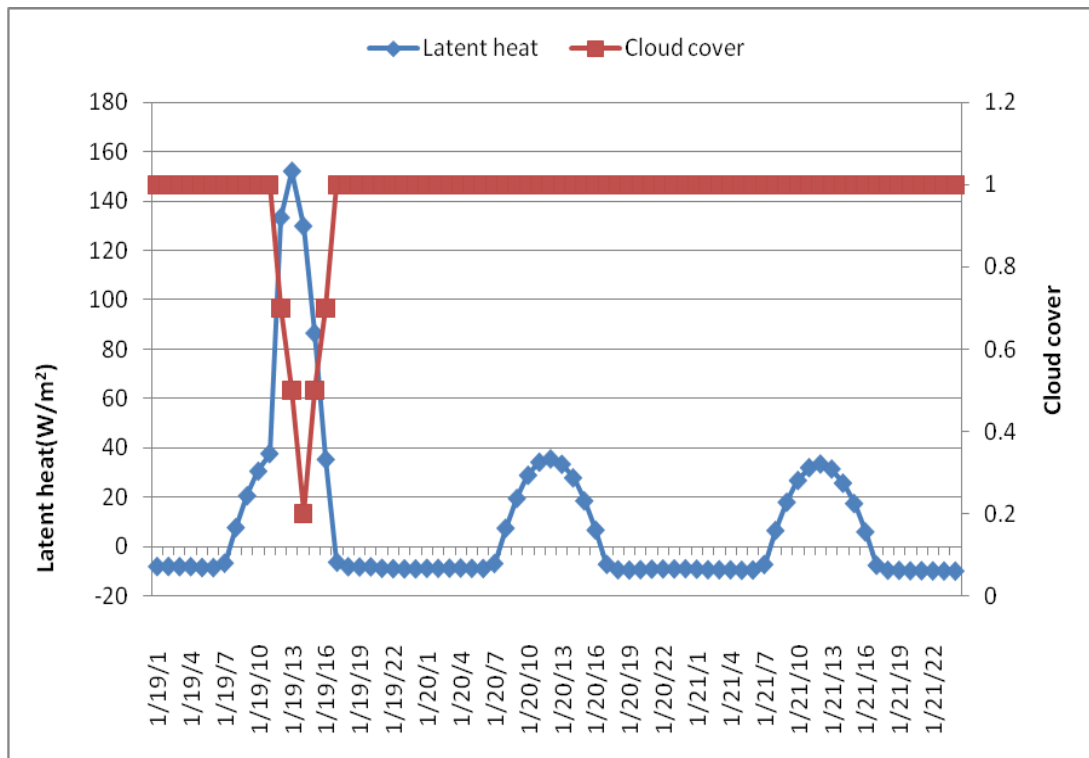


圖 4.2.6 板橋站案例期間潛熱通量與雲覆量變化關係圖

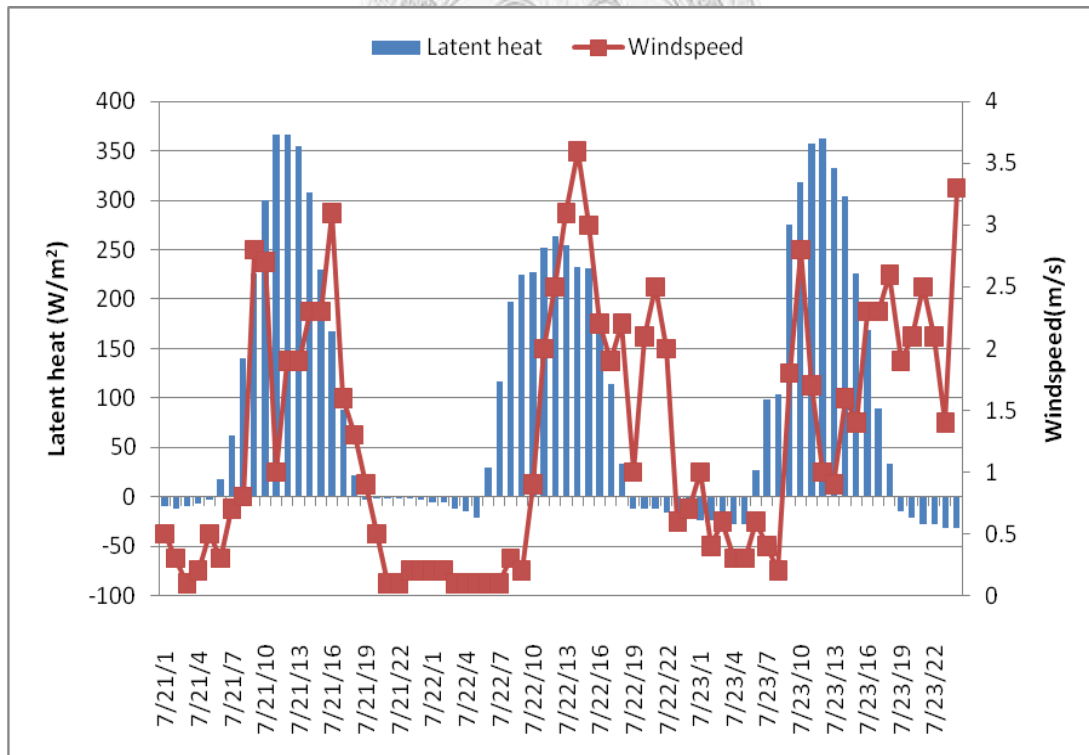
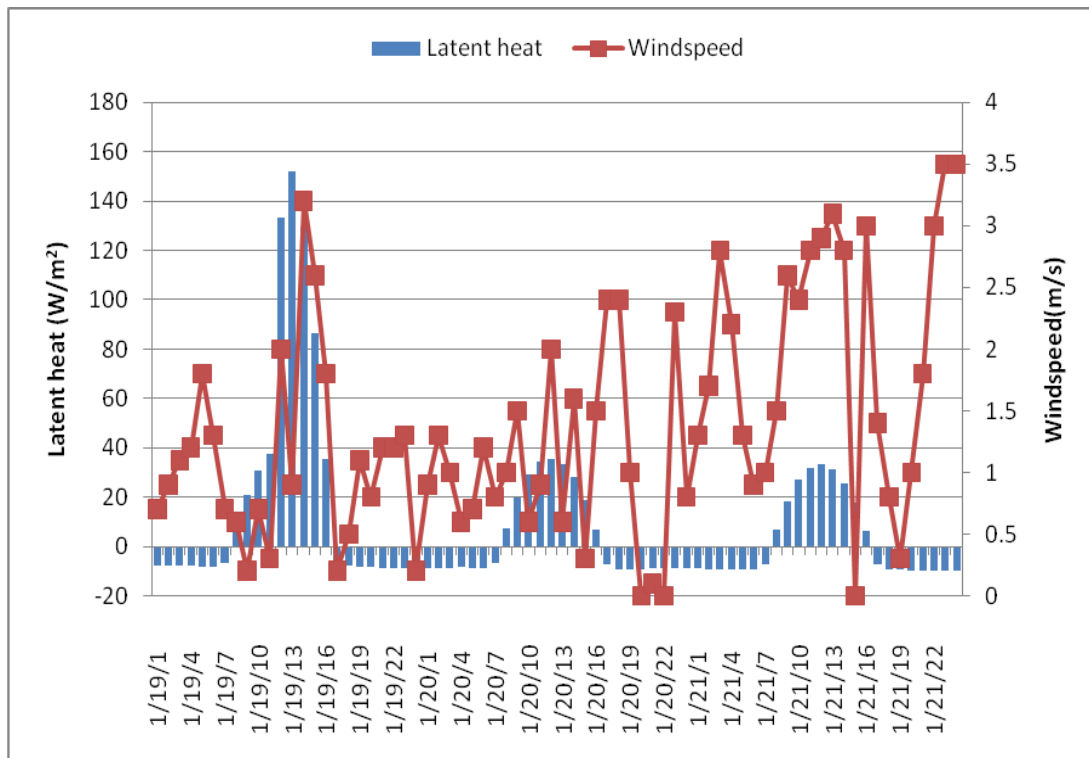


圖 4.2.7 板橋站案例期間潛熱通量與風速變化關係圖

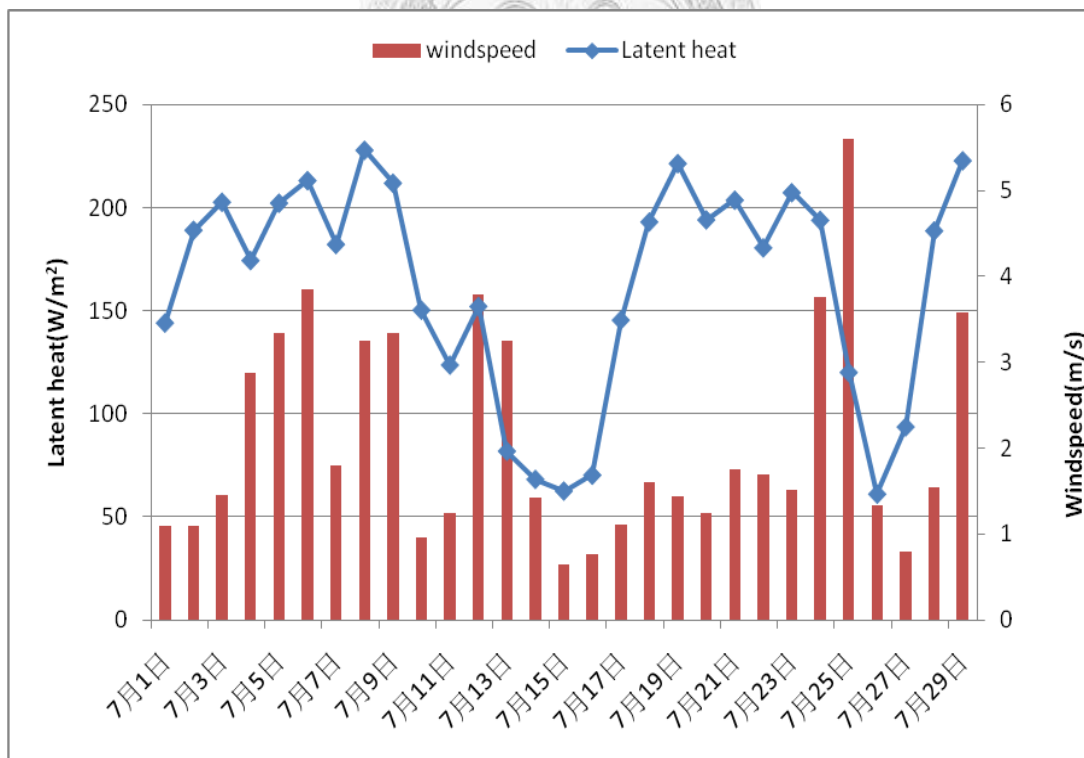
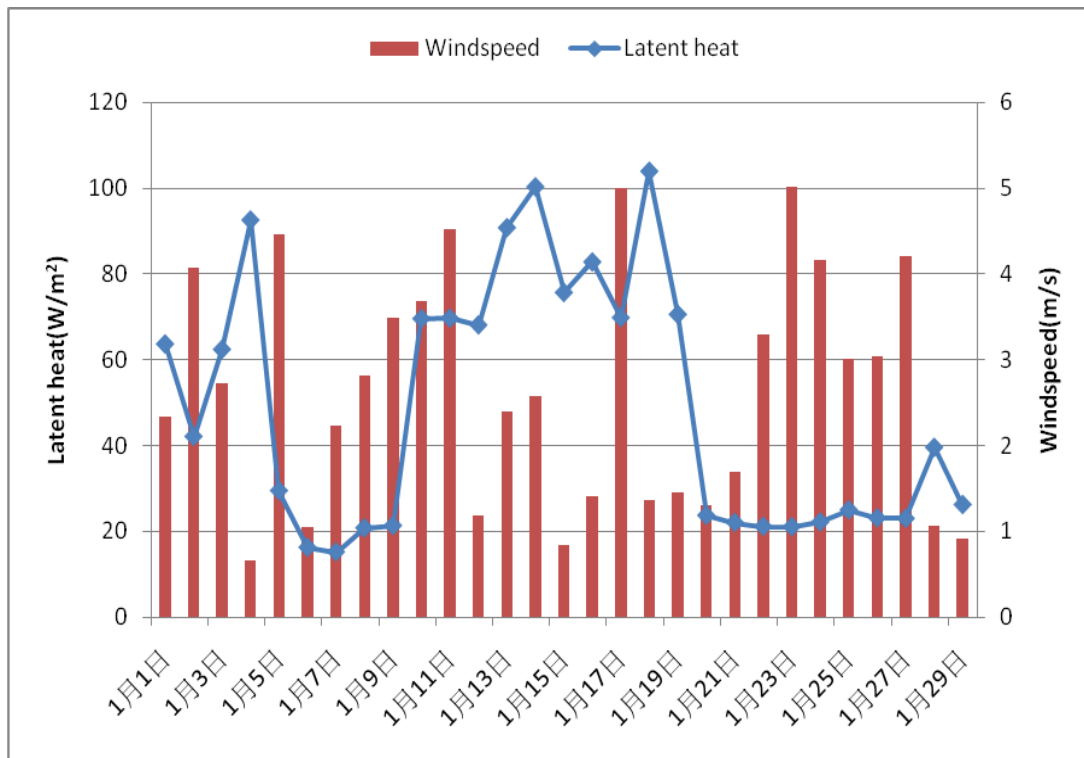


圖 4.2.8 板橋站案例期間日平均潛熱通量與日平均風速變化關係圖

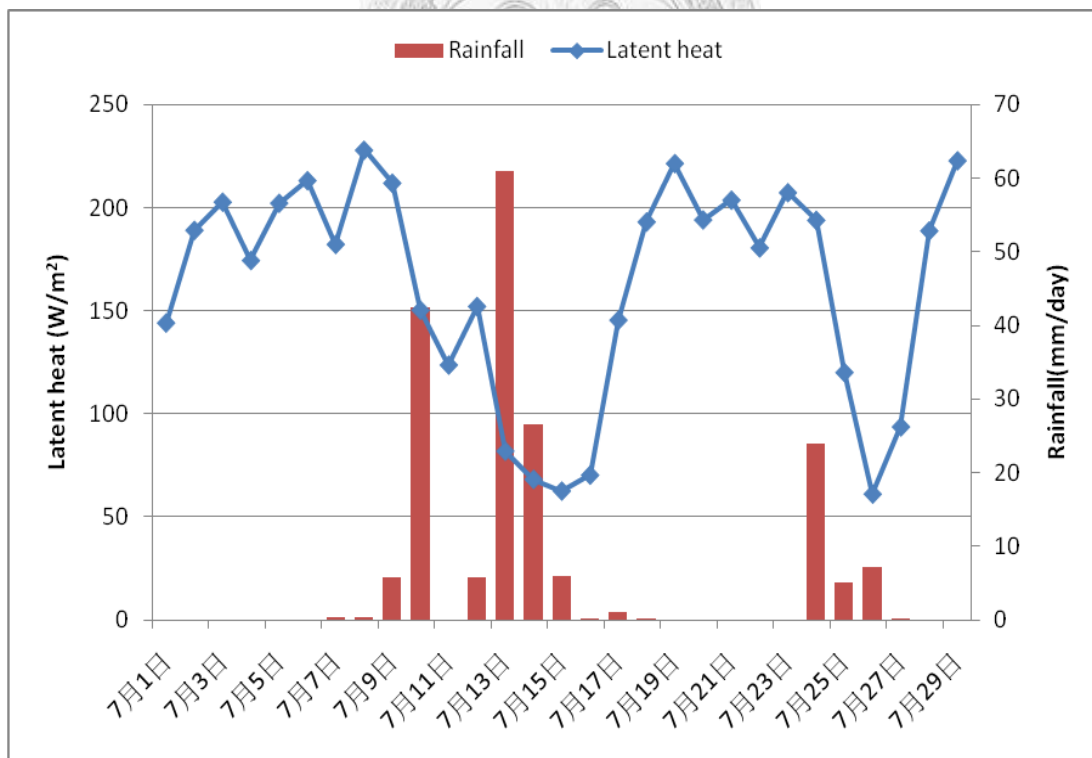
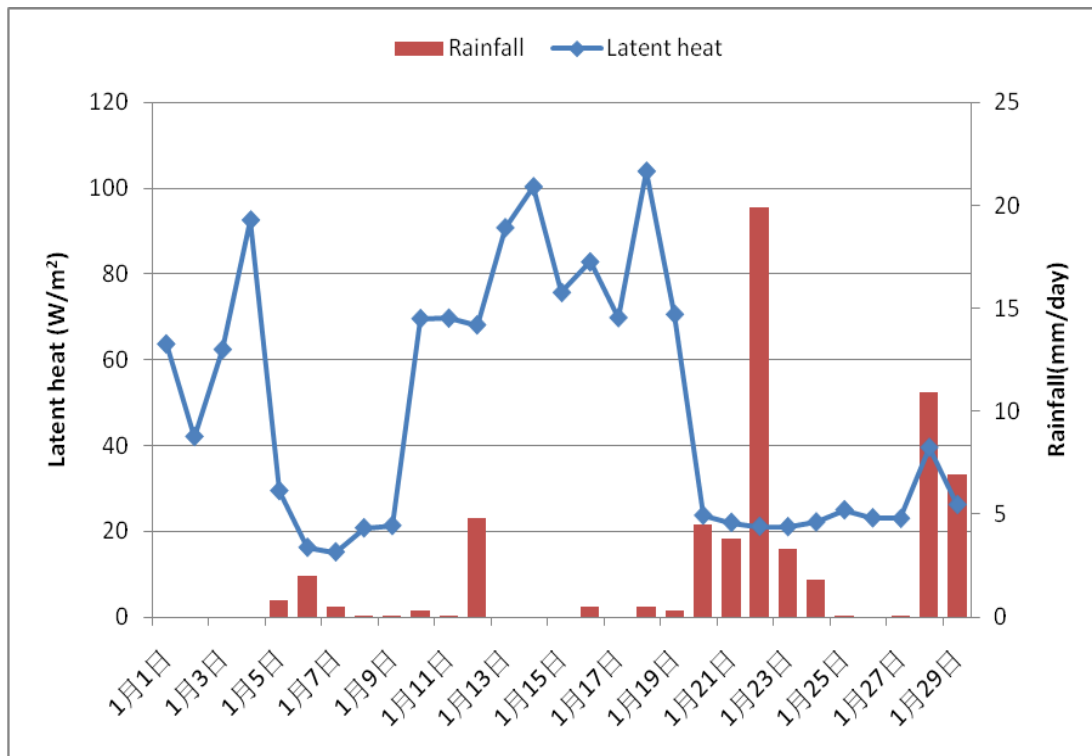


圖 4.2.9 板橋站案例期間日平均潛熱通量與日累積降雨量變化關係圖

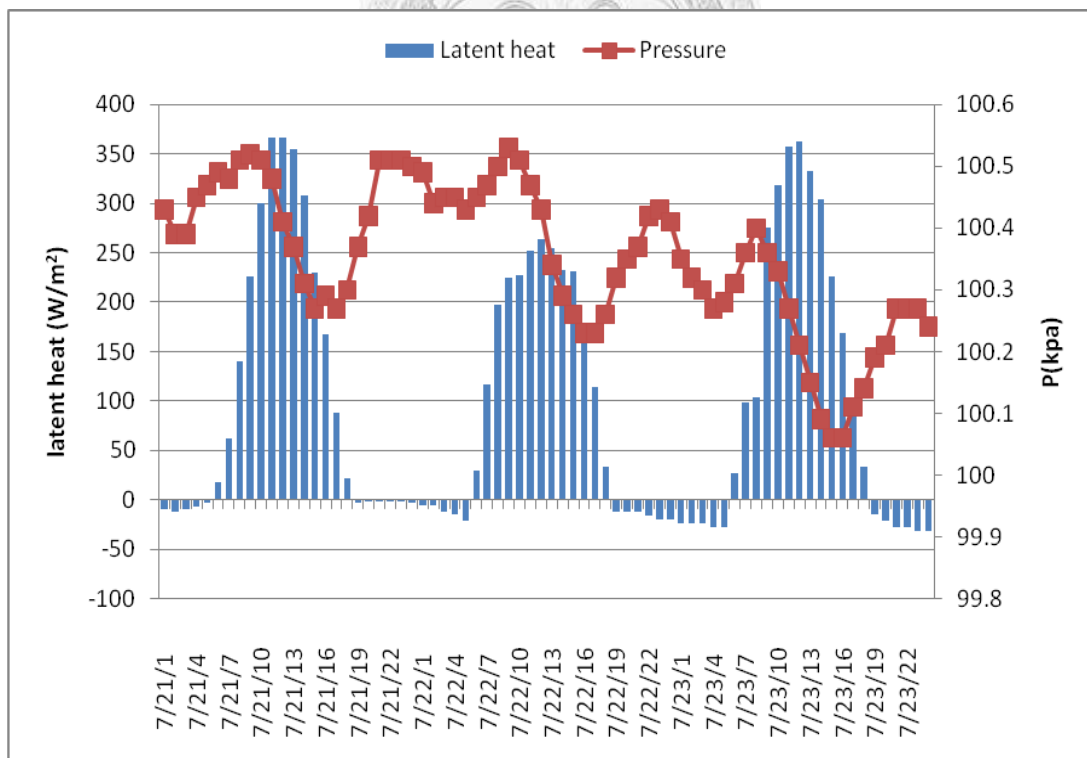
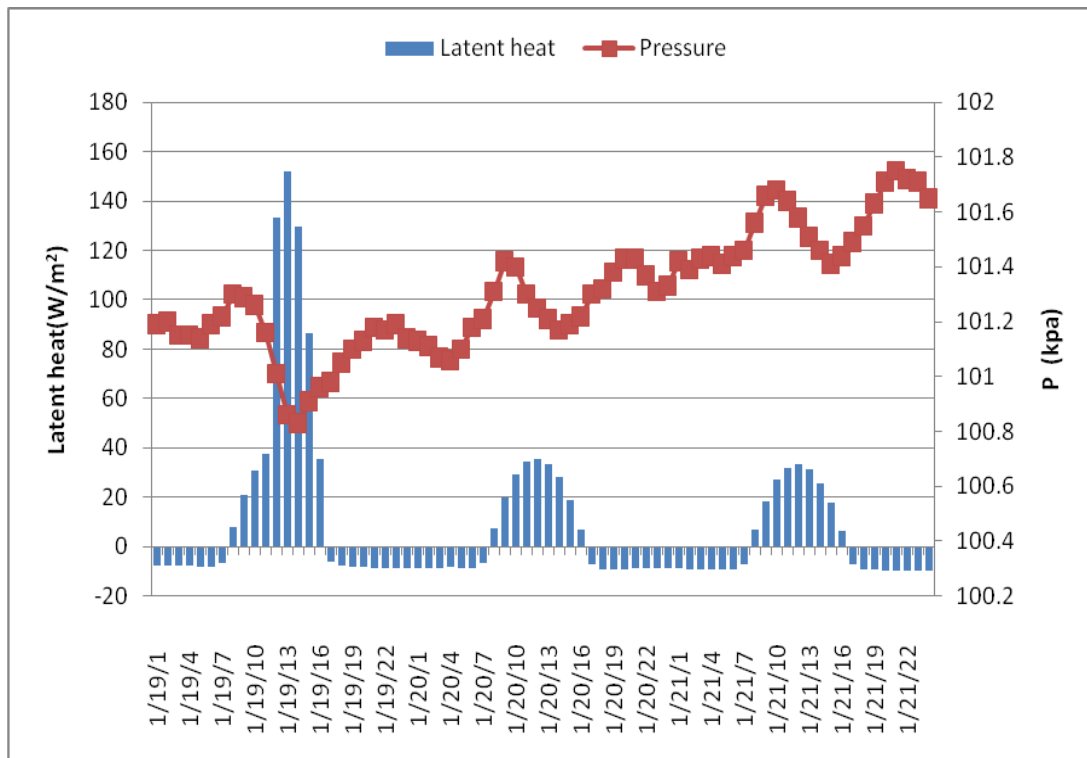


