

台灣北部地區氣溫預報之物理過程探討

林定宜

中央氣象局氣象預報中心

摘 要

氣溫是決定天氣變化的重要因素之一，高低氣溫預測也是天氣預報的重要項目。過去國內對於局地高低溫預測的研究較不多見，且較少針對高低溫預測進行系統性的分析與整理，因此高低溫的預報並沒有固定的流程可依循。本研究使用現行的預報作業資源為基礎，透過統計分析、個案之物理過程分析與預報原理，配合預報實務，使預報員能了解局地高低溫預測的基本技術和流程，以期能減少氣溫預報的誤差，並嘗試建立高低溫預測之預報流程，以作為日後預報員對高低溫預報的參考，此亦本文之研究動機。台灣地區天氣型態有其獨特性，本研究應用統計資料做基礎氣溫分析，並應用探空資料，融合大氣邊界層基本概念，對不同典型之天氣型態個案做研究，並找出 850hPa 氣溫與地面日高低氣溫之之相關性，以建立氣溫預報的概念模式。

本研究由局地溫度變化方程式分析，「平流項」及「非絕熱項」的權重較重要。由於受地理及氣候特性之影響，板橋站與花蓮站各月的平均[地面溫度 - 850hPa 溫度]會有不同的分布。此外，因 00UTC 及 12UTC 之探空資料「熱力機制」不同，以板橋站及花蓮站[地面溫度 - 850hPa 溫度]各季 00UTC 與 12UTC 資料做統計檢定，在 $\alpha=0.05$ 的顯著水準下做 Z-test 及 F-test，結果得到：僅板橋站在冬季時之 Z-test「差異不顯著」，板橋站冬季 F-test 及其他季節的 Z-test、F-test 均為「差異顯著」。而以台灣北部之個案分析結果顯示：[地面-850hPa] 氣溫差值以「高壓迴流型」最小，「強烈大陸冷氣團南下型」差值最大。最後，根據研究分析與實務經驗歸納了一些氣溫預報的基本原則。

關鍵詞：850hPa 氣溫、地面氣溫、溫度平流、非絕熱效應、探空資料、厚度場

一、前言

氣溫是表示近地面空氣冷熱程度的物理量，也是決定天氣變化的重要因素之一，因此高低氣溫預測無疑是天氣預報的重要項目。平日工作時，曾有民眾反映，氣象局在一天中不同時間發布的高低氣溫預報，往往不盡一致，例如有時前一天晚上預報第二天最高溫度是 34°C，而第二天早上則報 35°C，為什麼預報同

一天最高氣溫會存在著差別？這是因為各型態的高低溫是在特定的天氣型態條件下出現，且影響高低氣溫的氣象要素較為複雜所致。

氣象預報員在發布高低溫報告前，首先要分析當時的天氣型態，並參照數值模式資料，其次還要考慮雲層、雲量分布、風向、風速變化、水氣條件以及當時的基礎氣溫等諸多因素。當溫度預報發布後，若是天氣型態或其中任一氣象因素發生變化，則該日之最高、最低

氣溫就可能與原來預報的結果產生差異。在此情況下，當氣象預報員發現天氣型態與原來的預報有變化時，就會對新的資料進行分析研判，並進行最新的預報修正。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla T - \omega(\gamma_d - \gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} + \frac{\gamma_d}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p \right) \quad (1)$$

根據朱等(2000)的撰述，影響局地溫度變化之方程式，可由(1)式表示。經尺度分析後，式

(1)等式右方最後一項 $\frac{\gamma_d}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p \right)$ ，是因變

壓和氣壓平流引起的溫度局地變化，此項數量級很小，在實際預報中可以忽略不計。日常分析某地點氣溫變化時主要考慮的是「溫度平流」

($-\vec{v} \cdot \nabla T$)、空氣的「垂直運動」

($-\omega(\gamma_d - \gamma)$)和「非絕熱」($\frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$)這三方

面因子的影響。根據李等(2004年)撰述，在近地面範圍內、垂直運動較小，由此引起的氣溫

變化通常亦可以忽略不計。冷暖氣團運動引起的溫度平流是氣溫非周期變化的主要因子，溫度平流的單位是 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 或 $^{\circ}\text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ (劉等，2005年)。

非絕熱因子是引起局地氣溫日變化和年變化的主要因子，主要有輻射、可感熱(亂流混合)、水汽蒸發、釋放潛熱等過程，在低層大氣中表現比較明顯，最重要的非絕熱效應乃可感熱的交換。氣溫的非絕熱變化主要表現為氣溫的日變化和氣團的變性(朱等，2000)。伍等(1999)認為到目前為止，定量計算非絕熱的強度尚有困難，在日常天氣預報中，只能根據經驗判斷。而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化，這些要素包括：雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

由於社會需求日益增長，修正預報之目的也就是透過最新的氣象資料分析，即時作出新的反應，以最準確的氣象資訊為社會大眾服務。

與預報人員的分析思路及時間經驗很有關係。由於天氣系統很複雜，不同尺度的系統有相互關聯、相互影響性，因此，即使經驗豐富的預報員有時也難免會有預報失誤發生。而本文僅就目前工作上常用的「統計學預報方法」、「數值預報方法」做現況簡述。

1. 在統計預報方法方面

是採用大量、長期的氣象觀測資料，根據機率統計學的原理，尋找出天氣變化的統計規律。目前主要有參考 JMA MOS 7 天地面高、低溫預測資料及降尺度地面氣溫預測產品。

2. 在數值預報方法方面

目前主要使用的種類有：NFS 72 小時時間序列單點地面溫度預測、各家模式(如：ECMWF、JMA、NCEP、UA 等)之探空預測、各家模式之 850hPa 及地面時間序列氣溫預測、垂直剖面氣溫變化時間序列圖以及厚度圖等。

(二)現行氣溫預報之誤差

根據張與賈(2008)之研究，有關中央氣象局於 2006 至 2007 年台灣各地區最高溫度與最低溫度之預報絕對誤差(MAE)如圖 1 所示，基本上北部、中部、南部、東部高溫預報絕對誤差均隨預報時間增加而增加，其中以北部地區最為明顯(120 小時之後誤差已達 2°C 以上)，南部地區則誤差較小。而北部、中部、南部、東部低溫預報絕對誤差亦隨預報時間增加而增加，但整體而言，低溫誤差幅度比高溫預報絕對誤差為小。

又以台北氣象站為例，若將 JMA MOS 預報平均絕對誤差(MAE)減去 CWB 之官方預報平均絕對誤差(MAE)來比較 JMA MOS 及 CWB 官方預報何者較佳，由 2006-2007 年 1 至 7 天預測來看(參考圖 2)，CWB 官方預報之最高溫

度及最低溫度，其平均絕對誤差(MAE)優(小)於 JMA MOS 之 MAE，因此檢視的結果可得：經綜合預報的結果基本上會比僅用 MOS 要好。

在現行數值預報誤差方面：雖然數值預報技術當今已有很大的進展(尤其是對自由大氣層的變化情況)，850hPa 之溫度預測也常作為地面氣溫預測的參考指標，但 850hPa 不同模式溫度預測存在有差異性，例如圖 3 是 ECMWF、JMA、NCEP、UA 的 850hPa 溫度預測時間序列圖，雖屬個案預報，但作業上不同模式之氣

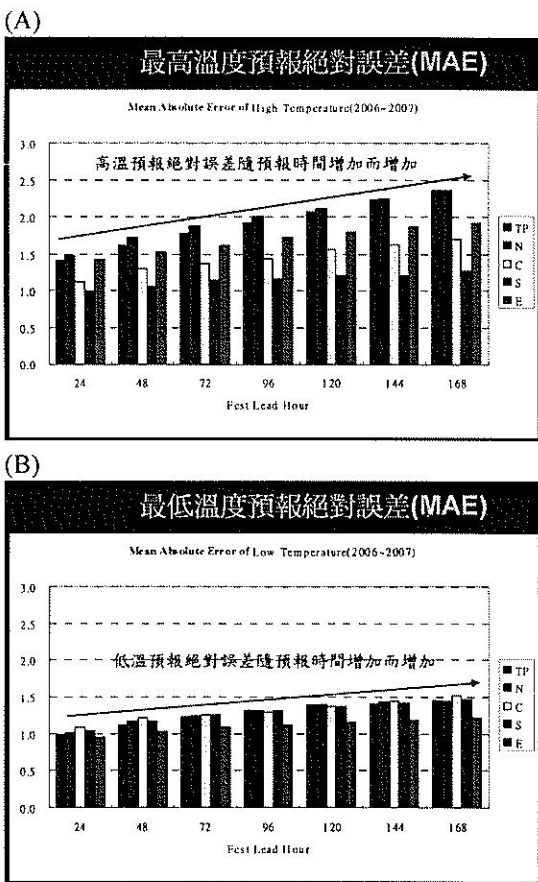


圖 1. 台灣各分區最高溫度(A)及最低溫度(B)之 CWB 預報平均絕對誤差(MAE) (2006~2007)。

Fig. 1. The mean absolute error (MAE) of CWB forecast on districts of Taiwan. (A) maximum temperature (2006~2007) (B) minimum temperature (2006~2007).

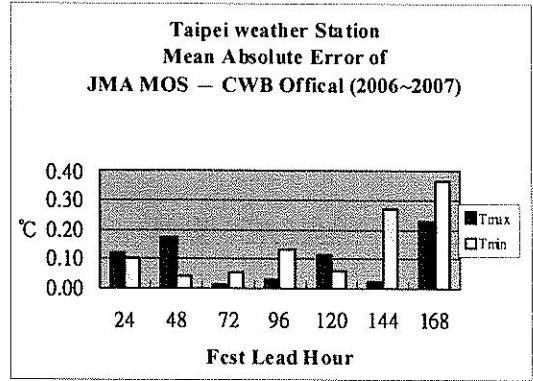


圖 2. 台北氣象站 JMA MOS MAE 減去 CWB 官方 MAE (2006~2007)。

Fig. 2. Mean absolute error of differences between JMA MOS and CWB official forecast on Taipei weather station. (2006 ~ 2007).

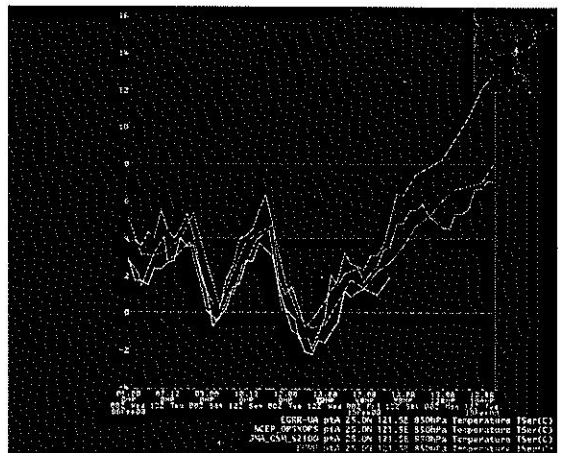


圖 3. ECMWF、JMA、NCEP、UA 模式對 850hPa 氣溫預測的時間序列圖。

Fig. 3. Time series of 850hPa temperature forecasts made by ECMWF, JMA, NCEP, UA numerical model.

