

中央氣象局數值天氣預報校驗分析

陳雯美

中央氣象局

林松錦

中央大學

摘要

本文利用中央氣象局數值天氣校驗系統的結果，針對其全球數值天氣預報結果做基本的校驗評估。

分析結果發現評估模式預報能力之均方根誤差及SI得分有明顯之季節變化，用來做比較評估時必須考慮到此特性。由模式北半球溫度場的平均誤差可知模式對下層預報過冷而中、上層預報過暖。異常相關則顯示至少三天之內的預報具參考之價值。由模式分析及預報場的季平均分析可知，在海平面氣壓，模式對不同地區、不同季節的高壓有不同的預報誤差，對太平洋高壓的預報過弱且範圍較小，對大西洋高壓則相反。大陸蒙古高壓中心的預報過低許多，且南北範圍太小，冬季尤為明顯，至於東西向的範圍，則冬季預報太大而春、秋則向東延伸明顯不足。在 500 mb 高度場主要的系統性誤差一為對中緯度脊的強度預報不足，一為對高緯度位於白令海峽之槽預報過深而美洲東岸的槽則預報太淺，二者之誤差不同。

一、簡介

中央氣象局全球數值天氣預報模式已於民國77年7月正作業，區域及中尺度數值天氣預報模式亦分別於民國78年7月及79年1月發展完成，納入正式作業，每日提供數值預報結果給該局預報中心使用。由於數值天氣預報是利有限的資料，不完全的物理及數值方法求得預報結果，故預報誤差的存在是必然的。模式校驗的目的即在了解模式之誤差，供預報人員在使用數值預報結果時的修正參考，同時亦希望藉由對誤差特性的了解，追溯誤差的來源，不斷的改進模式，以提供更好的數值預報結果，進而提高天氣預報的能力。

校驗的方法可分為兩類，一為利用統計的方法計算單一的分數(score)，以判定模式預報之"好"或"

不好"，另一則對誤差做深入之分析以了解其可能來源，進而改進模式。有關這兩類校驗方法，方與陳(1989)有詳細之介紹。中央氣象局為使數值天氣預報系統不斷的精進，目前已建立初步之模式校驗系統，陳等(1989)曾就該校驗之結果對其全球數值天氣預報系統做一初步評估。由於該校驗系統目前使用的方法多屬前述之第一類，即以統計方法計算得分，故需較長時間之資料較有意義，區域及中尺度數值預報模式，作業時間較短，因此本文僅就全球數值天氣預報系統做一評估報告。有關全球數值天氣預報系統的流程及模式特性，柯等(1989)有詳細的介紹，陳等(1990)在本研討會中有關全球預報模式的報告亦有介紹。

本文將於第二部份詳細說明目前中央氣象局之校

驗系統所使用的方法，第三部份將說明中央氣象局之全球數值天氣預報系統校驗結果，最後做一總結與展望。

二、校驗系統

在整個數值天氣預報系統的作業流程中，從觀測資料的輸入到預報結果的輸出都有產生誤差的可能。產生的誤差可能是隨機出現的非系統性誤差，這類誤差經長期統計分析後不易顯現出來，通常不是模式校驗的對象。模式校驗的對象是經常出現的系統性誤差，這類誤差可能來自資料的客觀分析、模式對次網格物理過程之參數化、非線性偏微分方程之差分運算及模式對地形的處理等，由於其重複出現，故可於長期統計中顯現。

在此，將對中央氣象局目前在作業流程中所使用的校驗方法依前述校驗方法之分類做一說明：

(一) 模式的分數(score)

此種校驗方法是以統計的方法計算出模式的單一分數以了解模式之預報能力，此類校驗方法可達到以下幾項功能：

1. 比較不同模式之預報能力。
2. 了解模式預報之準確度隨預報時間之變化。
3. 了解模式預報能力之長時間變化，如季節變化及模式更動造成之變化。

目前中央氣象局校驗所採用的統計方法如下：

1. 平均誤差ME(Mean Error)

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N M_i (F_i - A_i)}{\sum_{i=1}^N M_i} \quad (1)$$

式中 A_i 及 F_i 分別是校驗點之上之分析值與預報值， M_i 為地圖因數(map factor)。由(1)式可知ME為對某一特定時間，做預報模式之整個預報區域的空間平均，這可視為模式之系統性平均偏差(systematic mean bias)，由ME可推估預報的傾向。

2. 平均絕對誤差MAE(Mean Absolute Error)，均方根誤差RMSE(Root Mean Square Error)及標準偏差SDE(Standard Deviation Error)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N M_i |F_i - A_i|}{\sum_{i=1}^N M_i} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N M_i (F_i - A_i)^2}{\sum_{i=1}^N M_i}} \quad (3)$$

$$SDE = \sqrt{\frac{N}{N-1} \left[(RMSE)^2 - (ME)^2 \right]} \quad (4)$$

ME代表模式預報的傾向，並不代表誤差的大小，而MAE、RMSE及SDE則均代表模式預報誤差的大小，但模式預報的好壞還與預報場的分佈型態有關，這三種得分並不能顯示這方面的訊息，它們只是模式誤差大小的指標，為模式的一種統計特性，所以不能直接代表模式真正預報的“好”或“不好”，這是它們的缺點。