圖 4.2.10 板橋站案例期間潛熱通量與氣壓變化關係圖

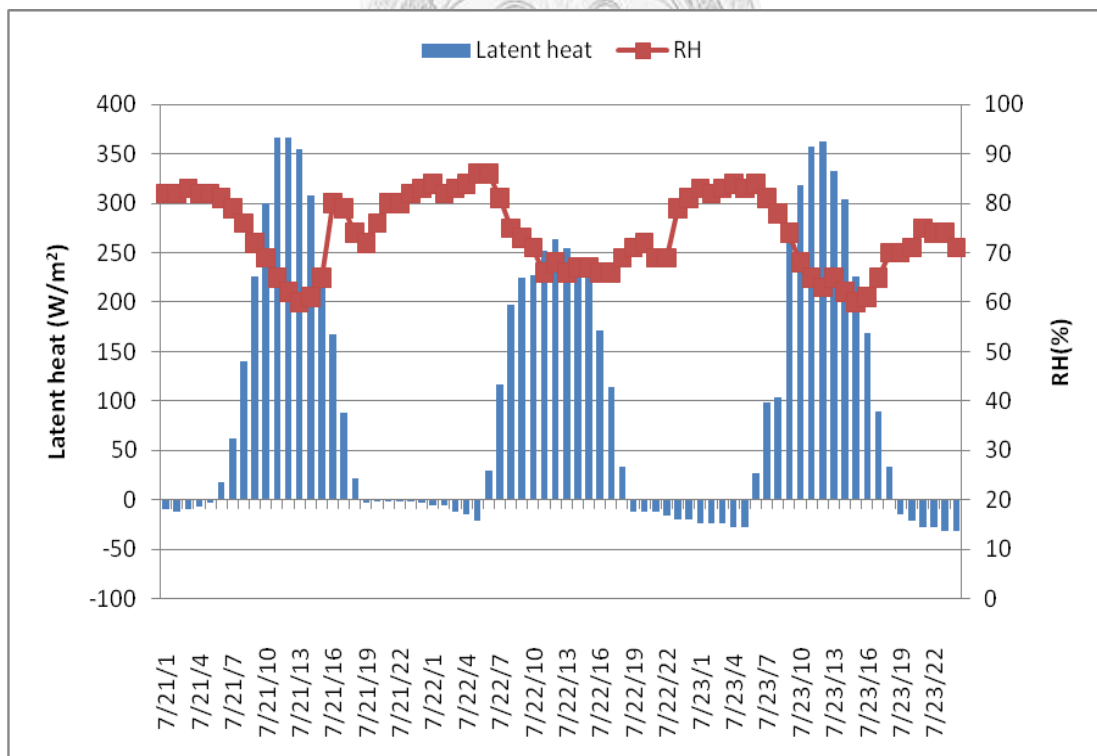
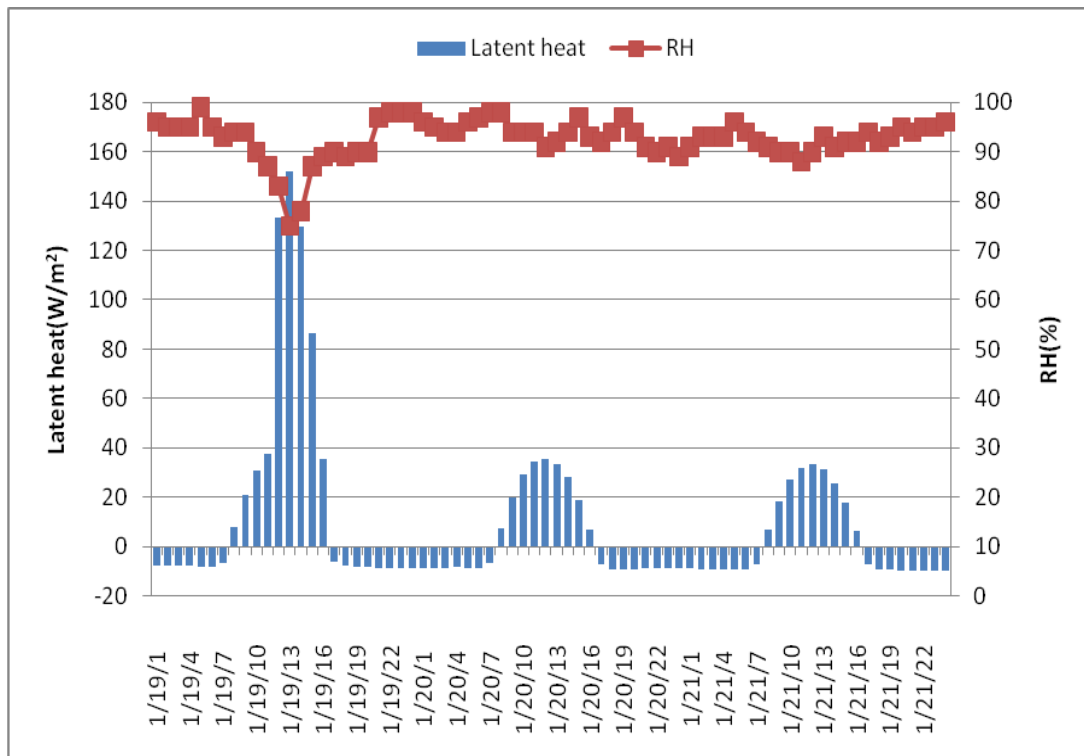


圖 4.2.11 板橋站案例期間潛熱通量與相對濕度變化關係圖

### 4.3 不同包溫比估算方法案例分析(逐時)

此節將以三種包溫比計算方法，Penman-Monteith、Priestley and Taylor 和 Bowen ratio 法計算，來討論本研究模擬包溫比之結果，比較其相關性和發展趨勢，進而評估本包溫比預測方程式之可行性及準確度。

#### 案例一，台北(站)案例

模擬時間：2006 年 1 月 19 日至 2006 年 1 月 21 日。

2006 年 7 月 22 日至 2006 年 7 月 24 日。

模擬地點：中央氣象局台北測站。

#### 案例二，台中(站)案例

模擬時間：2006 年 1 月 19 日至 2006 年 1 月 21 日。

2006 年 7 月 22 日至 2006 年 7 月 24 日。

模擬地點：中央氣象局台中測站。

#### 案例三，宜蘭(站)案例

模擬時間：2006 年 1 月 19 日至 2006 年 1 月 21 日。

2006 年 7 月 22 日至 2006 年 7 月 24 日。

模擬地點：中央氣象局宜蘭測站。

#### 案例四，嘉義(站)案例

模擬時間：2006 年 1 月 19 日至 2006 年 1 月 21 日。

2006 年 7 月 22 日至 2006 年 7 月 24 日。

模擬地點：中央氣象局嘉義測站。

### 4.3.1 包溫比分析

#### 案例一，台北(站)案例

圖 4.3.1 上圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時包溫比變化情形，圖中 Bowen 代表利用本模式所計算之包溫比數值；Priestley 代表利用 Priestley-Taylor 在台灣修正式方程式所估算輸出之包溫比數值；Penman 則代表利用 Penman-Monteith hourly step(or shorter)的估算流程所估算包溫比之輸出數值，模擬的第一天，除了 Penman 以外，其他的估算結果相當一致；Penman 法所計算之包溫比數值在接近正午時達到最大值之後開始下降，在早晨和傍晚時包溫比急速的下降，達到負值之包溫比，後面兩天也有相同的趨勢。而本模式 Bowen 法計算結果在模擬的第一天，從早晨 8 點開始包溫比為當天最大值 0.53，開始往下遞減至正午 12 點時包溫比下降至 0.47，之後到了下午包溫比又開始增加，到了第二天和第三天，包溫比雖然稍有起伏，但趨勢開始一直向上遞增，此結果與修正過後

的之 Priestley-Taylor 所求之包溫比發展趨勢結果相當吻合。下圖為本案例在夏季模擬期間之不同包溫比計算方法變化圖，三種方法在日間第一天和第二天都有相似的發展趨勢，在早晨日夜轉換的時刻，在早上 7 點包溫比有較大的數值，之後開始有向下發展的趨勢，直到大約下午 1 點有日間最低的包溫比，而後又開始向上增加，Penman 法在日出和日落，包溫比有劇烈的變化，在日夜轉換時刻，由式【2-1】可之提供蒸發散能量來源之輻射項能量小，反而由驅動蒸發散力量來源之空氣動力項為主要之來源，因此在潛熱通量還有微小輸出的情況下包溫比的數值在接近日出和日落時，出現小於 0 之包溫比數值。第三天三種模擬方法所模擬之包溫比數值，非常近似。

圖 4.3.2 上圖是冬季期間由三種包溫比估算方法模擬出的包溫比計算出來的潛熱通量變化情形，在模擬第一天，潛熱通量發展較第二天和第三天來的高，而第二天和第三天潛熱通量發展如同第一天日間發展趨勢相似，從早晨開始潛熱通量增加，直到正午達最大值，之後開始下降。下圖是夏季期間模擬情形，這三天 Penman-Monteith 法潛熱通量的最大直皆超過  $300 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$ ，在第三天潛熱通量在早上 9 點至 10 點時有降低至  $100 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$  以下，在其他時段皆有不小的潛熱通量輸出，而另外兩種方法之潛熱通量之值的變化趨勢和 Penman -Monteith

法的趨勢相似。而潛熱通量在三種方法的輸出結果來看由 Penman-Monteith 法所計算出的潛熱通量最大，其次是台灣地區修正 Priestley-Taylor 法，最小的則是本模式 Bowen 法，但 Priestley -Taylor 法和 Bowen 法模擬之結果相當接近，由圖 4.3.3 上圖和下圖，不管是冬季還是夏季可以看出，與利用 Priestley -Taylor 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季與夏季模擬相關係數達皆達到 99%)，由表 4.3.1 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Priestley -Taylor 法在冬季模擬其間有 4.6%的低估，而在夏季模擬期間則有 5.1%的低估；由圖 4.3.4 上圖和下圖可以看出，與利用 Penman -Monteith 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季與夏季模擬相關係數達皆達到 98%)，由表 4.3.2 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Penman -Monteith 法在冬季模擬其間有 29%的低估，而在夏季模擬期間則有 33%的低估。

### 案例二，台中(站)案例

圖 4.3.5 上圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時包溫比變化情形，模擬其間的第一天，Penman -Monteith 法和 Priestley -Taylor 法包溫比發展趨勢較為接近，由早上 10 點包溫比值開始向下遞減到了下午 1 點時達最低值，而後又開始增加，而 Bowen 法所計算之包溫比在下午 1 點時反而升高了。第二天包溫比

Priestley -Taylor 法和 Bowen 法所估算的趨勢較為相似，包溫比到了下午 1 點時皆有個低值，而 Penman -Monteith 法所估算之包溫比在早上 9 點和正午 12 點時有兩個低值。第三天 Priestley -Taylor 法和 Bowen 法之包溫比有一直遞增的趨勢，而在中午並沒有明顯的變化，Penman -Monteith 法所估算之包溫比明顯的比另外兩種方法來的低，在正午 12 點時有最高的包溫比數值，兩端呈現遞減的趨勢。下圖為本案例在夏季模擬期間之不同包溫比計算方法變化圖，前兩天 Penman -Monteith 法和 Priestley -Taylor 法在走上 7 點至下午 3 點之趨勢很接近，Bowen 法所模擬的數值比其他另外兩種方法來的高，而第三天 Penman -Monteith 法在正午 12 點以後，開始向下遞減，其他兩種方法在第三天沒有明顯的起伏變化。

圖 4.3.6 上圖是冬季期間由三種包溫比估算方法模擬出的包溫比計算出來的潛熱通量變化情形，使用這三種模擬方法在模擬期間的這三天內潛熱通量發展都是從早上 8 點開始向上發展，直到正午有潛熱通量的最大值，之後開始向下遞減。而隨著第一天至第三天，潛熱通量的最大值越來越小。下圖是夏季期間模擬情形，前兩天潛熱通量皆隨著早上 7 點多開始發展，直到正午發展到最高值，之後開始遞減，且這兩天潛熱通量最大值皆超過了  $300(\text{Wm}^{-2})$ ，而第三天受到氣候的影響潛熱通量的最大值發展比前兩天來的低些，且發生的時間較前兩

早，到了正午 12 後潛熱通量突然驟降，之後開始向下遞減，三種模擬方法皆有同樣的趨勢。而輸出的結果來看如同台北測站，由 Penman -Monteith 法所模擬的潛熱通量值最高，而本模式 Bowen 法所模擬的值最小，Priestley -Taylor 法和 Bowen 法模擬之結果相當接近。而這三種方法之相關性，由圖 4.3.7 上下圖，冬季和夏季模擬期間，和利用 Priestley -Taylor 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季與夏季模擬相關係數達皆達到 99%)，由表 4.3.3 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Priestley -Taylor 法在冬季模擬其間有 7.3%的低估，而在夏季模擬期間則有 6.6%的低估；由圖 4.3.8 上圖和下圖可以看出，與利用 Penman -Monteith 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季相關係數達達到 97%，夏季模擬相關係數達達到 98%)，由表 4.3.4 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Penman -Monteith 法在冬季模擬其間有 33%的低估，而在夏季模擬期間則有 27%的低估。

### 案例三，宜蘭(站)案例

圖 4.3.9 上圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時包溫比變化情形，模擬其間的第一天，Bowen 法和 Priestley -Taylor 法包溫比發展趨勢較為接近，由早上 8 點包溫比值開始向下遞減到了正午 12 點時達最低值，而後又開始緩緩增加，趨近

於平滑線，而 Penman -Monteith 法所計算之包溫比從上午 9 點開始至下午 4 點包溫比呈現下降趨勢，在 11 點至 12 時包溫比有微升一點，其模擬的包溫比數值 Penman -Monteith 法明顯比另外兩種方法低。第二天和第三天 Priestley -Taylor 法和 Bowen 法所估算包溫比的趨勢較為相似，有緩緩向上的趨勢。而 Penman -Monteith 法所估算之包溫比在第二天和第三天都在正午 11 點至 12 點時有最高值，其趨勢在三天來看與其他兩種包溫比計算公式有所不同呈現越趨越少的走勢，在包溫比值來看 Penman -Monteith 法所估算之包溫比明顯的比另外兩種方法來的低。下圖為本案例在夏季模擬期間之不同包溫比計算方法變化圖，前兩天 Penman -Monteith 法和 Priestley -Taylor 法在走上 7 點至下午 3 點之趨勢很接近，在正午 12 點時包溫比有低值，Bowen 法所模擬之趨勢與前述方法也有相同趨勢，包溫比估算值則較其他另外兩種方法來的高，而第三天 Priestley -Taylor 法和 Bowen 法就呈現較相似的趨勢，且沒有明顯的起伏變化。Penman -Monteith 法在第三天下午 2 點時有最高值，且在日間的趨勢較為震盪，不過可以看出在正午至下午 2 點前後有包溫比有下降之趨勢。

圖 4.3.10 上圖是冬季期間由三種包溫比估算方法模擬出的包溫比計算出來的潛熱通量變化情形，使用這三種模擬方法在模擬期間的這三天內潛熱通量發展都是從早上 8 點開始向上發展，直到正午有潛

熱通量的最大值，之後開始向下遞減。而第一天至第二天，潛熱通量的值皆有  $100(\text{Wm}^{-2})$  以上，Priestley -Taylor 法和 Bowen 法模擬中第一天的潛熱通量都略大於第二天的潛熱通量，但 Penman -Monteith 所估算之潛熱通量卻在第二天模擬的數值比第一天大，會造成這樣的原因可能由風速所造成的。下圖是夏季期間模擬情形，前兩天潛熱通量皆隨著早上 6 點多開始發展，直到正午發展到最高值，之後開始遞減，且這兩天潛熱通量在三種模擬方法下所估算潛熱通量之最大值皆超過了  $400(\text{Wm}^{-2})$ ，而第三天受到氣候的影響潛熱通量的最大值發展比前兩天來的低些，且高峰值在上午 10 點和正午 12 點，上午 11 點時由於受到雲覆量的影響使得潛熱通量突然驟降，到了正午 12 後潛熱通量開始減少，而三種模擬方法皆有同樣的趨勢。而輸出數值的結果來看，由 Penman -Monteith 法所模擬的潛熱通量值最高，而本模式 Bowen 法所模擬的值最小，Penman -Monteith 法模擬之結果在冬季第二天和第三天相較於前面台北測站和台中測站與另兩種方法差異較大，在夏季三種方法模擬則較為相似。而這三種方法之相關性，由圖 4.3.11 上下圖，冬季和夏季模擬期間，和利用 Priestley -Taylor 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季與夏季模擬相關係數達皆達到 99%)，由表 4.3.5 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Priestley -Taylor 法在冬季模擬其間有 6.6% 的低估，而在夏季模擬期間則有 4.3% 的低

估；由圖 4.3.12 上圖和下圖可以看出，與利用 Penman -Monteith 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季相關係數達達到 0.81%，夏季模擬相關係數達達到 99%)，由表 4.3.6 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Penman -Monteith 法在冬季模擬其間有 40%的低估，而在夏季模擬期間則有 13.7%的低估。

#### 案例四，嘉義(站)案例

圖 4.3.13 上圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時包溫比變化情形，模擬其間的第一天，Bowen 法包溫比變化幅度最小，在早上 11 點至下午 3 時之變化平緩，之後緩緩增加，Priestley -Taylor 法包溫比發展在早上 10 至下午 1 點時有明顯的下降趨勢，之後開始增加，而 Penman -Monteith 法包溫比在早上 10 點有個高值，其估算值較同時間的其他方法為高，之後開始迅速的遞減。第 2 天 Bowen 法和 Priestley -Taylor 法包溫比趨勢相較於前一天有大致相同的趨勢變化，而其數值有緩升的現象，Penman -Monteith 法也如同前一天的變化，不過包溫比有著減少的趨勢，第三天 Bowen 法和 Priestley -Taylor 法變化趨勢趨近於緩升的平滑線，而 Penman -Monteith 法所計算之包溫比又比前一天模擬的包溫比數值低，Bowen 法和 Priestley -Taylor 法明顯與 Penman-Monteith 法在最後一日差異最

大，且發展趨勢不相同。下圖為本案例在夏季模擬期間之不同包溫比計算方法變化圖，前兩天 Penman -Monteith 法和 Priestley -Taylor 法在走上 8 點至正午 12 點之趨勢很接近，Penman -Monteith 法在下午 1 點時有個相對性的低值，第二天在早上 8 點出現高值之後開始往下遞減，而 Priestley -Taylor 法則在第一天正午 12 點時包溫比有低值，第二天在下午 1 點至 3 點有低值，Bowen 法所模擬與 Priestley -Taylor 法也有相同趨勢，但變化幅度小，包溫比估算值則較其他另外兩種方法來的高。而第三天 Priestley -Taylor 法和 Bowen 法在上午 10 至下午 1 點呈現相反的趨勢，但是起伏變化不大。Penman -Monteith 法在第三天上午 10 點時有最高值，且在日間的趨勢較為震盪，不過可以看出在上午 10 後有包溫比有下降之趨勢。

圖 4.3.14 上圖是冬季期間由三種包溫比估算方法模擬出的包溫比計算出來的潛熱通量變化情形，使用這三種模擬方法在模擬期間的這三天內潛熱通量發展都是從早上 8 點開始向上發展，直到正午有潛熱通量的最大值，之後開始向下遞減。而第一天至第二天，潛熱通量的值皆有  $100(\text{Wm}^{-2})$  以上，Penman-Monteith 法、Priestley -Taylor 法和 Bowen 法模擬中第一天的潛熱通量都略大於第二天的潛熱通量，第三天由於氣候因素，使得潛熱通量發展相較於前兩天來的低許多。下圖是夏季期間模擬情形，第一天潛熱通量皆隨著早上 7 點多開始發

