

# CWB 全球預報系統 GFS 對冬季天氣預報之研究

李介文 柯文雄 蔡清彥

國立台灣大學大氣科學研究所

## 摘 要

本文主要對中央氣象局全球預報系統(Global Forecast System; GFS) 於1988/1989年冬季預報的檢驗, 以GFS於冬季三個月(12月, 1月, 2月)的期間內, 每天兩次(00, 12 GMT)的分析場與48h預報場資料作比較, 以便了解GFS預報模式對冬季天氣及地預報時, 模式模式輸出變量的特性有所了解, 進而增進預報的正確性, 並且也可以作為將來預報模式改進的參考。

模式輸出的預報場可分為兩部分

(1) 時間平均狀態的部分, 反映為大氣環流的特性。

(2) 擾動的部分, 即指離時間平均狀態的部分。

本文主要針對時間平均狀態部分的大氣環流特性作預報與真實的比較, 結果

(1) GFS對於冬季期間溫度的預報, 有對流層底層及高層都有溫度預報過差的傾向。

(2) GFS預報場中緯度帶層及東風帶低層, 少部分地區外, 其他地區則偏向風偏弱, 特別在極區附近風場誤差較大。

(3) GFS對於850mb高度場的預報, 普遍比實際偏低。預報不足, 而在極區則高壓場預報偏強而過分計過, 是為預報過差。造成偏流不夠強, 並且更平緩。

(4) GFS對平均氣壓的預報, 對高氣壓比實際偏低, 預報不足, 而在極區則又偏高。

(5) 風場強度相誤差大, 冷舌面斜, 造成風斜量佳。

另外對於冬季來潮個案氣量演變所作的GFS 48h預報場與分析場比較的結果是可將位能轉換量CA的變化情形與模式模擬的較好, 而動能轉換量CR則不如CA模擬的理想。

## 一、簡介

由於數值天氣預報(Numerical Weather Prediction)的急速發展和放大了人類對於瞭解天氣系統的預報能力, 也使預報作業進入科學性的客觀化階段。然而由於資料及客觀分析與初始化等...之限制, 及模式本身之不完整的物理考慮, 數值方法的缺點積分過程所產生的截斷誤差, 大氣非絕熱過程的物理參數化, 如潛熱釋放, 輻射過程及亂流可感熱之傳遞及摩擦效應, 使得數值預報有許多誤差的產生。故對於數值預報之結果必須加以檢驗, 以了解模式誤差之特性及原因, 使能修正數值預報之結果, 以謀高數值預報的可用性。

數值預報結果的誤差基本上可分為兩類, 一為系統性誤差此可由數值方法不恰當或對大氣物理之過程的不完全描述所造成; 另一為非系統性誤差, 可由觀測之隨機誤差或在積分過程的初始化之誤差而來(Wallace and Gochis, 1981)。Wallace and Gochis(1981)指出, 過去學者們對於系統性誤差之研究可分為兩類, 第一類為針對某些特殊天氣系統, 例如地中海、低壓系統及500mb 層脊系統之模式預報誤差。此方法研究的例如: Leary (1971), Colucci and Bosart (1973), Silberberg and Bosart (1981)及Chen et al (1987)等。

Chen et al(1987)研究NOGAPS (Navy's Operational

Global Atmospheric Prediction System) 16小時及JMA (Japan Meteorological Agency) 24小時及24小時區域模式及48、72小時全球模式的5000 GMT和1200 GMT預報之高低壓系統, 在東亞及西太平洋區與兩期間之系統性誤差, 發現下列結果:

- (1) NOGAPS和JMA 對氣旋與反氣旋之位壓預報大都偏西北。
- (2) JMA 對高、低壓系統強度預報有低估趨勢。
- (3) 在費率湖高壓及其附近地區, 高壓變之存在或生成, 較其他緯度帶有較快速度預報之趨勢。
- (4) JMA 和NOGAPS模式在海洋地區可能由於模式未能模擬在示報和環境內發展的積雲對流以致低估氣壓強度。

第二類是固定模式之某預報時段, 例如24或36小時, 將模式預報之平均場, 如850mb 溫度場或500mb 高度場與實際觀測之平均場作比較。利用此方法, 例如Wallace and Gochis (1981), Pawcett (1985), Susland Kanamitsu (1984), 和Wallace and Gochis對NMC(National Meteorological Center)北半球原始方程模式之500mb 高度場, 1000mb 高度場及1000/500mb 厚度場約72小時預報作檢驗, 500mb 高反場在低緯預報不足, 高壓場預報值比較

測溫度) 而直接採用預報溫度(預報高度場比實際觀測值高), 因此, 使得預報之 500mb 緯向氣流較觀測者為弱。

中央氣象局全球預報系統(Global Forecast System; GFS) 已於 1989 年七月一日正式啟用, 對於天氣預報的準確度亦常有質疑, 於此不可不避免。一定有一些誤差在裏面, 為了使數值預報模式的產品能被使用者所接受, 故應針對其產品的品質做適當的檢驗, 如此一來, 一方面可以增加使用者對於產品的信心, 另一方面可以儘快模式發展人員依據對模式修正的參考, 或是預報人員與對預報模式輸出的解釋, 避免一些反覆性的系統誤差, 而作適當的修正以求得更好的天氣預報結果。

所以本文主旨在於 GFS 預報模式的預報場, 與實際的觀測場(分析場) 做比較, 以了解全球預報系統對冬季天氣系統預報結果之誤差特性, 以作為該系預報模式改進的參考。

檢驗的方法採用 GFS 對冬季 12 月, 1 月, 2 月的三個月分高度場及溫度場及低平面積場場的 48h 預報結果與分析場做比較, 以求出誤差特性。模式輸出預報結果可分為兩部分

- (一) 時間平均狀態的部分(或稱大氣環流) 的部分。
- (二) 瞬變場的部分(transient) 即變動較快, 強弱時間平均狀態的部分

本文針對 88/89 年冬季 3 個月期間內 GFS 的預報值作時間平均狀態的大氣環流場的檢驗。

另外對於冬季最重要天氣現象之一的寒潮, 本文也利用 1984/1989 年 1 個寒潮個案, 利用一個時間縱橫尺將時間尺度在 5 天以內的擾動(高頻波) 與時間尺度較長的波(低頻波分離期) 用來分析預測寒潮爆發期間大氣環流的能量演化過程, 以了解 GFS 對於寒潮預報的效果。

數值天氣預報之結果可為天氣預報之指引但其所產生之誤差亦在所難免, 如果我們藉由對模式誤差之檢驗進而瞭解模式之誤差特性, 以對其預報結果加以修正, 則將可改善預報之準確率。

## 二、模式簡介

中央氣象局全球預報系統(Global Forecast System; GFS), 於 1989 年七月一日開始正式啟用至今, 對外發表預報產品。目前全球預報系統共由七個模式組成, 它們分別是: 地函氣壓分析、高層質量場與風場的分析、初始化、內插、預報及輸出, 第七個部分, 以下分別對分析模式、初始化及預報模式等作簡單說明。

### A. 分析模式:

GFS 所分析的天氣變數為: 海平面氣壓場高度場、溫度場及風場(含東西向及南北向二個分量), 垂直方向的分析階數共有 11 層: 由 1000hPa 至 100hPa 的標準層及 525hPa; 水平網格間距為 3.5 度  $\times$  3.5 度。至於非分析層的觀測資料則以垂直向內插或外插至最近的標準層; 非線性天氣(asynoptic) 的地函氣壓觀測資料(如船舶報告) 則以固定的間隔插補加以應用。

於海平面氣壓分析中, GFS 係採用 Barnes 逐次修正法, 若使用 Field Information-Blending (FIB) 法。在 FIB 法中, 採用地函的單場觀測資料估計地函的氣壓梯度力, 再採用雙分法法經過 Barnes 修正法分析出的低平面積場及此氣壓梯度力的誤差平方則為最小。使用 FIB 分析法的目的是保留最小天氣系統的時性, 使得分析結果能更趨於觀測資料, 且在資料較少之海上使用了單的觀測資料。另外, GFS 亦採用 Barnes 逐次修正法, 在標準層上進行高層質量場與風場的分析。

### B. 初始化及內插:

目前 GFS 使用雙分法進行分析資料的初始化, 調整風場及高度場使其滿足平衡方程式且調整量均為最小。內插程式中, 則採用 bi-cubic spline 法將等壓面場上的變數場內插到等  $\sigma$  面場, 亦將分析場的水平格距 (2.5 度  $\times$  2.5 度) 內插至預報模式的水平格距 (3 度  $\times$  3.4 度)。

