

北太平洋阻塞個案生成之數值模擬的探討

洪 志 誠

台北市立師範學院自然科學教育學系

(中華民國九十二年七月二十五日收稿；中華民國九十三年二月二十三日定稿)

摘 要

本研究以 GSM 探討阻生數值模擬的影響因素，研究中以 1998 年反聖嬰期間發生在北太平洋地區之阻塞個案作為討論對象，探討初始誤差、模式解析度以及海溫對阻生數值模擬的影響。

研究顯示，阻生的預報能力與模式積分開始時間密切相關，大氣初始場主宰了阻塞的生成，模式積分開始，若初始場已存在某些利於阻生的動力條件，阻塞脊皆能被順利模擬出。海溫邊界條件雖然與阻生沒有直接關聯，但卻影響阻塞高壓之強度與位置的預報。從實驗中我們發現只有赤道東太平洋的海溫對阻生的數值模擬有顯著的影響，鄰近阻塞地區的海溫反而關係不大。在空間解析度方面，解析度較低(T42)的模式，阻生的預報能力明顯較低，且因為綜觀尺度的模擬誤差較大，造成模式無法像 T62 模式模擬出阻生時天氣可預報度增加的現象。

初始誤差的實驗顯示，阻塞地區對初始誤差相當敏感，且各擾動對阻生數值模擬之影響的差異性很大。研究中發現，若阻塞上游地區，擾動高度場與基本場的高度相位呈負相關，擾動對阻生數值模擬的影響最大。至於阻塞上游地區，初始誤差的影響並不顯著，積分不久誤差即呈現飽和狀態。從不同尺度的誤差演變得知，初始擾動首先影響地面旋生的預報造成綜觀尺度的模擬誤差，而此誤差在阻塞脊生成後，透過非線性交互作用傳往大尺度，降低阻塞脊的預報。

關鍵詞：阻生、初始誤差、可預報度、非線性作用

一、前 言

由於大氣的非線性作用，初始微小誤差在積分過程會不斷增加，所累積的誤差最後將導致數值天氣預報失效，理論上天氣可預報度的上限大約兩星期(Lorenz, 1969)。現行的數值天

氣預報(NWP)能力大約是一星期，但是阻塞現象發生期間，由於中、高緯度之天氣系統東移的速度減慢，且渦流能量有往大尺度傳送的反常現象(Hansen & Chen, 1982 ; Illari & Marshall, 1983 ; Shutts, 1983 ; Hansen, 1984 ; Metz, 1986)，在此特殊情況下，大氣的可預報

度可延長至兩個星期，甚至更久(Leith & Kraichna, 1972)。

雖然阻塞維持期間，天氣可預報度有增加趨勢，但是阻塞生成(以下簡稱阻生)階段卻完全不同。阻塞脊的發展快速，大約 2 至 3 天便建立完成，目前大部分的數值模式對於阻生的模擬仍不是很理想。Crum(1988)，Frederiksen(1997, 2000)研究認為，阻塞是大氣基本場之最不穩定模，在有限時間內快速成長所造成的現象。由於阻塞脊生成的速度並非單純的 e 指數成長，而運用傳統特徵分析得到的最不穩定模，皆假設擾動有足夠的時間在基本場中長大，因此與觀測結果不盡吻合。Case(1960)、Farrell(1982)研究認為，基本場非單純平行流時，運用數值方法計算時只能得到一組離散模組(discrete modes)，但無法求得連續能譜(continuous spectrum)的解，然而這部分的訊息往往決定初始擾動快速成長的過程。為了解決上面問題，目前的作法是利用原線性算子的伴隨算子所得到的伴隨模(adjoint modes)補足原線性算子在連續能譜遺漏的模組解。基本上，利用原線性算子和伴隨算子，對能量內積定義所得之奇異向量(singular vectors)，就是有限時間內最不穩定的擾動(Molteni and Palmer, 1993; Buizza et al., 1993)。

Nutter et al.(1998)在初始觀測場中疊加一組擾動，以大氣環流模式探討初始誤差對阻生數值模擬的影響，研究發現阻生前一天進行的預報約有 95%可以成功模擬出阻生，但阻生成前 8 天的模擬，成功率只剩下 65%，研究顯示初始誤差的影響會隨預報時間的增加而擴大。為了減低初始誤差對數值天氣預報的影響，目前天氣預報單位大都採用系集預報(ensemble prediction)。例如，歐洲短中期預報中心

(ECMWF)在觀測場中疊加一組奇異向量(Singular vector modes)，藉此提升阻生等快速演變之天氣現象的預報能力(Molteni et al., 1996)。