3. S1得(S1 score)

$$S1 = \frac{\sum_{i=1}^N M_i \left(\left| \left(\frac{\Delta p}{\Delta x} \right)_r - \left(\frac{\Delta p}{\Delta x} \right)_v \right| + \left| \left(\frac{\Delta p}{\Delta y} \right)_r - \left(\frac{\Delta p}{\Delta y} \right)_v \right| \right)}{\sum_{i=1}^N M_i \left(\text{Max} \left(\left| \frac{\Delta p}{\Delta x} \right|_r, \left| \frac{\Delta p}{\Delta x} \right|_v \right) + \text{Max} \left(\left| \frac{\Delta p}{\Delta y} \right|_r, \left| \frac{\Delta p}{\Delta y} \right|_v \right) \right)} \times 100 \quad (5)$$

S1得分是Teweles與Wobus(1954)首先提出，是專用來評估模式對氣壓梯度的預報能力。在高層(5)式中之壓力P用高度場取代。由於氣壓梯度和地轉風成正比，S1得分亦代表模式對風場的預報能力。S1的值一般在20到80之間，值愈小表示模式對氣壓梯度之預報能力愈好。不過S1得分會受季節及天氣型態的影響，通常天氣系統較強且移速較慢時，S1得分會較好。

4. 異常相關(Anomaly Correlation)

$$AC = \frac{\sum_{i=1}^N M_i (F_i - C_i)(A_i - C_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N M_i (F_i - C_i)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N M_i (A_i - C_i)^2}} \quad (6)$$

式中 C_i 代表氣候值。AC是以氣候值做參考值來看預報場及分析場之間的變化相關。若預報場與分析場完全相符，其AC值為1。

(二) 模式誤差的分析

目前中央氣象局日常作業的校驗系統也包含：

1. 對基本氣象本場之分析場及預報場做月平均。
2. 做基本氣象場誤差之空間分佈的月平均圖(本文將以偏差圖稱之)。

由這些結果可以分析模式預報傾向之空間分佈及預報場型態之誤差。

三、模式預報的校驗分析

(一)模式的統計分數

圖 1 (a)–(d)為全球預報模式北半球區域海平面氣壓及850mb、500mb、300mb 高度場均方根誤差的月變化圖，圖 2 (a)–(c)則為850mb、500mb及300mb 溫度場平均誤差之月變化圖，二者之橫軸均為月份，圖中曲線 A代表24小時預報，曲線 B代表48小時預報，曲線 C則代72小時的預報，由這些結果可以歸納出模式預報的幾個特性：

1. 由均方根誤差的結果(圖 1 (a)–(d)) 可知隨著預報時間愈長誤差值愈大，即預報能力愈低。而溫度場平均誤差(圖 2 (a)–(c)) 也顯示不論是正偏差(即預報過暖)或負偏差(即預報過冷)，偏差的情形也隨預報時間愈長而愈嚴重。

2. 由圖(1) 均方根誤差的月變化可以發現以這種方式所得之模式得分有明顯之季節變化特性，一年之中以冬季的值最大而夏季的最小，這樣的結果是因為冬季系統較強，梯度較大，些微之相位差就會造成預報值有很大的誤差。基於這個特性，在使用均方根誤差來比較模式之預報能力時，必須特別注意同一季節的結果比較始有意義。

3. 遇有模式更動時(表一)，均方根誤差及平均誤差會在某些層有所反應，如圖 1 (b)–(d)在1988年12月與1989年 1月間及圖 2 (a)及(c)中1988年 9月與10月間，這表示模式變動對這些層的影響較大，這可用來評估模式改進之成效。

4. 由圖 2 溫度場之平均誤差可以得到另一訊息，即此模式的預報對下層(850mb)有預報過冷的傾向，對中、上層(500mb及300mb)則有預報過暖的傾向。此外，由高度場之平均誤差結果(圖未示)顯示850mb及500mb預報過低而300mb預報過高可知，就垂直的預報偏差分佈情形而言，模式的高度場及溫度場是一致的(consistency)。

圖 3 (a)及(b)分別為海平面氣壓及500mb 高度場的S1得分月變化圖，由圖可得：

1. 隨預報時間愈長，S1得分值愈大(即對梯度之預報愈不好)。

2. 與均方根誤差相同，S1得分有季節變化，尤以500mb 較明顯，因此在使用S1得分比較評估模式的預報能力時，季節之變化不可忽略。S1得分在冬季值最小而夏季最大，這樣的結果可能是模式對冬季較強的系統的確掌握得較好所致，也可能只是因為冬季系統梯度較大致使(5) 式中之分母較大所造成，因此使用S1得分評估模式之預報能力時仍以相同季節的結果比較為宜。