### C. 預報模式

GFS 所使用的預報模式是以(UCLA) 的氣壓模式為基本架構的多層全球網格點模式, 在水平面上使用四種位階度保守格式(Arakawa and Lamb, 1981), 垂直向採具有質量保守及區域靜力一致性(local hydrostatic consistency) 的差分格式; 時間積分採 Matsuzo 及 Leapfrog 格式。水平網格觀測數值法採用了 Arakawa C 網格, 水平解析度 3 度  $\times$  3.4 度, 垂直解析度則從地面到 50hPa 共九層  $\sigma$  層。GFS 所預報(prognostic) 變數為水平面分量  $U$ 、 $V$  及溫度  $T$ 、比濕  $q$ 、地面氣壓  $P_s$ 。它們是由動量方程 (momentum equation)、熱力方程 (thermodynamic equation)、水汽連續方程 (water vapor continuity equation)、連續方程 (continuity equation) 及靜力方程 (hydrostatic equation) 所控制。

物理過程則包含塔夫大尺度降水處理, 乾絕熱調整, 凝結調整, 邊界層參數化, 積雲參數化及輻射參數化。大氣邊界層的處理基本上係假設邊界層為均勻混合層 (well mixed layer), 地面通量是依據 Deardroff 的方法, 而邊界層參數化是採用 Randall 的方法, 邊界層透過 (1) 積雲層中的質量通量; (2) 邊界層中的亂流進入 (turbulent entrainment) 與自由大氣發生交互作用。預報模式中的邊界層厚度由邊界層及自由大氣之間的質量交換率決定, 最低不能低於 5hPa, 最高不能超過模式中的最低  $\sigma$  層。積雲參數化採用 Arakawa-Schubert 參數法 (Arakawa and Schubert, 1974), 雖然較複雜, 但較具物理意義, 輻射參數化對短波輻射及長波輻射均做處理, 所使用的參數法採自 Katayama (1974) 與 Schlesinger (1974)。

除此點之外, 模式中的地表溫度 (ground temperature) 及雪層 (snow depth) 亦為預報變數, 其預報方程分為地表能量收支方程 (surface energy budget equation) 及雪層質量保守方程 (snowmass conservation equation) 地表濕度 (ground wetness)、地表反照率 (surface albedo) 及海面溫度 (sea surface temperature) 則使用固定值 (陸地: 45 cm, 海面: 0.02 cm 加上海面風速之修正量; 冰面: 0.01 cm)。有關 GFS 的執行流程與各模式所使用的方程及控制方程式於 Lion (1990) 中有較詳細的介紹。

## 1. 資料來源

本文採用的資料，可分爲四大部分。第一部分爲收錄 1988/1989 年冬季 092 每日兩次 (00, 1200Z)，北半球資料。垂直高度有 1000, 850, 700, 500, 300, 200mb 六層的資料，變數有高度場、溫度場及風場資料 (其中風場除 1000mb 的資料，共有 5 層)，並爲了驗證模式的效果，收錄了以其作 400hPa 假想所得之預報場資料。其水平分辨率爲 2.5 度  $\times$  2.5 度經緯度網格間距。

第二部分爲針對 1988/1989, 1989/1990 年兩個冬季兩日內的 3 次寒潮爆發個案所收集的資料。於寒潮爆發的前後各 5 天的範圍內，每日兩次 (00, 1200Z) 分別提供 48h 預報場的北半球資料 (其中 48h 預報場皆比前多 2 個日)。垂直方向包括 325, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100mb, 10 層的資料。除有  $H, T, U, V$  4 個變數，但預報場的部分在垂直上則爲 850, 700, 500, 300, 200mb 5 層，水平分辨率亦爲 2.5 $^{\circ}$   $\times$  2.5 $^{\circ}$  經緯網格距。

## 2. 時間變換

依照 Holloway (1958) 及 Lau and Lau (1984) 所發展的，九個點的高斯積分平不型式的經緯變換法，以將時間尺度在 3 天以內的格尺尺度天氣現象 (高層場資料) 內時間尺度較長的低頻變換變數。其方法爲：對於 12 小時隔測之分析場資料  $x$  乘波結數變換，使假設變數  $x$  在基時間  $t$  如下所示：

$$X_0(t_0) = a_0 X_0(t_1) + \sum_{n=1}^N a_n [X_0(t_1) - X_0(t_1 - \tau)] + X_0(t_1 - \tau)$$

新高假設場

$$X_0(t_0) = X_0(t_1) - X_0(t_1)$$

其中  $\tau$  爲每 12 小時一次的增量， $a_n$  爲阻尼因子 (見表 1)。以上列變換方法所得頻率響應 (frequency response) 見於圖 4。此波變換之權重因子亦基本上與王比例頻和假場一天的非變換率分布函數。

## 3. 寒潮個案之選取

本文對於寒潮的認定，採用 Lau and Lau (1984) 所定義的條件。用溫度、氣壓及風來定義寒潮爆發的時刻，以研究這些寒潮爆發者時所伴隨的環流中之中緯度擾動結構及強度。他們定義在 24-48h 範圍內滿足下列三條件者，即爲真正強之寒潮爆發。

- (1) 溫度降溫  $\geq 5^{\circ}\text{C}$
- (2) 沿海與內中氣壓差增加  $> 5\text{mb}$
- (3) 北風分量  $> 5\text{ms}$

並以寒潮爆發在东亚沿海變弱最久之時間爲寒潮爆發時間。

爲滿足本文主要在研究影響台灣地區強烈寒潮之目的，所以又綜合在洪崇 (1981) 所定義之強寒潮：冷鋒通過而依台北最低氣溫連續下降兩天達  $6^{\circ}\text{C}$  以上。因此修正上列條件 (1) 之溫度降溫條件。

1988/1989 年冬季期間，符合上述寒潮爆發條件者，總數取僅有 1 次，即

## 4. 寒潮資料的時序

每一寒潮個案的爆發時間定爲 "DAY 0"，先以 DAY 0 爲中心，前後各挑選三日，並把資料依日序作成於寒潮爆發時間的時序序列。在選六日期間，分別標爲 "DAY -3", "DAY -2.5", ..., "DAY" = 0, "DAY +0.5", ..., "DAY +2.5", "DAY +3"。正、負分別代表寒潮爆發後與爆發前，因此對於每一寒潮個案，圖在日 2 次觀測，所以有 12 個時序，圖每一時序皆有高層與低層場資料，及未過濾資料場，而低層場資料也依相同的方法對每個寒潮爆發個案作成 12 個連續的時序序列，其中每一時序也都有高層與低層場資料，及未過濾資料場。

## 四、能量積分方法與收斂公式

## 1. 能量積分方法

本研究除對 GRS 模式及線性分析場中校核之外，亦希望從了解 GRS 模式對寒潮爆發期間測得的擾動的大氣場其他能量隨時間變化的情形所模擬的結果與真實的情形有何異同之處。

在寒潮爆發的項目中，高頻波動的結構隨時間演變之情形可能表示其能量變化的複雜性。然而我們並不打算做一完全的垂直收支的計算，而注意下列一些量的垂直積分隨時間演變的情形。

$$\begin{aligned} K_G &= \int \frac{2k^2}{2\sigma} \phi^2 \\ K_G &= \frac{1}{2} \int \frac{m^2 \phi^2}{2} \phi^2 \\ C_G &= - \int \frac{1}{\sigma} \left( \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \\ C_G &= - \frac{1}{2} \int \left( \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \\ &\quad + \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} + \phi \nabla_{\sigma}^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} \end{aligned}$$

$K_G, K_e$  分別代表高頻波動的可用位能與動能。

$C_a, C_k$  代表整層相項將這些高頻波動的可用位能與動能轉換。

下註標  $h$  和  $l$  分別代表高層與低層之變數場資料。

$\sigma$  是壓力穩定參數之面積平均。變換只具時間和壓力有關。

$g$  爲重力加速度的。

其他符號則與氣象上採用相同，積分區間是由 100 到 925mb 層，但對於 GRS 假想場對寒潮爆發的能量積分區間，因限於資料數據的關係則爲 100 到 850mb。此處所用之公式與 Lorenz (1955) 所採用之計算能量公式不同。在他的公式中，大氣擾動場部分爲線性平均而無擾動項；而我們將所有與線性平均之差併入而成。而我們此處之研究則強調非線性波動 (下標  $l$ ) 與高頻波動 (下標  $h$ ) 之局域交互作用。故以上所用公式可較適用於限制性地理區域，及選擇有不同時間尺度的波動的擾動。Simmons et al. (1982) 採用一種類似公式以研究一時期平均狀態向變化的正態不穩定波動的能轉換過程。因我們選擇的有限區域自然了所有波動的波動，而邊界外邊界則小，因此我們將忽略