除了初始誤差，模式的空間解析度對阻生數值模擬的影響也不容忽略。阻塞雖然是行星尺度天氣現象，但因為阻生期間，不同尺度間的交互作用相當顯著，且斜(正)壓擾動的能量有往行星尺度(即阻塞高壓)傳送的現象(Illari & Marshall, 1983; Shutts, 1983; Metz, 1986; Mullen, 1987)，空間解析度不足所導致綜觀或中小尺度的誤差，可能透過非線性作用造成行星尺度的誤差(Tracton, 1990; Tanaka, 1991)。Bengtsson(1981)研究發現，模式空間解析度不足的情況下，行星尺度或超常波(ultra-long wave)的可預報度甚至比中間尺度(medium scale)的可預報度差。Tibaldi & Ji(1983)研究也認為模式解析度是阻生數值模擬的關鍵，對於某些個案，模式空間解析度要比初始誤差度對阻生有更直接的影響。

海溫也被認為是阻生的影響因素之一。研究顯示反聖嬰期間，太平洋地區阻塞高壓發生的頻率有增加的趨勢(Renwick & Wallace, 1996)；此現象主要是反聖嬰期間，太平洋副熱帶噴流的強度減弱，噴流北(南)側所出現之反(正)氣旋環流有利於阻生(Chen et al., 1995c, 1997)。Mullen(1989)透過數值實驗，研究發現海溫下墊面作用主要改變阻塞發生的位置與頻率，Kung et al.(1990)則認為海溫主要影響超長波的預報能力，如果積分過程，模式的邊界條件給予每日觀測海溫，阻生的預報能力有明顯提升作用。但是 Kung et al.研究提到，由於模式積分開始時間非常接近阻生日期，大氣初始場對阻生的影響不能忽略，海溫的作用仍須進一步評估。

從文獻探討我們發現，雖然有不少數值實驗探討阻生，但多半僅限於單一因素，較少針對可能影響阻生數值模擬的各項變因作廣泛的討論，並比較之間的差異。Kung et al.(1990)研究雖然指出海溫對阻生預報的重要，但並未明確指出那塊區域海溫異常才是模擬關鍵，其中 ENSO 所引起赤道東太平地區與北太平洋地區的海溫異常對阻生的數值模擬是否有一樣的影響，也是值得探討的科學問題，但至今仍未見相關的研究。另外，Nutter et al.(1998)研究建立在 T42(128x64)大氣環流模式，阻生涉及強烈的非線性作用，在更高解析度的模式下，結果是否相同，也是值得進一步作驗證。

有鑑於此，本研究擬以 1998 年 ENSO 期間發生在北太平洋地區的阻塞個案，探討海溫、初始誤差與模式解析度對阻生數值模擬的影響。本文共六節，第二節為研究方法、第三節為模式簡介，第四節則介紹阻塞個案，第五節結果與討論，第六節為結論。

二、研究方法

本研究總共進行四組實驗，分別為控制實驗、模式解析度實驗、初始誤差實驗以及海溫實驗，各實驗的設計如下：

(一)控制實驗

即以觀測海溫以及 NCEP 重新分析場作為模式初始條件的數值模擬，在積分過程海溫邊界條件以及大氣變數皆採用模式預報值，不再輸入新的觀測場。依照不同的積分開始時間，控制實驗計四個，分別為阻生前 8 天、前 4 天、前 2 天與阻生當天。為了方便討論，分別以控制實驗 A~D 代表，其中每個模擬皆積分 12 天。此外，為了探討模式空間解析度對實驗的影

響，針對控制實驗 A 與控制實驗 B，比較 T62 與 T42 解析度對模擬的影響。

(二)初始誤差實驗

即控制實驗中，大氣重新分析場疊加初始擾動的模擬。在此，初始擾動場以時間延遲法製造(圖 1)，其詳細步驟可參考 Toth & Kalnay (1993)等研究。以 12 小時延遲時間所製作出的擾動為例，如果模擬從 12 月 9 日 00Z 開始，利用 12 月 8 日 12Z 觀測場所進行的 12 小時預報場(即 12 月 9 日 00Z 的預報值)與 12 月 9 日 00Z 觀測值的差定義為 12 小時延遲時間的擾動。本實驗總共使用 12、24、36、48、72 與 96 小時等六個延遲時間；為了增加擾動相位的效應，對於同一個延遲時間，分別以正、負振幅代表反相位的擾動。由於不同延遲時間所製造出的擾動振幅不一，參考 Du et al.(1997)等人的研究，我們將初始擾動的振幅標準化，