展，直到正午 12 點發展到最高值，之後開始遞減，第二兩天潛熱通量的最高值延後到午後 1 點至 3 點才出現，而第三天發展和第一天相似，除了高峯值在正午 12 點時發展比第一天低，上午 11 點時由於受到雲覆量的影響使得潛熱通量突然驟降，到了正午 12 後潛熱通量開始減少，在這三種模擬方法皆有同樣的趨勢。而輸出數值的結果來看，由 Penman -Monteith 法所模擬的潛熱通量值最高，而本模式 Bowen 法所模擬的值最小，Penman -Monteith 法模擬之結果在冬季第三天相較於與另兩種方法差異較大，在夏季三種方法模擬則較為相似。而這三種方法之相關性，由圖 4.3.15 上下圖，冬季和夏季模擬期間，和利用 Priestley -Taylor 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季與夏季模擬相關係數皆達到 99%)，由表 4.3.7 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Priestley -Taylor 法在冬季模擬其間有 6.1%的低估，而在夏季模擬期間則有 5.2%的低估；由圖 4.3.16 上圖和下圖可以看出，與利用 Penman -Monteith 法所計算出的潛熱通量其相關性佳(冬季相關係數達達到 0.92%，夏季模擬相關係數達達到 98%)，由表 4.3.8 可以看出本模式 Bowen 法相較於 Penman -Monteith 法在冬季模擬其間有 34%的低估，而在夏季模擬期間則有 17.1%的低估。

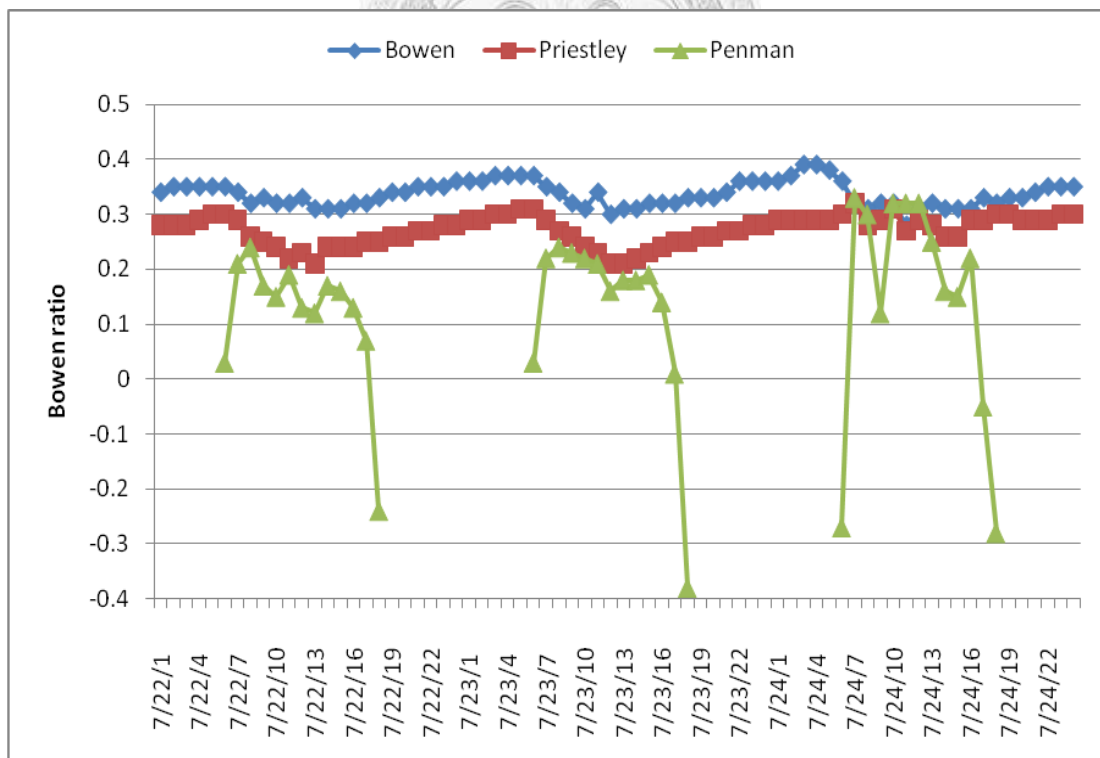
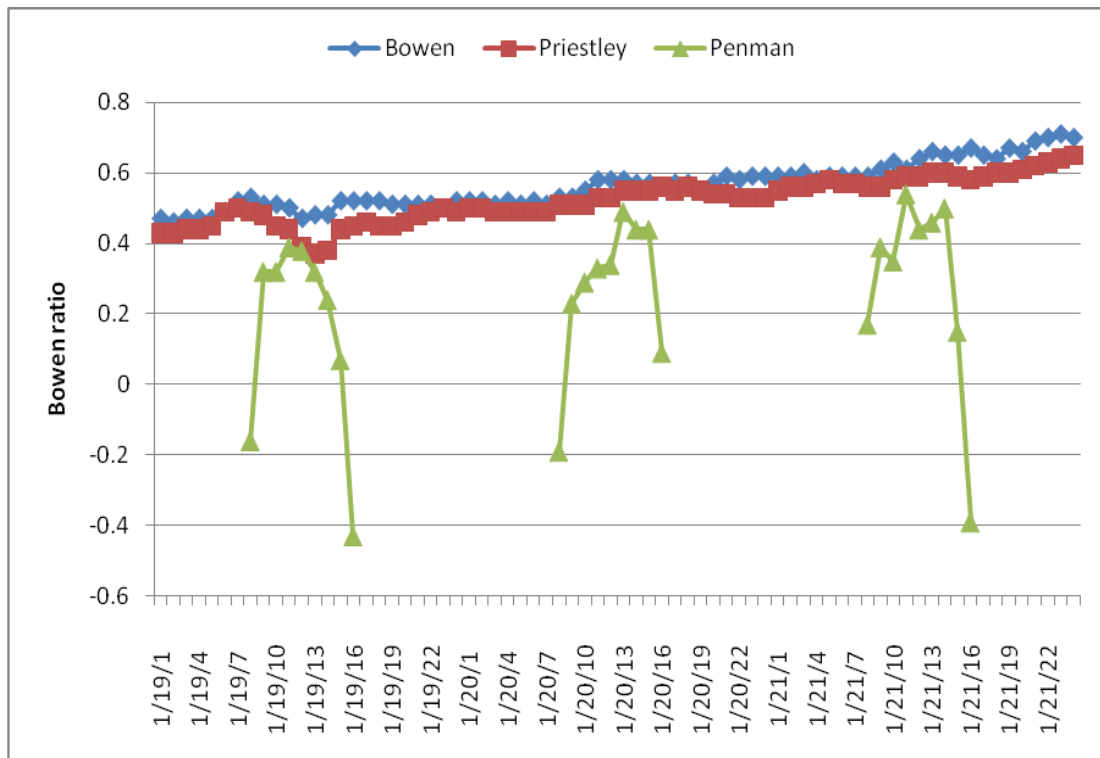


圖 4.3.1 台北站案例期間不同包溫比計算方法變化圖

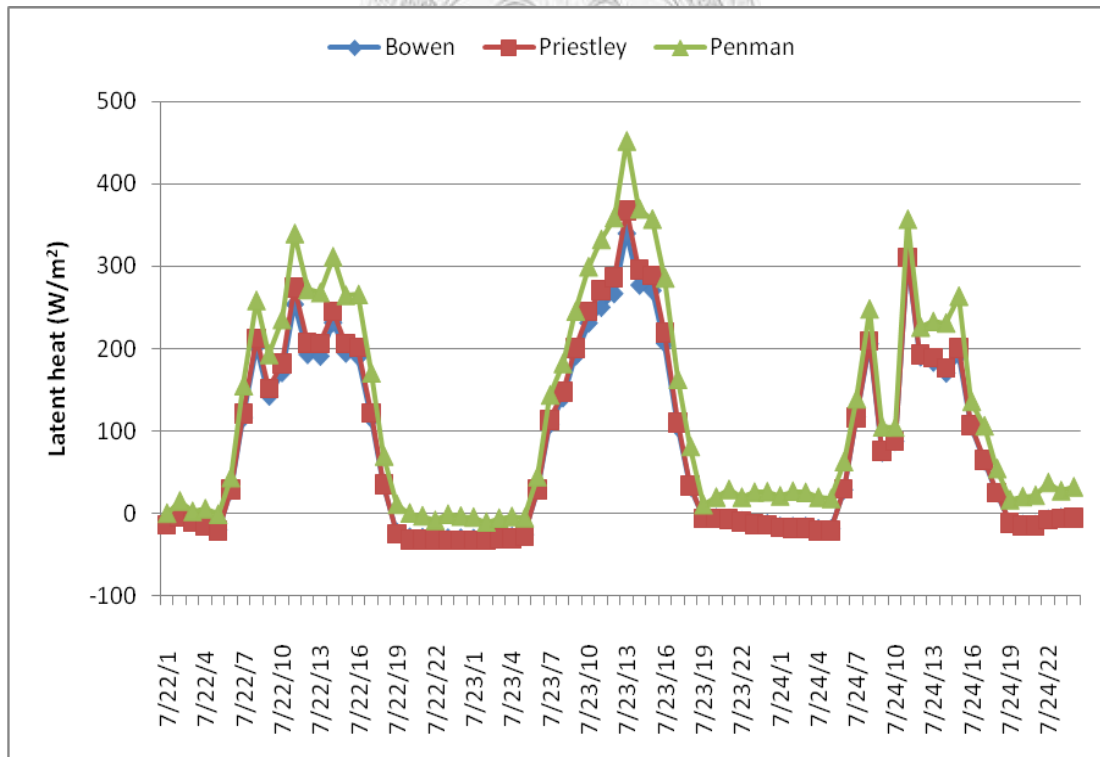
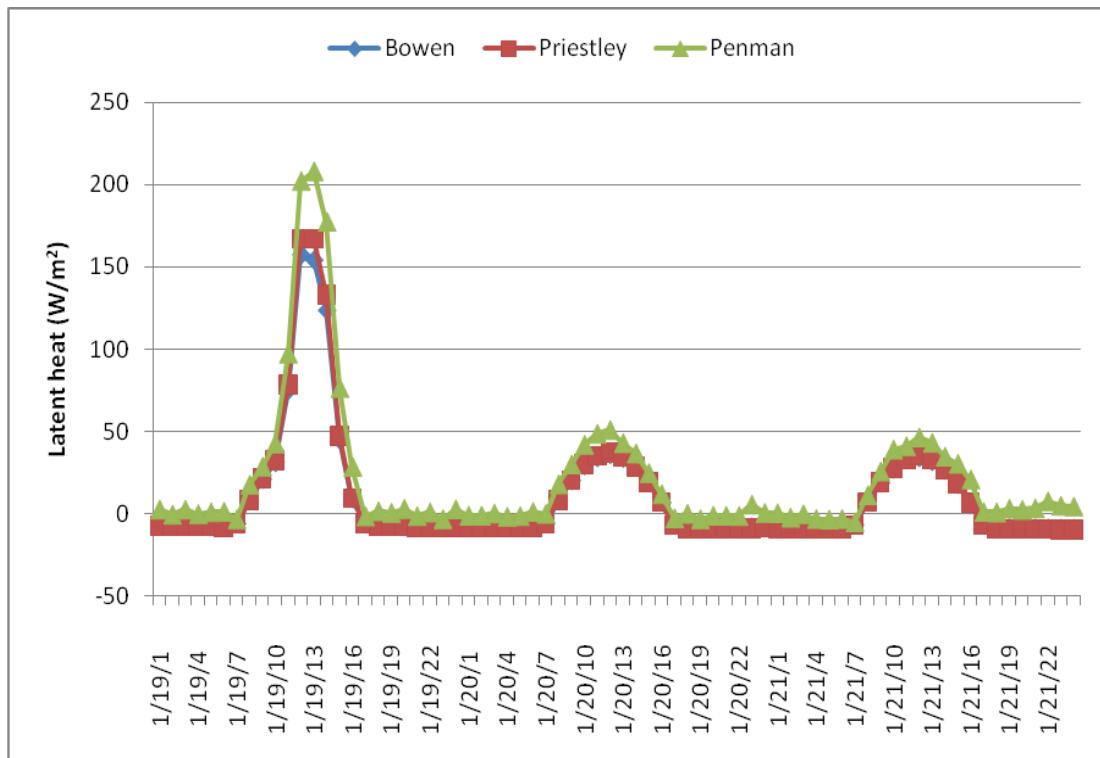


圖 4.3.2 台北站案例期間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖

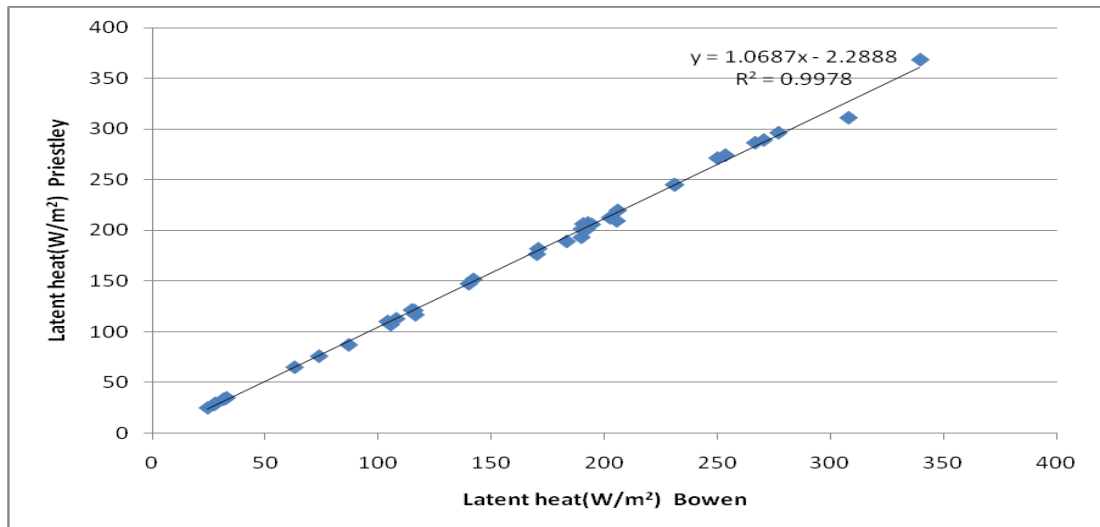
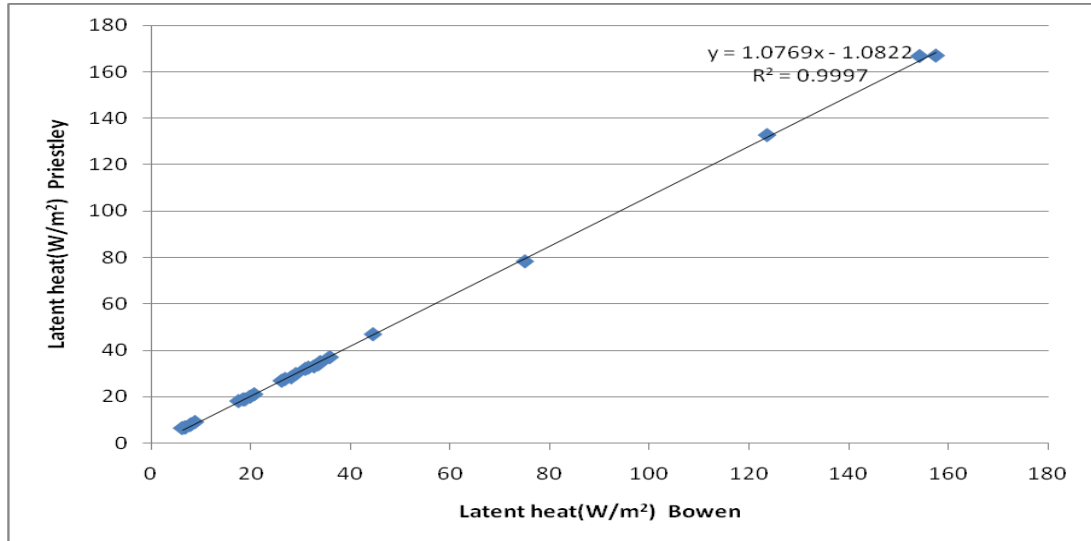


圖 4.3.3 台北站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Priestley -Taylor 法	
	冬季	夏季
OB 值	-4.6%	-5.1%
GE 值	4.6%	5.1%

表 4.3.1 台北站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

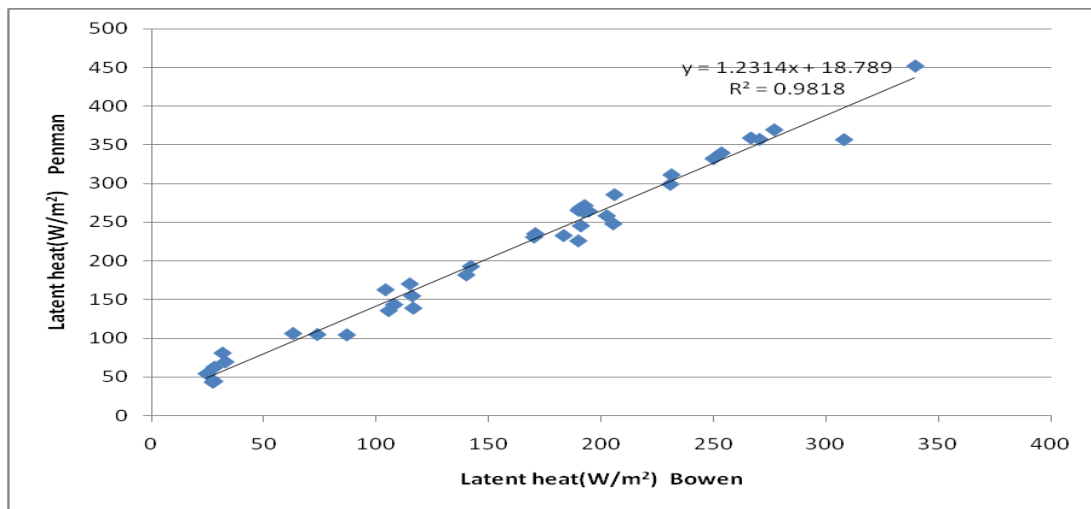
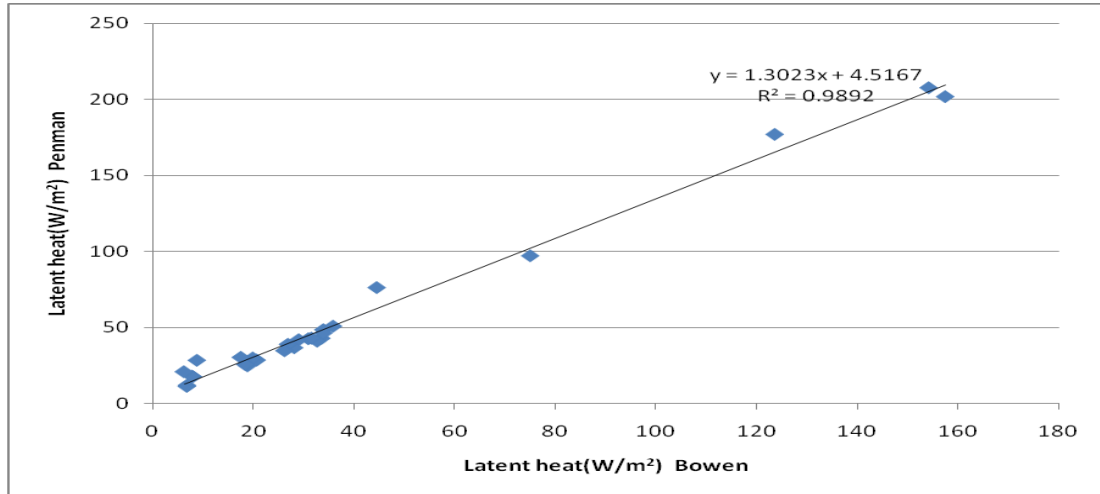


圖 4.3.4 台北站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Penman -Monteith 法	
	冬季	夏季
OB 值	-29%	-33%
GE 值	29%	33%

表 4.3.2 台北站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

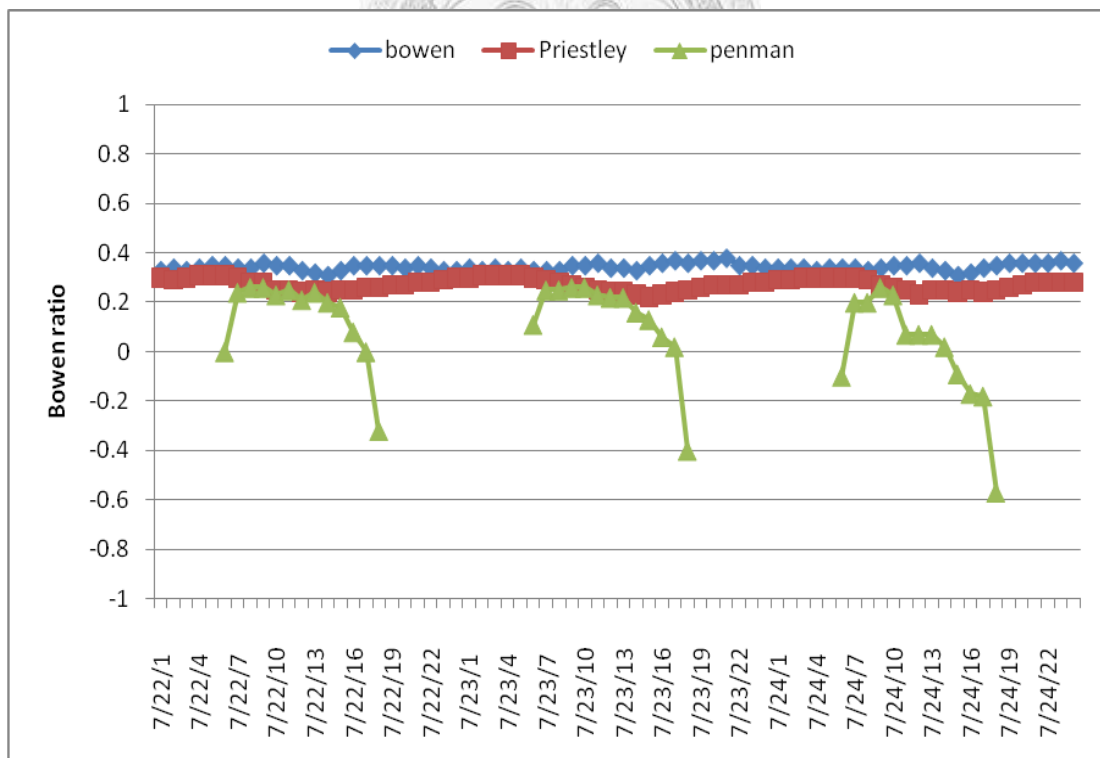
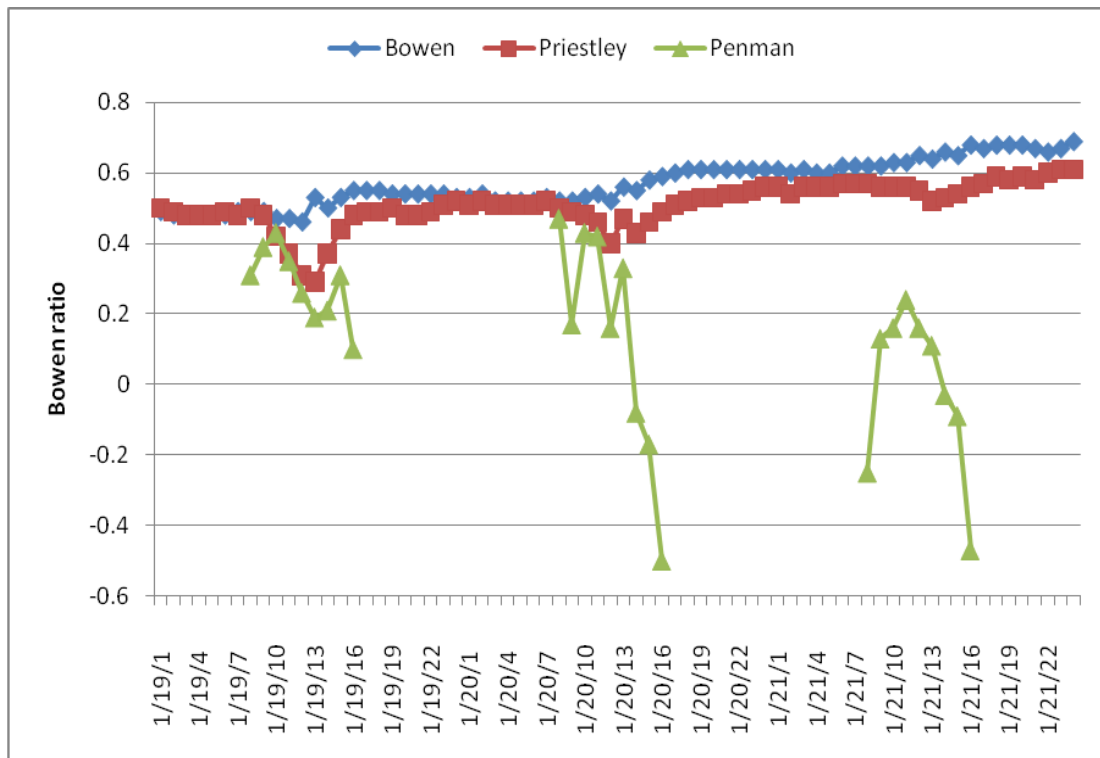