溫預報差異會隨著時間有逐漸擴大的趨勢；此外在作業上也會發現，個別模式常存在著系統性的誤差(偏冷或偏暖)，因此做氣溫預報前，必須要做好不同模式初始場及預測場的校驗，如此才能使預報場有好的修正值。

由於低層空氣受到邊界層複雜因素的影響，有時候 850hPa 之溫度預測並無法直接用來推估地面氣溫。例如：2009 年 2 月 21 日 00UTC，地面與 850 hPa 氣溫差值僅 1°C(如圖 4)，而與平均地面與 850 hPa 氣溫差值 8 至 9°C，差別甚大。此因當時 850 hPa 以下大部分為逆溫層，冷平流層在較低層所致。又如 2005 年 2 月 18 日 12UTC(如圖 5)低層濕冷，俗諺講：「春寒，雨愈泉」，即指此種類型之天氣型態，當時地面氣溫=13.8 °C，850 hPa 氣溫=11.7 °C 氣溫。

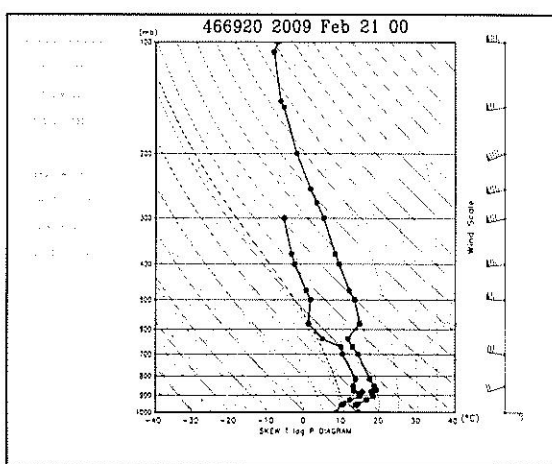


圖 4. 2009.0221.0000UTC 板橋探空資料。
Fig.4. Banqiao 2009.0221.0000UTC sounding data.

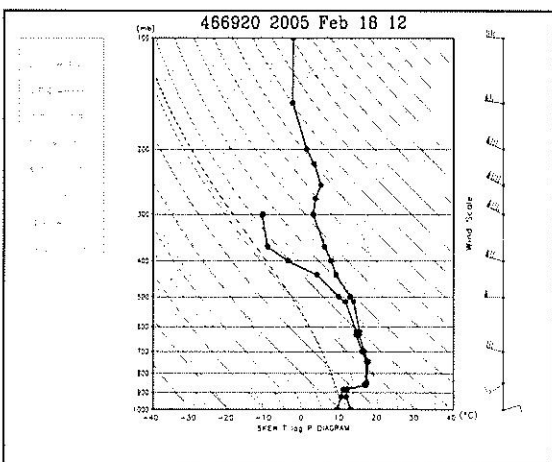


圖 5. 2005.0218.1200UTC 板橋探空資料。
Fig.5. Banqiao 2005.0218.1200UTC sounding data.

目前的高低氣溫預報除了模式的 850hPa 之溫度資訊外，主要還是借重統計預報及應用探空資料為基礎，由預報人員綜合判斷而做出結果。由於氣溫預報是複雜的思考過程，只要某一個環節出現了預判失誤，氣溫預報的準確性就會出現誤差。以中央氣象局 2008 年 10 月 10 日至 16 日預測 17 日台北市高溫為例：預測高溫均為 27°C，實際出現高溫為 32.2°C，檢討誤差主要的原因出在 17 日預報天氣型態為陰短暫雨，而 17 日實際白天雲量則較預期偏少，非絕熱增溫效應要比預期為明顯所致；又以北台灣而言：春季冷暖空氣變化快速，溫度起伏也較大，預報難度亦較大。

就統計預報誤差方面：MOS 方程是以綜觀尺度模式為基礎，它很難解釋重要的中尺度現象，例如：狹長的鋒面帶、飆線和低層雲等。當預報員認為數值預報包含非系統性誤差時，預報員就會設法去修正溫度。而槽線或鋒面增強或加速時，符合溫度型態的改變時，在主觀上預報員就應考慮修正溫度。此外有些因素 MOS 方程式是無法解釋的，比方像小尺度的邊界層實際物理過程則需靠預報員的經驗來因應。又如：海陸風及山谷風效應、城市與郊區差異、地面溫度及邊界層風速、風向的觀測及預測等等。此外，根據 William and Gordon(1975)之研究，850hPa 至地面之溫度變化明顯受到雲量影響，間接也影響到相對濕度、垂直速度、地面露點溫度。

其次，根據 Dennis(1982)的研究，將 MOS 之 24 小時高、低溫預報客觀誤差區分為「綜觀尺度」及「中尺度」兩部份，結果發現：此兩部分對誤差之貢獻其實是差不多的。但在綜觀尺度客觀預報方面則顯著比持續法及氣候法要好，而在中尺度客觀預報方面，低溫預測和氣候法的準確度差不多，高溫則只稍微比氣候法準確。這意味著 MOS 預報所包含的綜觀尺度訊息多於中尺度的訊息。

此外，MOS 溫度預報誤差在夏季時相對較小，而在春季與秋季季節轉換的時候則較大。根據 Andrew and Lance (2005)之研究，在天氣變化快速的測站，MOS 的氣溫預報誤差也較大，在溫度梯度大的地方，還有冷空氣聚集在

地表，近地面有低層逆溫時，MOS 預報極端溫度時均會產生較大誤差。

三、研究方法與資料來源

台灣地區天氣型態氣溫變化有其獨特性，而氣溫變化與冷暖平流、非絕熱效應、垂直運動、雲量、相對溼度、日照率、風速…等因子息息相關，本研究首先應用統計資料做時間序列之氣溫基礎分析，並選擇不同類型下之天氣高低溫做個案探討，所選擇之天氣型態包括：梅雨鋒面型、春雨型、西南氣流型、太平洋高壓強盛型、高壓迴流型、氣團雷雨型、強烈大陸冷氣團型(濕冷及乾冷)、颱風與東北季風共伴型等(如附表一)。所蒐集的氣象因子包括：日平均雲量、日平均風速、日平均相對溼度、日照率等等。本研究由預報觀點探討特殊類型天氣之高低溫，欲找出 0000UTC 或 1200UTC 時 850hPa 氣溫與地面高低溫的定性關聯，嘗試建立氣溫預報的概念模式，以提供爾後在預報日高低溫時之參考。

由於本研究亦欲了解不同測站間是否因地理與氣候因素影響，以及 00UTC、12UTC 資料，是否會有顯著之差異，因此同時蒐集了板橋與花蓮探空站之資料，來做統計分析和檢

定，以便對垂直溫度變化有更深入之認識。以下是本研究所蒐集資料項目：

- (一) 板橋及花蓮探空站 2000 年至 2007 年 1000hPa 及 850hPa 逐日 00UTC 及 12UTC 重力位高度。
- (二) 板橋探空站 1985 年 1 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日 00UTC、12UTC 地面及 850hPa 之氣溫。
- (三) 花蓮探空站 1987 年 8 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日 00UTC、12UTC 地面及 850hPa 之氣溫。
- (四) 台北氣象站 2005 年至 2008 年逐日 00UTC、12UTC 探空圖、逐日最高氣溫及最低氣溫、平均雲量、平均相對溼度、平均風速(m/s)/風向(360°)、日照率(%)。
- (五) 客觀分析資料採用 2005 年至 2008 年 NCEP 之日平均海平面氣壓(mean daily sea level pressure)。

四、結果

(一) 統計分析方面

1. 板橋及花蓮探空站 2000 年至 2007 年各季節 850 hPa - 1000hPa 平均重力位高度依次分別均為夏季、秋季、春季、冬季(如圖 6、圖 7)。

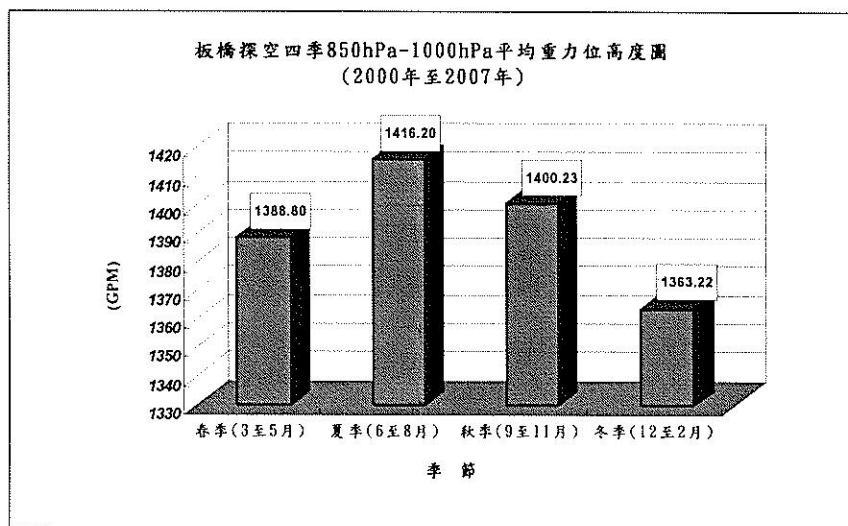


圖 6. 板橋探空四季 850hPa - 1000hPa 平均重力位高度圖。

Fig. 6. Seasonal sounding variation of Banqiao, for mean geopotential height between 850hPa and 1000hPa.

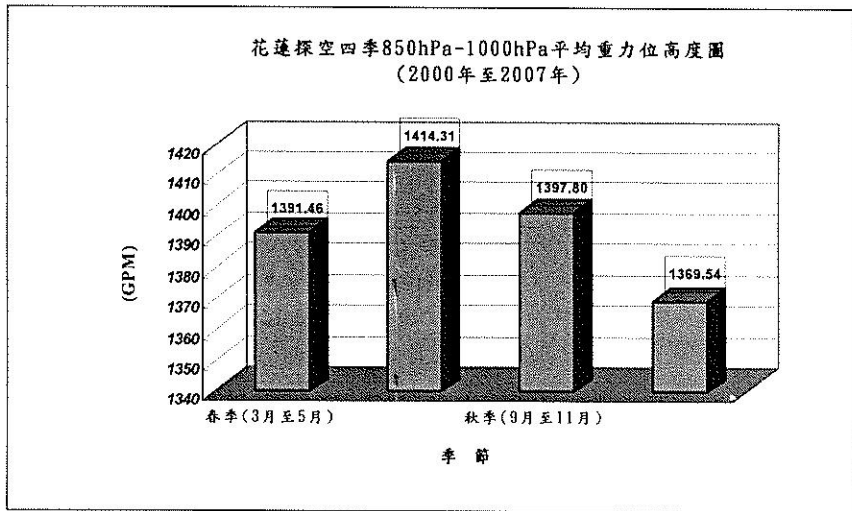


圖 7. 同圖 6，但為花蓮探空。

Fig. 7. Same as Fig.6, except for Hualien sounding.