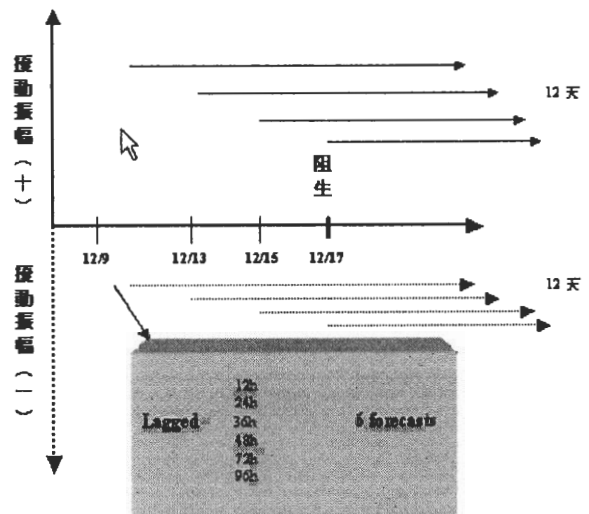


圖 1 本研究初始誤差(擾動)製作的示意圖。初始誤差以時間延遲法製作，研究使用 12h、24h、36h、48h、72h 及 96h 等 6 個延遲時間。對於每個延遲時間，再以正、負振幅產生一組擾動，總共有 12 個擾動場。圖中日期 12/9，12/13，12/15 與 12/17 表示積分開始時間。

設定 500mb 高度場的均方根誤差為 20 公尺。研究中考慮 4 個積分開始時間，分別為阻生前 8 天、前 4 天、前 2 天與阻生當天，討論時分別以擾動實驗 A~D 代表，每個模擬皆積分 12 天。

(三)海溫實驗

爲了瞭解 1998 年反聖嬰現象引起之海溫異常對阻生數值模擬的影響，將阻生期間太平洋地區的海溫異常分成北太平洋(NP)與赤道東太平洋(TE)兩塊區域(圖 2)，實驗中分別在氣候平均海溫中植入該區的海溫距平，瞭解海溫對阻生數值模擬的影響。海溫實驗計五個，實驗代號"CTRL"爲控制實驗，"CLIM"表以氣候海溫取代觀測海溫的模擬，"NPw"("NPc")代表氣候海溫加上反聖嬰(聖嬰)時之 NP 海溫距平的模擬，"TEc"("TEw")則代表氣候海溫加上

反聖嬰(聖嬰)時之 TE 海溫距平的模擬(表一)。爲了突顯區域海溫的作用，海溫控制實驗的設計與前面有些差異，積分過程大氣變數仍採用模式預報，但是海溫邊界條件則採用持續(perpetual)的方式。以 12/9 開始積分的海溫控制實驗爲例，積分過程每隔 24 小時邊界海溫皆輸入 12/9 的觀測海溫，但大氣初始場在 12/9 以重新分析場輸入後，則使用模式預報值。至於"CLIM"，"NPw"... 等海溫實驗，除了海溫邊界條件不同外，其它與控制實驗的設定皆一樣。從模式產生降水的時間估計，GSM 模式 spin-up 的時間大約 12-24 小時，由於海溫實驗從阻生前 8 天開始積分，到了阻生階段，模式有足夠的時間反應海溫邊界效應，因此模擬結果應該可以排除 spin-up 過程隨機變化交互作用的影響。

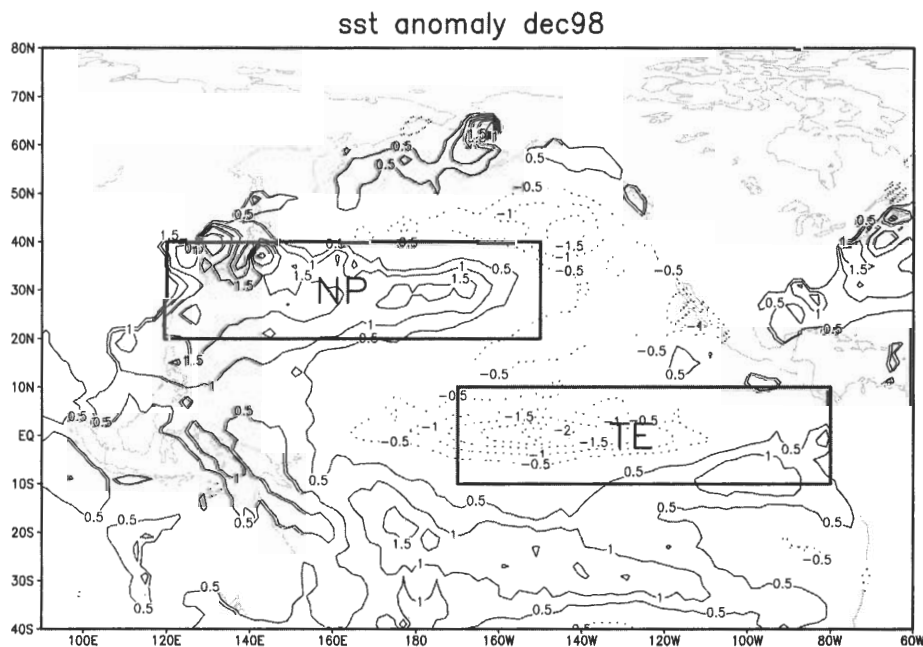


圖 2 海溫實驗使用的區域海溫範圍。圖中海溫爲 1998 年 12 月的海溫距平，矩形方框內"NP"、"TE"，分別表示模擬中使用之北太平洋與赤道東太平洋地區的海溫範圍。