邊界項之影響，而注意  $C_4$  與  $C_5$  的差。

可用位能轉換項  $C_4$  中，最重要的項是  $-V_x V_x (\partial \theta / \partial x)$  若見  $\langle V_x V_x \rangle$  有正相關則  $C_4 > 0$ ，即當  $V_x > 0$  或  $V_x < 0$ ，或當是  $V_x < 0$  且  $V_x < 0$  時，也就是暖氣北送，冷氣南來，可用位能轉換項矯正。

至於動能轉換項  $C_5$  中最大項為  $-V_x V_x (\partial \theta / \partial y)$ ，因為其項變號主要限制在增溫之北，因此若  $\langle V_x V_x \rangle$  為正相關則  $C_5$  為正，所以決定動能轉換項  $C_5$  的差，就由慣性系統，結構的傾斜方面而定，若是其定--西南走向，則  $C_5$  為正；東南--西北走向，則  $C_5$  為負。還有以上約量，都是垂直積分約量。

## 2. 校驗方法與公式

為了使數值預報模式的產品能供用戶所接受，故應對其產品的品質做適當的校驗。如此一方面可以增加使用者對於產品的信心，另一方面可以從預報模式開發人員往後對模式修正的參考，及是預報人員能夠對預報模式輸出的解釋，避免一些反覆性的系統性錯誤，而作適度的修正，以求得更好的天氣預報結果。

一般而言，校驗的方法有主觀及客觀2種方法，所謂主觀的方法純粹是人員的判斷來決定預報的好壞；此種方法很容易導致極大的偏差。所謂客觀的方法則是用一些統計的方法來比較預報與實際分析的結果。

以下列出預式校驗方法，及簡化的計算所須公式如下

### (1) 平均誤差 (mean error)

$$ME = \bar{\delta} = \frac{\sum_i \{ m_i (X_i - X_o) \}}{\sum_i m_i}$$

$m_i$ : 在  $i$  點上的地區因子 (map factor) 是該度的面積。  
 $X_o$ : 在  $i$  點上的分析值。  
 $X_i$ : 在  $i$  點上的預報值。

### (2) 標準偏差 (standard deviation)

$$S_2 = \sqrt{\frac{\sum_i m_i (X_i - X_o - \bar{\delta})^2}{\sum_i m_i}}$$

### (3) 誤差的均方根 (root mean square error)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i m_i (X_i - X_o)^2}{\sum_i m_i}}$$

### (4) $R_1$ score

$$R_1 = \frac{\sum_i m_i \{ (C \frac{\partial \theta}{\partial x}) - (C \frac{\partial \theta}{\partial x})_r + (C \frac{\partial \theta}{\partial y}) - (C \frac{\partial \theta}{\partial y})_r \}}{\sum_i m_i \{ M_{10} (C \frac{\partial \theta}{\partial x})_r + (C \frac{\partial \theta}{\partial x})_r + M_{10} (C \frac{\partial \theta}{\partial y})_r + (C \frac{\partial \theta}{\partial y})_r \}}$$

在式子中

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p_{i+1} - p_{i-1}}{2 \Delta x}$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{p_{i+1} - p_{i-1}}{2 \Delta y}$$

$S_2$  得分為氣壓場或高度場水平誤差的指標，因為大尺度的場其壓力場與高度場有強相關所以也可做為誤差預報誤差的指數， $R_1$  得分愈高表示預報愈好。

### (5) 向量誤差 (Vector Error)

#### (a) 誤差的均方根 (RMS Vector Wind Error)

$$RMSVE = \sqrt{\frac{\sum_i m_i \{ (u_i - u_o)^2 + (v_i - v_o)^2 \}}{\sum_i m_i}}$$

#### (b) 風速誤差 (Speed Error)

$$SPERR = \sqrt{\frac{\sum_i m_i \{ (u_i^2 + v_i^2)^2 - (u_o^2 + v_o^2)^2 \}}{\sum_i m_i}}$$

## 五、結果

### 1. 09h 時前平均誤差的特性

將 CRF 的長時間平均的誤差場繪製成圖平均之南北剖面圖，以表示冬季誤差特性，並將分析局，預報場及誤差值 (預報減觀測值) 分別求出長時間平均狀態包括有 12 月，1 月，2 月至 3 月的平均，及整個冬季 (90 天，每日二次) 的平均。

#### (a) 緯向平均誤差場特性

圖 1a, b 分別為冬季平均的緯向平均溫度場南北剖面圖，分析場與預報場。

由兩圖的分布型態來看，二者相當類似甚至很難找出差異處，可以說 CRF 模式模擬天氣現象之空間預報良好，不過從 10 來看，可知對流層底層及高層都有溫度預報過高的情形，對中層 (550h 左右) 則模式預報過高，此圖與同冬季 3 個月資料逐月所做出的月平均圖差不多，頗具有代表性。

由冬季季節平均及三個月中各個月平均誤差場顯示對流層低層及上層溫度預報過高來看，這將造成模式中雲層對流溫度場及雲層物理過程。可能的原因是 CRF 模式中對於輻射參數化過程有若干缺點。

#### (b) 緯向平均 $\theta$ 場特性

由分析場圖 2a 與預報場圖 2b 來看，看不出兩圖有較大差異，但由誤差場 2c 來看，另外值得注意之處為：低緯熱帶東風預報場比分析場來的弱，而極區誤差較大。誤差為正值的部分集中在中緯低層及東風帶區域，高層區域有副熱帶噴流靠近噴流軸心之上方附近，另外其他區域緯向風偏強，特別在極區有最大誤差。

## (a) GFS 冬季平均 500mb 高度場特性

從圖3分析海環流場來看,東西主導似乎和氣場預測得不夠準,較分析場來的平滑,再由氣場圖來看,除了板區及大西洋沿岸附近少數地方之外,除餘皆為負值,顯示500 mb高度場有較低的情形。這種情形造成了往西向的壓力梯度力偏低,反使環流不到強並且更平滑 (more zonal)。

## (b) GFS 冬季平均低平面氣壓場

低平面氣壓分析場 (圖4a)及氣環場 (圖4b)比較明顯的差異有位於大陸架古地區的高氣壓分析氣環場比分析場低,屬於預報不足。再從氣場 (圖4a)來看,極低有預報過度現象。

## (c) GFS 冬季平均 1000mb 溫度場

由圖5冬季平均1000mb溫度場,可看出預報場某些地區冷情特別出神,這或許是強的溫度對比使遠地異型性增強。

## 3、寒潮期間氣場的演變

## 3.1 分析場簡介

圖7~20為寒潮個案1期間氣場與低氣環場演變的情形,及低氣環場演變的情形。其中有不同時間尺度的擾動及低氣環場演變的情形。其中圖7~13為GFS分析場的部分,代表寒潮個案1,實際天氣的圖形,圖14~20為GFS (b) 預報場資料分析的結果。

圖7為高壓強500mb 高度場在DAY -1,0,+1,+2,+3的圖形,代表寒潮強動在寒潮爆發期前與對水平擾動,其正反應與圖8: 9a,b;12;13a 等圖係用一個副權因子  $\sin 45^\circ / \sqrt{2}$  乘來,其中 $\phi$ 表緯度,如此則圖之型式近似為地轉攪散。並為了把個別槽,存在不同時間移動之關係表出,用標示 $R_1, R_2$  (實) 及 $T_1, T_2$  表擾動局部的擾動區域。由圖7a表示。

在寒潮爆發前一日,即存在一些擾動結構在中太平洋一帶,此與Lee and Lau(1984) 所作的合成結果有相當大的差異,不過從個案1的連續資料顯示,在個案1寒潮爆發之前數日,就有發生一些冷空氣南侵的情形,只不過強度尚不到讓我們所謂的“寒潮強動”的程度。因此我們可見到有一些相當強烈的擾動已傳播到中太平洋,然而隨時間的演進,它們很快移動到我們研究的範圍,所以我們把重點放在標示 $R_1, R_2, T_1, T_2$  等擾動在寒潮爆發期間中的成長與演變的演化過程。並把GFS對於個案1所作48小時預報與真實的分析場作比較。

在寒潮爆發前,有結構之高氣環場位於亞洲與日本附近,且所具擾動和對來較小,當這些擾動向東南移動到東亞地區時,其擾動變得更東北—西南向傾斜。在DAY 0時,這些擾動變得更具組織性(圖7b),位於大陸東海岸的擾動是由擾動的 $T_1$  所來。接下來的數日,擾