表二(a)是北半球海平面氣壓及500mb等壓面高度場1989年1月(代表冬季)及7月(代表夏季)的異常相關月平均值，由這些結果可知：

1. 隨預報時愈長，預報場與分析場之相關愈低。
2. 冬季之異常相關值較夏季大，表示模式對冬季氣象場之變化有較好的掌握。

3. 一般以異常相關大於0.6即具參考之價值 (Rauno, 1983)，由表二(a) 知，目前中央氣象局全球數值天氣預報系統至少三天內的預報具可用之參考價值。表二(b)是歐洲中期預報中心(European Center of Medium Weather Forecast;ECMWF) 1981年的年平均異常相關(Rauno, 1983)，其中D+1為1天的預報，D+2為2天的預報，以此類推，由此表可知ECMWF約五天以內的預報異常相關均大於0.6，且以500mb而言，中央氣象局之異常相關均較ECMWF 略低，因此發展的空間仍很大。

(二)模式誤差的分析

前面所提用統計方法計算所得之分數僅代表模式之統計特性，為對模式整體表現之客觀評估但對誤差之分佈及究竟是何種形式之誤差則無法自這些得分得知，必須由實際之氣象場分析得到。經過月、季乃至於年平均的氣象場已經濾掉了非系統性的誤差，是用來分析不同地區之系統性誤差的大小及特性的直接方法。一般以500mb為無輻散層 (non-divergence level)，不論在氣象學上或天氣預報上均具有特別之意義，而海平面氣壓場在天氣預報上是很重要的參考依據，因此在此擬針對這兩個場之分析、預報及其偏差場之季平均場，分析模式之系統性誤差。

1. 海平面氣壓

圖 4 (a)及(b)分別為1989年秋季(8、9及10月)海

平面氣壓之分析場及48小時預報場的季平均，圖 5 (a)及(b)則為冬季(11、12及 1月)的季平均，由這些結果可以分析歸納出模式對海平面氣壓預報的一些系統性誤差：

(1) 對太平洋高壓的預報：一般而言模式對太平洋高壓中心值均預報過低，且範圍的預報均較實際分析的小，冬季(圖 5 (a)) 北半球的太平洋高壓不明顯，由秋季之分析與預報場(圖 4 (a)及(b))可以看到這個現象，春、夏(圖未示)亦有同樣的問題。

(2) 對大西洋高壓的預報：基本上模式對此高壓的預報較實際分析的強且範圍較大，此情況在春、秋兩季尤其明顯。以秋季為例，比較圖 4 (a)及(b)的分析與預報場中之1020mb等值線的範圍即可發現預報之高壓明顯的較強且大，這與同樣為海洋上之高壓的太平洋高壓很不相同。冬季亦有相同的現象(見圖 5 (a)及(b))，唯其高壓主要為向東(即歐州及非洲大陸)太過延伸。

(3) 對亞洲大陸高壓的預報：亞洲大陸在冬季主要為大陸冷高壓籠罩，而夏季以低壓為主，春、秋兩季則為二者之交替季節，大陸高壓較冬季不明顯。模式對冬季及春、秋季的大陸高壓有不同的預報誤差。對冬季而言，由圖 5 (a)及(b)比較分析場與預報場之亞洲大陸高壓的範圍，以1020mb等值線的範圍來看，實際分析場之高壓較接近圓形，至48小時預報已呈東西帶狀，其南北範圍被侷限住，而東西向卻被拉長。此外，高壓中心值亦預報過低達4mb。圖 4 (a)及(b)所顯示之預報誤差則與冬季的不同，此時高壓非常弱，因此以1014mb的範圍來看，可以發現預報的高壓範圍較實際分析的縮小許多，尤其高壓向東延伸不足的情況與冬季高壓過於向東西方向延伸的情況相反。

2. 500mb高度場

500mb 等壓面之高度場所著重的是槽脊的位置及強度，由於其誤差的形式較為一致，故在此僅以冬季為例來說明其系統性誤差，圖 6 (a)–(c)為500mb 高度場的分析場，48小時預報場及其偏差場，比較明顯之系統性誤差如下：

(1) 極區附近的預報誤差：由圖 6 (a) 可知冬季高緯為三波的形式，配合圖(b)及(c)，發現模式對白

令海峽附近的槽預報過深，但對北美洲東岸靠極區的槽卻有嚴重的預報過淺的情形。

(2) 對中緯度槽之預報：由圖 6 (c)之48小時預報偏差場可知位於美洲東岸的槽預報與分析機乎一致(偏差值接近0)，而其他位置的槽則略為過深，但偏差值不大，均小於20m，表示過深的情形並不十分嚴重。值得注意的是在大陸東岸的槽之範圍內已開始有正偏差區出現(見圖 6 (c)，韓國南部)，至72 小時之偏差圖(未示)顯示此正偏差區已變大而且偏差值亦變大，表示模式對此槽變成預報過淺，而其他位置的槽則仍過深。