表一 海溫實驗的實驗代號以及所使用的海溫範圍

實驗名稱\海溫	海 溫 區 域
CTRL	觀 測 海 溫
CLIM	氣候海溫 (1950-2000)
NPw	北太平洋(1998/12 月)
TEc	赤道東太平洋(1998/12 月)
NPc	北太平洋(1997/12 月)
TEw	赤道東太平洋(1997/12 月)

三、模式簡介

本實驗使用 NCEP 全球波譜模式(Global Spectral Model, 簡稱 GSM), 觀測場使用 NCEP 6 小時一次的重新分析(reanalysis)場, 此資料可以從 NOAA 所屬氣候資料中心(Climatic Data Center)的網站(<http://www.cdc.noaa.gov>)取得。GSM 是波譜形式, 以動量, 質量, 能量與水氣守恆為基礎方程式, 水平採用三角形截斷, 波數為 62, 高斯格點空間中, 經度向是均勻格點, 為 192 點, 高斯緯度格點計有 94 點。垂直座標採用 28 層(layer)29 階(level)的 σ 座標, 在 850mb 以下的邊界層有 8 層。

GSM 模式物理包括: Arakawa-Schubert 積雲參數法及大尺度的凝結加熱; 模式的邊界物理分成兩層考慮, 在地表層以 bulk aerodynamic formula 計算地表與相鄰大氣間的可感熱、水汽、與動量的通量, 而行星邊界層則是以渦流垂直傳送可感熱、水汽、與動量; 在行星邊界層與自由大氣間, 除了垂直擴散之外, 模式中還包括了淺對流造成的水汽與熱量傳送過程。

模式的短波輻射部分是採用 GFDL 發展的方式, 吸收質包括臭氧、二氧化碳、水汽與雲,

長波輻射採用 M-D Chou 方式(Chou et al., 1999), 吸收與放射氣體包括水汽、二氧化碳、臭氧, 與雲; 反射則考慮雲與地表的反射, 同時考慮日夜變化。模式也考慮了因為地形造成的重力波拖曳(gravity drag)效應; 水平雜波由雙拉普拉斯型式的擴散控制。其它有關 GSM 的介紹請參考 Kalnay et al.(1990)或 ECPC 網站 http://ecpc.ucsd.edu/projects/GSM_model.html。

四、阻塞個案

研究挑選 1998 年冬季發生在太平洋地區的阻塞。由於此阻塞之高度場南北偶極化的結構不明顯, 研究中將 Lejanas & Okland(1983)阻塞定義稍作改變, 只考慮太平洋地區 60N 與 40N 之 500mb 高度氣候距平值的差, 阻塞指標定義為:

$$I = h(60N) - h(40N) \quad (1)$$

其中, $h(60N)$ 表北緯 60 度 500mb 高度距平, 當 I 值大於 100 公尺, 且在經向的範圍達 45 度以上, 持續 5 天以上定義為阻塞。

圖 3.a 是 1998 年太平洋地區 (180E-100W) 平均阻塞指標的演變。12/16 至 12/18 是阻塞指標快速成長的階段, 短短三天內, 阻塞指標從 -150 公尺驟增至 250 公尺。至於阻生時伴隨的綜觀天氣變化, 12/15 12Z 高緯度冷氣團迅速往南移動, 12 小時後地面氣旋發生(中心位置 180E, 40N)。受氣旋環流的影響, 下游中低緯度地區的暖空氣被往北傳送, 一天後(12/17)阻生。阻生後, 12/17 至 12/22 高壓中心大致停留在 150W-140W 附近, 12/22 後, 高壓中心每天約以 10 經度的速度往西移動, 12/25 移到 160 E 附近, 不久消散。圖 3.b 是阻塞期間(12/17-

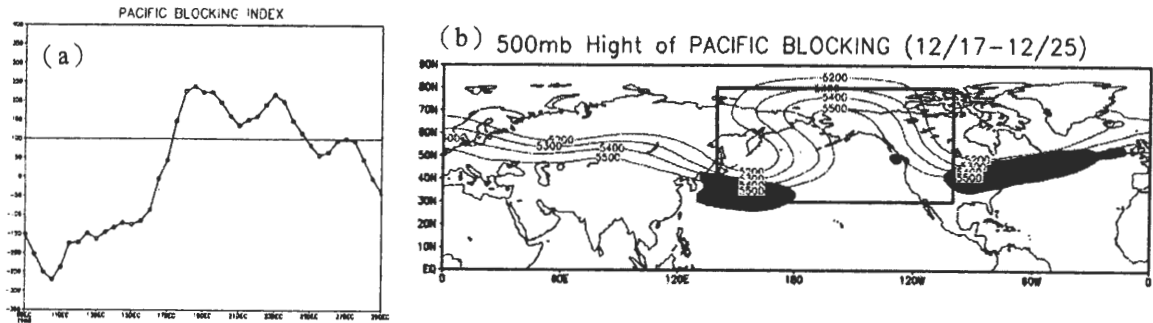


圖 3 (a) 1998 年冬季太平洋地區 (180E-100W) 阻塞指標的演變, 阻塞指標定義請參考內文(1)式, 在此阻塞指標超過 100m, 持續時間達 5 天以上者, 定義為阻塞。(b)此阻塞個案, 阻塞持續期間(12/17-12/25)500mb 的平均高度場。圖中矩形所圍區域定義成阻塞地區, 陰影區域是阻塞期間 500mb 風速大於 30m/s 的地區。