圖 4.3.5 台中站案例期間不同包溫比計算方法變化圖

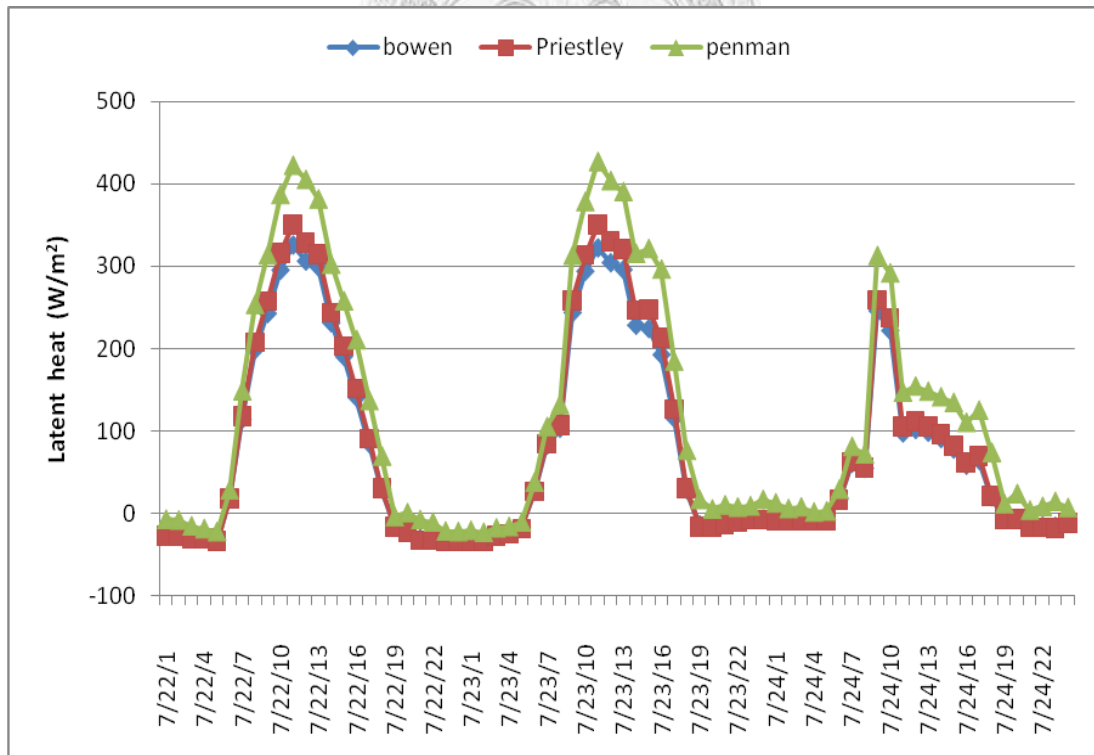
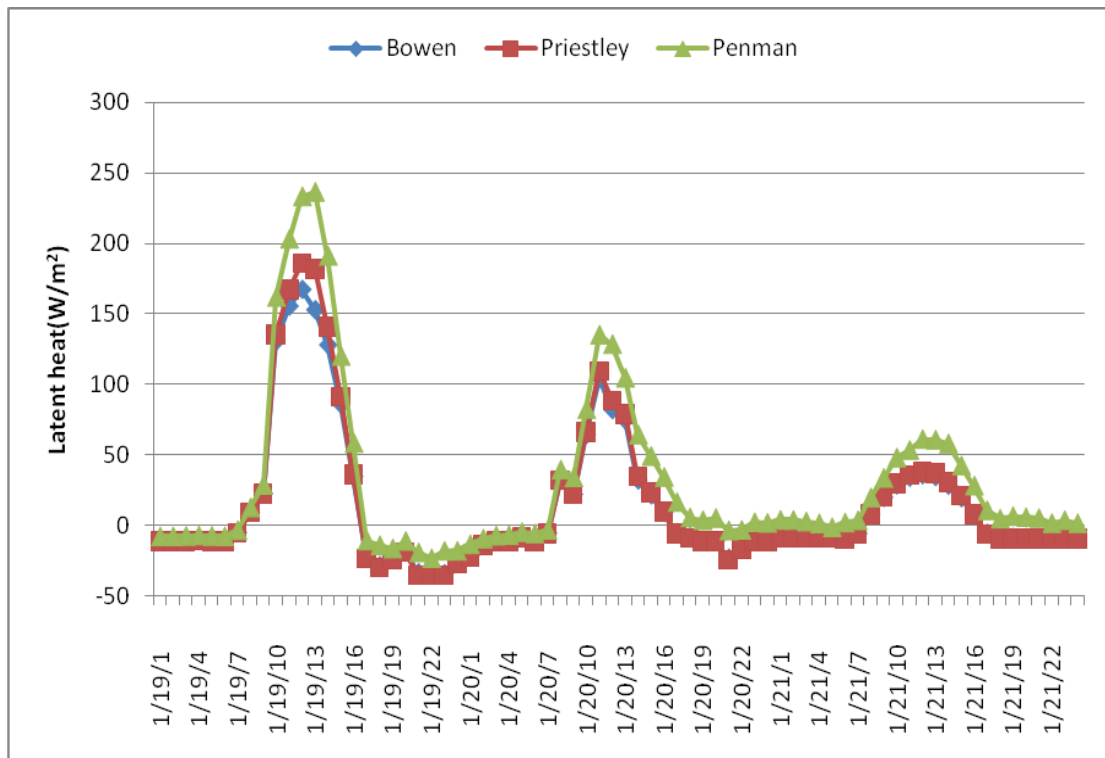


圖 4.3.6 台中站案例期間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖

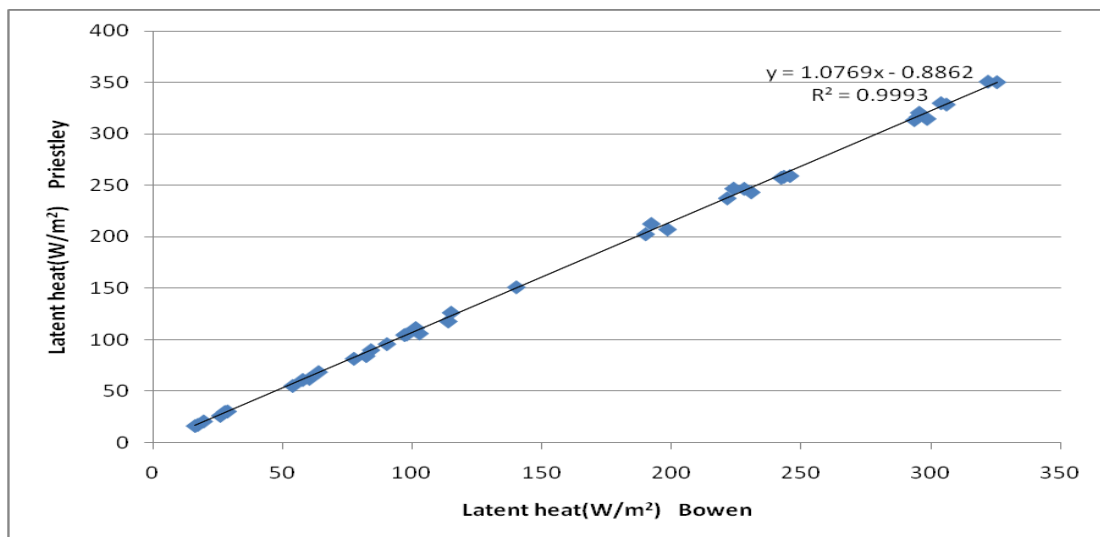
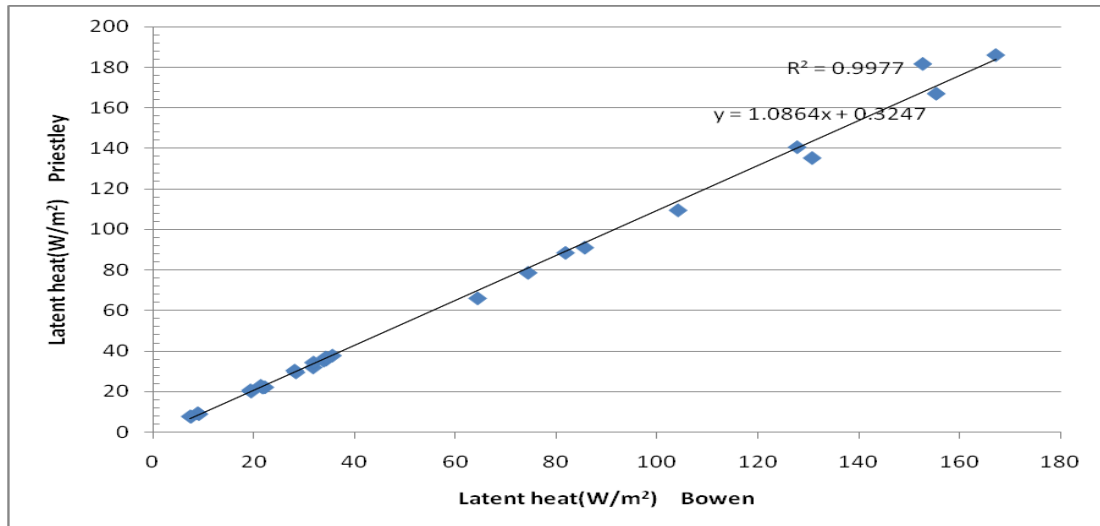


圖 4.3.7 台中站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Priestley -Taylor 法	
	冬季	夏季
OB 值	-7.3%	-6.6%
GE 值	7.31%	6.6%

表 4.3.3 台中站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

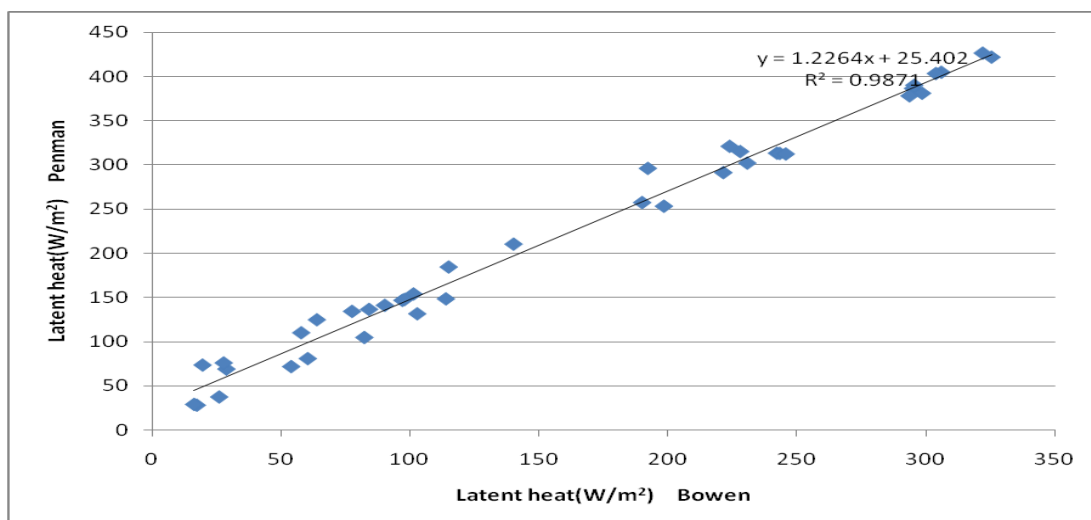
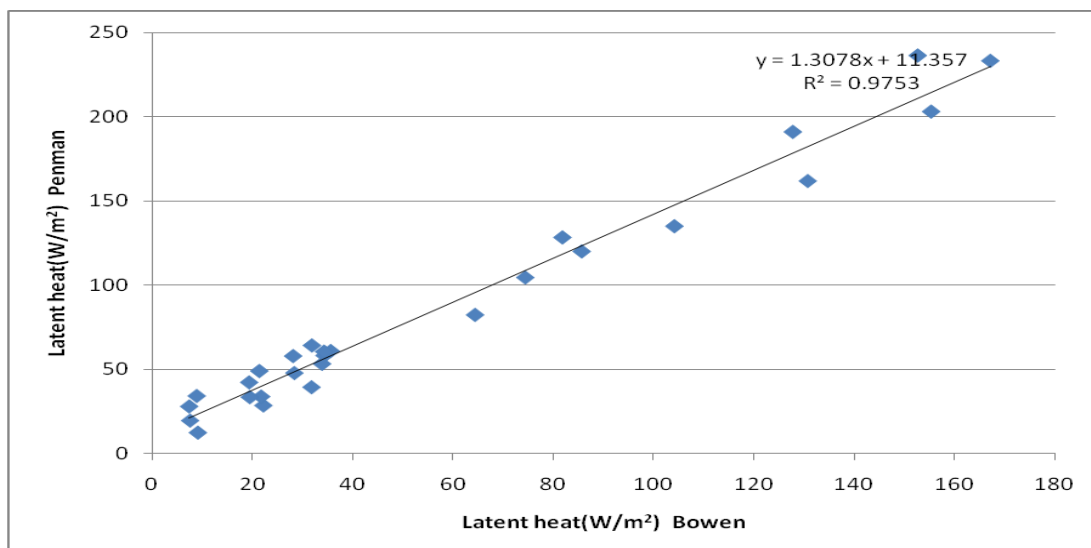


圖 4.3.8 台中站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Penman -Monteith 法	
	冬季	夏季
OB 值	-33%	-27%
GE 值	33%	27%

表 4.3.4 台中站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

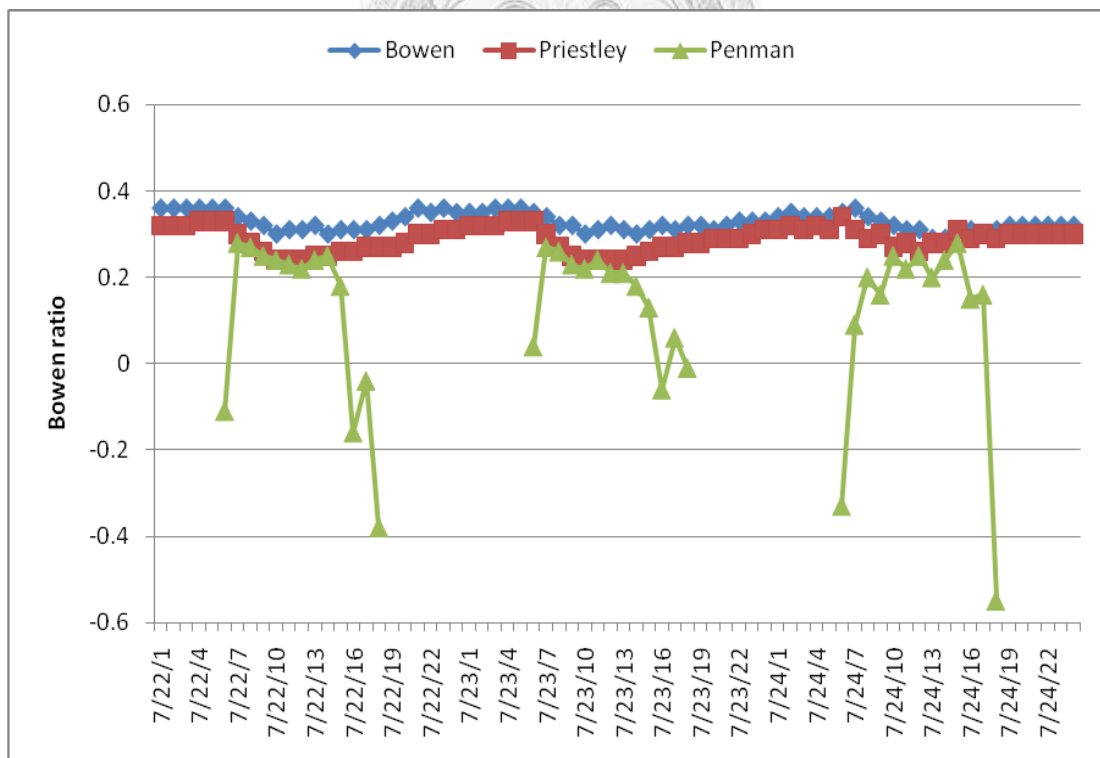
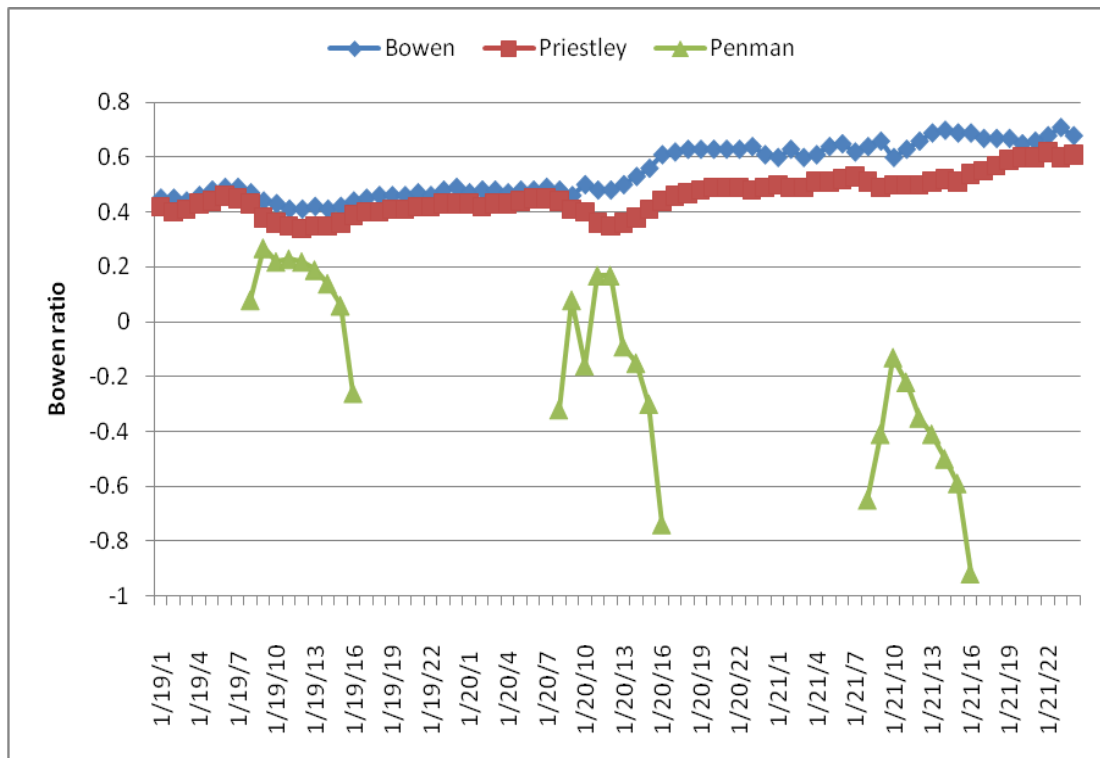