(3) 對中緯度脊的預報：比照圖 6 (a)及(c)可以發現偏差場中負偏差較大區為脊的位置，尤其是西藏高原附近的負偏差最大，這表示模式對500MB 的脊均預報過弱。由圖 6 (b)的48 小時預報場也可看到預報場的脊均較分析場不明顯。

四、總結

由於數值天氣預報乃利用有限的資料，不完全的物理及數值方法求得之預報結果，因此預報誤差的存在是不可避免的，重要的是如何針對各類誤差不斷的研究發展，使數值預報結果更好。模式校驗的目的方面在對模式的預報能力做客觀之評估，另一方面也希望分析誤差的特性，以做為追溯其來源之依據，而最終目的則在改進數值預報模式，使預報結果更好，提升天氣預報的能力。

從前面對校驗結果的分析，對全球數值天氣預報系統而言可以簡單的歸納成以下幾點：

(一) 在使用任何一種模式統計得分來評估模式之預報能力時，必須先了解該項得分之特性。如全球數值預報模式之均方根誤差及S1得分就有非常明顯的季節變化，必須使用同一季節的結果來比較始有意義。由於全球預報模式已正式作業一年多，由目前的資料已可了解其季節變化的特性，對將來模式有新的改進時，將可對改進後的成效做一客觀之評估。

(二) 模式之平均誤差並無明顯之季節變化，但由其垂直之分佈可知模式對溫度場的預報為下層過冷而

中、上層過暖。

(三)由分析及預報之海平面氣壓場的季平均可知模式對不同地區、不同季節之高壓有不同的系統性預報誤差。平均而言，模式對太平洋高壓的預報均過弱且範圍過小，而對大西洋高壓的預報則恰好與之相反。對亞洲大陸高壓的預報，在冬季預報之中心值過低許多，而其範圍則南北向被侷限住而東西向太過延伸，使原本接近圓形的高壓在預報中呈東西帶狀。在春、秋季則預報之高壓範圍較實際分析小很多，而且向東延伸的不足與冬季的情形相反。

(四)由500mb 高度場之分析，預報及其偏差之季平均可知此層最明顯的系統性誤差為模式對中緯度脊的強度有嚴重預報過弱的現象。另一個較明顯的誤差則為模式對高緯度的兩個槽有不同的預報誤差，對白令海峽附近的槽預報過深而北美東岸一帶的槽則反而明顯的預報過淺。

參考文獻

- 方力脩與陳慧貞，1989：數值天氣預報之校驗方法綜評。氣象學報，35，48-63。
- 柯文雄，滕春慈、陳靜洵與蔡清彥，1989：中央氣象局數值天氣預報全球預報系統簡介。中華民國氣象學會會刊。
- 陳雯美、林松錦與蔡清彥，1989：中央氣象局數值天氣預報系統1988—1989預報校驗評估，氣象學報，35，67~80。
- Rauno Nieminen, 1983: Operational verification of ECMWF forecast fields and results for 1980-1981. ECMWF Technical Report No.6.
- Teweles, S., Jr. and H.B. Wobus, 1954: Verification of prognostic charts, Bull. Amer. Meteor. Soc., 35, 455-463.

表一 1988年 7月1989年 7月全球數值天氣預報系統主要變動。(a)1988年 9月。(b)1988年12月。

(a)

改 變 前	改 變 後
水汽內插方法造成水汽會有負值。	修改垂直速度層的水汽內插方法，使水汽不再有負值。
有使用觀測的溫度資料做預報。	沒有用觀測的溫度資料做預報。
初始化中的地表濕度 (ground wetness)用指定的值。	地表濕度改用氣候資料。
地表溫度 (ground temp.)經短時間的預報就已被調整成氣候值。	修改地表溫度(ground temp.)的計算參數，使之維持預報的值。

(b)

改 變 前	改 變 後
每18個time steps做一次乾對流的調節。	每一個time steps均做乾對流的調節。
預報部份的地表濕度使用指定值。	地表濕度改用氣候資料。
氣候值直接使用該月的氣候資料。	為避免換月時氣候值的不連續，氣候值改用該月及其前、後月份的氣候值以日期做權重計算後的值代替。
沒有使用觀測的溫度資料做預報。	使用觀測的溫度資料做預報。
垂直速度層使用乾對流調整後的 ϕ ，但熱力變數層不是，造成不協調。	熱力變數層也改採乾對流調整後 ϕ 。