12/25)500mb 平均高度場, 圖中矩形所圍區域定義成阻塞地區, 陰影區域是阻塞期間 500mb 風速大於 30m/s 的地區。

五、結果與討論

(一)控制實驗

在探討阻生數值模擬的誤差分析前, 我們先以控制實驗 A 的模擬結果, 瞭解 GSM 模式對阻生的模擬能力。圖 4 是模式在積分 10 天後, 預報值與觀測場的比對。圖 4.a 箭頭所指的是阻生前, 發生在阻塞上游地區的地面旋生, 圖 4.b 同 4.a 但為模擬結果。基本上, 模式對地面氣旋之位置與強度的預報與觀測結果相當一致, 由於此氣旋環流直接影響阻塞高壓的發展, 模式能準確預報地面氣旋的演變, 隨之也成功模擬出阻塞脊的生成(4.d)。經過計算, 阻生期間(12/14-12/20), 模式預報與觀測之 500mb 高度場, 在阻塞地區的空間型態相關係數高達 0.93, 顯示模式對阻生具有預報能力。我們同時比較其他控制實驗(實驗 B~D), 結果與上面相似, 但因為預報開始時間更接近阻生, 模擬與觀測之間的差異更小(圖略), 從這些結果顯示 GSM

對此阻生個案具有預報能力。下面將以 500mb 高度場的模擬結果分析控制實驗的模擬誤差並瞭解誤差的可能來源。在此定義均方根誤差(root mean square error, 簡稱 RMSE):

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (f_i - o_i)^2 \times w_i}{N \times w_i} \right]^{1/2} \quad (2)$$

其中 f_i 、 o_i 分別表第 i 網格點的預報值與觀測值, w_i 表第 i 網格的面積, N 為網格點數目, 上式可視為面積加權的均方根誤差。

表二是各控制實驗, 阻生期間在阻塞地區之 RMSE 的比較。由表得知, 阻生階段的模擬誤差隨積分時間增加而擴大, 控制實驗 A 積分開始時間最早(阻生時已積分 8 天)誤差最大, 控制實驗 B 與控制實驗 C 分別次之, 而控制實驗 D(阻塞當天開始積分)的誤差最小。此外, 從表 2 發現若積分時間相同的情況下, 積分過程歷經阻生階段者, 模擬誤差也較明顯。以控制實驗 A~D 為例, 各實驗積分 4 天後, RMSE 分別為 70.7m、79m、85m 與 74m, 其中實驗 C(12/13 開始積分)與實驗 D(12/15 開始積分)皆經歷阻生, 誤差也最大, 顯示模擬誤差在阻生階段速