圖 4.3.9 宜蘭站案例期間不同包溫比計算方法變化圖

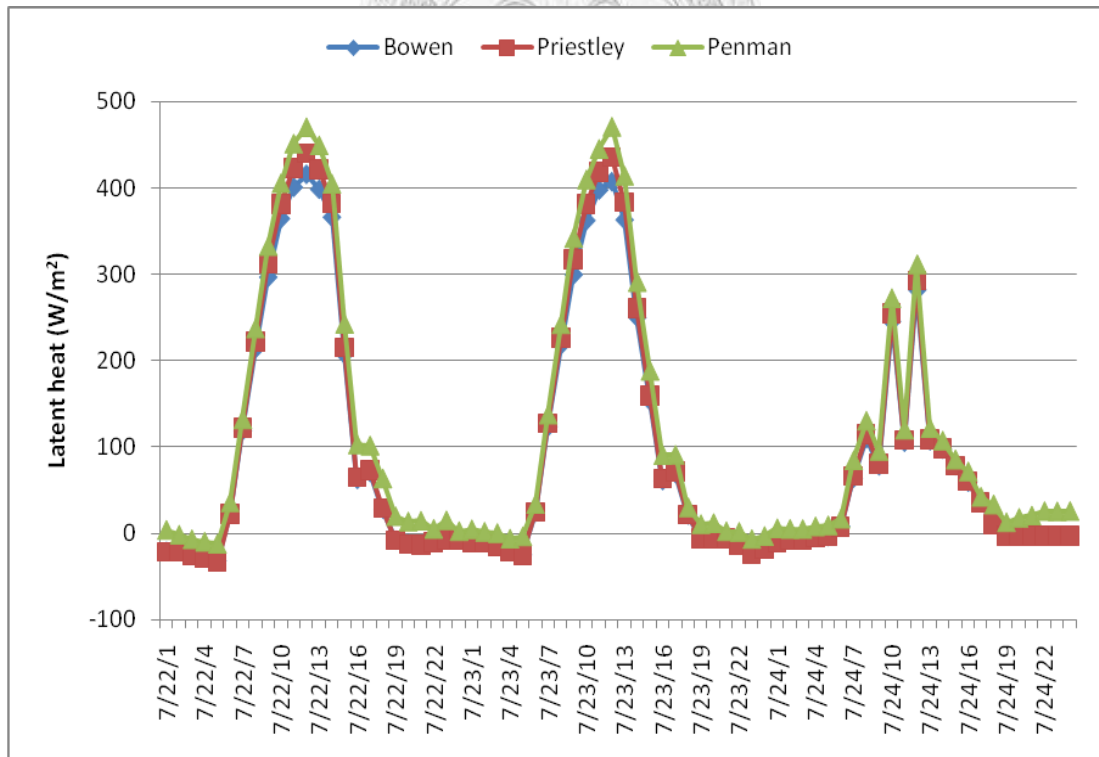
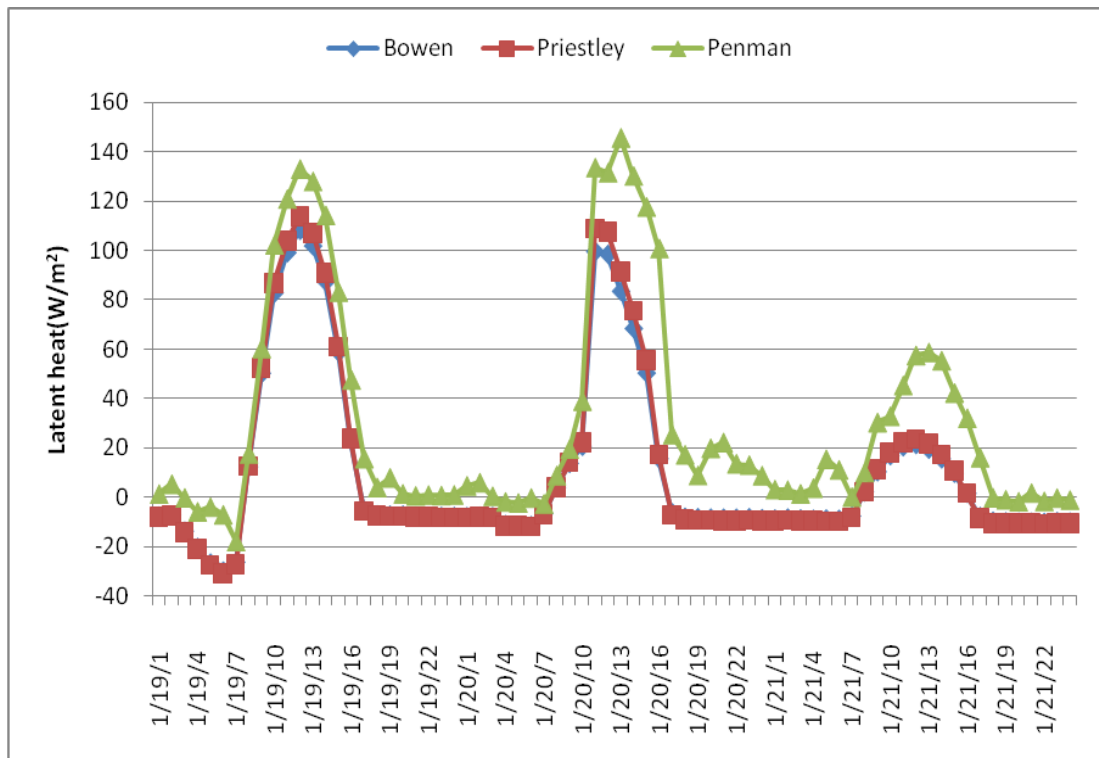


圖 4.3.10 宜蘭站案例期間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖

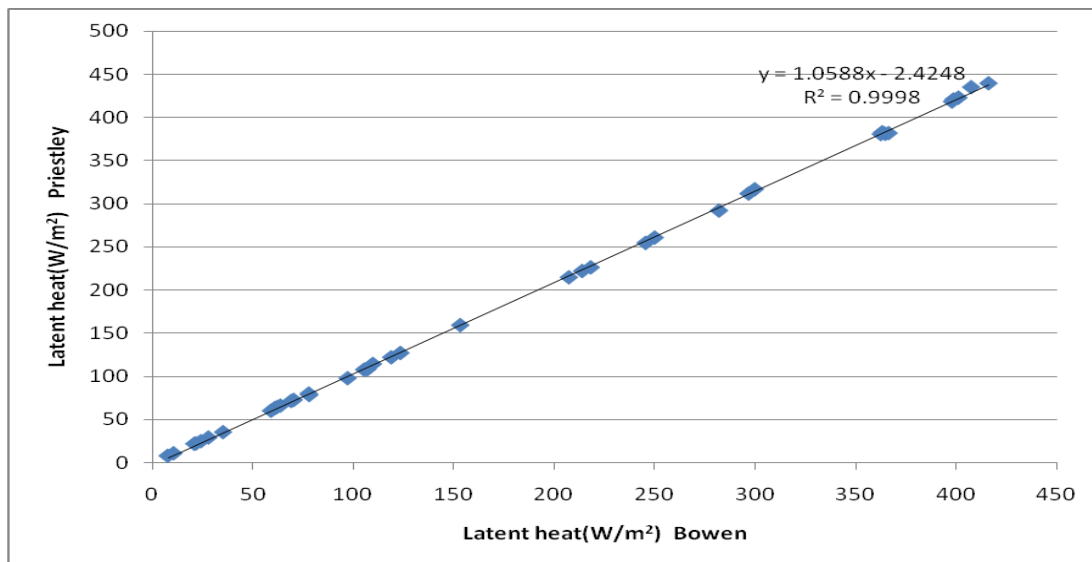
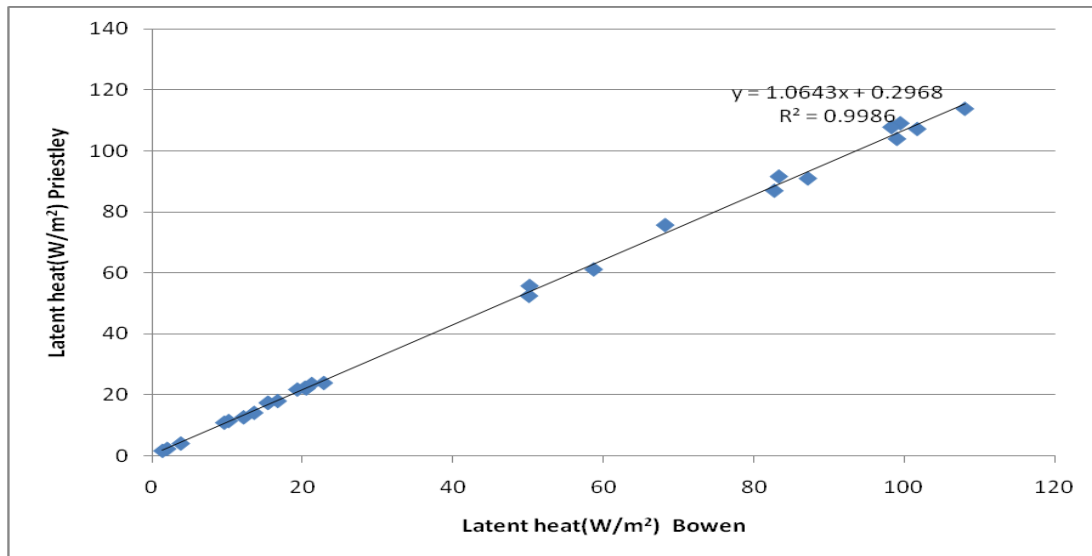


圖 4.3.11 宜蘭站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Priestley -Taylor 法	
	冬季	夏季
OB 值	-6.6%	-4.3%
GE 值	6.6%	4.3%

表 4.3.5 宜蘭站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

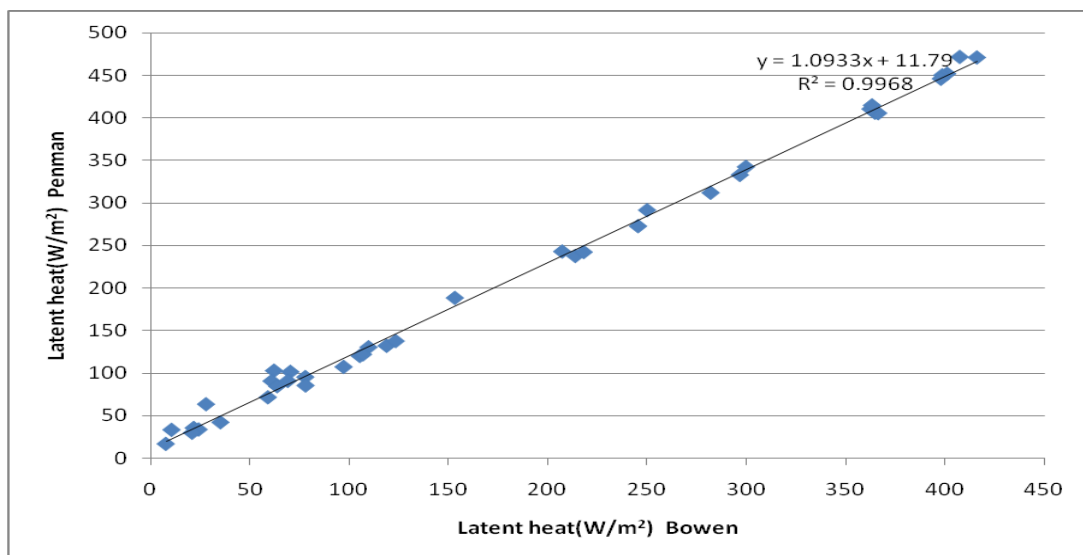
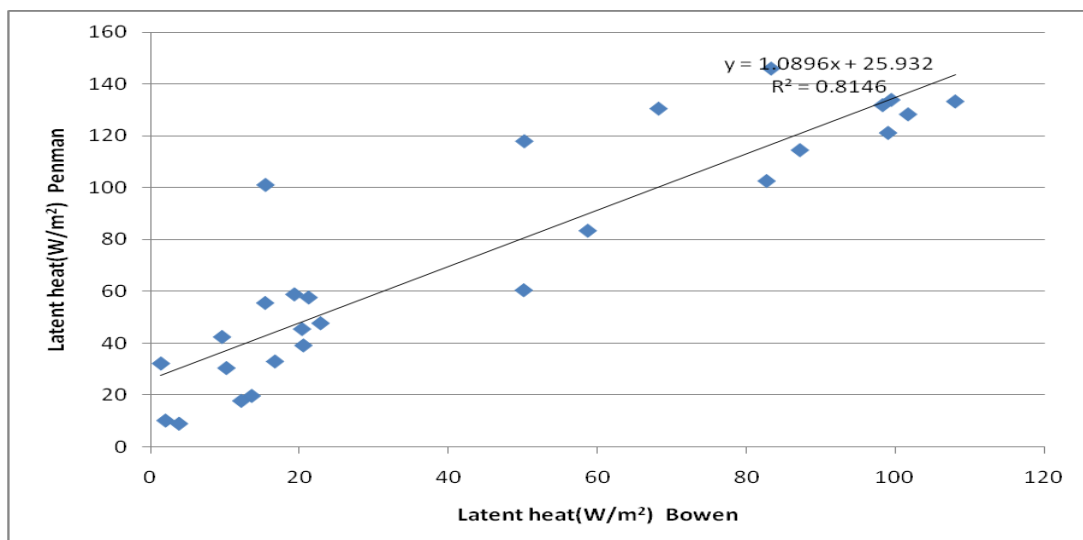


圖 4.3.12 宜蘭站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Penman -Monteith 法	
	冬季	夏季
OB 值	-40%	-13.7%
GE 值	40%	13.7%

表 4.3.6 宜蘭站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

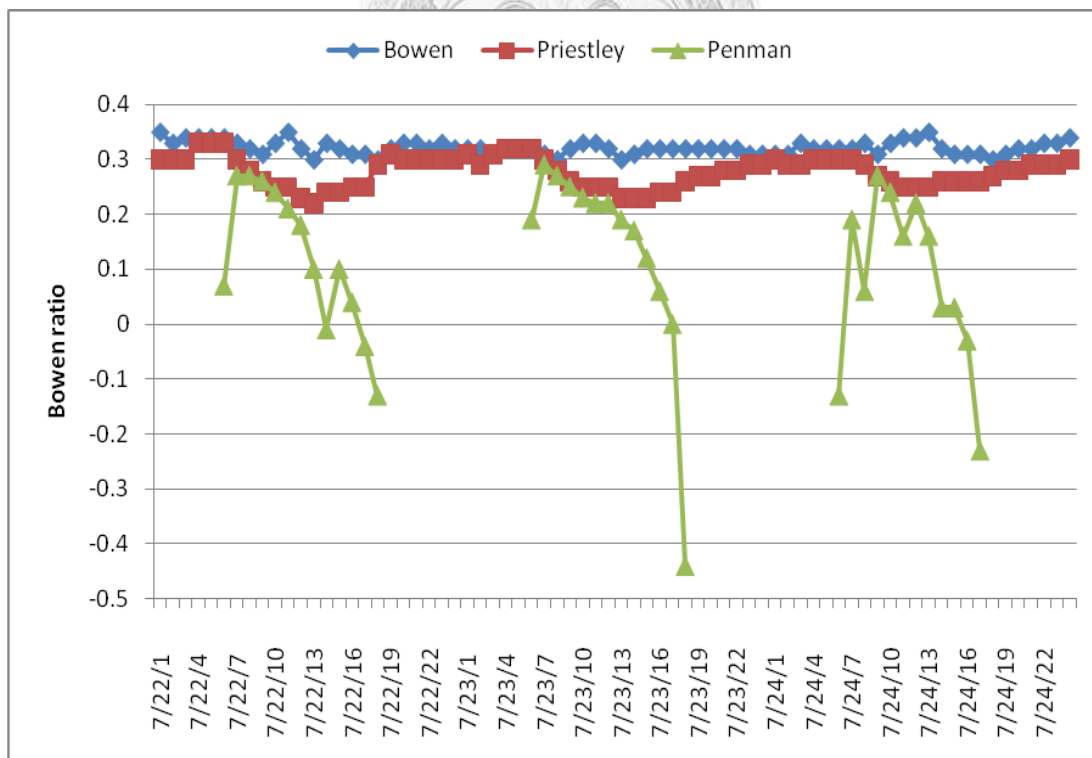
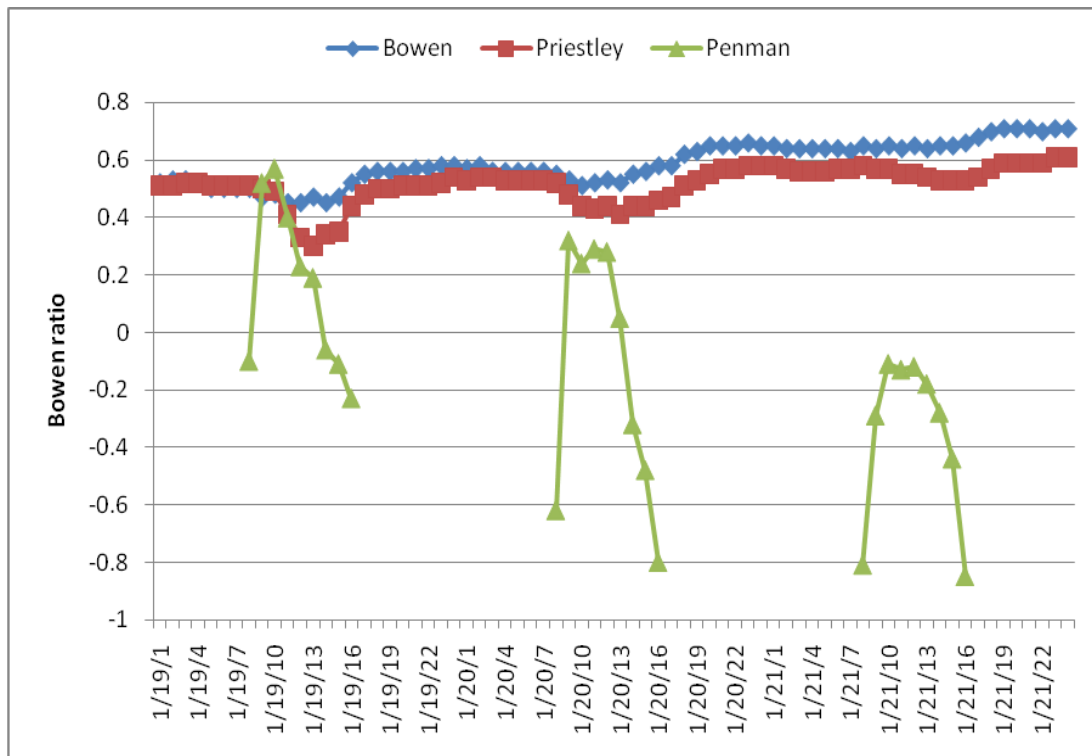


圖 4.3.13 嘉義站案例期間不同包溫比計算方法變化圖

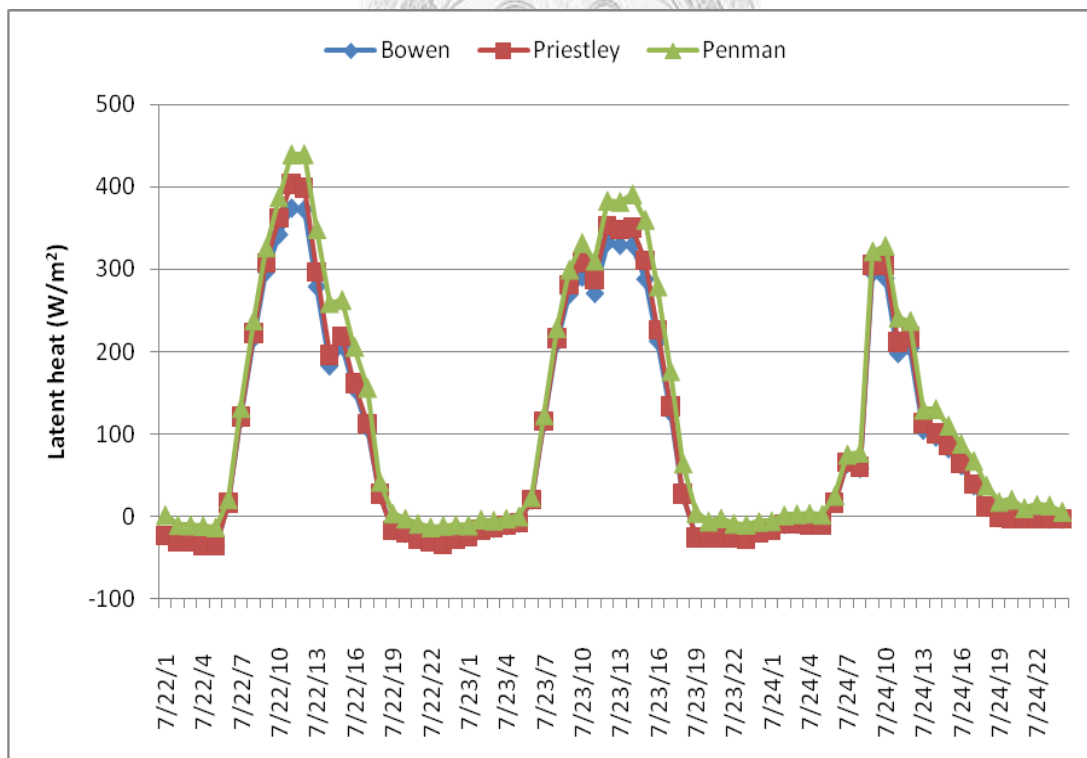
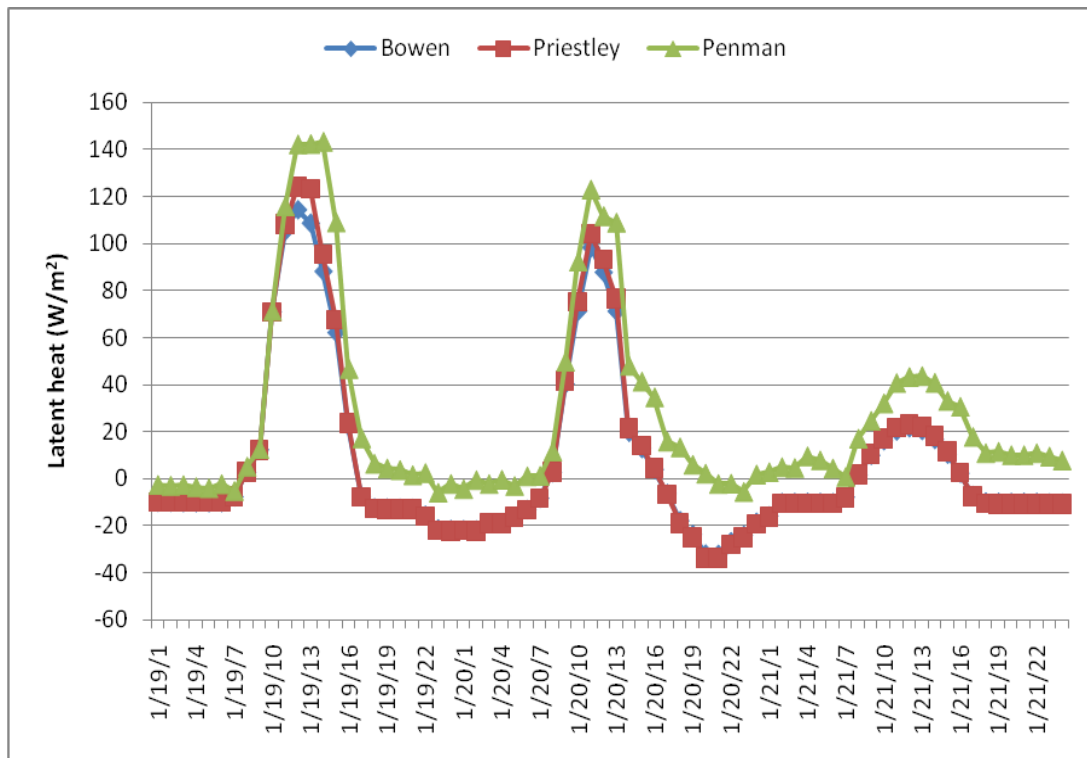