2. 本研究針對板橋探空站 1985 年至 2007 年 10 月間逐月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值進行初步分析，亦對花蓮探空站 1987 年 8 月至 2007 年 10 月間逐月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值進行分析，結果得到：板橋探空站[地面 - 850hPa]逐月氣溫平均差值範圍落在 4.5 至 10.2 度 $^{\circ}\text{C}$ 之間，花蓮探空站[地面 - 850hPa]逐月氣溫平均差值範圍落在 6.4 至 10.7 $^{\circ}\text{C}$ 之間，板橋站[地面 - 850hPa]的氣溫平均差值分布範圍大於花蓮站。

此外並就各月份[地面 - 850hPa]氣溫平均差值進行分析，以了解大氣地面至 850hPa 層氣溫差值背景資料，結果得到：板橋探空站在 9 至 12 月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較大，3 至 4 月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較小(圖 8); 花蓮探空站在 10 月至翌年 1 月[地面-850hPa]氣溫平均差值較大，4 至 6 月[地面-850hPa]氣溫平均差值較小(圖 9)。

板橋探空站各月份地面氣溫-850hPa氣溫之平均差值 (統計期間：1985年1月1日至2007年10月31日)

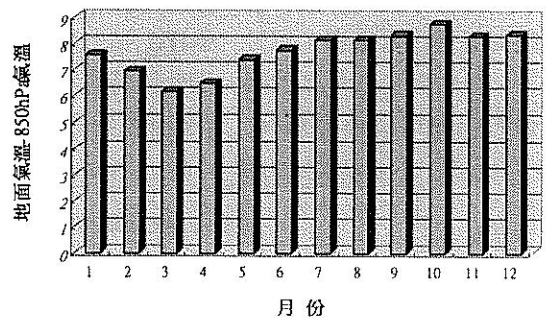


圖 8. 板橋探空各月份地面氣溫 - 850hPa 氣溫之平均差值(統計期間：1985 年 1 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日)。

Fig.8. The monthly change of differences between surface and 850hPa temperature for Banqiao. (From Jan. 1, 1985 to Oct. 31, 2007).

花蓮探空站各月份地面氣溫-850hPa氣溫之平均差值
(統計期間：1987年8月1日至2007年10月31日)

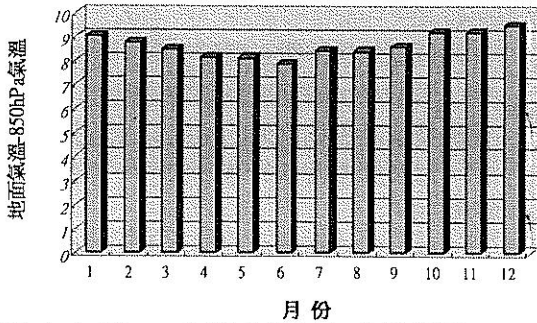


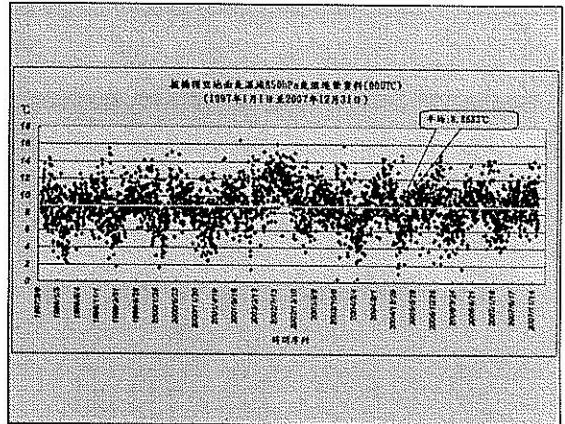
圖 9. 同圖 8，但為花蓮探空(統計期間：1987年 8 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日)。
Fig.9. Same as Fig.8, except for Hualien. (From Aug. 1, 1987 to Oct. 31, 2007).

3. 在分析基本背景資料時，因 00UTC 及 12UTC 之探空資料熱力機制不同，故將板橋站(地面溫度 - 850hPa 溫度)各季 00UTC 與 12UTC 資料做統計檢定，假設 00UTC 與 12UTC 資料均接近常態分布，在顯著水準 $\alpha=0.05$ 的下做檢定，Z-test 是兩組常態母群體(大樣本， $N \geq 30$)樣本平均數差異性的檢定，而 F-test 則是兩個常態母體變異數比的假設檢定。結果得到：僅板橋站在冬季時 Z-test 「差異不顯著」，換句話說，只有在冬季時，板橋站「地面與 850hPa 之溫差」在 00UTC 與 12UTC 時樣本平均數差異性不大，板橋站冬季 F-test 及其他季節的 Z-test、F-test 均得「差異顯著」。同樣方法，花蓮站(地面溫度 - 850hPa 溫度)各季 00UTC 與 12UTC 資料做 Z-test 及 F-test 統計檢定，結果得到在顯著水準 $\alpha=0.05$ 下，各季均為「差異顯著」，因此，00UTC 與 12UTC 之「熱力機制」不同，資料不能同時處理，分析(地面溫度 - 850hPa 溫度)宜將 00UTC 與 12UTC 分開處理，所得結果如圖 10 及圖 11，自 1997 年 1 月 1 日至 2007 年 12 月 31 日板橋探空地面氣溫 - 850hPa 氣溫 00UTC 之平均差值為 8.8683°C，12UTC 之平均差值則為 8.4145°C；自 1997 年 1 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日花蓮探空地面氣溫 - 850hPa 氣溫 00UTC 之平均差值為 9.0449

°C，12UTC 之平均差值則為 9.0986°C。可得花蓮探空站地面溫度 - 850hPa 溫度 00UTC 與 12UTC 之平均差值皆高於板橋探空站。

4. 不同站的統計檢定結果方面：無論是全年板橋 00UTC 與花蓮 00UTC、全年板橋 12UTC 與花蓮 12UTC 做 Z-test 及 F-test 統計檢定，結果得到在 $\alpha=0.05$ 的顯著水準下均為「差異顯著」，顯示不同測站間因為地理與氣候因素的影響，資料會有顯著之差異。

(A)



(B)

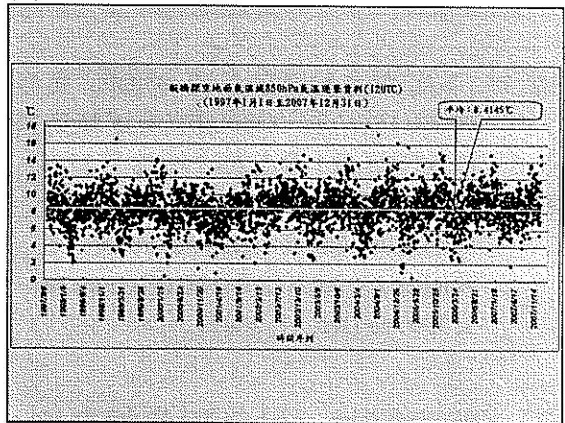


圖 10. 板橋探空地面氣溫減 850hPa 氣溫 0000UTC(A)與 1200UTC(B)逐筆資料 (1997 年 1 月 1 日至 2007 年 12 月 31 日)。

Fig. 10. The distribution of differences between surface and 850hPa temperature for Banqiao.(A)00UTC (B)12UTC (from Jan. 1, 1997 to Dec. 31, 2007).

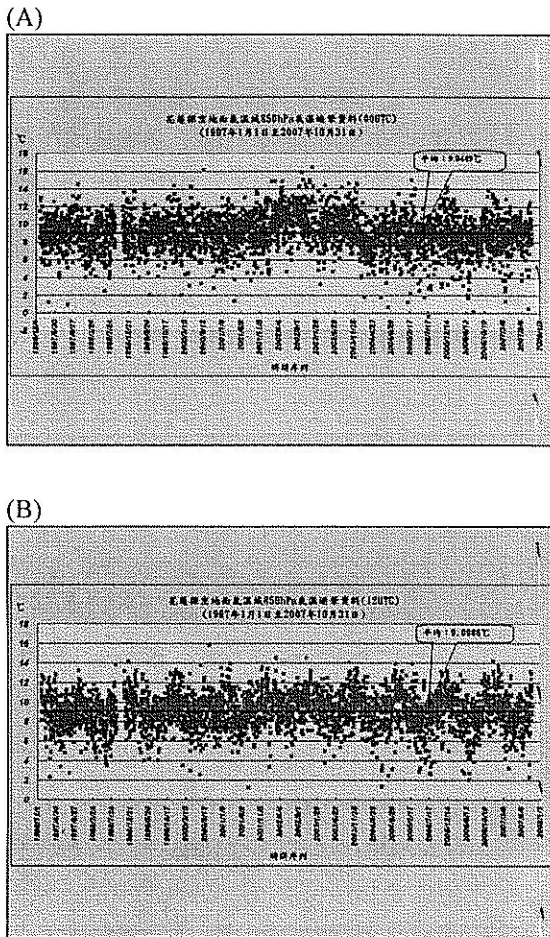


圖 11. 花蓮探空地面氣溫減 850hPa 氣溫 0000UTC(A)與 1200UTC(B)逐筆資料 (1997年1月1日至2007年12月31日)。

Fig. 11. The distribution of differences between surface and 850hPa temperature for Hualien.(A)00UTC (B)12UTC (from Jan. 1, 1997 to Dec. 31, 2007).

五、個案探討—以台灣北部為例

本研究個案分析主要之涵義著重於個案的「物理過程」探討，探索邊界層垂直溫度變化的物理過程。由於觀測時間的限制，所採用的探空資料均為 00UTC 及 12UTC，惟一天中的高溫與低溫多不是發生在這兩個時間點，但預報員仍可以用內插或外延的方式，加入適度的

冷暖平流貢獻量，藉以調整當日高低溫。

而在製作氣溫預報時，其流程宜結合以下要點進行之：

- (一) 對高低溫氣候特徵必須要了解。例如：「春寒，雨愈泉」的溫度氣候特徵為何，東北季風型或高壓迴流型的溫度氣候特徵又如何，以及探空曲線的基本型態，應有基本的認知。
- (二) 以「漏斗型」的概念由大尺度、中尺度而小尺度，進行天氣分析，要考慮到不同尺度下氣溫的變化因素。
- (三) 參考 NWP 模式預報及 MOS 客觀預報。
- (四) 估計「局地溫度變化方程」各項的權重。
- (五) 考慮站台地方特性：如熱島效應、海陸風效應等，並注意天氣觀測資料：如雲量、風速、日照率、相對溼度…等。
- (六) 善用厚度圖、探空資料之邊界層資訊，注意垂直剖面溫度變化的物理過程。
- (七) 預報討論會提示、人工修正。

針對以上流程，本文茲舉 2009 年 6 月 10 日台北之高低溫為實例，說明預報程序如下：

- (一) 首先是綜觀尺度天氣分析：2009 年 6 月 10 日綜觀天氣圖顯示：台灣位在 500hPa 之 5880GPM 重力位高度線之西側邊緣，地面及 850hPa 風場為西南風，中低層相對溼度偏乾(如圖 12)，探空溫度及露點曲線中低層呈沉降作用型態(圖 15)。當日台灣北部基本以晴熱天氣為主，太陽輻射增強，蒸發作用加大，導致近地面大氣明顯增溫，勢力較強大的太平洋高壓加上地面晴空輻射的共同作用，使得台灣北部出現比較極端的高溫天氣。因此評估此類型的天氣將會出現高溫天氣。
- (二) 先做好各家模式(例如：ECMWF、JMA、NCEP、UA)的 850hPa 溫度校驗，再參考各家模式 850hPa 溫度預測時間序列圖(如圖 13)，以 2009 年 6 月 10 日 0000UTC 至 1200UTC 為預測時段，850hPa 氣溫基本數值為 20°C 左右。若以模式預測當日高溫，在晴朗的天氣下，可把 850hPa 的溫度依乾絕熱遞減率加上 15°C，得到地面高溫約

35°C至36°C。以模式檢視當日低溫，因在晴朗的天氣下夜間有輻射冷卻效應，輻射冷卻的變量較大，但大致可把850hPa的溫度加上6至7°C，因此地面低溫以模式為基礎來預測，約在26°C至27°C。

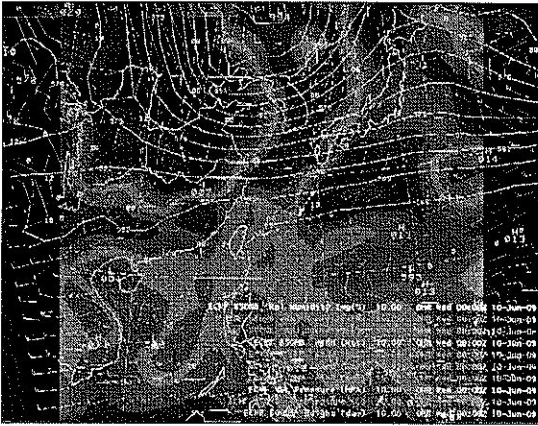


圖 12. ECMF 2009.0610.0000UTC 平均海平面氣壓、500hPa 重力位高度、850hPa 風場及相對溼度。

Fig.12. ECMF 2009.0610.0000UTC mean sea level pressure, 500hPa geopotential height, 850hPa temperature, wind field and RH.