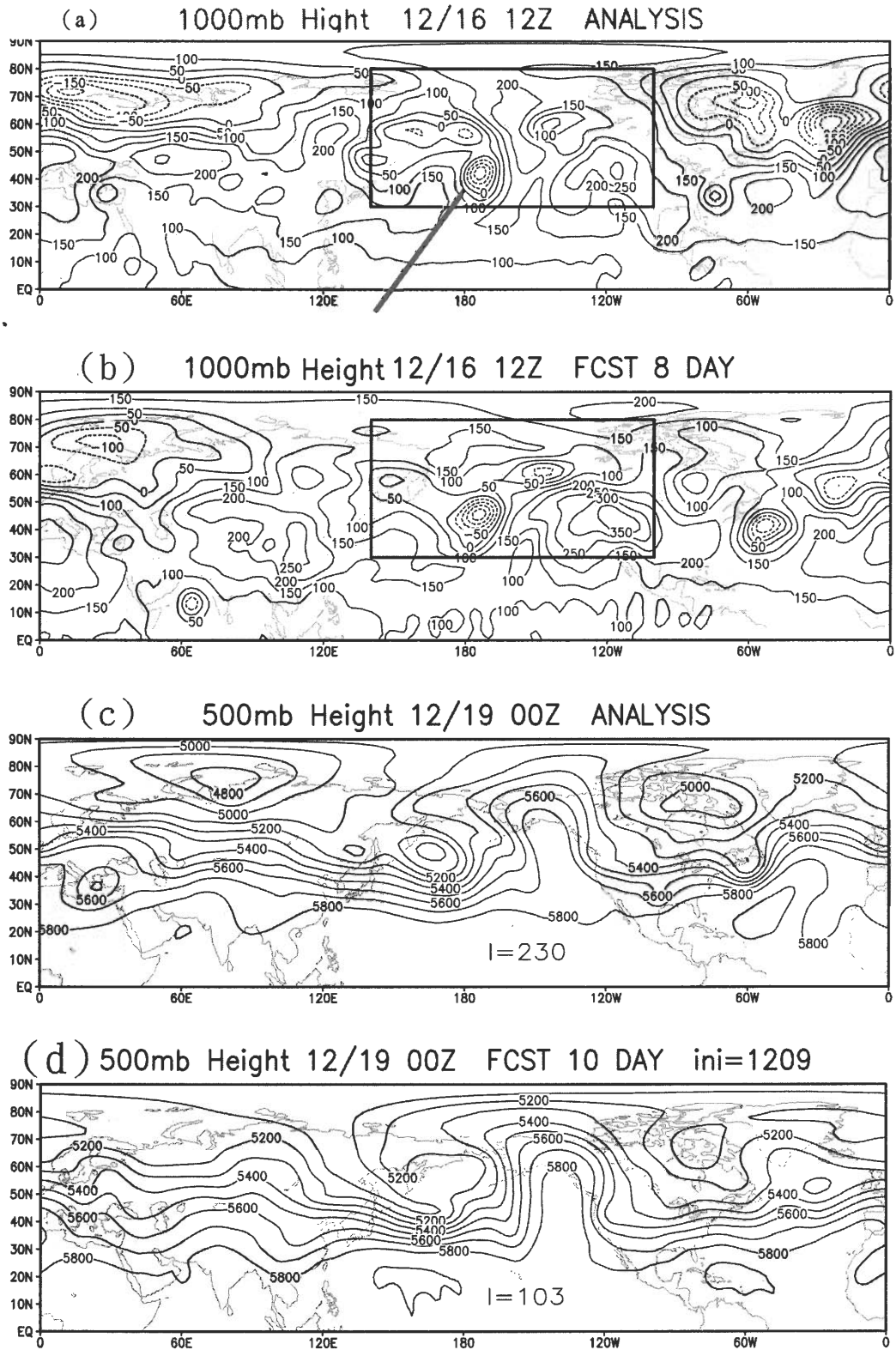


圖 4 控制實驗 A(阻生前 8 天, 12/09 00Z 開始預報)之阻生模擬結果與觀測場的比對。(a)為阻生前一天, 1000mb 高度觀測場, 箭頭所指為地面旋生位置, 矩形區域為阻塞地區, (b)為模擬結果(模式預報第 8 天); (c)為阻塞生成後第二天 500mb 高度觀測場, (d)則為模擬結果(預報第 10 天)。

表二 不同積分開始時間之控制實驗，在阻塞生成期間模擬誤差的比較。表中數值為 500m 高度的均方根誤差(單位公尺)，均方根誤差的定義請參考內文(2)式。

積分開始時間	距離阻生的天數	阻生前四天	前两天	當天	二天後
12/9 (控制實驗 A)	8	70.7	71.1	86.3	107.7
12/13 (控制實驗 B)	4	17.0	37.8	79	88.3
12/15 (控制實驗 C)	2	--	17.5	48.2	85
12/17 (控制實驗 D)	0	--	--	17.1	42

度特別快。

由於阻生過程涉及非線性交互作用，為了瞭解模式在不同尺度的模擬情況，以及探討行星尺度與綜觀尺度的模擬誤差是否藉非線性交互作用而相互轉換，以下將模擬結果分解成行星尺度、綜觀尺度與中小尺度。行星尺度定義為緯向波數 1-4 的波動，綜觀尺度、中小尺度分別為緯向波數 5-10、11-20 的波動， $rmse_{1-4}$ 、 $rmse_{5-10}$ 與 $rmse_{11-20}$ 分別是各尺度所對應之均方根誤差。

圖 5 是行星尺度之 500mb 高度場的直方圖，圖中為 50N-55N 平均高度場的結果，圖 5.a 為觀測結果，圖 5.b 為控制實驗 A 的結果。從圖 5.a 得知，在阻生前 7 天(約 12/10)，中心位置在 170W 附近的行星波先往西移動，在阻生前 2 天則駐留在 140E 附近，不久阻塞脊才快速生成。Colucci(1998)研究指出，模式能否模擬出阻生前阻塞上游地區行星尺度的演變特徵，是阻生數值模擬的關鍵。就控制實驗 A 而言(圖 5.b)，雖然模式對行星尺度之振幅的模擬值偏低，但能準確預報行星尺度往西移動的特徵，因此在積分第 8 天後仍能模擬出阻塞脊的生成。

就整個積分過程，行星尺度的模擬誤差主要來自，(1)阻生前往西移動的行星尺度波動，其誤差主要發生在阻塞高壓中心上游，(2)阻生時阻塞脊快速發展，在高壓中心附近造成的模擬誤差。