動主要往東北方向移“風暴路徑”移行,且個別的擾動中心在此過程中,都明顯增強。在DAY +1, DAY +2時,這些擾動抵達北太平洋,此時擾動已趨成熟,特徵是在 $45^\circ N$  以南的擾動軸線具有明顯東北—西南向傾斜,而在較偏北的地方則為東西—西北向傾斜。這些高氣環場擾動軸線傾斜的方向與能量轉換的演化過程有很大的關係。

這些高氣環場擾動之傾斜方向與Blackmon et al.(1977) 所用的氣候環流統計資料中,顯示的擾動強弱,藉由瞬變尺度的瞬變流況(transient eddies)而往北與相配合。與Lee and Lau(1984) 所作的合成結果也類似。

到DAY +3 (圖7c)高氣環場較為深厚,此時已移向西北太平洋地區。而高氣環場之活動主要限制在 $30^\circ N$  以北之地區。

另外高氣環場500mb 高度場中個別擾動位與風暴路徑隨時間之演變可用Sevcoeur 圖8所指述出。此處顯示的擾動亦由圖7個別的擾動指出。很明顯的 $R_1, R_2, T_1, T_2$  在擾動中心之 $\phi$  日漸內其距離越得分好幾倍倍數,這些擾動中心在DAY -2到DAY +2之間快速變遷,在DAY +1到DAY +2左右其個個最大,且於DAY +2以後開始消散。

高氣環場在DAY -1, DAY +1 之擾動結構見於圖3所示之擾動剖面圖。高氣環場 (圖3a,b), 溫度場 (圖3c,d) 與水平氣環場 (圖3e,f)。圖3a,b 中之擾動係本節用剖面圖去描述。由圖3e,f 可用以推斷擾動速度等中對擾動有上升運動則應有配合,對流層頂有擾動配合,反之亦然。DAY-1時,高氣環場 $T_1$  擾動與中國東北地區,而其正下方則為高壓系統(圖3a),其結構並配合冷空氣團 (Cold-Air dome) (圖3c), 並有下降區(圖3e), 到DAY +1時擾動的 $T_2$  移向日本上方和伴地面氣環場前進並完全對準高氣環場 $T_1$  與其下游的 $R_2$  皆會隨高度而西傾的情形(圖3b), 在此同時,西太平洋700mb 附近出現一些擾動對比區, (圖3d), 比較圖3d,e 顯示在此對擾動附近有一熱力成擾擾動區,熱空氣上升冷空氣下降。下面幾天,當 $T_1, R_2$  通過後,擾動漸變得較正置性了,其果面結構類似圖3b 中 $T_2$  的情形。

在此六日時序內,擾動演變化結構分布,在平流層與其上之對流層具有極大之負相關,圖(3a,d)。

以下考慮由擾動場推高氣環場可用位能轉換項CA, 及動能轉換項CK的大小,這些量為面積分之量(詳見四,能量積分方法)。且寒潮期間的擾動系統的位置則這些轉換項CA, CK之局部分布有關,見圖10a,b 為CA於DAY 0, DAY +1.5 之分布, 圖10c,d 為CK之分布, CA在DAY 0 (圖10a) 特性是一主要擾動區被兩次擾動區所包圍。由圖10a 與圖7b 比較顯示主要大擾動位在 $T_1$  與 $T_2$  之間,而大擾動區則位在 $T_1, T_2$  的上游地區。暖空氣向擾動區 ( $V_h > 0, T_h > 0$ ) 為可用位能轉換項主要部分,而冷空氣向擾動 ( $V_h < 0, T_h < 0$ ) 則稍小一點。

至於動能轉換項,由計算顯示  $-\langle v \cdot \text{rot}(\tau) \cdot \text{rot}(\tau) \rangle$  項是CK中最重要項,所以動能轉換項根本上是由高氣環場在東亞地區附近沿擾動軸線水平擾動方向所決定。一般來說,項的轉動大都在 $30^\circ N$  到 $35^\circ N$  之緯向帶內。在 $150^\circ W$  以西之區域,擾動以北地區,擾動,轉動為東北—西南向傾斜 (圖

7) . 則CK為正標動與平均流場獲得動能或光為正標動長(圖10c,d),而高標沒有向下游發展至噴流之氣旋卻時變奇轉強使其東面→西北向傾斜,則CK<0,為正標動長,動量反號區低標場流.圖10中之主要標動的時間連續性關係由圖11的Hovmöller圖表示.

由圖11a所示,CA之主要最大值緊鄰 $T_1, \theta_1$ (槽前脊後)出現呈路徑移動.在DAY 0時,急2,越過亞細亞地區時,高標漸動從低標場中獲得可用位能.CA之最大值(Peak value)出現在DAY+1左右,當它們到達西太平洋時.另外在圖11a可看出,CA的兩個次極值區位於主極值的上下游背脊槽後的位置.

由圖10a,b與圖11a可見,由時間平均流場到瞬變流場的可用位能轉換只在某些特定的時間與地點才比較有效.特別是,大部分的可位能轉換發生在 $T_1$ 的下游, $\theta_1$ 的上游.

對於動能轉換CK來說在DAY -1.5到DAY +1時, $\theta_1$ 上游有正CK,而在DAY -0.5到DAY +1.5, $\theta_1$ 之下游CK為負.然而在 $T_1$ 下游 $\theta_1$ 上游,CK大約在DAY +1.5時變號(由正變負),可能是擾動移向噴流的山區後,其轉動方向改換為東南→西北向傾斜的擾動(見圖7c及7d)。

圖12為500mb位能通量低標場之逐日頂面圖,其數值隨每日低標高度而減去其區域逐日平均值之差.如同高標場此處色帶上一種因子 $\sin 45^\circ / \cos \theta$ ;此種500mb高標場與低標場之逐日圖,可發現DAY 0, DAY +1時,兩者轉動位置還在差不多的位置.然而,從圖12c,d,e可見其在下游持續發展,而標在太平洋移行及在轉向區伴,並有新中心在下游形成,而不像高標標動到DAY +3時有明顯的消散的情形。

低標場的數值結構(見圖13)則其在東亞地區較為弱弱性結構,但中太平洋以東則為真正型,而高標場則存在對流層與平流層有負相關。

### 3.2 GPS 預報場留分

本文針對寒潮暴發預報分析能量轉換變化的情形,主要想瞭解GPS預報模式對於寒潮期間能量轉換過程的預報與真實的分析場有何差異,所以從兩者做比較.以GPS 48h的預報場,依寒潮爆發六日的時間序列,將資料也分類成高、低標資料場,就如圖分析場的处理方法一樣,然後分析研究的結果如下。

GPS 48h預報場之高標場500mb高標場(見圖14),與分析場(圖7)比較,除了在西藏高原和熱帶急流地區外,預報高標標動的位置及移速與真實較接近.可見GPS對於高標標動位置預報,準確度很好,偏差量也很小,但是在DAY +3時預報並未如真實的分析場有明顯明顯消散的情形,反而有增強之跡象。

比較能量轉換項與真實的分析場的差別時,我們注意可用位能轉換項與真實的分析場位置上非常接近,比較圖10a,6與圖11a,b但因為預報場垂直積分區僅只是由200到850mb,而分析場則由100到925mb所以數值上稍低

比較,但此比較兩項圖形上發現,可用位能轉換項的極值發生在槽前脊後(即急流向北吹)或槽後脊前(即急流向南吹)的位置,因此CA項預報場與分析場位置相近表示GPS對於擾動位置的預報相當準確.然而對於動能轉換CK,則預報與真實的差異較大,而且預報的部分較為分散的零亂,與分析場較具差別。

至於CA,CK隨時間變化的過程請見圖15與圖16,也是CA項預報與分析場演化的情形較相象,極值出現的背脊位置也很對,但是對測場CK最大值出現在DAY+1時,而預報則出現在DAY+2較為晚8天.從CK兩測場與預報場差異較大,所以對於寒潮暴發個案1來說,其的疊積時間演化的情形,GPS預報模式對可用位能轉換項CA預報的較好,而動能轉換CK則較差。

至於高標在結構上,GPS預報場與分析場的高標場(圖9與16)或低標場(圖12與20)兩者非常接近,不過因為分析場在縱斷面上有10個而預報場只有5層,所以必須仔細分析兩者之差異。

### 4、預報結果與誤差檢驗

一些預報誤差量的計算結果則列於表2.該檢驗是取緯度 $25^\circ N \sim 30^\circ N$ 共3333個網格點分別對 $\theta, T, U, V$ 四個變數場所做的誤差檢驗結果.表集中的分析可以獲得結論:

1. 溫度場的均方根(RMSE)及 $\sigma$ 的數值均不大,但是位平均誤差(MBMS)均為負值的結果,顯示高標預報表示不足的問題。
2. 溫度場的RMSE在 $1.7^\circ C \sim 2.0^\circ C$ 之間,從表 $\sigma$ 的數值與大來看,顯示溫度預報的預報不理想,受熱力場的誤差,會間接影響到風場的預報。
3. 風場的預報其RMSE的數值隨預報時間之增加而增大。

### 六、結論

本文探討中央氣象局全球預報系統GPS對於冬季天氣的預報誤差的特性亦檢驗,以作為修正預報時的參考.採取1998/1999年冬季12月,1月,2月共3個月期的分析場及預報場資料,分別就3個月作逐日之誤差統計,並且就冬季作季節性平均,分別求其其誤差特性,並就誤差得分計算與統計,並分析結果如下:

1. 溫度場之緯向平均之南北向現狀顯示三個月分都有對流層溫度預報過度,而對流層層層也是預報過度,可能原因GPS預報模式中輻射參數化的過程不當有關,不過建議中央氣象局已就此點進行過修改恐必能處理建議狀況。
2. 緯向呈之南北向現狀分析結果顯示GPS預報場預報轉向風場弱,特別在極區附近且場誤差較大,不過大致上尚能把握冬季天氣預報的物理事實現象。
3. 分析GPS的500mb高標場預報與分析場之差異,可得結果為除了極區及少數區域預報高標場比分析場高(僅極強情形預報過度之外),尤其在東亞地區,GPS 500mb

而度場冬季 3個月期間都為負值，呈現預報不足的情況。

4. 分析GFS 的海平面氣壓預報場與分析場之差異，可看出 GFS 對於大陸蒙古高壓的預報不足，而蒙古高壓對於冬季天氣的影響非常大，因此若能對上述高壓的修正或預報，則對於冬季天氣的掌握必能更正確。另外區域也是 GFS 預報上的一大弱點，這點大抵是所有的格點數分模式之共同缺點。
5. 地面溫度太低，冷舌太強，造成濕度異常性。
6. 對於寒潮的預報，隨着演化的過程 GFS 預報場與分析場差異之比較，則是對於可用位能轉換項，預報場的表現與分析場還相當類似，則對於動能轉換項來源則預報場與分析場演化的過程差異較大。

#### 參考文獻

王雲山、蔡清添，1984：利用正壓模式研究東亞寒潮場發展行星尺度和發展關係。國立台灣大學大氣科學系研究碩士論文。

任立倫、蔡清添，1984：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。大氣科學，3，67-79。

蔡清添，1984：大尺度擾動與寒潮爆發。大氣科學，11，71-81。

蔡清添，1988：台灣地區冬季暴風及寒潮之個案研究。台大天氣科學系研究報告，988-01號，49頁。

蔡清添，1982：冬季季風與低槽間之牽引關係分析。台大天氣科學系研究報告，8204M-1982-07，34頁。

劉復誠，蔡文達及蔡清添，1984：日本氣象廳 9L-98M 及 10L-95M 數值預報模式之初步校驗。氣象學報，30 2，9-47。

Anthes, R., 1983: Regional Models of the atmosphere in Middle Latitudes. *M. M. R.* 111, 1305-1327.

Arakawa, A., and V. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.

Arakawa, A., and V. B. Lesh, 1981: A potential energy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.* 109, 18-26.

Blackmon, M. L., J. M. Wallace, M.-C. Lau and S. L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.* 34, 1040-1059.

Chang, C.-F., and K. H. Lau, 1980: North-easterly cold surges and west-equatorial disturbances over the winter North Asia during December 1978. Part I: Planetary scale aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 299-312.

Chang, C.-F., and K. H. Lau, 1982: Short-term planetary-scale interactions over the Tropics and midlatitudes during Northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 931-946.

Chen, G. T. J., Y. J. Hsu and C. F. Chang, 1987: Evaluation of the surface processes of cyclones and anticyclones of the JMA and FGO models over East Asia and the western Pacific during the 1983 Hai-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 132-150.

Fawcett, E. B., 1969: Systematic errors in operational baroclinic prognosis at National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 670-682.

Haltiner, G. J., and R. Y. Williams, 1975: Some recent advances in numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 571-590.

Holloway, J. L., 1958: Smoothing and filtering of time series and space fields. *Advances in geophysics*, Vol. 4, Academic Press, 391-399.

Jeung, C. M., and M. H. Mitchell, 1982: On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1224-1237.

Katayama, A., 1974: A simplified scheme for computing Radiative Transfer in the Troposphere. Tech. Rep. No. 6, Dept. of Meteorology, UCLA, Los Angeles, 77pp.

Lau, N. C., -F. Chang, F. H. Chen, 1982: Short-term planetary-scale interactions over the Tropics and mid-latitudes. Part II: Winter MONEX periods. *Mon. Wea. Rev.* 111, 1372-1388.

Lau, N. C., and K. H. Lau, 1984: The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over West Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1305-1327.

Leary, G., 1971: Systematic error in operational National Meteorological Center primitive equation surface prognoses. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 405-413.

Lee, Y. -H. J., -C. Chen, 1988, Structure and energetics of standing eddy in the winter northern hemisphere simulated by the NCAR Community climate model and the GIA Climate model. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2887-2897.

Liu, C. S., G. T. Tseng, H. S. Kao, F. K. Raymond, C. S. Chen, J. H. Chen, C. Y. Tsay, 1980: Global Forecast System at Taiwan Central Weather Bureau. *Papers in Meteor.* (unpublished)

Lorenz, E. N., 1966: Available potential energy and the general circulation. *Tellus*, 7, 157-167.

Schlesinger, M. E. 1976: "A Numerical simulation of the General Circulation of Atmospheric Gases." Ph. D. Thesis, Dept. Atmos. Sci., University of California, Los Angeles.

Silberberg, S. R., and L. F. Bosart, 1983: An analysis of systematic cyclone error in the NMC LFM II model during the 1978-79 cool season. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 254-271.

Simpson, A., J. M. Wallace and G. M. Brierly, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1360-1392.

Tsay, C. -Y., 1980, On the role of the barotropic process in winter season monsoon cold surges, paper in *Mon. Wea. Research*, vol 9, no.1, 45-52.

Wallace, J. and J. Weisber, 1981: An analysis of forecast error in the NMC hemispheric primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2444-2450.

Wang, C. H., 1984: Synoptic forecasting with numerical weather prediction methods. Workshop on Numerical Weather Prediction (Taipei) Central Weather Bureau, 80pp.