圖 4.3.14 嘉義站案例期間不同包溫比計算方法之潛熱通量變化圖

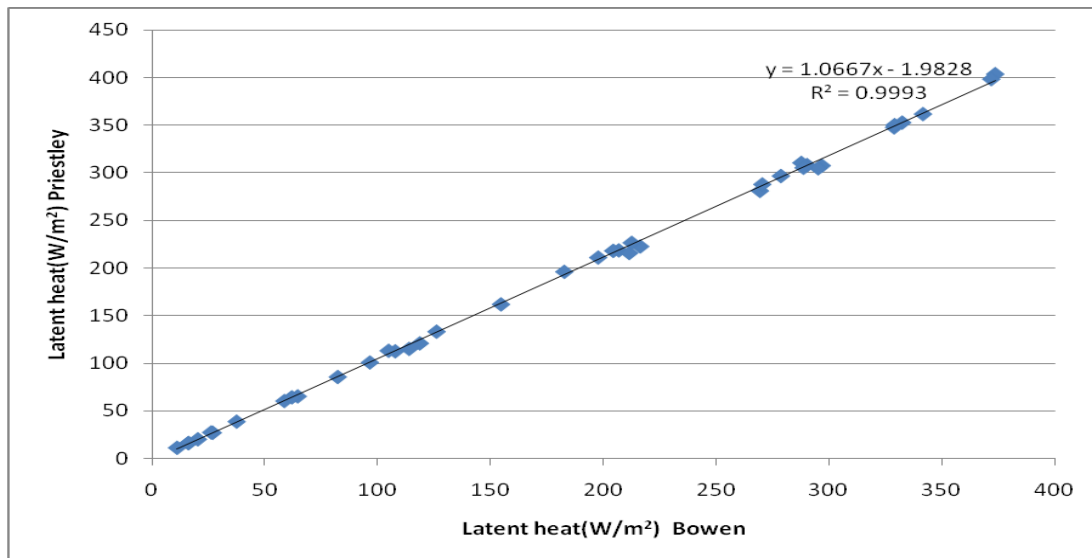
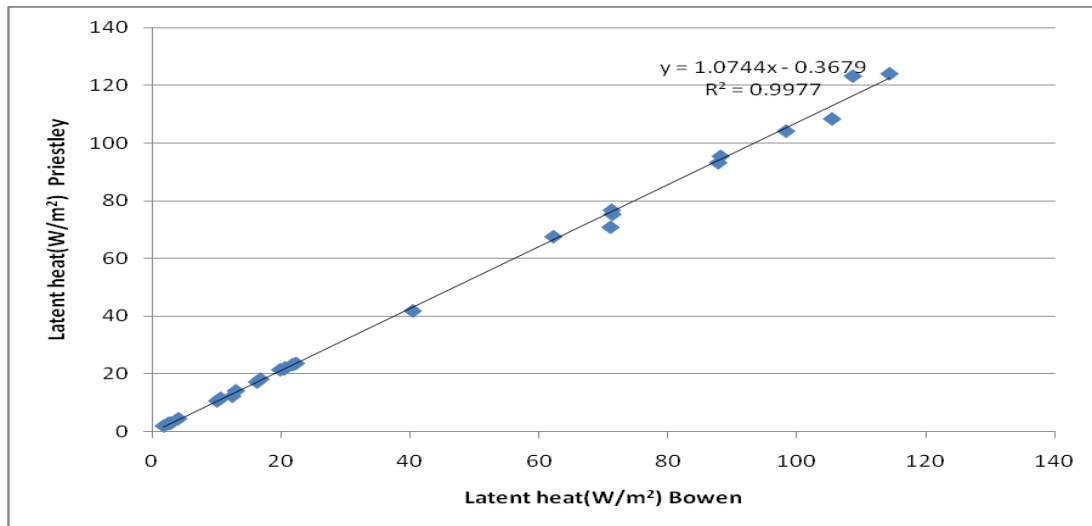


圖 4.3.15 嘉義站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Priestley -Taylor 法	
	冬季	夏季
OB 值	-6.1%	-5.2%
GE 值	6.2%	5.2%

表 4.3.7 嘉義站案例 Priestley 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

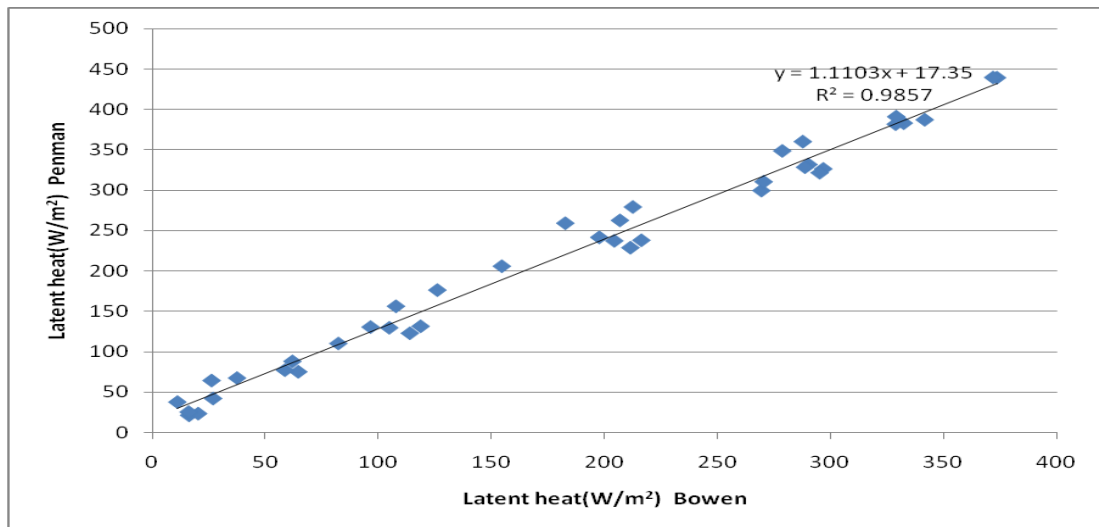
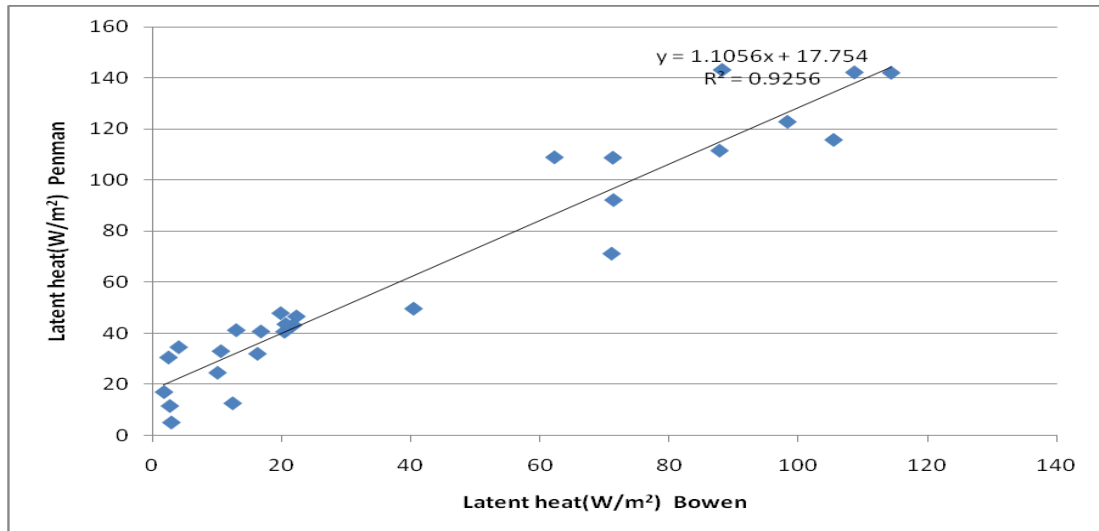


圖 4.3.16 嘉義站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量散佈分析圖

統計參數	Penman -Monteith 法	
	冬季	夏季
OB 值	-34%	-17.1%
GE 值	34%	17.1%

表 4.3.8 嘉義站案例 Penman 和 Bowen 方法之潛熱通量比對統計分析表

### 4.3.2 輸出穩定度分析

#### 案例一，台北(站)案例

本研究應用 CALMET 理論計算出的逐時穩定度與其他包溫比計算方法利用 CALMET 理論計算出的逐時穩定度之結果進行比較，4.3.17 上下圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的逐時穩定度變化情形，圖中 Bowen 代表利用本模式所計算之穩定度；Priestley 代表利用 Priestley-Taylor 在台灣修正式方程式所估算輸出之穩定度；Penman 則代表利用 Penman-Monteith hourly step(or shorter)的估算流程所估算之輸出穩定度，上圖 Bowen 和 Penman 輸出之穩定度比較可以看出 1 月 19 日早上 8 時本模式模擬之穩定度較 Penman 法為不穩定，到了正午所模擬出的穩定度一致都為非常不穩定，直到下午日落之際本模式所模擬的穩定度又較 Penman 法所模擬為不穩定，1 月 20 日 7 時開始到 10 時之前所模擬出來之穩定度本模式模擬之結果較 Penman 法來的不穩定，之後模擬之穩定度相似，1 月 21 日上午 7 時到 8 時本模式模擬之穩定度從最穩定的狀態(中度穩定 6)，迅速跳至極度不穩定與 Penman 所模擬之情況由中度穩定到輕度不穩定，最後才達極度不穩定相比，本模式變化的幅度較大，而到了下午和前兩天的情況類似，模擬出來的結果 Penman 法較本模式模擬出來的穩定。下圖 Bowen 和 Priestley 輸出之穩定度比較可以看出 1

月 19 日、20 日兩種方法所模擬出來的穩定度結果一樣，晚上中度穩定，日出日落相對穩定，正午時極度不穩定，在 21 日模擬本模式在早上 8 時本模式模擬情況較 Priestley 為不穩定，其他時間都模擬情況都非常相似

4.3.18 上下圖為本案例在夏季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時穩定度變化情形，上圖 Bowen 和 Penman 輸出之穩定度比較可以看出在 7 月 22 日和 7 月 23 日模擬的趨勢在夜間穩定度都在中度穩定的狀態，到了日出時穩定度開始往中性穩定移動，直到快正午呈現極度不穩定，直至下午又慢慢趨於中性穩定，最後入夜中度穩定，在這兩天本模式模擬之穩定度和冬季模擬類似在日出日落時，本模式模擬的情況較 Penman 模擬為不穩定。24 日兩方法除了在日出日落模擬的情況有前述所說之情形外，在正午附近本模式模擬之穩定度反而較 Penman 模式模擬為穩定。下圖 Bowen 和 Priestley 輸出之穩定度比較可以看出 7 月 23 日和 24 日兩種方法所模擬出來的穩定度結果一樣，晚上中度穩定，日出日落相對穩定，正午時極度不穩定，在 21 日模擬本模式在正午 12 時本模式模擬情況較 Priestley 為不穩定，其他時間都模擬情況都非常相似。

## 案例二，台中(站)案例

4.3.19 上下圖為本案例在冬季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時穩定度變化情形，圖中 Bowen 代表利用本模式所計算之穩定度；Priestley 代表利用 Priestley-Taylor 在台灣修正式方程式所估算輸出之穩定度；Penman 則代表利用 Penman-Monteith hourly step(or shorter)的估算流程所估算之輸出穩定度，上圖 Bowen 和 Penman 輸出之穩定度比較可以看出 1 月 19 日兩模式所模擬的穩定度一致，1 月 20 日 8 時所模擬出來之穩定度本模式模擬之結果較 Penman 法來的穩定，之後下午 2 時模擬之穩定度本模式模擬之穩定度就比 Penman 模擬之穩定度為不穩定，1 月 21 日上午 8 時本模式模擬之穩定度和前一天的情況類似，模擬出來的結果 Penman 法較本模式模擬出來的穩定。下圖 Bowen 和 Priestley 輸出之穩定度比較可以看出 1 月 19 日、22 日兩種方法所模擬出來的穩定度結果一樣，晚上中度穩定，日出日落相對穩定，正午時極度不穩定，在 20 日模擬本模式在早上 8 時本模式模擬情況較 Priestley 為穩定，其他時間都模擬情況都非常相似。

4.3.20 上下圖為本案例在夏季模擬期間利用不同包溫比估算方式所求的之逐時穩定度變化情形，上圖 Bowen 和 Penman 輸出之穩定度比較可以看出在 7 月 22 日和 7 月 24 日模擬的結果在日間期間本模式

模擬出的穩定度都比 Penman 來的不穩定。23 日兩方法除了在日出日落模擬的情況有本模式較 Penman 法為不穩定的情況外，在正午附近本模式模擬之穩定度和 Penman 模式模擬相同。下圖 Bowen 和 Priestley 輸出之穩定度比較可以看出 7 月 22 日和 23 日兩種方法所模擬出來的穩定度結果一樣，晚上中度穩定，日出日落相對穩定，正午時極度不穩定，在 24 日模擬本模式在早上 7 時和正午 12 時本模式模擬情況較 Priestley 為不穩定，其他時間都模擬情況都非常相似。



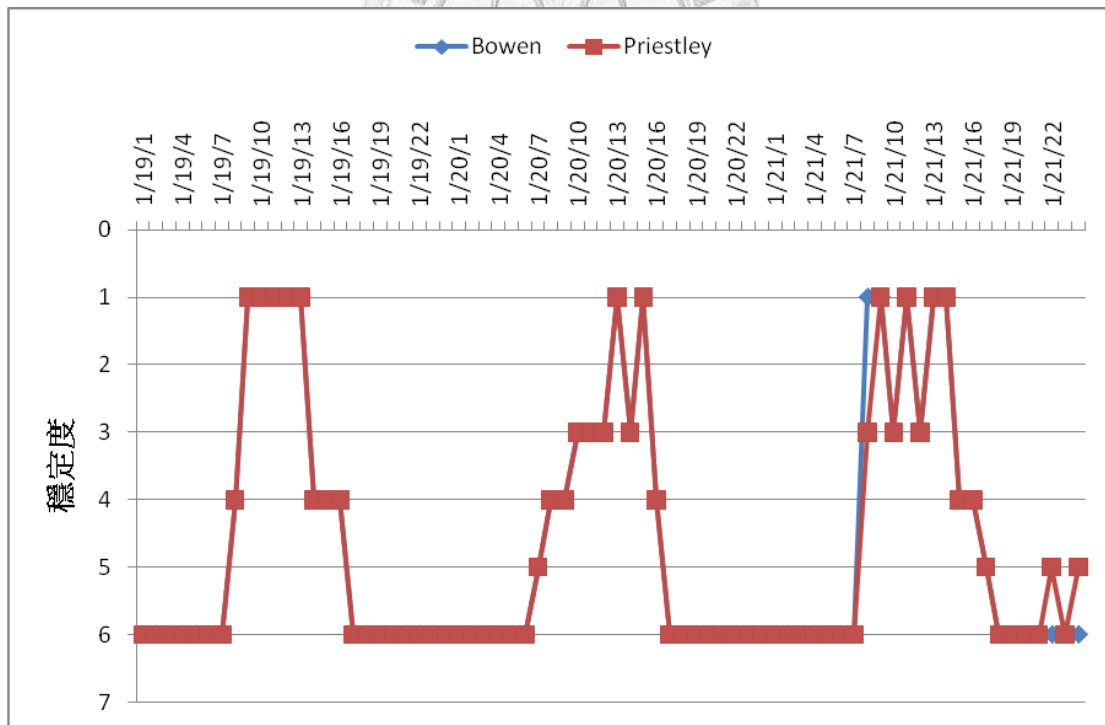
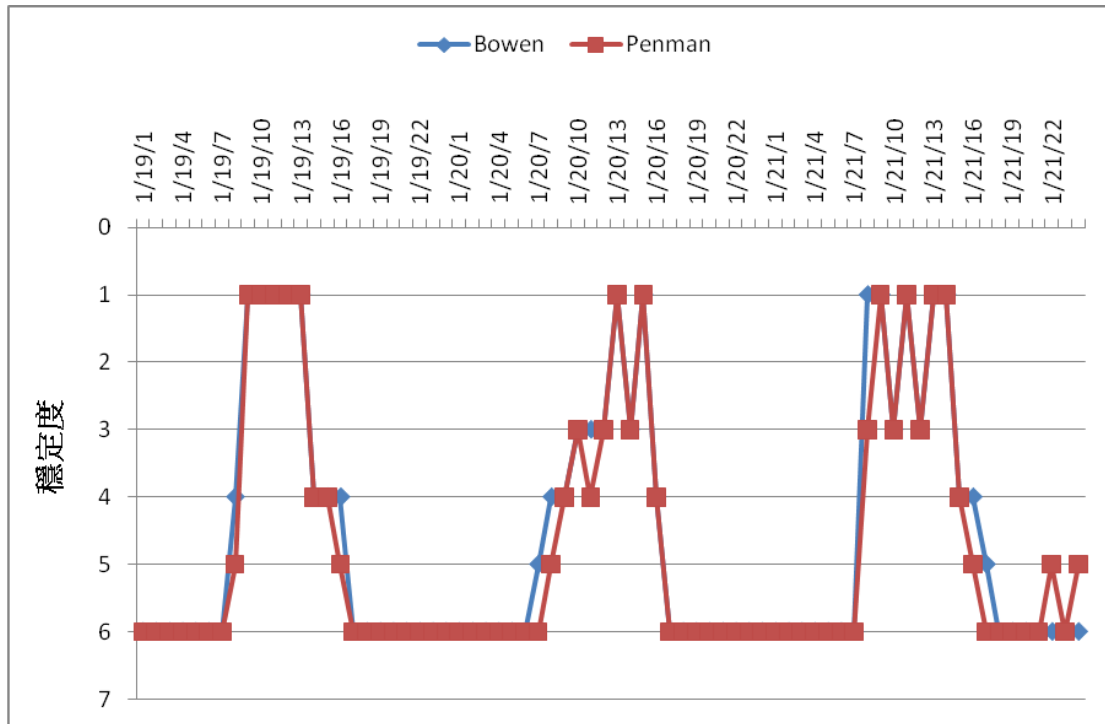


圖 4.3.17 台北站案例期間不同包溫比計算模擬冬季穩定度變化圖

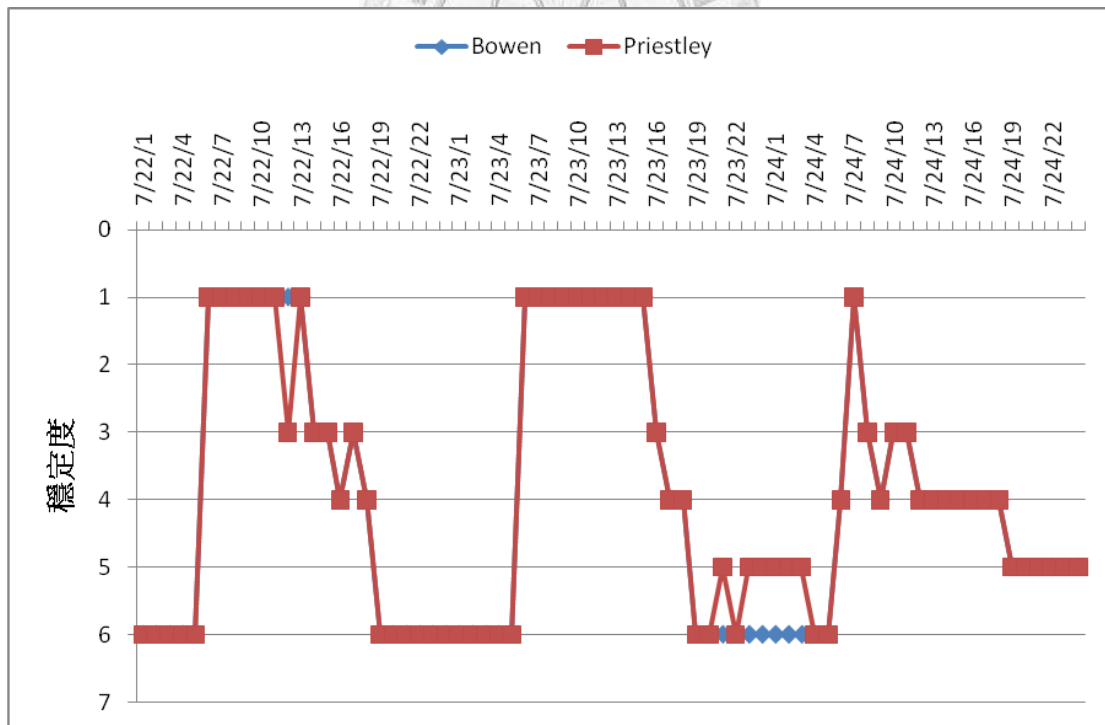
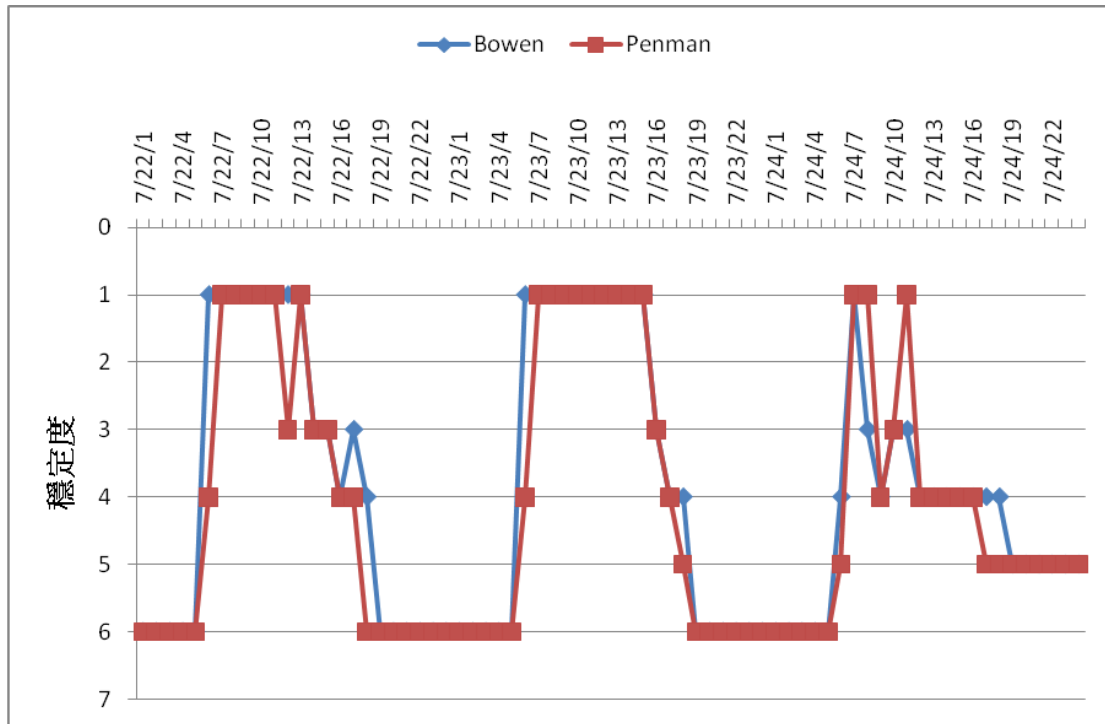