在綜觀尺度方面，從直方圖(圖略)得知誤差主要來自地面旋生。以控制實驗 A 而言，阻生前一天(12/16)地面快速發展的氣旋是誤差的主要來源，誤差在阻生前 2 天至阻塞當天，短短兩天內成長兩倍(從 41m 增大到 83m，表三)，阻塞脊建立後，綜觀尺度的模擬誤差即出現震盪的現象，不再快速成長。

從行星尺度與綜觀尺度模擬誤差演變得到：行星尺度的誤差在阻生前先大幅增加，之後伴隨阻生的地面旋生導致綜觀尺度的模擬誤差，阻塞脊建立後，綜觀尺度的模擬誤差呈現震盪，但行星尺度的誤差又快速增加，2 天內誤差增加近一倍(從 47.8m 增至 77.3m)，行星尺度與綜觀尺度的誤差演變可用下列表示：

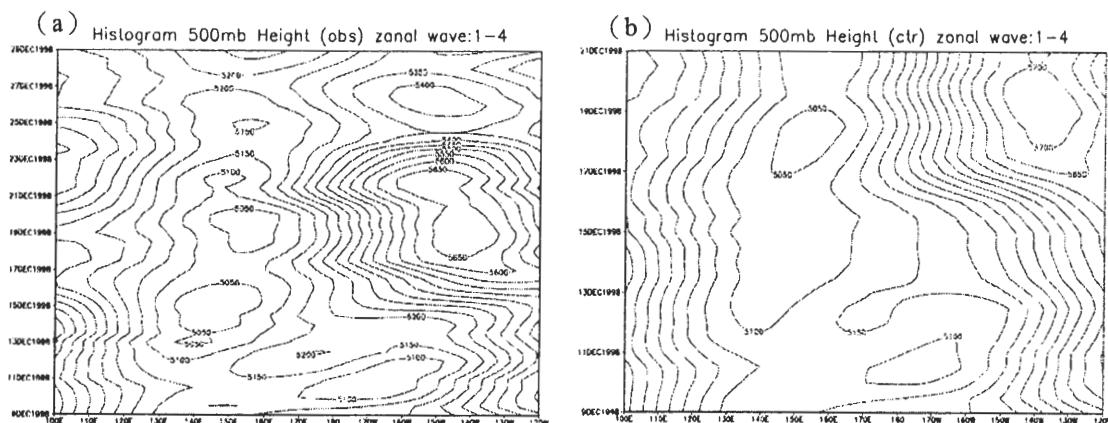


圖 5 行星尺度(緯向波數 1-4)之 500mb 高度場的直方圖，圖中為 50N-55N 平均高度場的結果，5.a 圖為觀測結果，5.b 為控制實驗 A 的結果。

表三 阻生期間各尺度模擬誤差的變化情況。表中 $rmse_{total}$ 表 500mb 高度的均方根誤差， $rmse_{1-4}$ 、 $rmse_{5-10}$ 與 $rmse_{11-20}$ 分別表行星尺度(緯向波數 1-4)、綜觀尺度(緯向波數 5-10)與中小尺度(緯向波數 11-20)的誤差。

空間 解析度	積分開 始時間	阻生前四天				前二天				當天				二天後			
		$rmse_{total}$	$rmse_{1-4}$	$rmse_{5-10}$	$rmse_{11-20}$	$rmse_{total}$	$rmse_{1-4}$	$rmse_{5-10}$	$rmse_{11-20}$	$rmse_{total}$	$rmse_{1-4}$	$rmse_{5-10}$	$rmse_{11-20}$	$rmse_{total}$	$rmse_{1-4}$	$rmse_{5-10}$	$rmse_{11-20}$
T62L28	12/09 (實驗 A)	70.7	45	47.3	22.5	71.1	65.7	41.1	16.8	86.3	47.8	83.3	17.8	107.7	77.3	63	22.1
T62L28	12/13 (實驗 B)	17	13	8.6	4.4	37.8	28.7	20.9	9.5	79	60.7	43.3	16	88.3	70.4	48.4	17.3
T62L28	12/15 (實驗 C)					17.5	15.1	6.8	4.7	48.2	35.5	33	12.6	85.1	65.7	41.7	15.2
T62L28	12/17 (實驗 D)									17.1	14.6	6.5	4.2	42.1	36.3	23.4	10.8

向西移動的行星波 $\rightarrow rmse_{1-4}$ $\rightarrow$ 阻生 $\nearrow rmse_{1-4}$ 增大
 地面旋生 $\rightarrow rmse_{5-10}$ $\nearrow$ (非線性作用) $\searrow rmse_{5-10}$ 振盪

上面是控制實驗 A 的結果，B~D 控制實驗結果稍有不同(圖 6)。控制實驗 B~D，因為積分開始時間接近阻生，向西移動的行星波已經滯留在阻塞上游，所以阻生階段行星尺度的模擬誤差並非移動性行星波造成，而是阻塞脊快