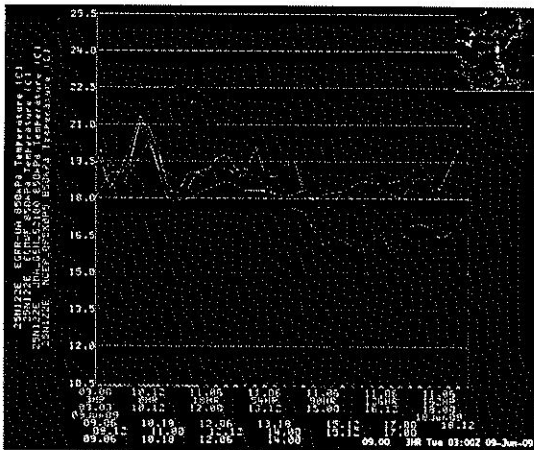


圖 13. ECMWF、JMA、NCEP、UA 模式對 850hPa 氣溫預測的時間序列圖。

Fig.13. Time series of 850hPa temperature forecasts made by ECMWF, JMA, NCEP, UA numerical model.

(三) 參考 MOS 客觀預報：以 JMA MOS 計算出 2009 年 6 月 10 日低溫為 28.1°C，高溫為 39.0°C(如圖 14)。

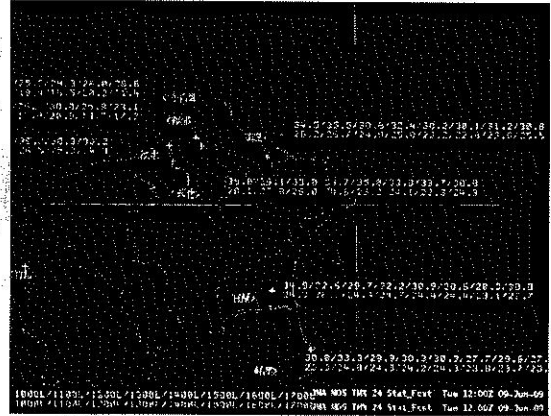


圖 14. JMA MOS 預測日高溫及日低溫之資料。
Fig.14. JMA MOS forecasts for the high temperature and the low temperature.

(四) 考慮「局地溫度變化方程」各項的權重，因 2009 年 6 月 10 日之天氣較晴朗，非絕熱項最為重要，其次為暖平流項。

(五) 考慮站台地方特性：如：台北氣象站的都市熱島效應常較明顯，預報高溫宜考慮，並要注意當時基礎天氣觀測資料：如 6 月 10 日 1000L 氣溫 33.0°C、總雲量為 4/10、風向 210°，風速 2.0m/s、相對溼度 54%…等。

(六) 善用探空資料之資訊，以 6 月 10 日 0000UTC WINS 探空資料計算 6 月 10 日高溫結果是 36°C，並注意垂直剖面溫度變化的物理過程，例如 6 月 10 日 1000L 850hPa 有沉降逆溫，大氣呈相對穩定狀態，700hPa 層以下 T-Td 皆大於 3°C(如圖 15)。

(七) 綜合以上資訊、並做模式及 MOS 人工修正後，吾人預測當日高溫是 36°C，低溫是 26°C，根據實際台北站觀測 2009 年 6 月 10 日的氣溫是 25.3°C 至 36.5°C。預報雖有誤差，但已優於 JMA MOS 之結果。圖 16 顯示了 2009 年 6 月 10 日相對溼度、氣溫及風速的時間序列變化圖，可看出基本上

相對溼度與氣溫變化是呈反相位變化。此個案「非絕熱效應」相當明顯，在雲量少、風速較小的情況下，清晨輻射冷卻效應使氣溫降至最低，而最高溫度亦出現在午後雲量少、風速較小氣溫之時。

以下是 10 個典型天氣型態之個案探討，高低溫預測方法均著重在物理過程，詳細的研究個案要素總覽請參閱附表一。

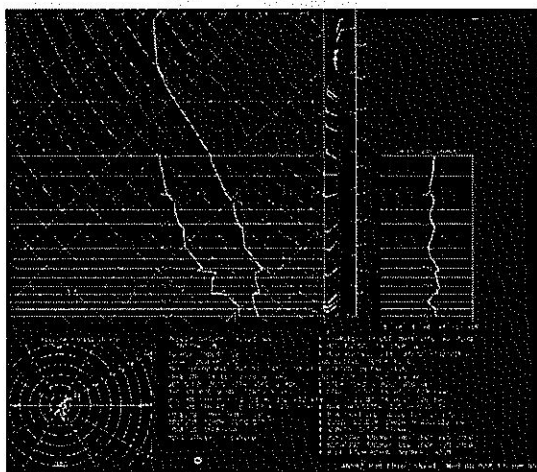


圖 15. 2009.06.10.0000UTC 板橋探空資料。
Fig.15. Banqiao 2009.06.10.0000UTC sounding data.

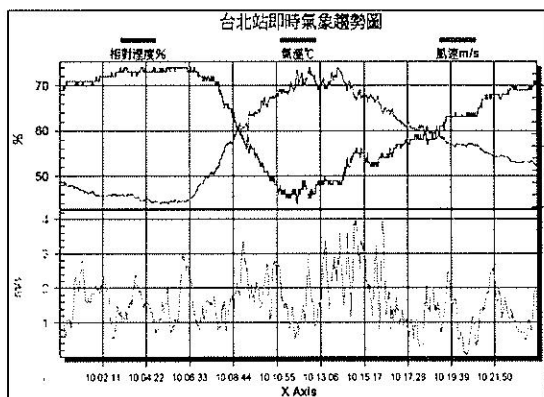


圖 16. 台北氣象站氣溫、相對溼度及風速的觀測資料。
Fig.16. Time series of observation data for Taipei weather station, about temperature, relative humidity and wind speed.

CASE A：梅雨鋒面型(2007.06.08.0000UTC)

本個案台灣位於 500hPa 槽前，850hPa 風切線通過台灣北部海面，850hPa 氣溫=17.0°C，風場為西南西風，[板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度]=6.7°C，當日實際台北站地面高溫 24.9°C，低溫 23.4°C，溫差僅 1.5°C。預報時主要考慮：本個案台北在地面鋒面之南側，地面為西南西風，中低層水汽多，平均雲量=10，日照率=0%，平均 RH=95%，平均風速 1.4m/s，

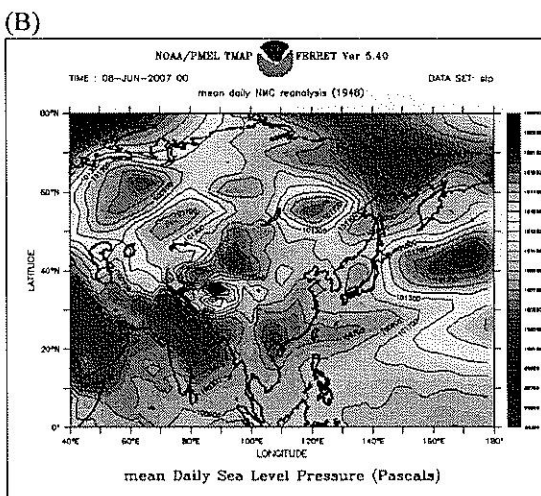
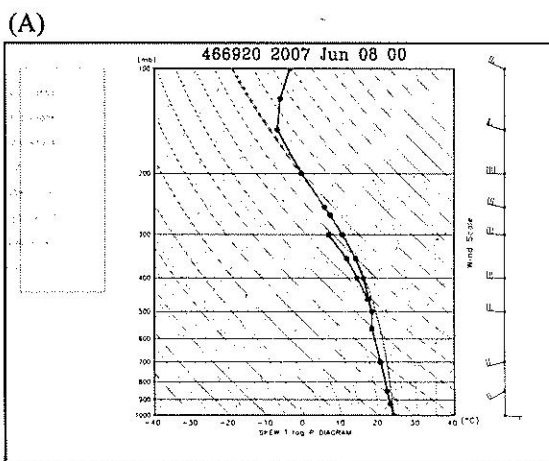


圖 17. (A) 2007.06.08.0000UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2007.06.08 日平均海平面氣壓。
Fig.17. (A) Banqiao 2007.06.08.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2007.06.08 mean daily sea level pressure.

因低層大氣較潮濕，高低溫溫差較小，欲以 850hPa 探空圖溫度線推測地面低溫，可依濕絕熱線求得近似值(850hPa 氣溫：17.0°C + 6°C 至 7°C=地面低溫)。本個案如圖 17。

CASE B：西南氣流型〔2008 年第 8 號颱風鳳凰 (FUNG-WONG) 所引進〕(2008.07.29.0000UTC)

本個案台北上空有深厚的西南風，850hPa 氣溫=20.2°C，[板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度]=6.2°C，當日實際台北站地面高溫 29.0°C，低溫 26.0°C。預報時主要考慮：平均雲量=9.5，日照率=0%，平均 RH=85%，平均風速 1.0m/s。由於大氣之中低層較潮濕，探空圖溫度線接近於濕絕熱線，欲以 850hPa 氣溫沿濕絕熱線推算地面低溫，可得近似值(850hPa 氣溫：20.2°C + 6°C 至 7°C=地面低溫)。由於雲量多、濕度大，故高低溫溫差較小。本個案如圖 18。

CASE C：春雨型(2005.03.29.1200UTC)

對冷鋒而言，若配合著中高層的槽脊系統，可再細分為上滑鋒(Anafont)與下滑鋒(Katafront)；上滑鋒又可稱為活躍鋒(Active front)，下滑鋒則稱為不活躍鋒(In- active front)。本個案是屬於上滑鋒的例子，500hPa 槽線正通過台灣，850hPa 有風切線經過台灣，地面場則有大陸高壓南下，氣壓梯度大。850hPa 氣溫=10.2°C，〔板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度〕=5.0°C，當日實際台北站地面高溫 20.7°C，低溫 15.0°C。預報時主要思考：邊界層變化須注意，最強冷平流約在 975hPa 處，975 hPa 至 850hPa 為鋒面逆溫層，975 hPa 至地面近似濕絕熱過程，若直接以 850hPa 沿濕絕熱線去推估地面低溫，則易導致高估現象(850hPa 氣溫：10.2°C + 6°C 至 7°C >地面低溫)，必須要扣除逆溫的幅度，估算地面低溫才能較正確。本例平均雲量=9.9，日照率=0%，平均 RH=89%，風速=4.9m/s，邊界層風速較強。本個案如圖 19。

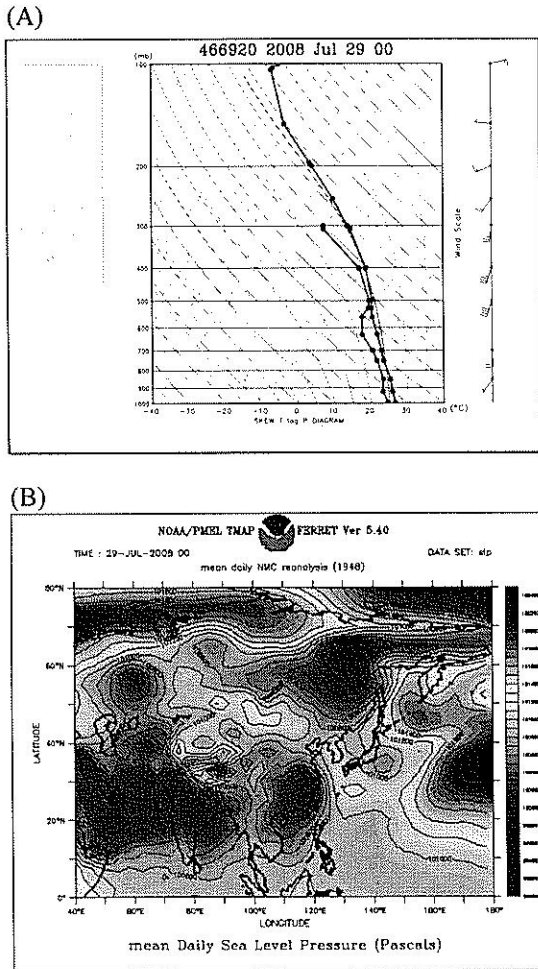


圖 18. (A) 2008.0729.0000UTC 板橋探空資料 (B) NCEP 2008.0729 日平均海平面氣壓。

Fig.18. (A) Banqiao 2008.0729.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2008.0729 mean daily sea level pressure.