圖 4.3.18 台北站案例期間不同包溫比計算模擬夏季穩定度變化圖

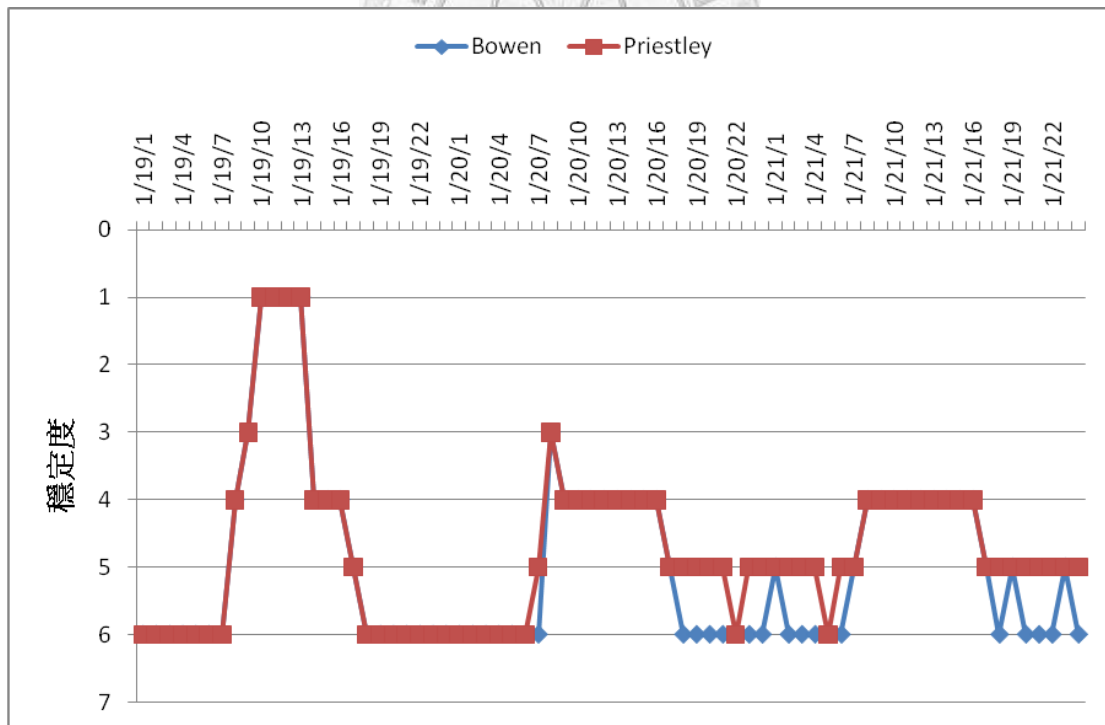
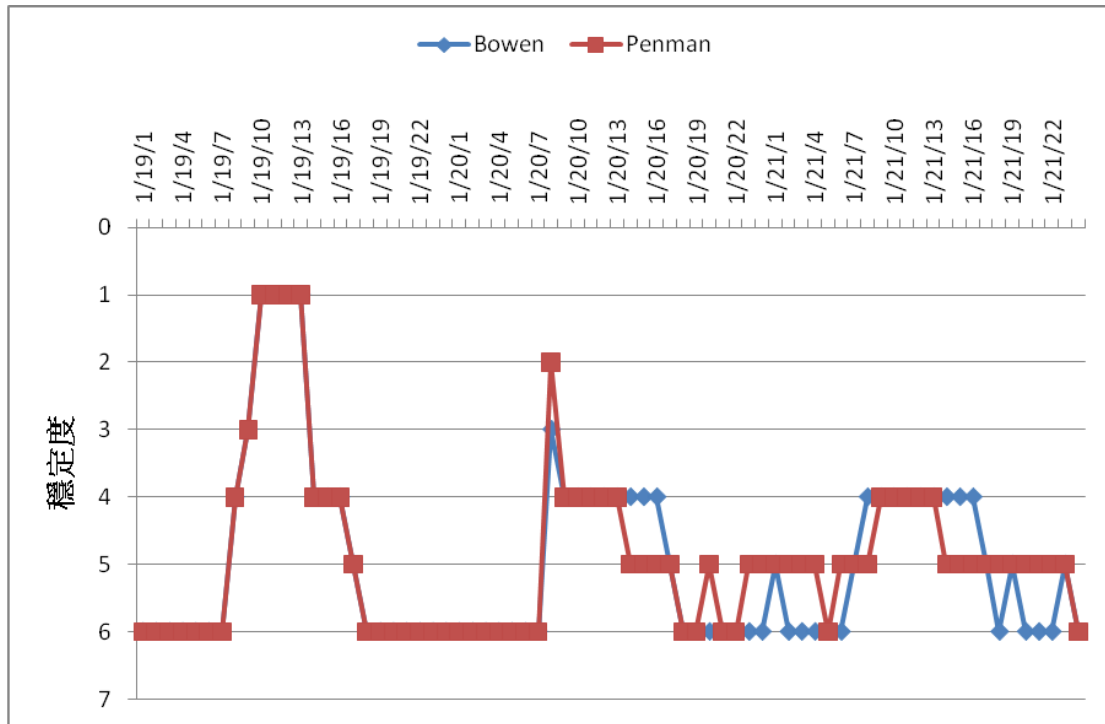


圖 4.3.19 台中站案例期間不同包溫比計算模擬冬季穩定度變化圖

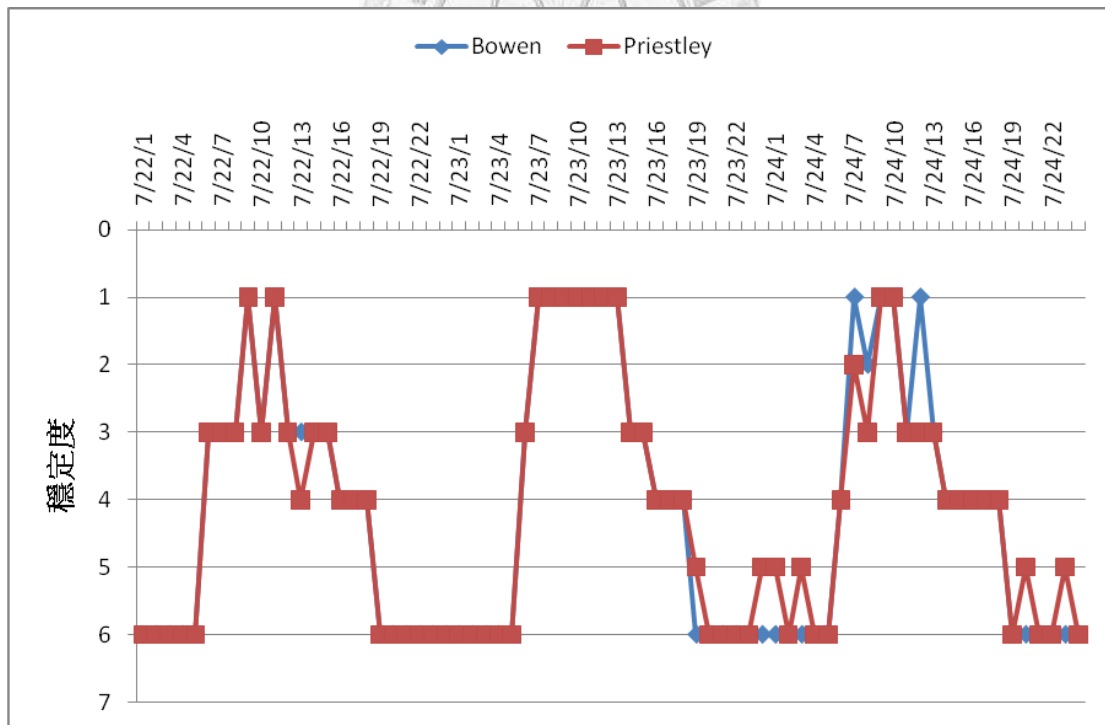
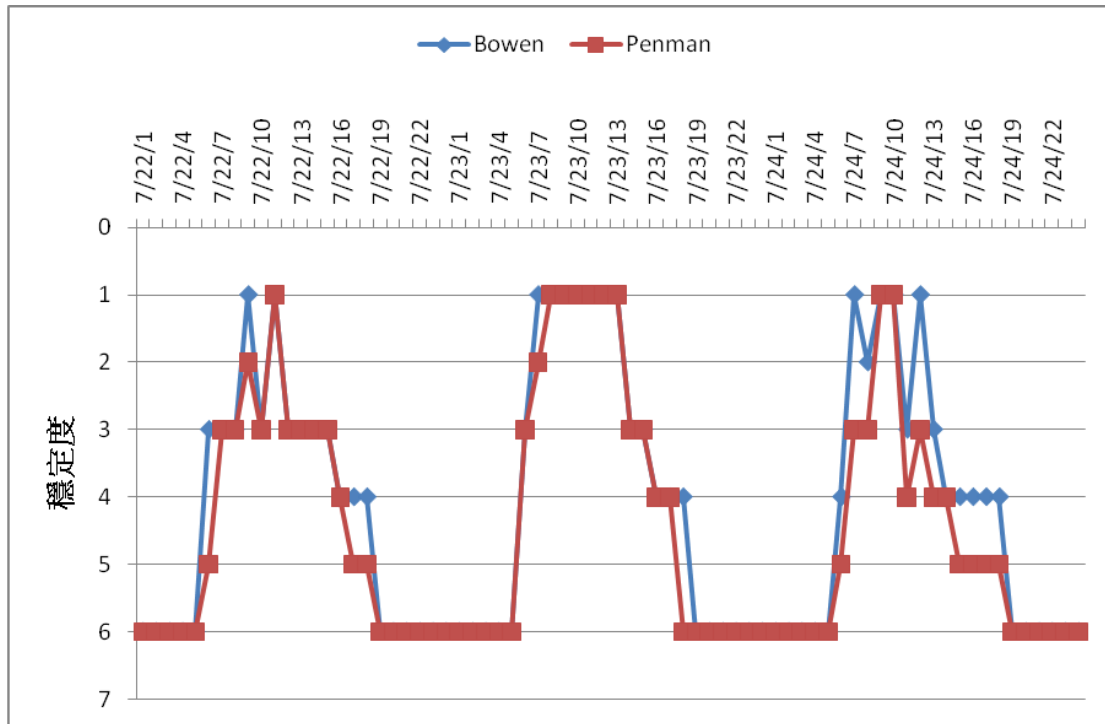


圖 4.3.20 台中站案例期間不同包溫比計算模擬夏季穩定度變化圖

#### 4.4 不同包溫比估算潛熱通量案例分析(逐日)

此節將以四種包溫比計算方法，Class A-van、Penman-Monteith、Priestley and Taylor 和 Bowen ratio 法計算潛熱通量，來討論本研究模擬潛熱通量之結果，比較其相關性和發展趨勢，進而評估本包溫比預測方程式之可行性及準確度。

##### 台北(站)案例

模擬時間：2006 年 1 月 1 日至 2006 年 12 月 31 日。

模擬地點：中央氣象局台北測站。




圖 4.4.1 和圖 4.4.2 為 Class A-van、Penman-Monteith、Priestley and Taylor 和 Bowen ratio 法計算 2006 年全年台北氣象站之潛熱通量和雨量之變化圖，圖中可以看出此四種方法在計算潛熱通量時間序列圖中顯示潛熱通量在夏季(7 月)模擬出來的值為全年最高，冬季(1 月、2 月)所模擬的值為全年最低，當模擬日有降雨量時，所模擬出來的潛熱通量較同季節沒降雨量之潛熱通量相比明顯較低。由於台灣地狹四面環海，位處低緯度(22°~25°之間)，氣候高濕多雨，因此不管哪種包溫比的計算方法所算出之潛熱通量皆反映，即使是夏季日潛熱通量的分量是非常顯著。

表 4.4.1 和表 4.4.2 為不同方法計算出的日潛熱通量以 Class A-van 法的  $173.47(\text{Wm}^{-2})$  最高，本模式  $121.83(\text{Wm}^{-2})$  最低。以平均值日潛熱通量而言 Penman-Monteith 的  $78.54(\text{Wm}^{-2})$ ，本模式  $67.56(\text{Wm}^{-2})$  最低。四種方法計算之標準差很接近在  $26(\text{Wm}^{-2})\sim 33(\text{Wm}^{-2})$  之間。

圖 4.4.3 和圖 4.4.4 為各個公式計算台北的潛熱通量數值分佈，其中 Penman-Monteith 和 Class A-van 法模擬的數值範圍和中位數非常接近，Class A-van 法範圍大於 Penman-Monteith 法，而本模式法無論是模擬範圍與中位數皆在四種方法中是最小的。



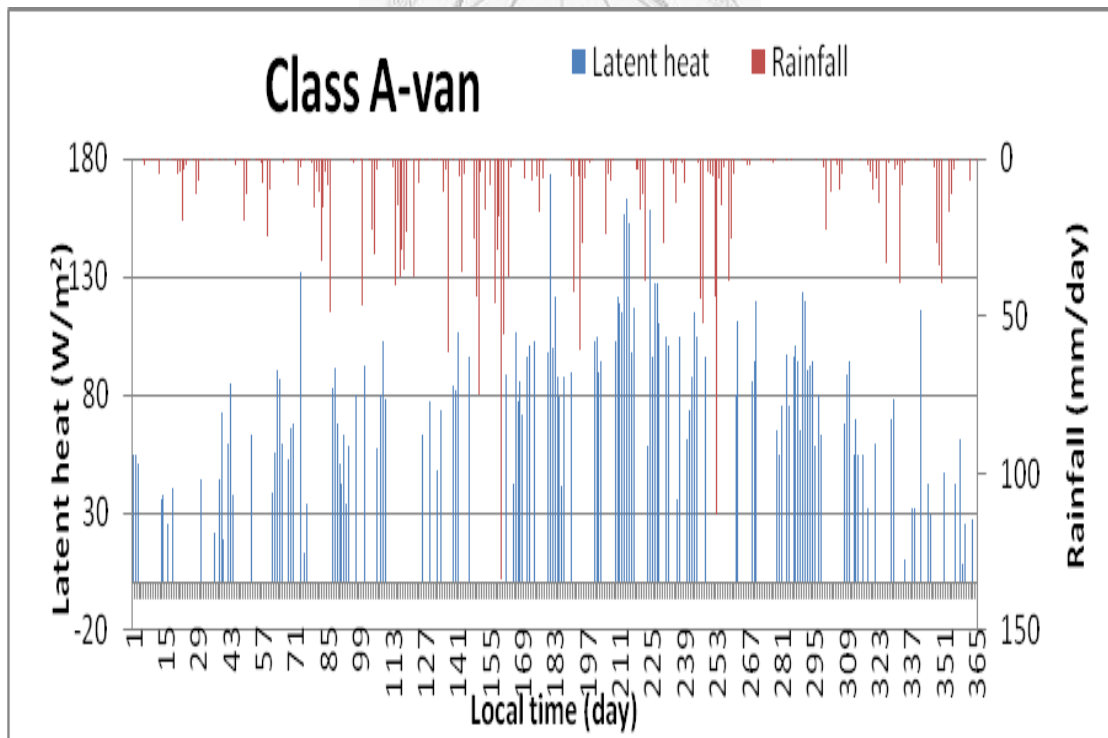
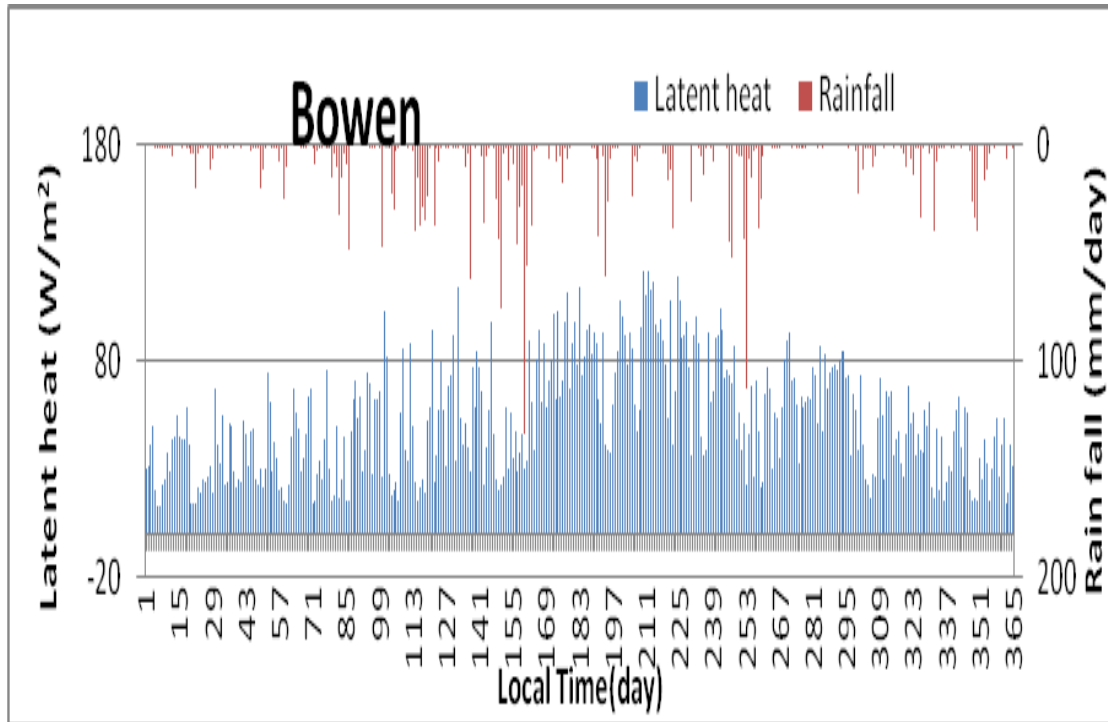