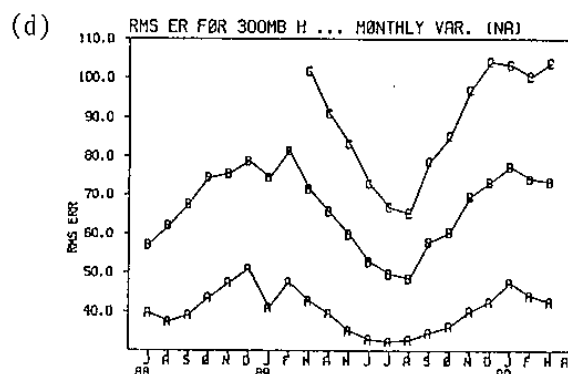
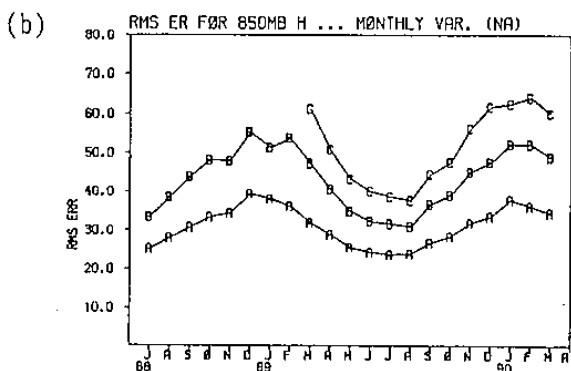
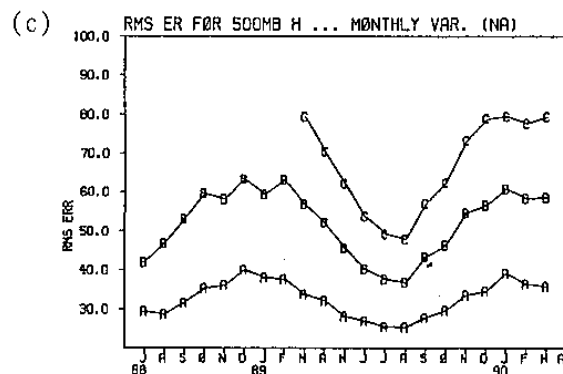
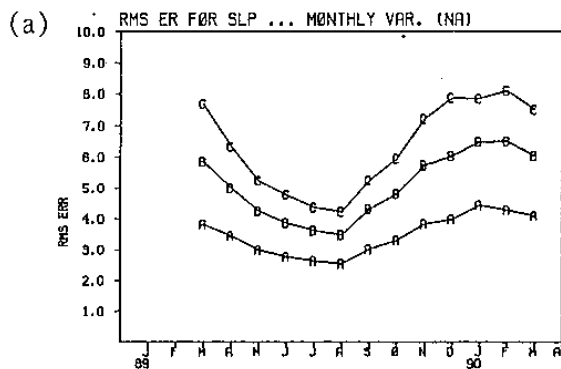
表二 (a)中央氣象局全球預報模式1989年 1月及1989年 7月北半球海平面氣壓及500mb

高度場異常相關之月平均值。

TIME	FCST TIME	AREA	SLP	500MB
8901	24 HRS	NA	.92	.95
	48 HRS	NA	.82	.87
	72 HRS	NA	.73	.79
8907	24 HRS	NA	.89	.93
	48 HRS	NA	.77	.84
	72 HRS	NA	.64	.72

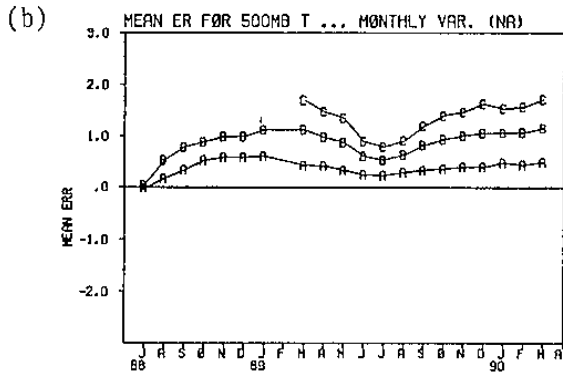
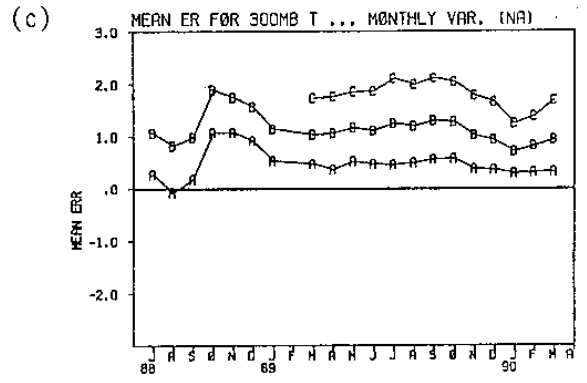
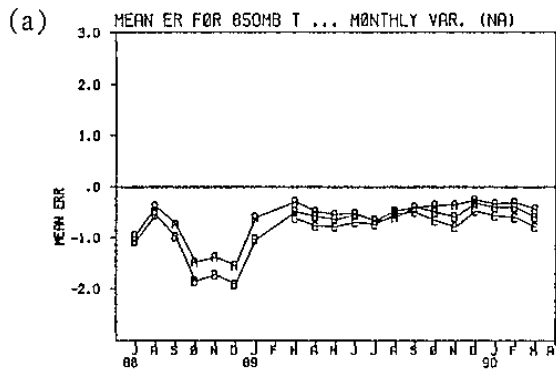
表二 (b)歐洲中期天氣預報中心1981年北半球海平面氣壓及500mb高度場異常相關之年平均值。