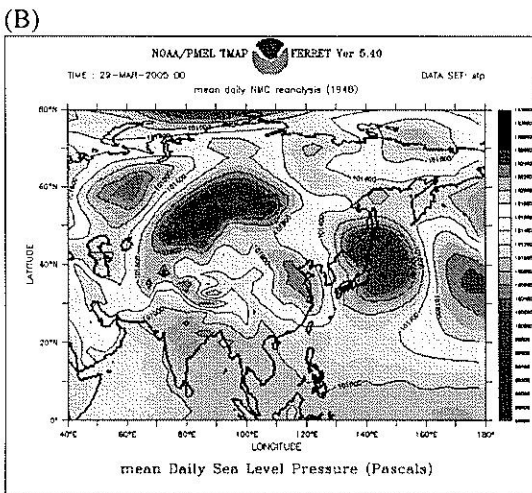
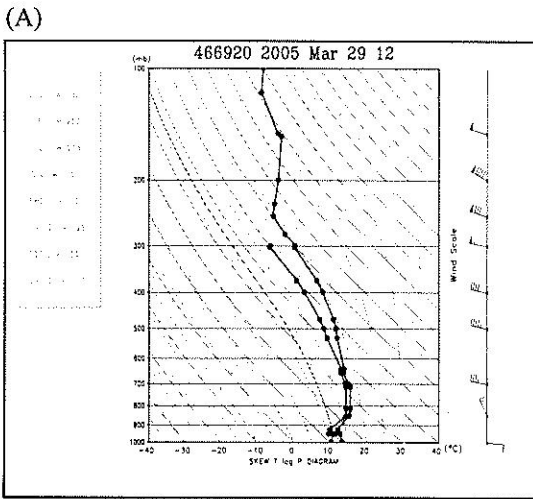


圖 19. (A)2005.0329.1200UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2005.0329 日平均海平面氣壓。

Fig.19. (A) Banqiao 2005.0329.1200UTC sounding data.(B) NCEP 2005.0329 mean daily sea level pressure.

CASE D：氣團雷雨型(2008.06.09.0000UTC)

本個案台灣位於副高西側邊緣，850hPa 及地面有暖濕型西南風吹拂，850hPa 氣溫=19.0℃，〔板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度〕=6.6℃，當日實際台北站地面高溫 34.5℃，低溫 23.2℃。預報時主要思考：平均雲量=6.6，日照率=36.0%，平均 RH=95%，風速=1.1m/s，此類個案高溫常發生在雷雨前的烈日時段，由於午後

熱空氣上升造成對流性氣團雷雨，下雨後蒸發吸熱會使環境溫度迅速下降，預報時宜注意。本個案是非絕熱項主導溫度變化的例子(如圖 20)。

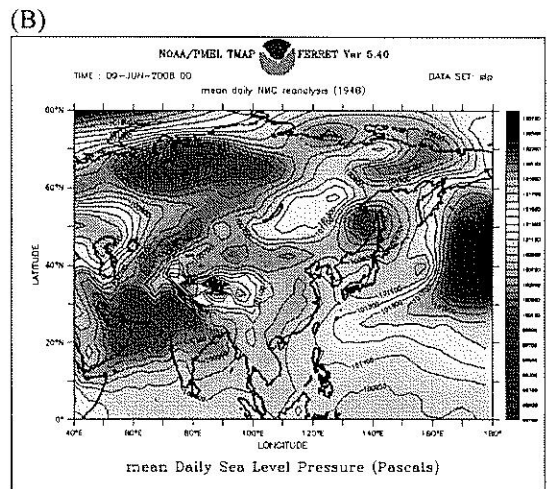
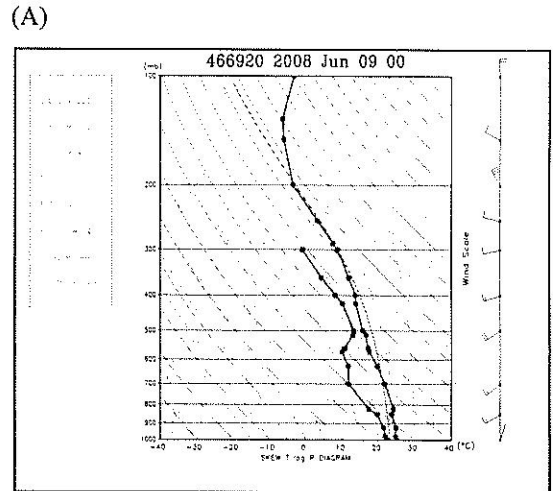


圖 20. (A) 2008.0609.0000UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2008.0609 日平均海平面氣壓

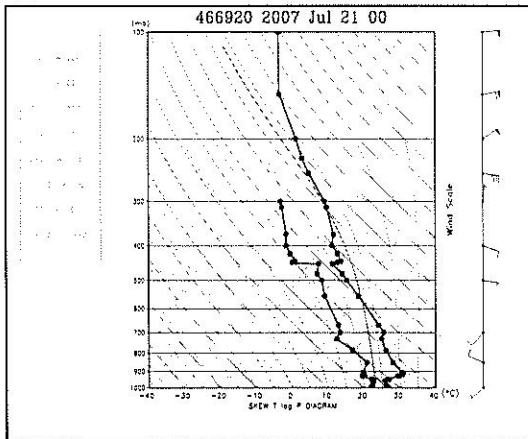
Fig.20. (A) Banqiao 2008.0609.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2008.0609 mean daily sea level pressure.

CASE E：太平洋副熱帶高壓強盛型(2007.07.21.0000UTC)

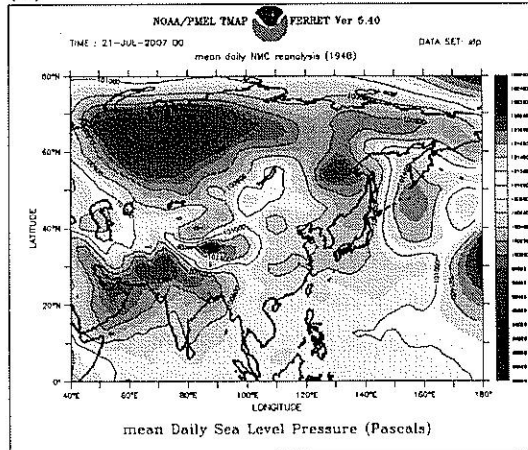
本個案台灣位於副環流影響下，高壓有下沉增溫效應，850hPa 氣溫=22.9℃，〔板橋站

地面溫度 - 850hPa 溫度]=5.6°C，當日實際台北站地面高溫 38.6°C，低溫 28.2°C。預報時主要考慮：950hPa 至 900hPa 間有明顯沉降逆溫，預報低溫需要注意此逆溫現象，但因逆溫層較低，而太陽加熱效率大，白天逆溫層迅速消失，預報高溫時需注意探空曲線之 T 線低層會變成乾絕熱甚至超絕熱現象，地面日高溫之預報可由 850hPa 00UTC 溫度 22.9°C 沿乾絕熱線(約加 15°C)推至地面求得近似。本例平均雲量=3.9，日照率=81.9%，平均 RH=60%，風速=1.5m/s；此外，台北站因盆地地形與城市「熱島效應」影響，午後氣溫常較郊區為高。而在從事區域高溫預報時，海陸風環流對溫度的調節亦應注意。例如：海風若較早吹向陸地，則會有抑制陸地增溫之效果。本個案是非絕熱項主導溫度變化的例子(如圖 21)。

(A)



(B)



(C)

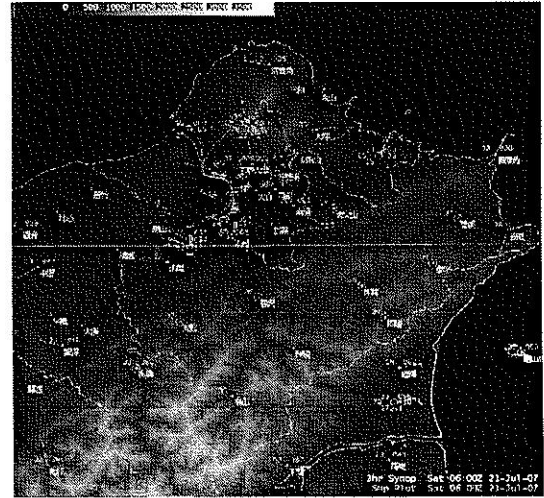


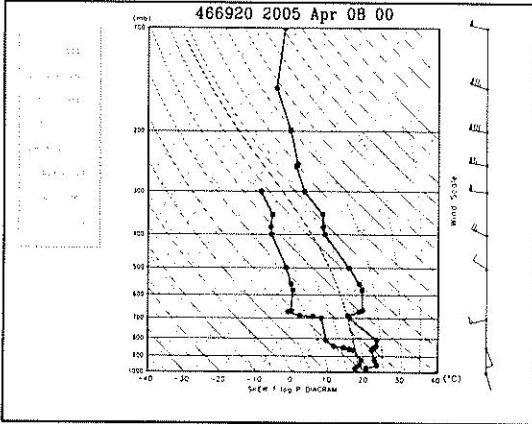
圖 21. (A) 2007.0721.0000UTC 板橋探空資料 (B) NCEP 2007.0721 日平均海平面氣壓 (C)台北盆地的「熱島效應」。

Fig.21. (A) Banqiao 2007.0721.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2007.0721 mean daily sea level pressure.(C)Taipei Basin "heat island"effect.