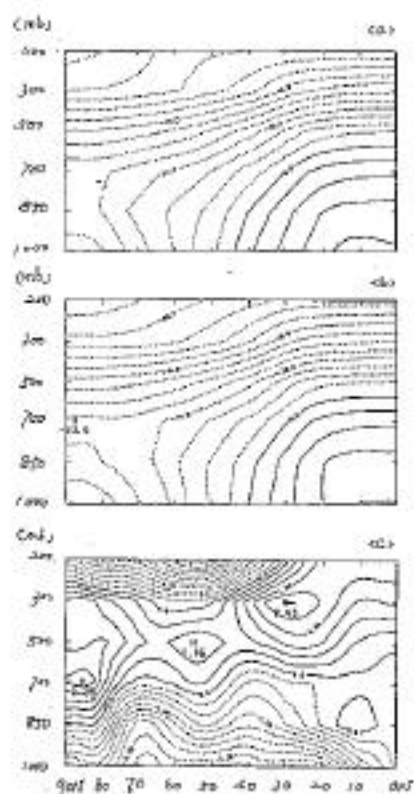


图 2 GFS 冬季平均 zonal 风速场之轮廓图  
(a)分析场 (b)再分析场 (c)误差

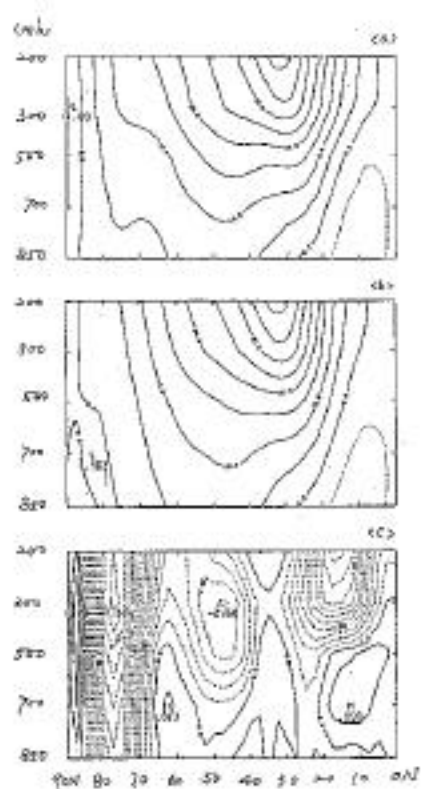


图 3 GFS 冬季平均 zonal 风速场之轮廓图  
(a)分析场 (b)再分析场 (c)误差

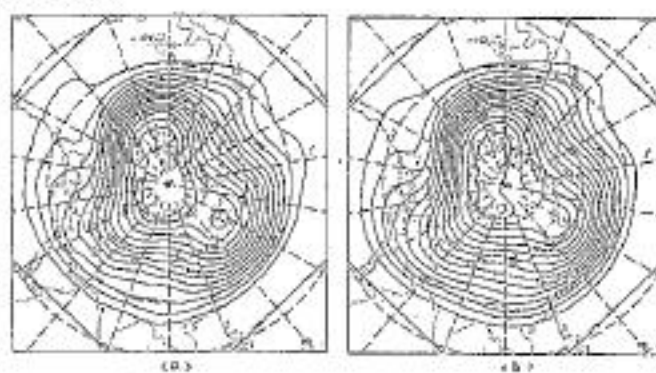
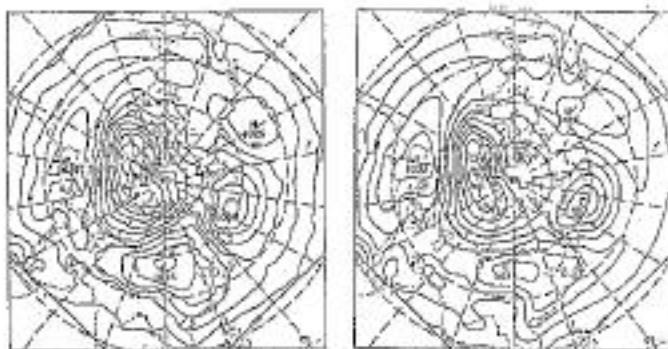


图 4 GFS 冬季平均 500hPa 高度场  
(a)分析场 (b)再分析场 (c)误差







(a)

(b)

图 4 500 hPa 冬季平均位势函数场  
(a)分析场 (b)再分析场 (c)差异



(c)



(a)



(b)

图 5 1000 hPa 冬季平均 1000 hPa 温度场  
(a)分析场 (b)再分析场 (c)差异



(c)

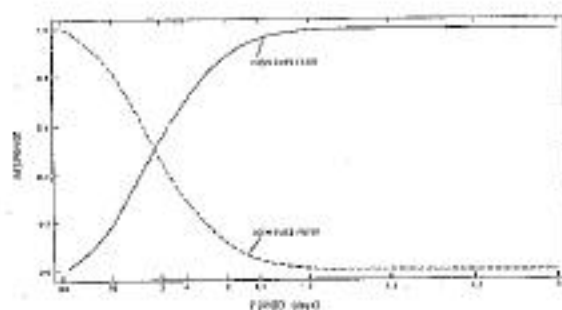


圖 6 高頻(實線)或低頻(虛線)濾波器之頻率響應(Liu and Liu, 2004, Fig. 1)

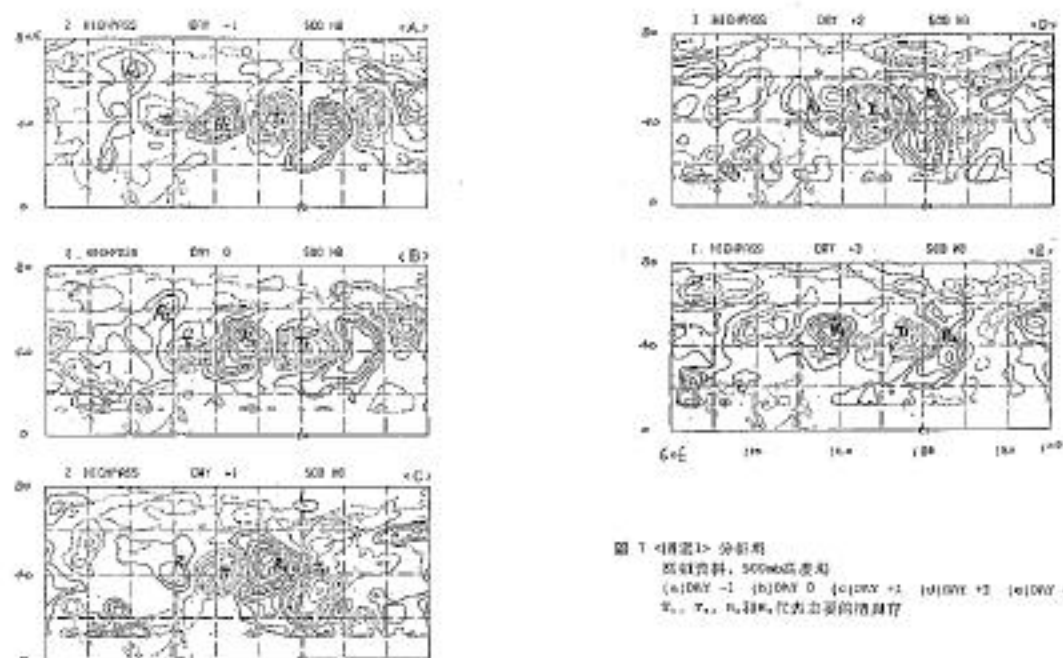


圖 7 <情景 1> 分析用  
 原始資料, 500mb 高度  
 (a) Day -1 (b) Day 0 (c) Day +1 (d) Day +2 (e) Day +3  
 △, □, ○ 分別代表主要的地形特徵

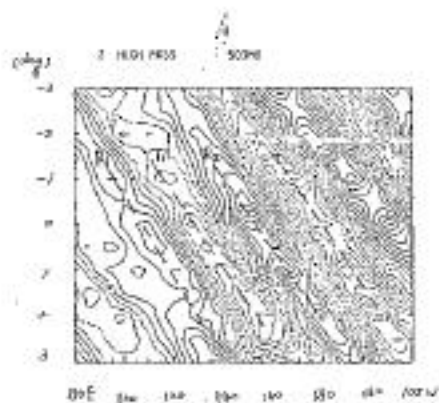


圖 1 4000hPa 位勢場

說明資料: 500hPa 位勢場的異常空間 (Anomalous) 位勢高度  
 圖中標記以那個高度為中心之 4000 位勢高度  
 T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub> 表示主要的擾動區

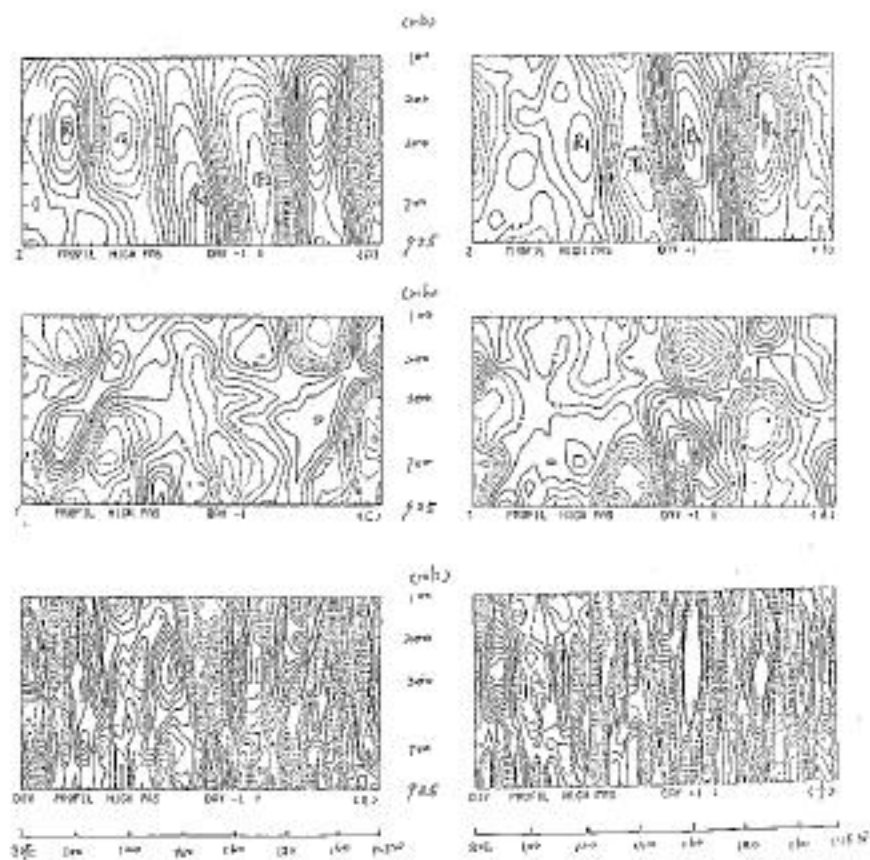


圖 2 4000hPa 位勢場

說明資料: 500hPa 位勢場的異常空間 (Anomalous) 位勢高度  
 (a) 500hPa 位勢場  
 (b) 500hPa 位勢場  
 (c) 500hPa 位勢場