	D + 1	D + 2	D + 3	D + 4	D + 5	D + 6	D + 7
1000 mb	.95	.88	.80	.70	.60	.50	.41
500 mb	.98	.93	.87	.78	.68	.57	.47

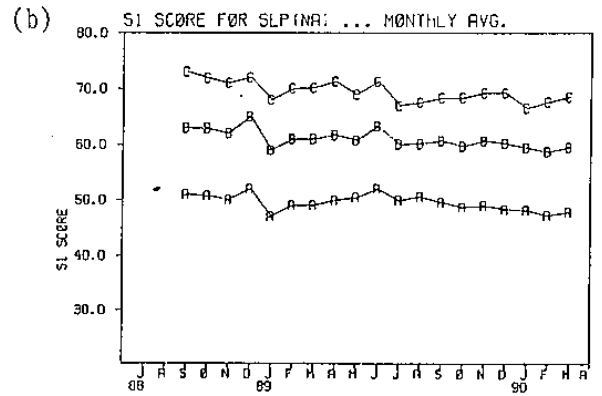
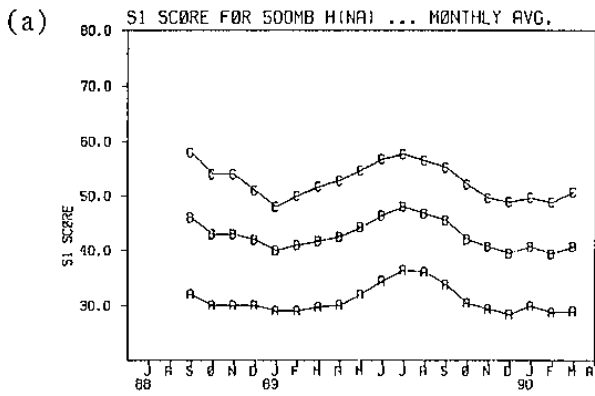


圖一 北半球海平面氣壓及各層等壓面高度場均方根誤差之月平均變化圖。

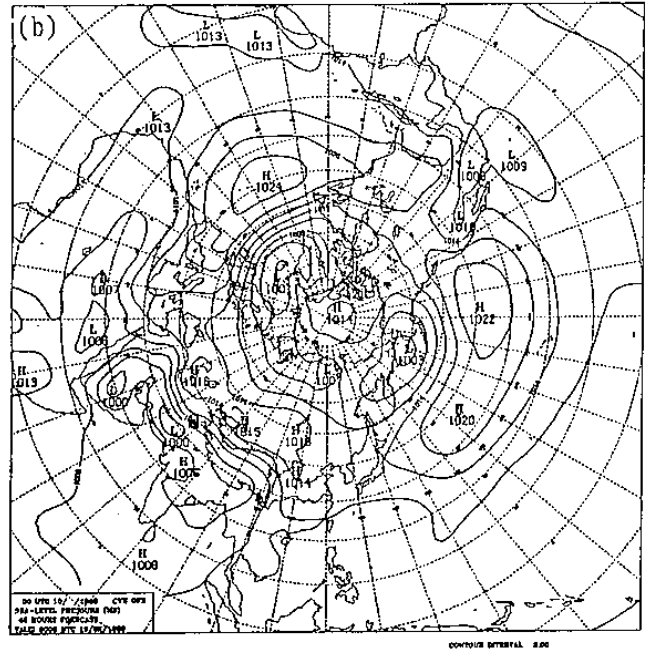
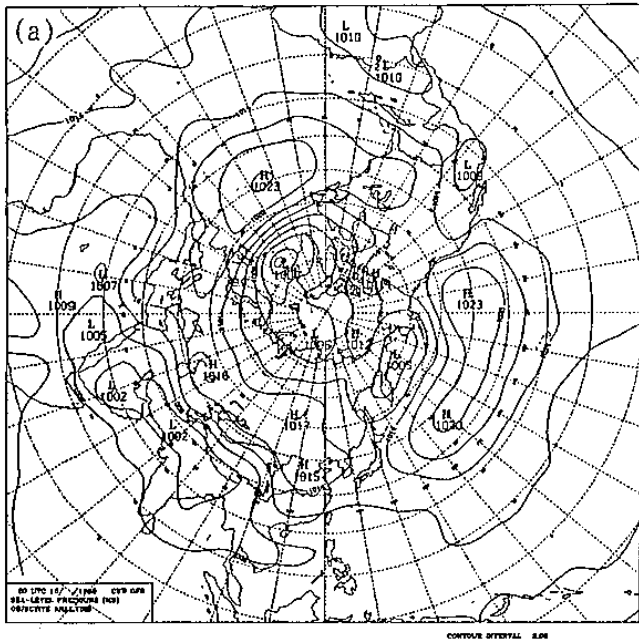
- (a)海平面氣壓 (b)850mb高度場 (c)500mb高度場
(d)300mb高度場。