CASE F：高壓迴流型(2005.04.08.0000UTC)

本個案 850hPa 風場為西南風，850hPa 氣溫=17.2°C，[板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度]=3.3°C，當日實際台北站地面高溫 31.6°C，低溫 21.0°C。預報時主要考慮：清晨於近地面處有淺層逆溫現象，大氣層結構穩定，預報低溫時須注意輻射冷卻效應現象，因逆溫層高度較低，太陽加熱效率大，逆溫現象旋即消失，預報地面日高溫時可由 850hPa 溫度 17.2°C 沿乾絕熱線加 15°C 至地面推得近似。本例平均雲量=6.1，日照率=63.2%，平均 RH=72%，平均風速=1.4m/s。本個案是平流項及非絕熱項主導溫度變化的例子(如圖 22)。

(A)



(B)

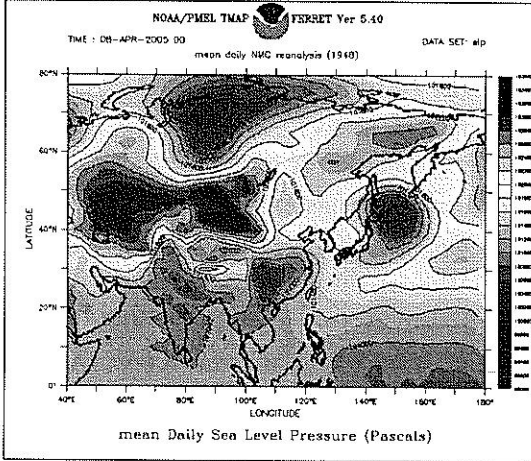


圖 22. (A)2005.0408.0000UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2005.0408 日平均海平面氣壓。

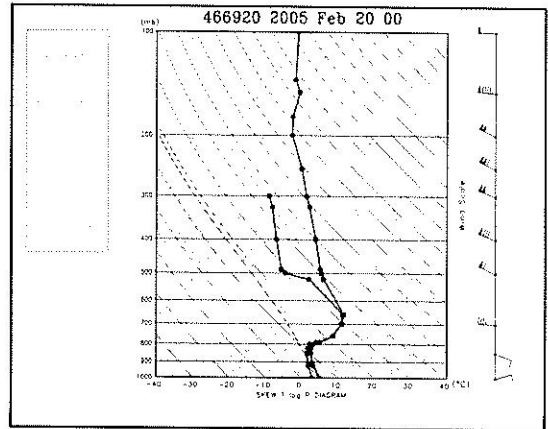
Fig.22. (A)Banqiao 2005.0408.0000UTC sounding data.(B)NCEP 2005.0408 mean daily sea level pressure.

CASE G-0：強烈大陸冷氣團南下(多雨型，全天高低溫<10°C) (2005.02.20.0000UTC)

本個案台灣位於 500hPa 槽底，地面至 500hPa 大氣厚度為 5692gpm(由板橋探空資料算得)，500hPa 距平圖低值區中心位在中國大陸東北附近、-60GPM 線到達台灣北部。地面圖上 1027hPa 等壓線到達台灣，850hPa 氣溫 = -2.5°C，850hPa 風向北北東，[板橋站地面溫度-850hPa 溫度]=9.1°C，當日實際台北站地面高

溫 9.3°C，低溫 7.3°C。預報時主要考慮：1000hPa 至 500hPa 之厚度場及平均海平面氣壓場，若厚度愈薄且地面氣壓數值愈高者，表示該冷空氣愈強。因低層風速較大，開始有混合現象，低溫之預測可由 850hPa 溫度-2.5°C加 9°C至 10°C 求得近似。本個案平均雲量=10.0，日照率=0%，平均 RH=92%，風速=2.0m/s，最強冷平流層約在 850hPa 處，低層大氣較潮濕，高低溫溫差小，是平流項主導溫度變化的例子(如圖 23)。

(A)



(B)

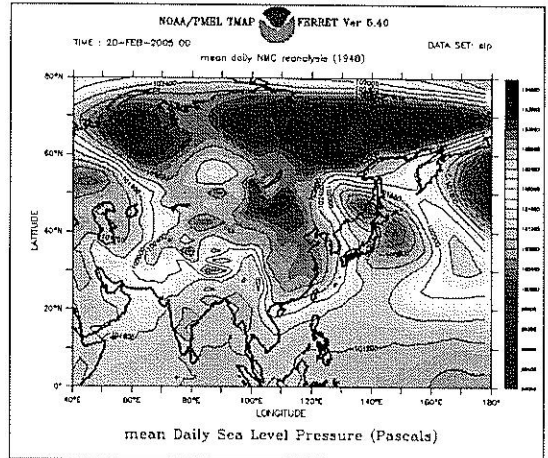


圖 23. (A)2005.0220.0000UTC 板橋探空資料
(B)NCEP 2005.0220 日平均海平面氣壓。

Fig.23. (A) Banqiao 2005.0220.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2005.0220 mean daily sea level pressure.

CASE G-1：強烈大陸冷氣團南下(較濕型)
(2008.02.13.0000UTC)

本個案地面至 500hPa 大氣厚度為 5701gpm(由板橋探空資料算得)，地面圖上 1028hPa 等壓線到達台北，850hPa 氣溫 = -1.8℃，風場為偏北風，[板橋站地面溫度-850hPa 溫度]=9.8℃，當日實際台北站地面高溫 10.2℃，低溫 7.8℃。預報時主要考慮：1000hPa 至 500hPa 之厚度場、平均海平面氣壓場，若厚度

愈薄且地面氣壓數值愈高者，則表示冷空氣愈強。低溫之預測可由 850hPa 溫度 -1.8℃加 9℃至 10℃求得近似。本個案平均雲量=10.0，日照率=0%，平均 RH=84%，風速=2.0m/s，最強冷平流層是在約 800hPa 層處，低層大氣較潮濕，日高低溫溫差應較小，是平流項主導溫度變化的例子(圖 24)。

CASE G-2：強烈大陸冷氣團(乾冷型)
(2005.03.06.0000UTC)

本個案板橋站地面至 500hPa 大氣厚度為 5726gpm(由板橋探空資料獲得)，500hPa 距平圖低值區中心位在日本附近、-45GPM 線到達台灣北部。地面圖上等壓線 1031hPa 到達台北，850hPa 氣溫 = -1.0℃，風場為北北東風，板橋站地面溫度減 850hPa 溫度=6.4℃，當日實際台北站地面高溫 18.5℃，低溫 5.6℃。預報時主要考慮：1000hPa 至 500hPa 之厚度場、平均海平面氣壓場，若厚度愈薄且地面氣壓數值愈高則表示冷空氣愈強。本個案平均雲量=0.9，日照率=93.3%，平均 RH=60%，最強冷平流層是在約 860hPa 層附近，860hPa 至 800hPa 有混合逆溫現象，860hPa 以下大氣有混合作用(地面平均風速達 3.1m/s)，故降溫率近似乾絕熱遞減率，至近地面附近出現明顯的輻射冷卻效應(淺薄的逆溫層)，預報低溫時尤其應注意此特性，但白天太陽加熱升溫迅速，造成高低溫差達 12.9℃。本個案冷空氣強，雲量少，日照率高，是平流項及非絕熱項共同主導溫度變化的例子(如圖 25)。

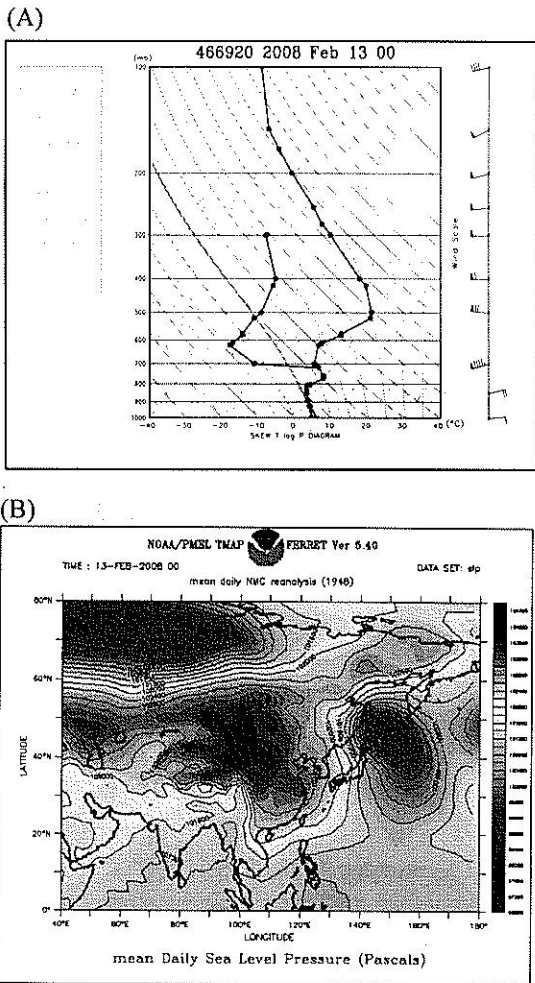
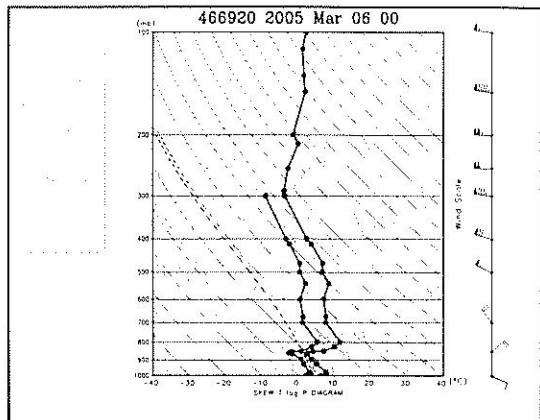


圖 24. (A) 2008.0213.0000UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2008.0213 日平均海平面氣壓。

Fig.24. (A) Banqiao 2008.0213.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2008.0213 mean daily sea level pressure.

(A)



(B)

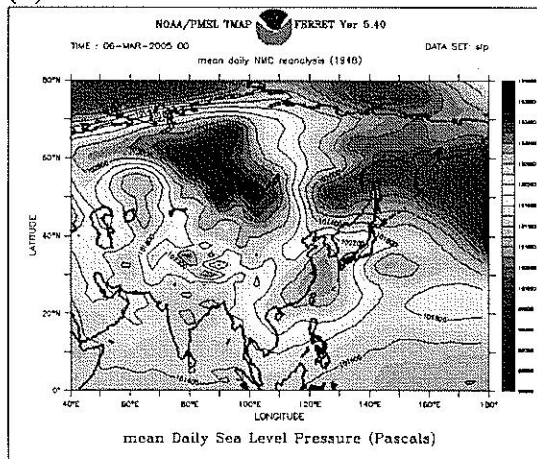


圖 25. (A) 2005.0306.0000UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2005.0306 日平均海平面氣壓。

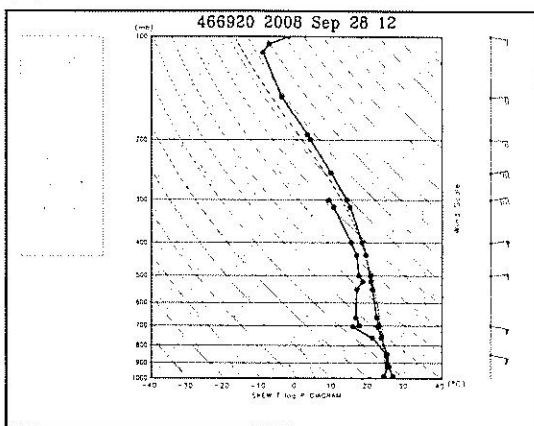
Fig.25. (A) Banqiao 2005.0306.0000UTC sounding data.(B) NCEP 2005.0306 mean daily sea level pressure.