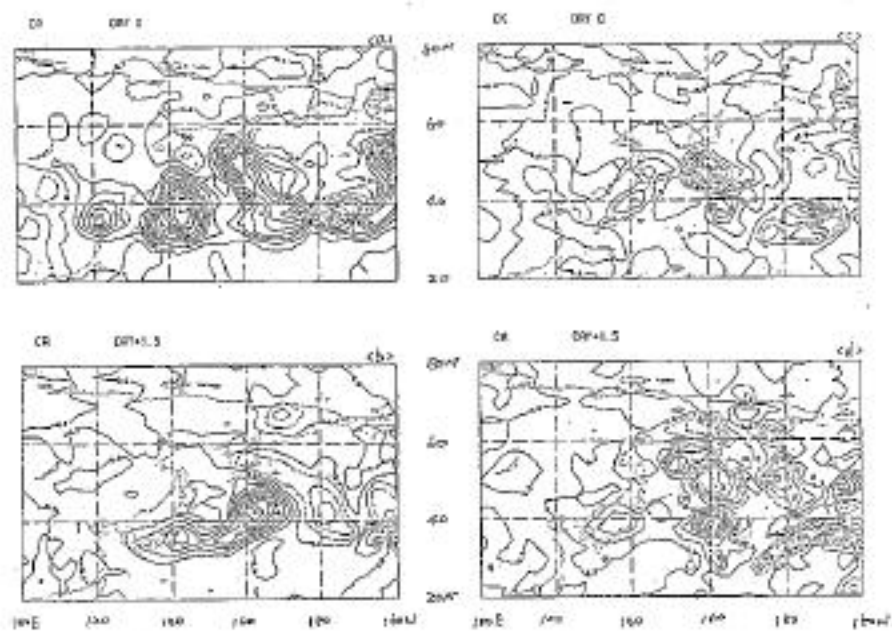


圖10 <續前> 分析結果  
 [常用位元轉換後的原始成分與 $G_1$ 之分布圖]  
 (a)DF=0  
 (b)DF=0.5  
 [常用位元轉換後的第二成分與 $G_2$ 之分布圖]  
 (c)DF=0  
 (d)DF=0.5

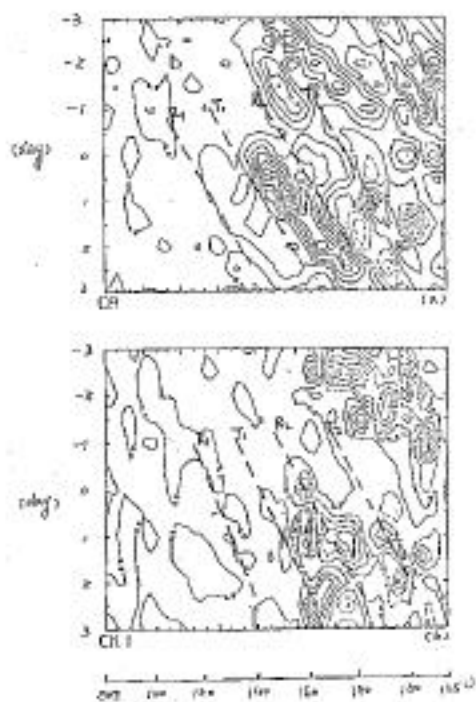


圖11 <續前> 分析結果  
 (a) $G_1$ , (b) $G_2$ 的轉換後資料(Shannon's diagram)

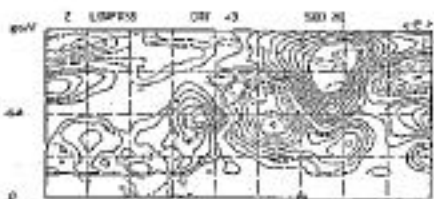
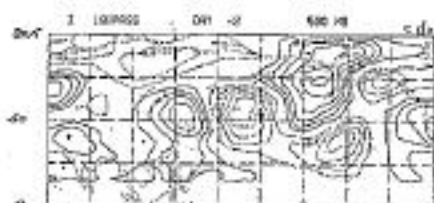
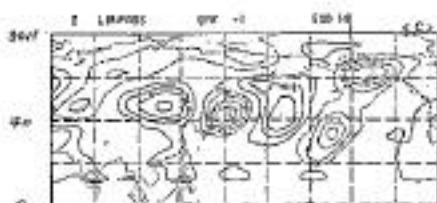


圖12: <圖家1> 分析場  
 系統資料, 500hPa 高度場  
 (a) DRY -1 (b) DRY 0 (c) DRY +1 (d) DRY +2 (e) DRY +3



圖13: <圖家1> 分析場  
 此剖面為 DRY +3 之垂直分析場

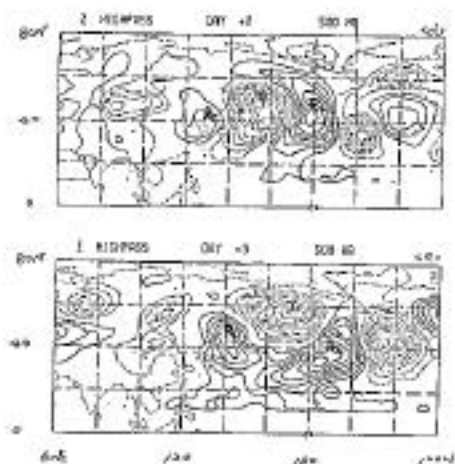
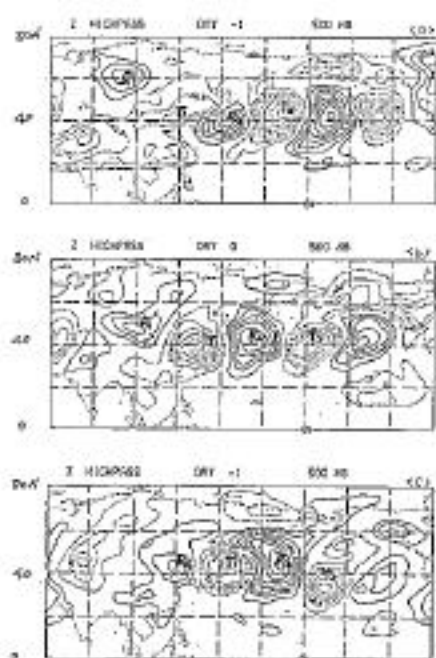


圖14-「個案1」- 025 46h 高度場  
 500mb 高度場  
 (a)DRY -1 (b)DRY 0 (c)DRY +1 (d)DRY +2 (e)DRY +3  
 T, C, R, 代表主要的擾動脊

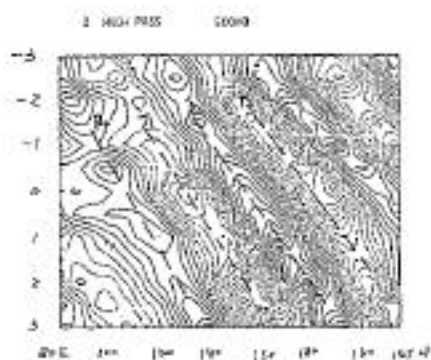


圖15-「個案1」- 025 46h 高度場  
 500mb 高度場位勢異常圖(Hovmöller diagram)  
 縱向標是以基隆車站為中心之 6日時間的軸序  
 T, C, R, 代表主要的擾動脊