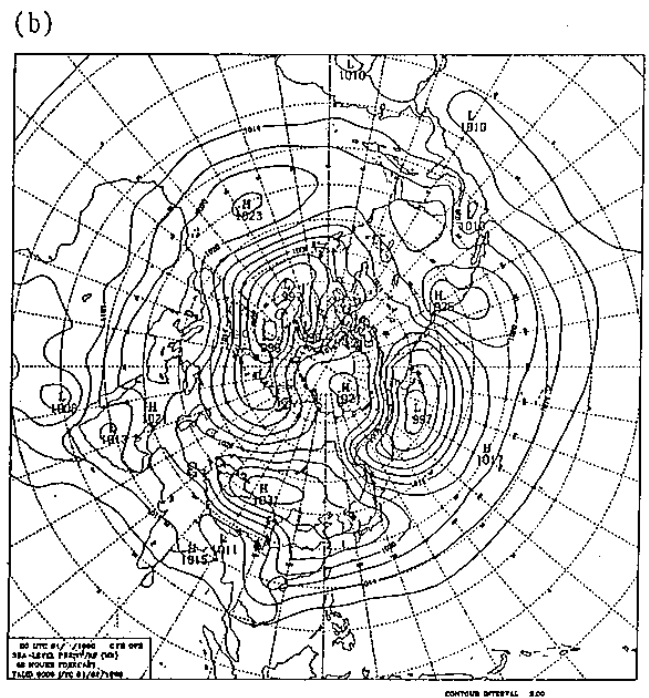
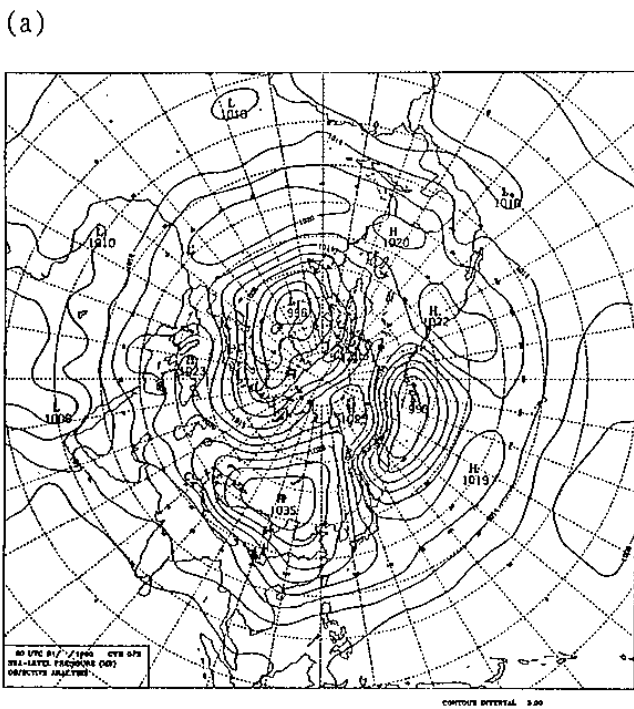
圖二 北半球等壓面溫度場平均誤差之月平均變化圖。(a)850mb (b)500mb (c)300mb。