CASE H：蕃蜜(200815 JANGMI)颱風 + 東北季風共伴型(2008.09.28.1200UTC)

本個案台北上空之低層有較強東北風，850hPa 氣溫=19.9°C，(板橋站地面溫度 - 850hPa 溫度)=6.2°C，當日實際台北站地面高溫 27.2°C，低溫 24.1°C。預報時主要考慮：平均雲量=9.9，日照率=0%，平均 RH=87%，平均風速 6.8m/s。由於大氣之中低層潮濕，探空圖 T 線較接近於濕絕熱線，由於雲量多、日照

率=0、RH 偏高，因此日高低溫溫差亦較小(如圖 26)。

(A)



(B)

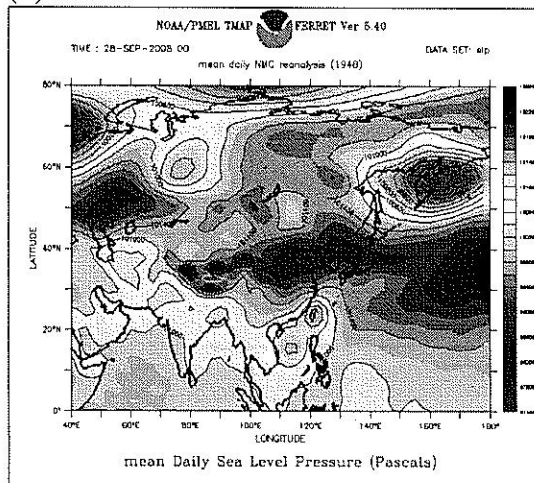


圖 26. (A) 2008.0928.1200UTC 板橋探空資料
(B) NCEP 2008.0928 日平均海平面氣壓。

Fig.26. (A) Banqiao 2008.0928.1200UTC sounding data.(B) NCEP 2008.0928 mean daily sea level pressure.

六、個案整合與預報概念

(一) 板橋探空站在 9 至 12 月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較大，3 至 4 月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較小；花蓮探空站在 10 月至翌年 1 月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較

大，4至6月[地面-850hPa]氣溫平均差值較小。

- (二) 在個案探討方面:主要針對2005年至2008年模式及探空不同型態之個案資料進行初步分析,研究結果發現:850hPa溫度平流雖能很好地反映冷暖空氣運動路徑,也是良好的參考層,但是必須謹慎使用,有時候不能僅由850hPa的溫度去直接推算地面的溫度,因為邊界層存在複雜的物理因素,還必須視近地面探空曲線的變化雲量、日照率、相對溼度、風速、局地地形特性、海陸風、山谷風等等...各項因子而定。本研究中個案概分為「偏濕型」與「偏乾型」。「偏濕型」個案包括梅雨鋒面型、西南氣流型、春雨型、氣團雷雨型、強烈大陸冷高壓南下(濕冷)型、颱風+東北季風共伴型,其[地面-850hPa]的溫度在5.0至9.8°C間。「偏乾型」個案包括太平洋副熱帶高壓強盛型、高壓迴流型、強烈大陸冷氣團(乾冷)型,其[地面-850hPa]的溫度差值在3.3至6.4°C間。分析結果顯示其中「高壓迴流型」由於850hPa以下有逆溫現象,差值最小。而強烈大陸冷氣團南下(濕冷)型差值較大。
- (三) 日常業務中我們常用850hPa的變溫來考慮溫度的變化,對比熱力學方法中影響溫度變化的三個因素,將850hPa的變溫當作是溫度的一個綜合變化。由局地溫度變化方程式分析:平流項及非絕熱項的權重比垂直運動項重要。

- (四) 冷暖平流影響溫度的日夜變化至關重要。如圖27顯示,冷平流的作用,可以掩蓋平時溫度日夜變化的趨勢,作預報時要把溫度平流變化考慮進氣溫的日變化中。而冷暖平流的垂直結構亦會影響氣溫預報之準確度。例如:圖28是2009年1月22日1200UTC寒流甫南下時的地面天氣圖,近地層東北風常會較850hPa之冷平流早反映冷空氣,850hPa以下常出現逆溫現象,此時板橋探空850hPa尚在吹西南風,顯示該層冷平流還未到。因此預報氣溫時不可只考慮850hPa的溫度和大氣平均溫度遞減率(6.5°C/1km)。此外,當冷氣團接近尾聲時,常會有850hPa氣溫已回暖,但地面氣溫卻尚未回暖之現象,此時850hPa以下常會出現逆溫層,若在風速小及雲量少的情況下,近地層常有「輻射冷卻」效應,如此將使850hPa與地面氣溫差距縮小。
- (五) 厚度場的分析與預測對判斷冷暖空氣的強度具有重要意義,厚度愈薄代表冷空氣愈強,厚度愈厚代表暖空氣愈強。如圖29上方曲線圖是2009年1月10日至14日寒流影響期間850hPa至500hPa時間序列厚度變化圖,圖下曲線是1000hPa至850hPa時間序列厚度變化圖。
- (六) 高低溫的預測目前雖仍無法靠模式及統計方法精確算出,但透過邊界層特性,預報員只要能分析好各變項的特性並找出權重,適當的修正模式及統計方法無法計算的因子,能有效提升高低溫預測的準確度。

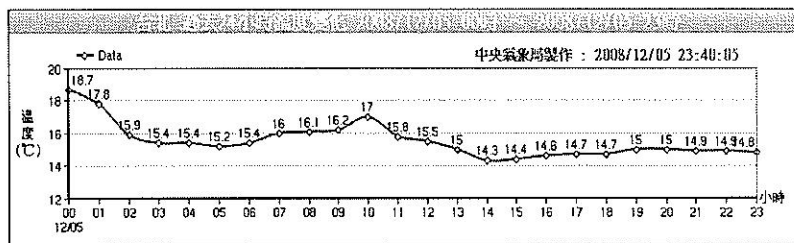


圖 27. 台北氣象站 2008 年 12 月 5 日氣溫逐時變化圖。

Fig. 27. December 5, 2008, hourly temperature change of Taipei.

(A)



(B)

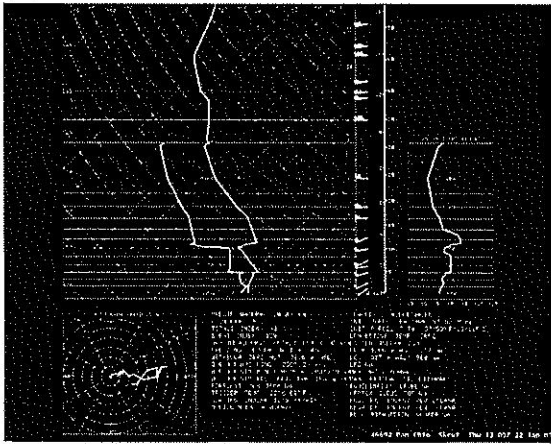


圖 28. (A)2009 年 1 月 22 日 1200UTC 平均海平面氣壓圖 (B)2009 年 1 月 22 日 1200UTC 板橋探空資料。

Fig. 28. (A)2009.0122.1200UTC MSL pressure. (B) 2009.0122.1200UTC Banqiao sounding data.

- (七) 圖 30 是預報日高低溫所製作成的「氣溫預報流程概念圖」，期能使預報員對預報氣溫的原理和方法有更進一步的認識。
- (八) 本研究中所採取的探空資料因觀測時間的限制，故均為 00UTC 及 12UTC。然而一天中的高溫與低溫多不是發生在這兩個時間點，低溫通常是在清晨，高溫通常是在午後 1、2 點，但預報員仍可以用內插或外延的方式斟酌諸如冷暖平流的變化量、輻

射冷卻效應或輻射加溫的變化量而來調整日高低溫，不過這需要較累積豐富的經驗，此亦為預報員存在價值之所在。

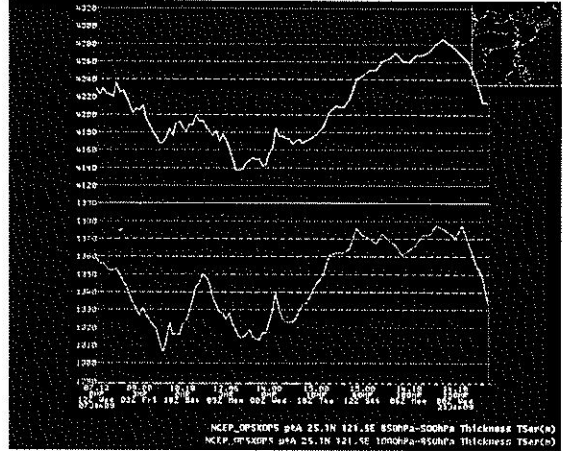


圖 29. 上面的變化線是 850hPa 至 500hPa 時間序列厚度變化圖，下方的變化線是 1000hPa 至 850hPa 時間序列厚度變化圖。

Fig. 29. Upper time series for thickness of 850hPa~ 500hPa. Lower time series for thickness of 1000hPa~850hPa.

七、結論

- (一) 以經驗值而論，中低層大氣乾絕熱遞減率是(9.8°C/1km)。濕絕熱遞減率則並非是常數，根據 Anastasios(2008)之大氣熱力學著作中以 5°C/1km 為參考值，而據朱等(1985)所編纂，濕絕熱遞減率是溫度與氣壓的函數，且與潛熱釋放息息相關，濕絕熱遞減率氣塊溫度愈高，水汽壓愈大，絕熱上升過程中放出的凝結潛熱，要比低溫時多，濕絕熱遞減率愈小；而氣壓愈低，濕絕熱遞減率亦愈小。大氣溫度遞減率平均值可取(6.5°C/1km)。因此，以一般大氣而言，850hPa 與地面氣溫的差值約在 8 至 9 度°C 間，濕絕熱差值約 7 至 8°C，低溫之預報可以上述數值為參考；乾絕熱差值約

15°C，當雲量少、非絕熱加熱明顯時高溫之預報可以此為基礎。但是由於不同測站的地理及氣候特性之不同及邊界層複雜的物理因素(如逆溫、冷暖平流、超絕熱現象等)影響，這些差值並非一體適用。

- (二) 板橋站及花蓮站由於受不同地理及氣候特性的影響，結果會有差異性。就各月份[地面 - 850hPa]氣溫平均差值分析結果顯示，板橋探空站在9至12月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較大，3至4月[地面 - 850hPa]氣溫平均差值較小；花蓮探空站在10月至翌年1月[地面-850hPa]氣溫平均差值較大，4至6月[地面-850hPa]氣溫平均差值較小。
- (三) 由於不同測站會受地理及氣候特性的影響而有差異，本研究將板橋站[地面-850hPa]氣溫差值與花蓮站[地面-850hPa]氣溫差值以整年資料做 F-test，在 $\alpha=0.05$ 的顯著水準下，統計檢定結果為「差異顯著」。Z-test 統計檢定亦為「差異顯著」。而花蓮站之[地面-850hPa]氣溫差樣本平均值較板橋站為高。
- (四) 板橋站[地面-850hPa]氣溫差值各季用 00UTC 與 12UTC 做 F-test，在 $\alpha=0.05$ 的顯著水準下，結果均差異顯著；花蓮站[地面-850hPa]氣溫差值各季用 00UTC 與 12UTC 做 F-test 結果亦均差異顯著。板橋站[地面-850hPa]氣溫差值各季之 00UTC 與 12UTC 用樣本平均數做 Z-test，在 $\alpha=0.05$ 的顯著水準下，檢定結果僅冬季「差異不顯著」，其餘各季均差異顯著；花蓮站[地面-850hPa]氣溫差值各季之 00UTC 與 12UTC 用樣本平均數做 Z-test，檢定結果各季均差異顯著。
- (五) 個案探討結果顯示[地面-850hPa]差值以「高壓迴流型」差值最小(3.3°C)；而強烈大陸冷氣團南下(較濕冷)型差值最大，約在9°C以上。
- (六) 由局地溫度變化方程式分析：「平流項」及「非絕熱項」的權重常比垂直運動項重要。