圖 4.4.1 台北站案不同包溫比計算模擬全年潛熱通量和雨量變化圖

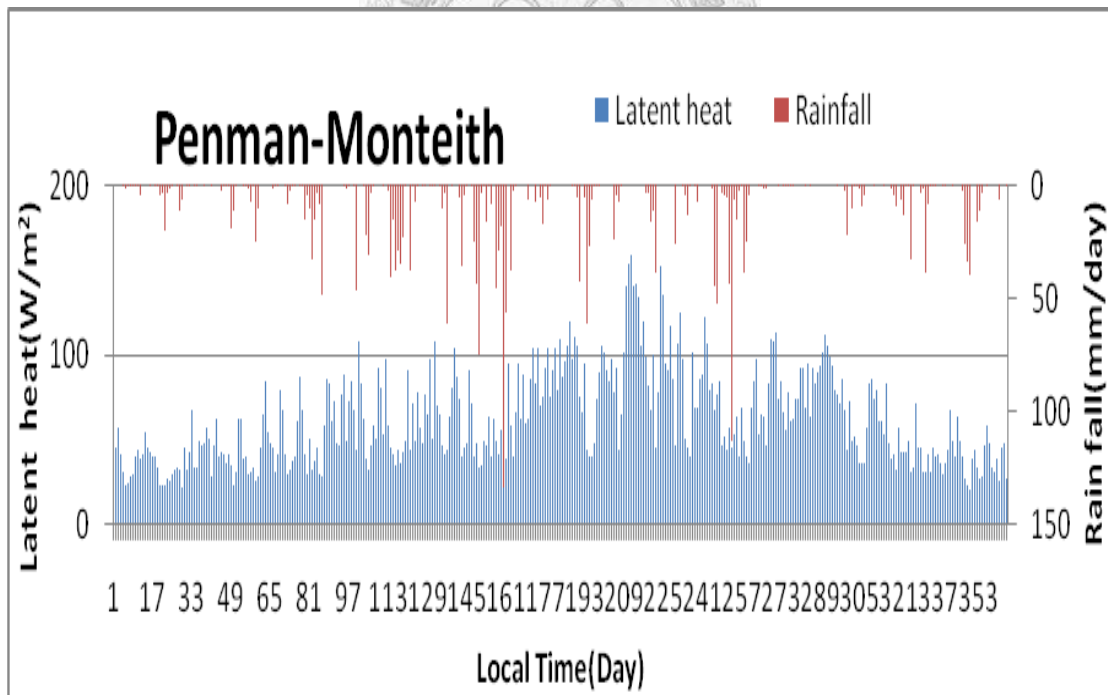
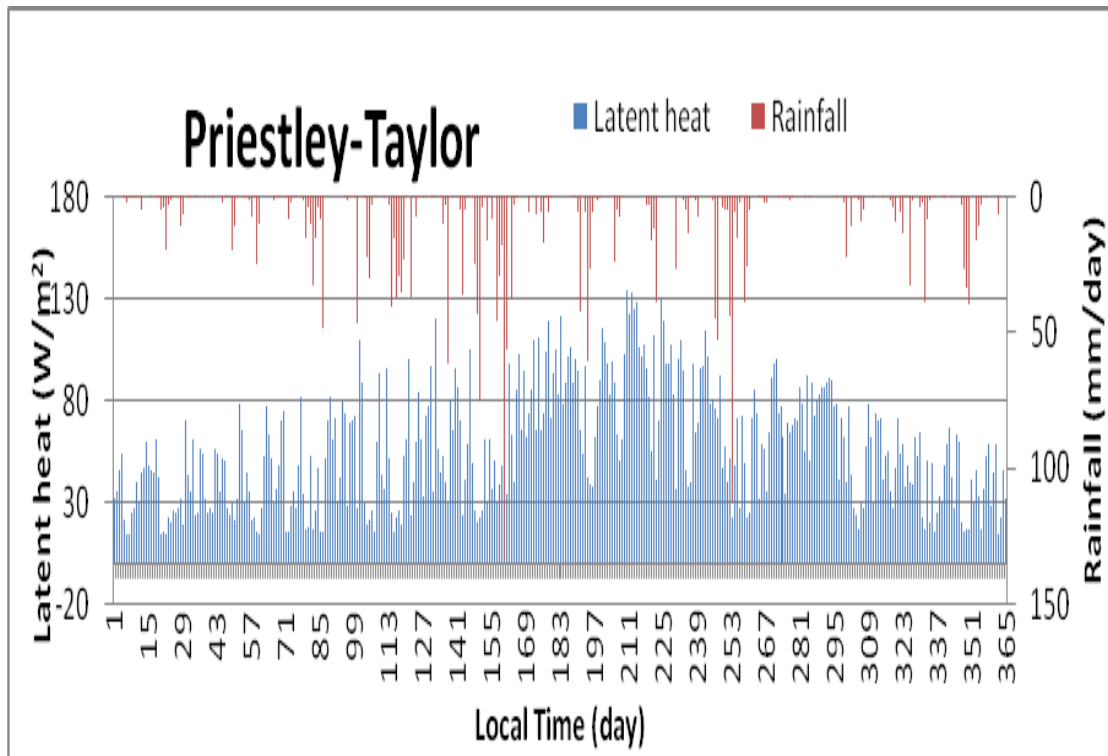


圖 4.4.2 台北站案不同包溫比計算模擬全年潛熱通量和雨量變化圖

		Priestley	Bowen	Peman	ClassA
個數	有效的	141	141	141	141
	遺漏值	224	224	224	224
平均數		74.0492	68.2427	78.5439	77.5619
中位數		73.1500	67.5660	79.6790	79.4120
標準差		28.12322	26.14925	28.80053	32.62714
最小值		20.51	19.45	31.14	8.47
最大值		133.45	121.83	159.18	173.47
百分位數	25	53.0140	47.7035	54.6290	54.7920
	50	73.1500	67.5660	79.6790	79.4120
	75	95.8640	88.9815	97.4100	98.2960

表 4.4.1 台北站案例不同包溫比方法之潛熱通量比對統計分析表

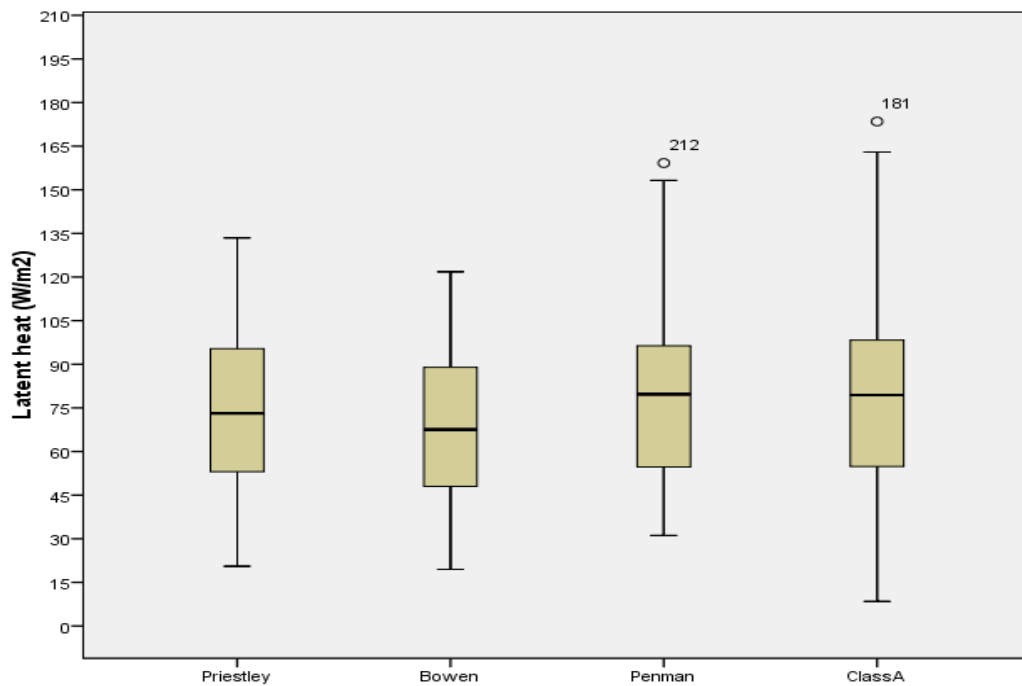


圖 4.4.3 台北站案例期間不同包溫比計算模擬全年潛熱通量盒型圖

		Priestley	Bowen	Penman
個數	有效的	365	365	365
	遺漏值	0	0	0
平均數		56.7561	53.1680	61.9957
中位數		53.0640	50.3720	54.5500
標準差		28.97994	26.67585	27.44941
最小值		14.04	12.94	20.70
最大值		133.45	121.83	159.18
百分位數	25	31.0405	29.5965	40.6475
	50	53.0640	50.3720	54.5500
	75	77.4850	72.6830	82.7290

表 4.4.2 台北站案例不同包溫比方法之潛熱通量比對統計分析表

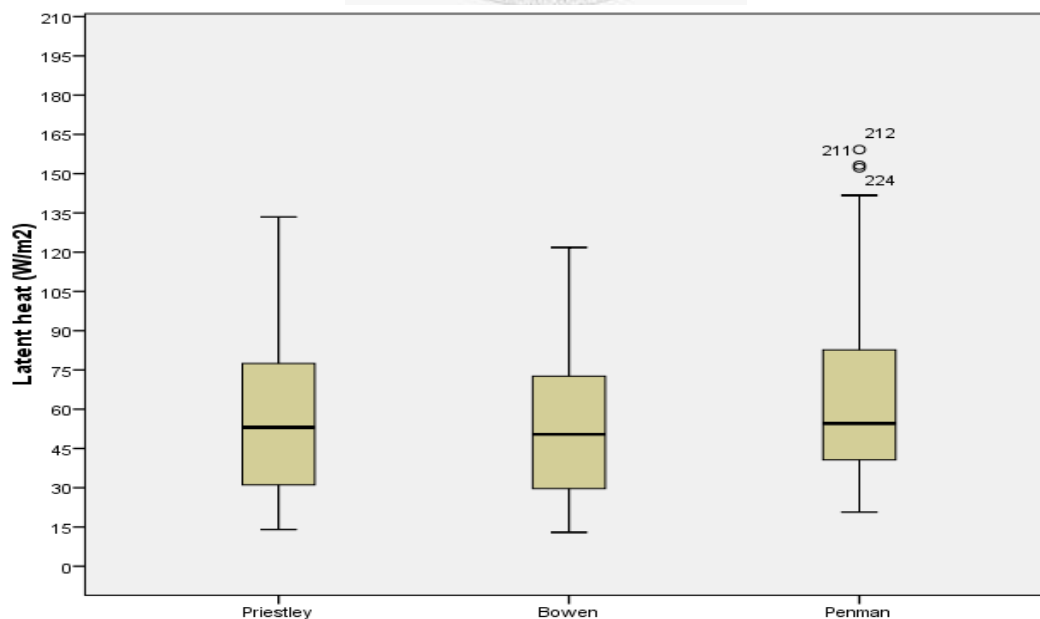


圖 4.4.4 台北站案例期間不同包溫比計算模擬全年潛熱通量盒型圖

## 第五章、結論與建議

### 5.1 結論

本研究利用中央氣象局氣象站2006 年年氣象資料，使用本模式包溫比計算統計七個不同土地使用類型之氣象站資料，綜觀其包溫比與氣象參數之變化，並帶入兩種估算包溫比公式計算逐時包溫比值及潛熱通量後，並與本模式計算結果相比較，獲得之結論如下：

#### I 包溫比分析

1. 本模式模擬之包溫比在低海拔之氣象測站之包溫比趨勢，皆是冬季高夏季低。台灣高濕天氣的影響(相對溼度在低海拔模擬之五個測站當中，數值都介於 65% 至 85% 之間)潛熱通量一直非常的顯著。
2. 在模式模擬低海拔之五個測站中，包溫比對於濕度的相關性分析，不如包溫比對於溫度之相關性分析，顯示在台灣地區在高濕的環境下，濕度對於包溫比之影響相對於溫度對於包溫比之影響程度是不大的。溫度才是主要影響台灣包溫比數值之發展。
3. 在模式模擬高海拔地區，溫度範圍絕對溫度介於 273 至 281 度，絕對溫度在 52% 至 88% 之間，在這範圍下包溫比對於溫度和濕度這兩個氣象參數之變化皆非常敏感，包溫比值皆大於 1 之程度。

## 模擬案例氣象參數分析

1. 日間熱通量與雲覆量和混合層高度的變化情形，雲覆量愈低則可感熱通量數值愈高，反之則可感熱通量受限制。當日間可感熱通量高時，混合層高度發展就高。
2. 日間潛熱通量與氣象參數，如：淨輻射、雲覆量、相對濕度和降雨量等氣象參數，均有不錯之相關性。但對風速之相關性不佳，由於本模式計算中，假設潛熱通量的傳輸會反映在其濕度上，但對於風速所產生之動力影響並沒有考慮其中，所以在風速與潛熱通量之關係圖中無明顯之相關性。

## 不同包溫比估算方法之案例分析(逐時)

1. 台北站案例中，本模式與 Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 求出之潛熱通量之間之相關性分別為 98%(冬季 29%的低估，夏季 33%的低估。)及 99%(冬季 4.6%的低估，夏季 5.1%的低估)。
2. 台中站案例中，本模式與 Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 求出之潛熱通量之間之相關性分別為 97%(冬季 33%的低估，夏季 27%的低估)，99%(冬季 7.3%的低估，夏季 6.6%的低估)。
3. 宜蘭站案例中，本模式與 Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 求出之潛熱通量之間之相關性分別為冬季 81%和夏季 99%(冬季 40%的低估，夏季 13.7%的低估)，99%(冬季 6.6%的低估，夏季 4.3%的

低估)。

4. 嘉義站案例中，本模式與 Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 求出之潛熱通量之間之相關性分別為冬季 92%和夏季 98%(冬季 34%的低估，夏季 17%的低估)，99%(冬季 6.1%的低估，夏季 5.2%的低估)。

由上之數據可看出本模式預測之包溫比相較其他方法有低估的現象，但均有不錯之相關性，可見本模式對潛熱通量之預測具有一定之可信度，而本模式與 Penman-Monteith 法在風速較強時的模擬結果差異較大，由於 Penman-Monteith 法在估算中考慮了空氣動力項，當風速大且日間輻射量低時，空氣動力項的影響程度就增加，輻射項影響程度就降低，造成 Penman-Monteith 法預估之潛熱通量大於本模式之估算。

以台北和台中氣象站模擬之大氣穩定度的模擬結果顯示由於 Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 求出之潛熱通量較大，因此可感熱通量得到的分配少，穩定度較 Bowen 法所計算的穩定度來的高。

#### 不同包溫比估算方法之案例分析(逐日)

Bowen、Class A-van、Penman-Monteith 及 Priestley-Taylor 使用逐日資料所計算之潛熱通量中 Penman 和 Class A-van 所模擬之結果較相近，而 Bowen 法所算出的結果在 4 種方法中是最小的。

## 參考文獻

- Allen, R. G., Pereira, L.S., Rase, D., and Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage paper 56, FAO, Rome.
- Bowen, I. S., 1926: The ratio of heat loss by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.*, 27, 779-787.
- Priestley, C. H. B., and Taylor, R. J., 1972: On the assessment of the surface heat flux and evaporation use large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92
- Scire, J. S., F.R. Robe, M. E. Fernau and R. J. Yamartino, 2000: A User's Guide for the CALMET Meteorological Model (Version 5.0). Earth Tech, Inc., Concord, MA.
- Scire, J. S., E. M. Insley and R. J. Yamartino, 1990a: Model formulation and user's guide for the CALMET meteorological model. Prepared for the California Air Resources Board by Sigma Research Corporation, Concord, MA.
- Holtslag, A. A. M. and A. P. van Ulden, 1983: A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 22, 517-529.
- Holtslag, A. A. M. and A. P. van Ulden, 1982: Simple estimates of nighttime surface fluxes from routine weather data. KNMI Scientific Report, W.R. 82-4, 11 pp.
- Weil, J. C. and R. P. Brower, 1983: Estimating convective boundary layer parameters for diffusion application, Draft Report, prepared by the Environmental Center, Martin Marietta Corp, for the state of Maryland.

Venkatram, A., 1980a: Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. *Boundary Layer Meteorology*, 19, 481-485.

Paine, R. J., 1987: User's Guide to the CTDM Meteorological Preprocessor (METPRO) Program, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC 27711.

van Ulden, A. P. and A. A. M. Holtslag, 1985: Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J. Clim. and App. Meteor.*, 24, 1196-1207.

EPA, 1995: User's Guide for the Industrial Source Complex (ISC3) Dispersion Models. Volumes I - III. EPA-454/B-95-003a-c.

Seinfeld J. H., 1986: *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*, John Wiley & Sons, New York.

Chang, L. F., 2006: *Atmospheric Diffusion and Air Quality Modeling*. GIEE of National Taiwan University.

Pasquill, F., 1961: The estimation of the dispersion of windborne material, *Meteorological Magazine*, 90, 33-49.

Briggs, G. A., 1982: Simple substitutes for the Obukhov length. *Proceeding, 3rd Joint Conference on Applic. of Air Poll. Meteor.*, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 68-71.

張能復、曾威霖，2005，地表能量平衡處理大氣穩定度方法與實例，國立台灣大學環境工程研究所。

許榮桀，2005，以 CALMET 模式模擬台灣地區混合層高度，台灣大學環境工程研究所碩士論文。

曾威霖，2005，混合層預測方程式之研究，台灣大學環境工程研究所碩士論文。

張馥驛，2008，應用 CALMET 地表能量平衡方程式計算大氣擴散穩定度對 ISC 模擬結果的影響

葉信富、陳進發、李振誥，2005a，「潛勢能蒸發散經驗公式之最佳化比較」，農業工程學報，第 51 卷，第 1 期，27-37 頁。

黃振昌、宋易倫，2003，Penman-Monteith 方程式日射-日照關係地域性參數之建立與評估"。「農業水利科技研究發展」九十一年度成果發表討論會。屏東恆春。

劉明揚，2004，臺灣地區蒸發量之研究 建國學報 23:1-29



## 附錄 A

### 地表參數群設定對照表

表 A-1 CALMET 模式預設地表參數群設定表

代碼	描述	地表粗糙長度 (m)	地表反照率	包溫比	地表特性函數值	人為因素熱通量 (W/m <sup>2</sup> )	葉面指數
10	都會建築區	1.0	0.18	1.5	0.25	0.0	0.2
20	非灌溉農業區	0.25	0.15	1.0	0.15	0.0	3.0
-20	灌溉農業區	0.25	0.15	0.5	0.15	0.0	3.0
30	牧原	0.05	0.25	1.0	0.15	0.0	0.5
40	森林區	1.0	0.10	1.0	0.15	0.0	7.0
51	河流渠道	0.001	0.10	0.0	1.0	0.0	0.0
54	湖灣河口	0.001	0.10	0.0	1.0	0.0	0.0
55	海洋	0.001	0.10	0.0	1.0	0.0	0.0
60	濕地	1.0	0.10	0.5	0.25	0.0	2.0
61	森林溼地	1.0	0.1	0.5	0.25	0.0	2.0
62	非森林溼地	0.2	0.1	0.1	0.25	0.0	1.0
70	荒野	0.05	0.3	1.0	0.15	0.0	0.05
80	苔原	0.2	0.3	0.5	0.15	0.0	0.0
90	終年冰雪區	0.2	0.7	0.5	0.15	0.0	0.0

表 A-2 以土地分類與季節分之地表粗糙長度對照表

(土地使用類別/季節)	春	夏	秋	冬
1. 水體-淡水與海水 (Water-fresh and sea)	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
2. 落葉林 (Deciduous Forest)	1.00	1.30	0.80	0.50
3. 針葉林 (Coniferous Forest)	1.30	1.30	1.30	1.30
4. 沼澤(Swamp)	0.20	0.20	0.20	0.05
5. 耕地 (Cultivated Land)	0.03	0.20	0.05	0.01
6. 草地(Grassland)	0.05	0.10	0.01	0.001
7. 都市區(Urban)	1.00	1.00	1.00	1.00
8. 乾燥灌木地 (Desert Shrub-land)	0.30	0.30	0.30	0.15

表 A-3 以土地分類與季節分之地表反照率對照表

(土地使用類別/季節)	春	夏	秋	冬
1. 水體-淡水與海水 (Water-fresh and sea)	0.12	0.10	0.14	0.20
2. 落葉林 (Deciduous Forest)	0.12	0.12	0.12	0.50
3. 針葉林 (Coniferous Forest)	0.12	0.12	0.12	0.35
4. 沼澤(Swamp)	0.12	0.14	0.16	0.30
5. 耕地 (Cultivated Land)	0.14	0.20	0.18	0.60
6. 草地(Grassland)	0.18	0.18	0.20	0.60
7. 都市區(Urban)	0.14	0.16	0.18	0.35
8. 乾燥灌木地 (Desert Shrub-land)	0.30	0.28	0.28	0.45

表 A-4 以土地分類與季節分之包溫比對照表(乾季)

(土地使用類別/季節)	春	夏	秋	冬
1. 水體-淡水與海水 (Water-fresh and sea)	0.1	0.1	0.1	2.0
2. 落葉林 (Deciduous Forest)	1.5	0.6	2.0	2.0
3. 針葉林 (Coniferous Forest)	1.5	0.6	1.5	2.0
4. 沼澤(Swamp)	0.2	0.2	0.2	2.0
5. 耕地 (Cultivated Land)	1.0	1.5	2.0	2.0
6. 草地(Grassland)	1.0	2.0	2.0	2.0
7. 都市區(Urban)	2.0	4.0	4.0	2.0
8. 乾燥灌木地 (Desert Shrub-land)	5.0	6.0	10.0	10.0

表 A-5 以土地分類與季節分之包溫比對照表(正常)

(土地使用類別/季節)	春	夏	秋	冬
1. 水體-淡水與海水 (Water-fresh and sea)	0.1	0.1	0.1	1.5
2. 落葉林 (Deciduous Forest)	0.7	0.3	1.0	1.5
3. 針葉林 (Coniferous Forest)	0.7	0.3	0.8	1.5
4. 沼澤(Swamp)	0.1	0.1	0.1	1.5
5. 耕地 (Cultivated Land)	0.3	0.5	0.7	1.5
6. 草地(Grassland)	0.4	0.8	1.0	1.5
7. 都市區(Urban)	1.0	2.0	2.0	1.5
8. 乾燥灌木地 (Desert Shrub-land)	3.0	4.0	6.0	6.0

表 A-6 以土地分類與季節分之包溫比對照表(濕季)

(土地使用類別/季節)	春	夏	秋	冬
1. 水體-淡水與海水 (Water-fresh and sea)	0.1	0.1	0.1	0.3
2. 落葉林 (Deciduous Forest)	0.3	0.2	0.4	0.5
3. 針葉林 (Coniferous Forest)	0.3	0.2	0.3	0.3
4. 沼澤(Swamp)	0.1	0.1	0.1	0.5
5. 耕地 (Cultivated Land)	0.2	0.3	0.4	0.5
6. 草地(Grassland)	0.3	0.4	0.5	0.5
7. 都市區(Urban)	0.5	1.0	1.0	0.5
8. 乾燥灌木地 (Desert Shrub-land)	1.0	1.5	2.0	2.0

表 A-7 包溫比乾濕季判斷依據

乾溼情況	乾季	正常	濕季
月平均雨量	< 50 mm	50~200 mm	>200 mm

表 A-8 土地使用分類比對類型表

Paine	Taiwan	Calmet
1. 水體	1. 水體	55. 海洋
4. 沼澤	2. 沼澤	60. 濕地
6. 草地	3. 草地或旱田	30. 牧原
5. 耕地	4. 水田	-20. 灌溉農業區
2. 落葉林	5. 闊葉林	40. 森林區
	6. 混合林	
3. 針葉林	7. 針葉林	
7. 都市區	8. 住宅區	10. 都會建築區
	9. 都會區	
	0. 市中心	
	A. 工業區	
	B. 郊區村莊	20. 非灌溉農業區

表 A-9 台灣土地使用分類與地表粗糙長度對照表

台灣土地使用分類	表面粗糙度(m)
1. 水體	0.0001
2. 沼澤	0.0001
3. 草地或旱田	0.1
4. 水田	0.1
5. 闊葉林	1
6. 混合林	1
7. 針葉林	1
8. 住宅區	0.25
9. 都會區	3
0. 市中心	3
A. 工業區	3
B. 郊區村莊	0.05