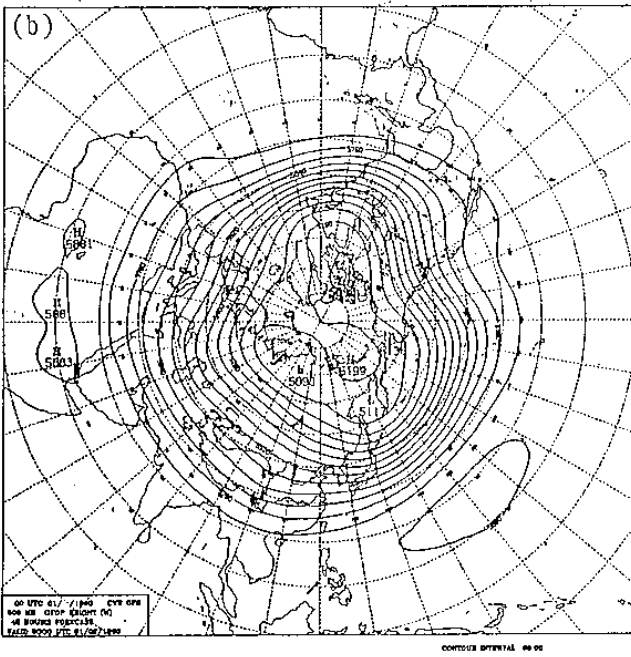
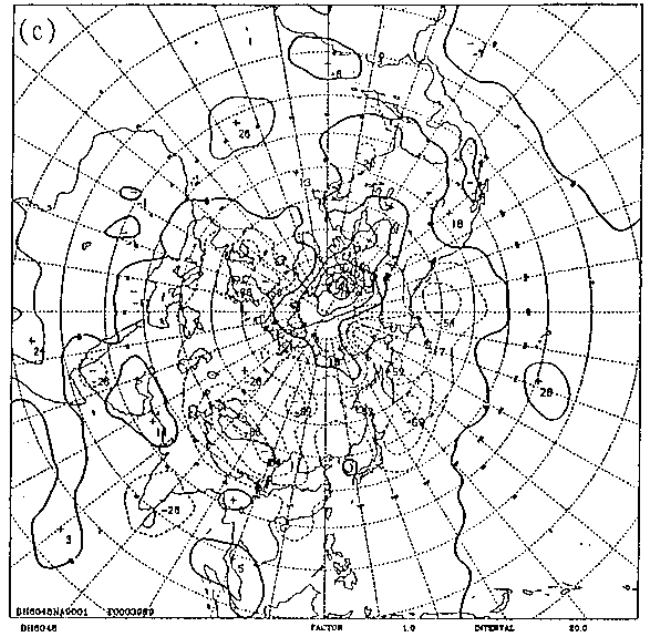
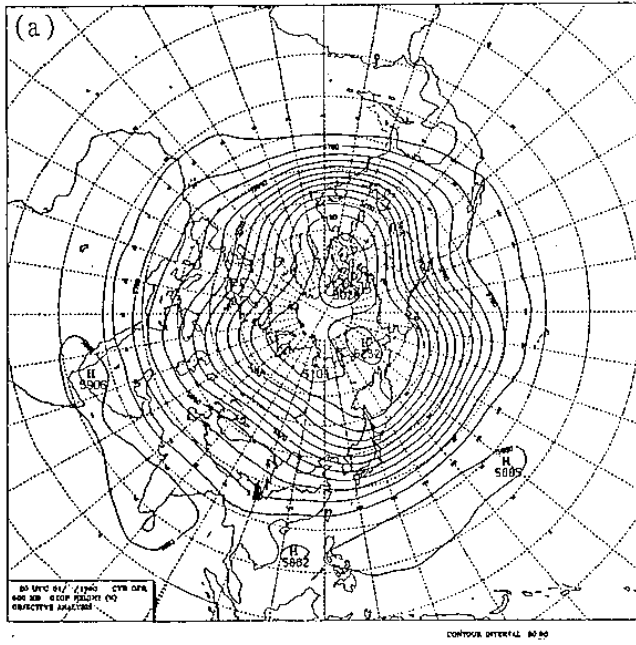
圖三 北半球海平面氣壓及500mb高度場S1得分之月平均變化圖。



圖四 北半球1989年秋季 (a)分析 (b)48小時預報 海平面氣壓季平均圖。



圖五 北半球1989年冬季 (a)分析 (b)48小時預報 海平面氣壓季平均圖。



圖六 北半球1989年冬季 (a)分析 (b)48小時預報
(c)48小時預報偏差 500mb 高度場平均圖。

AN EVALUATION OF THE PERFORMANCE OF THE CWB
GLOBAL FORECASTING SYSTEM

Wen-Mei Chen

Central Weather Bureau

Song-Chin Lin

National Central University

ABSTRACT

Based on the results of NWP evaluation system, this study evaluates the performance of the CWB global forecasting system.

The results of the evaluation indicate that , overall in the Northern Hemisphere, the temperature forecasts tend to be too cold in the lower level (850mb) and too warm in the middle and upper levels (500mb and 300mb). Based on the computations of anomaly correlation, it seems that the global forecastings are valid at least up to 72 hours. The results of seasonal mean depict that the center pressure and the eastward extension of Mongolian high are overpredicted particularly in the winter season. The model also underpredicts the pacific high but overpredicts the Atlantic high. For 500mb high field, the intensity of ridge is underpredicted in the mid-latitudes. In the high latitudes, the model overpredicts and underpredicts the trough over the Bering Sea and east of the Northern America, respectively.