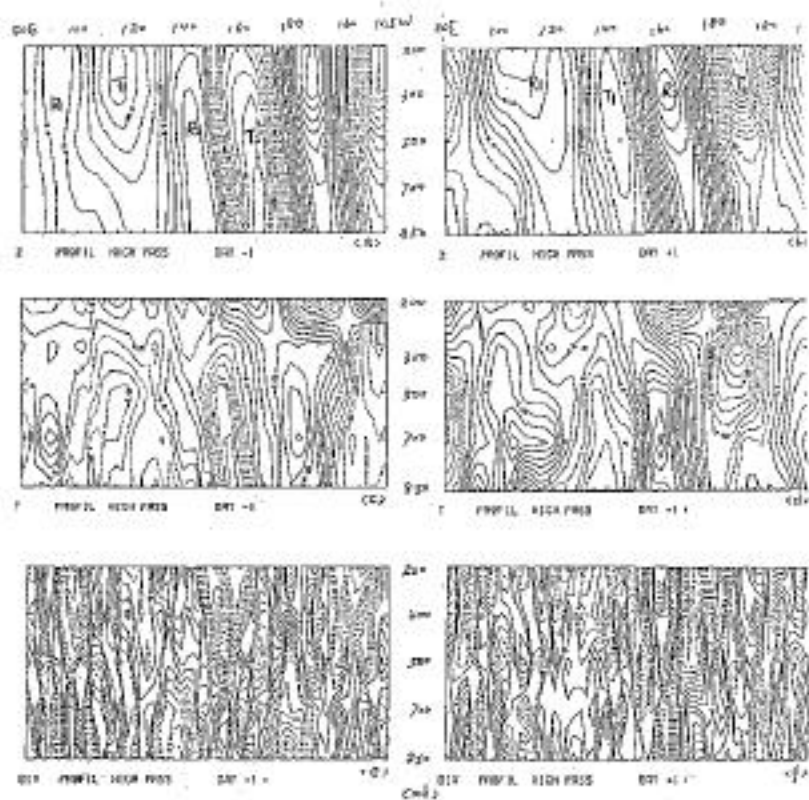


图16: 图例1) D02-1和2) 是剖面  
 高程图分别在D02-1和D02-2的位标站  
 (a) (b) 高度图 =  $T_e$ ,  $X_e$ ,  $R_e$ ,  $D_e$  是主要的轮廓线  
 (c) (d) 温度图 =  
 (e) (f) 水平速度图 =

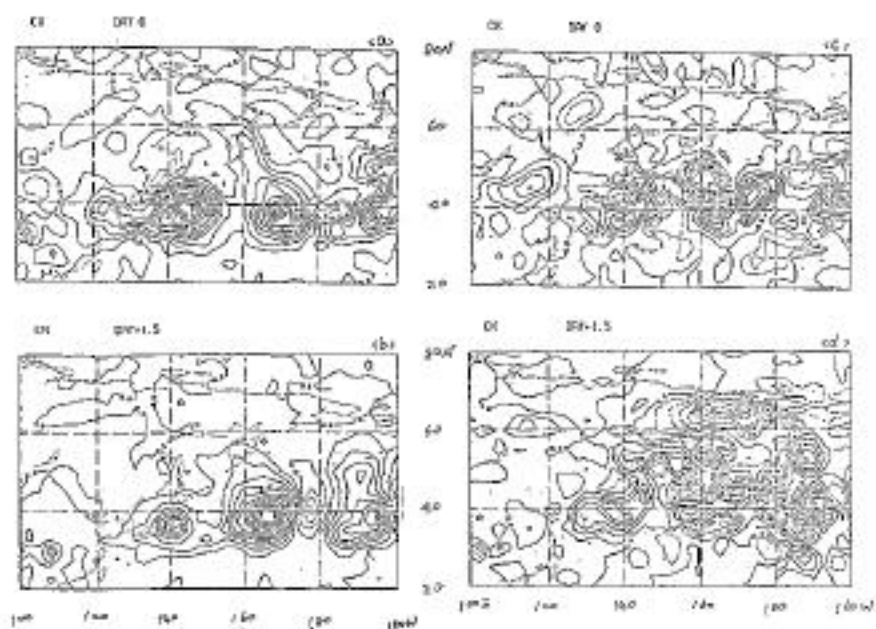


图17: (a) DR=0 的波数  
 (可用经度-纬度的波数谱分量 $C_n$ 之分布图)  
 (b) DR=0  
 (c) DR=1.5  
 (可用经度-纬度的波数谱分量 $C_n$ 之分布图)  
 (d) DR=1.5

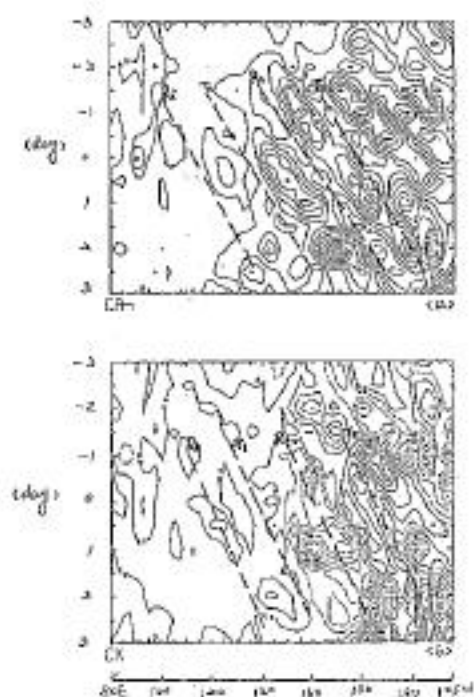


图18: (a) DR=0 的波数  
 (b) DR=1.5 的波数



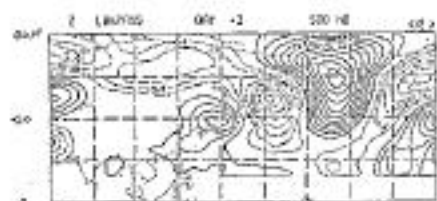
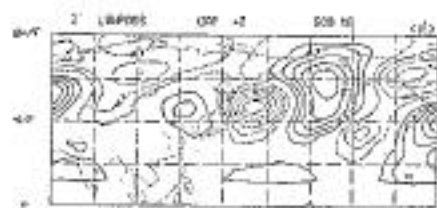


图19. 图例1- QDS 4th 的层位  
 经纬度, 500m 的位距  
 (a)DRY -1 (b)DRY 0 (c)DRY +1 (d)DRY +2 (e)DRY +3

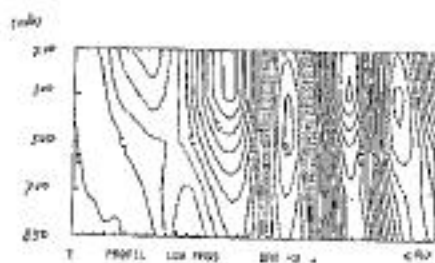


图20. 图例1- QDS 4th 的层位  
 经纬度在0m-32. 的层位(位距)

速度場

FCST TIME	RMSR	MEAN	SD
12 h	1.78	0.87	1.63
24 h	2.15	0.91	2.08
36 h	2.61	0.65	2.35
48 h	2.69	0.53	2.61

高度場

FCST TIME	RMSR	MEAN	SD
12 h	26.41	-16.51	20.68
24 h	41.62	-27.18	35.17
36 h	47.59	-20.69	44.83
48 h	63.34	-01.04	54.67

向量誤差

FCST TIME	RMS	SPDSD
12 h	7.21	4.21
24 h	8.52	4.83
36 h	10.08	5.87
48 h	11.51	5.89

SI SCORE

FCST TIME	X-FIELD	T-FIELD
12 h	9.87	44.14
24 h	10.13	50.18
36 h	12.51	53.62
48 h	14.53	56.37

表 2: CWS-GFS 對零風區風技術得分表。

$\alpha_0$	0.2041636
$\alpha_1$	0.1801738
$\alpha_2$	0.1238316
$\alpha_3$	0.0662822
$\alpha_4$	0.0276306

表 1: 韋風速儀器中指數因子  $\alpha_p$  之值 (Lee & Lau; 1980, Table 1)

The study of the forecast weather systems in the winter season from GFS system at the Central Weather Bureau

C.W.Lee      W.S.Kan      C.Y.Tsay

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

Abstract

The main purpose of this study is to examine the forecast weather systems in the winter season during 1988/1989 period from GFS system at Central Weather Bureau (CWB). We used daily analysis data (00,12GMT) and 48 hours prediction results to do the comparison in order to understand the performance of the GFS system.

The output meteorological variables from GFS are divided into two parts, i.e. (1) the time mean or slowly varying fluctuations and (2) the transition part or high frequency disturbances. In this study we are emphasis on the slowly varying part. From the comparison with analysis data we can get:

1. The temperature field from GFS are lower than the analysis at lower and higher troposphere.
2. The zonal wind speed are in general weaker than the observation (except the lower level at middle latitudes and easterly wind belt), particularly at the polar area.
3. The 500mb geopotential height from GFS are smaller than the analysis, however, at the polar area, it is higher than the observation.
4. The sea level pressure and Mongolia high are weaker in the GFS.
5. The low level temperature trough is too deep in the GFS.

We also do the cold-air outbreaks comparison between the GFS 48hrs prediction and the observation during the same period as above. In general, the CA (Conversion of available potential energy) term can be better simulated in the GFS, but the CK (Conversion of Kinetic energy) term is not in good agreement with the analysis.