- (七) 850hPa 溫度平流能大致反映冷暖空氣運動路徑，是良好的參考層，與低層氣溫及地面氣溫有密切的關係，若爾後能根據更豐富的個案分析，則可歸納出一地在不同天氣類型下自地面到 850hPa 之平均溫度遞減率(Temperature lapse rate)，因此由 850hPa 之溫度預測即可大概了解一地的地面溫度，但必須特別注意邊界層的溫度垂直變化特性，推算地面溫度才不會產生誤差，邊界層重要的因子諸如：冷暖平流、逆溫現象、地面長波輻射冷卻引起之降溫均很重要。
- (八) 厚度場的分析與預測對判斷冷暖空氣的強弱具有重要意義，厚度場愈薄代表冷空氣愈強，厚度場愈厚代表暖空氣愈強。
- (九) 高低溫的預測目前雖仍無法靠模式及統計方法精確算出，但透過邊界層特性，預報員若能用心分析好各變項的特性並找出權重，同時參考 MOS 高低溫預報及各測站預測當時基礎溫度，並考慮天氣狀況(風、雲、相對濕度、日照)、層結穩定度、降水、地面濕度…等，並適當的修正模式及統計方法無法計算的因子，將能有效提升高低溫預測的準確度，最後得出最佳之綜合預報結果，綜合預報結果往往比只用模式及 MOS 要好。
- (十) 綜合理論、研究分析與實務經驗所得之預報原則如下(在無 850hPa 以下逆溫結構，及平流影響之下)：
 - 首先，必須先做好模式溫度與 850hPa 實際探空溫度的初始場與預測場之校驗：以 ECMWF 模式為例，根據經驗 24hr 預測通常比實際低溫略高約 1 至 2°C，須列入預報修正考慮。在若不考慮溫度平流且無 850hPa 以下逆溫結構時，可以下列方式概略推估地面日低溫：
 1. 潮濕天氣或近地表有輻射冷卻效應時：850hPa 模式氣溫+6 至 7 度 = 地面低溫。
 2. 一般中性大氣：850hPa 模式氣溫+8 至 9 度 = 地面低溫。
 3. 低層大氣乾燥或有混合現象時：850hPa 模式氣溫+10 至 11 度 = 地面低溫。

若不考慮溫度平流且無 850hPa 以下逆溫結構時，可以下列方式概略推估地面日高溫：

1. 潮濕天氣：850hPa 模式+11 至 12 度 = 地面高溫。
2. 雲量較多時：850hPa 模式+12 至 13 度 = 地面高溫。

3. 雲量較少時：850hPa 模式+14 至 15 度 = 地面高溫。

4. 無雲或有超絕熱現象時：850hPa 模式+(15 度或以上) = 地面高溫。

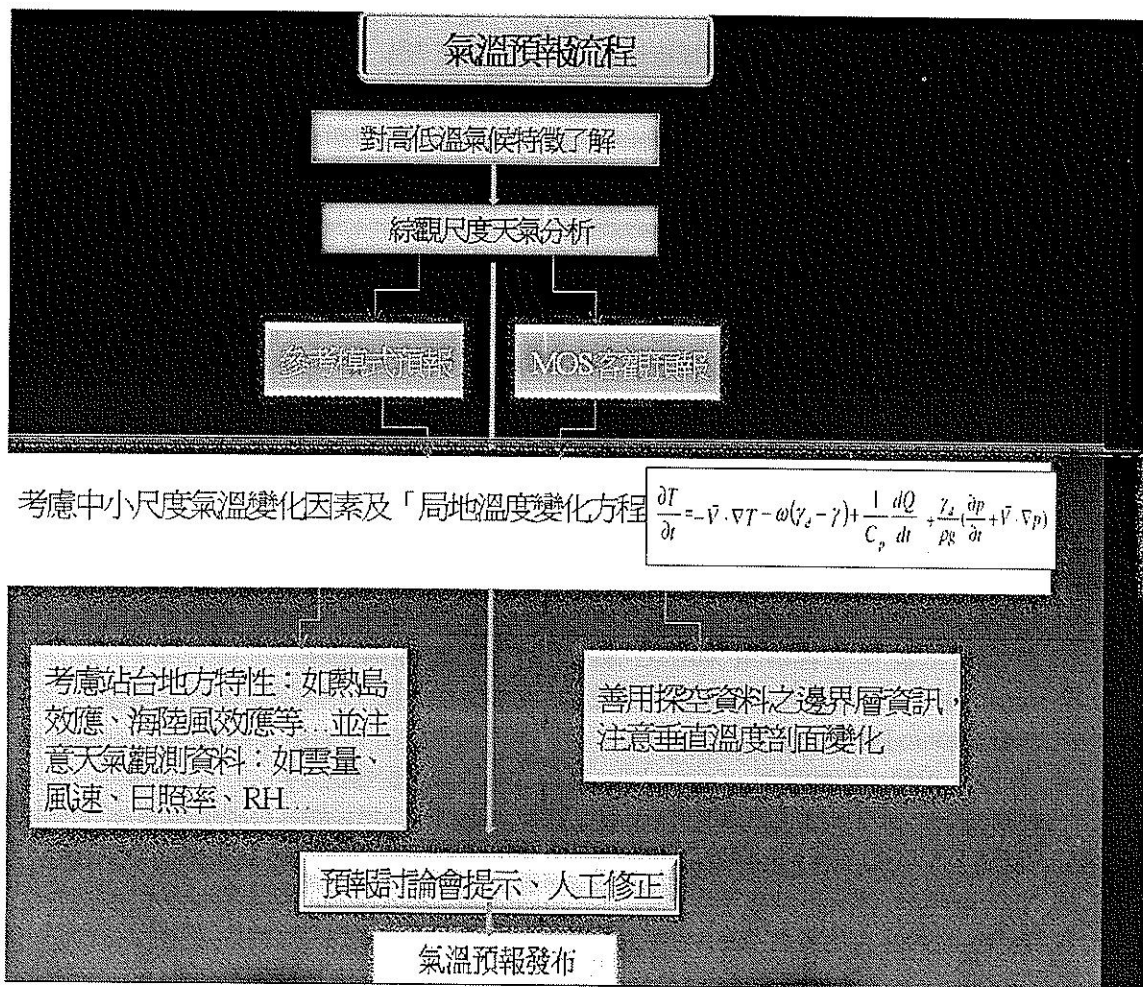


圖 30. 氣溫預報流程概念圖。

Fig.30. The conceptual process of temperature forecast.

附表一：研究個案要素總覽

Table 1. Overview of case studies.

台北	個案日期	實際高溫(°C)	實際低溫(°C)	850hPa氣溫(°C)	地面-850 hPa氣溫(°C)	日照率(%)	平均雲量	平均RH(%)	日雨量(mm)	平均風速(m/s)/風向(360°)
CASE A	2007 0608	24.9	23.4	17.0	6.7	0	10	95	171.1	1.4/70.0
CASE B	2008 0729	29.0	26.0	20.2	6.2	0	9.5	85	4.4	1.0/90.0
CASE C	2005 0329	20.7	15.0	10.2	5.0	0	9.9	89	62.3	4.9/80.0
CASE D	2008 0609	34.5	23.2	19.0	6.6	36.0	6.6	95	47.5	1.1/140.0
CASE E	2007 0721	38.6	28.2	22.9	5.6	81.9	3.9	60	0	1.5/250.0
CASE F	2005 0408	31.6	21.0	17.2	3.3	63.2	6.1	72	0	1.4/330.0
CASE G-0	2005 0220	9.3	7.3	-2.5	9.1	0	10.0	92	28.5	2.0/90.0
CASE G-1	2008 0213	10.2	7.8	-1.8	9.8	0	10.0	84	2.0	1.4/90.0
CASE G-2	2005 0306	18.5	5.6	-1.0	6.4	93.3	0.9	60	0	3.1/90.0
CASE H	2008 0928	27.2	24.1	19.9	6.2	0	9.9	87	160.1	6.8/60.0

八、致謝

本研究之完成應感謝兩位審查委員的建議與指教，同時特別要向曾協助我的工作同仁張博雄、蔡甫甸、謝明昌、張定祺和張育銜致上最深的謝忱。

參考文獻

朱炳海 王鵬飛 束家鑫主編 1985 年 12 月：氣象學詞典(第 1 版) 上海辭書出版社 881-882。
 伍榮生主編 1999：現代天氣學原理 氣象出版社 295~297。
 朱乾根、林錦瑞、壽紹文、唐東昇編著 2000 年 10 月：天氣學原理和方法(第三版) 氣象出版社 307~309。
 李愛貞、劉厚鳳編 2004：氣象學與氣候學基礎

(第二版) 氣象出版社 73。

周后福 2005：局地溫度變化中各項因數的定量估算 Estimation of Every Element in Local Temperature Variation <<氣象>>2005 年 10 期 安徽省氣象科學研究所。
 張定祺、賈新興 2008：一週預報高低溫校驗 PPT 檔 中央氣象局預報中心。
 劉健文、郭虎、李耀東、劉還珠、吳寶俊 主編 2005：天氣分析預報物理量計算基礎 氣象出版社 70-71。
 Anastasios A. Tsonis 2008：An Introduction to Atmospheric Thermodynamics Second Edition.42, 127.
 William H. Klein and Gordon A. Hammons, 1975: Maximun/Minimun temperature forecasts based on model output statistics.Mon. Wea. Rev., 103, 796-806.

Dennis G. Baker, 1982: Synoptic-scale and mesoscale contributions to objective operational Maximum-Minimum temperature forecast errors. *Mon. Wea. Rev.*, 110, No.3 163-169.

Andrew A. Taylor and Lance M. Leslie, 2005: A single-station approach to model output statistics temperature forecast error assessment. *Wea. Forecasting*, 20, 1006-1020.

Study of the Physical Process about Temperature Forecast over northern Taiwan

Ding-Yi Lin

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

Prediction of the change in temperature and extreme temperature are important factors in weather forecast process. In the past, there is little research or systematic analysis and the reorganization about the forecast method for max./min. temperature, therefore, there are no common procedures for temperature prediction can be applied.

This study refers to the current forecast tools and observation data. We analyze the physical process and statistics of the cases and survey some theories of forecast processes. In this study, We suggest some forecast procedures of max./min. temperature for forecasters to understand the temperature forecast technology and processes, and then to improve the accuracy and reduce errors.

The weather in Taiwan has unique patterns. The application of statistical data was employed in this study with sounding data and the basic concepts of atmospheric boundary layer for temperature analysis. From case study, we find out the relation between 850hPa and surface temperature, and attempt to create a conceptual model of the temperature forecast.

In this study, from the temperature equation, the local temperature changes caused by advection term and diabatic term are the most important. Because of the characteristics of the geography and climate, Banqiao and Hualien have different distributions in the average of temperature (surface temperature - 850hPa temperature). In addition, we use Banqiao and Hualien 00UTC and 12UTC temperature data (surface -850hPa temperature) to do statistical testing. The Z-test results are "significantly different" except Banqiao in winter. The other finding shows that the temperature difference between surface and 850hPa is the least in transformed high pressure pattern, and the largest difference in cold air surge pattern. Finally, We suggest some forecast rules in temperature forecast.

Key words: 850hPa temperature, surface temperature, temperature advection, diabatic effect, sounding data, the thickness map