速發展所導致。但從天氣演變得知阻塞脊乃透過地面旋生與基本環流場交互作用生成，換言之，行星尺度的誤差主要來自行星尺度與綜觀尺度的非線性交互作用。此外，因為積分過程，阻塞上游不斷有旋生產生，進入阻塞地區，綜

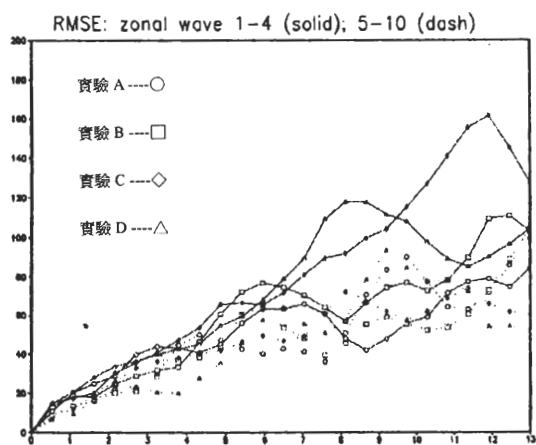
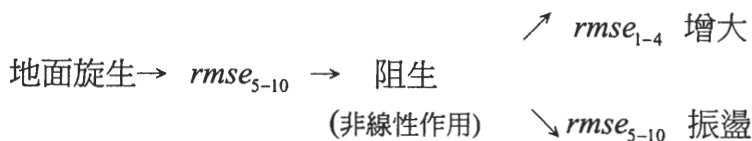


圖 6 行星尺度(緯向波數 1-4, 實線)與綜觀尺度(緯向波數 5-10, 虛線), 500mb 高度場之 rmse 的演變。縱軸為阻塞地區(140E-100W, 30N-80N)之平均 rmse, 橫軸數字表積分天數, 曲線---○、---□、---◇ 與---△分別表控制實驗 A~D 的模擬結果。

觀尺度的誤差透過非線性交互作用傳送至行星尺度後, rmse 有可能出現微幅成長或震盪, 而不必然減弱。從實驗 A~D 結果可以歸納得到, 阻生時地面旋生是綜觀尺度模擬誤差的主要來源, 而此誤差透過非線性作用可以將部分的誤差導入行星尺度的模擬誤差, 由於此作用, 阻塞建立後, 綜觀尺度的模擬誤差出現震盪現象, 行星尺度與綜觀尺度的誤差演變可用下列表示:



至於中小尺度的模擬誤差, 阻生過程並未出現明顯改變, 且由於誤差值比綜觀尺度或行星尺度小很多, 對於模擬誤差的影響相當微小。

(二) 模式空間解析度

前面提及, 因為阻生過程非線性作用顯著, 而空間解析度很可能是模式能否模擬出此特徵的關鍵因素之一, 下面將探討不同模式解析度對阻生數值模擬的影響。在此考慮 T62 與 T42 兩種不同解析度, T42 模式水平網格點數為 128×64 , T62 水平網格點數為 192×94 , 在積分過程, 除了水平解析度不同外, 模式其它物理參數與邊界條件的設定皆相同。表四是 T42 與 T62 空間解析度 (T42 模式水平網格點數為 128×64 , T62 水平網格點數為 192×94) 的模擬比

較。以實驗 A 的模擬結果而言, 定性上, T42 模式在各尺度模擬誤差的演變與 T62 的模擬結果是相似的, 積分初期, T42 與 T62 模式之行星尺度的模擬誤差都呈現快速成長, 綜觀尺度的模擬誤差在阻生時才出現較明顯的漲幅, 但阻生後隨之出現減弱的現象。然而以模擬誤差值而言, T42 模式在行星尺度或綜觀尺度的模擬誤差明顯大於 T62, 很顯然空間解析度對模式在尺度交互作用的模擬能力具有顯著的影響。從阻生預報能力的表現更清楚顯示, 空間解析度對阻生數值模擬具有重要的影響, 在此以 500mb 高度場的異常相關係數 (anomaly correlation coefficient, 簡稱 ACC) 作為模式預報能力好壞的標準, ACC 的定義如下:

表四 同三，但為空間解析度（T42L28 與 T62L28）對阻生數值模擬誤差的比較。

空間 解析度	積分 開始 時間	阻生前四天					前二天				當天				二天後			
		rms_{total}	rms_{1-4}	rms_{5-10}	rms_{11-20}	rms_{total}	rms_{1-4}	rms_{5-10}	rms_{11-20}	rms_{total}	rms_{1-4}	rms_{5-10}	rms_{11-20}	rms_{total}	rms_{1-4}	rms_{5-10}	rms_{11-20}	
T62L28	12/09	70.7	45	47.3	22.5	71.1	65.7	41.1	16.8	86.3	47.8	83.3	17.8	107.7	77.3	63	22.1	
T42L28	12/09	81	56.7	50.3	25.8	88.2	81.7	55.1	17.1	100.4	52.7	99.6	18.7	126.8	101.8	73.2	22.9	
T62L28	12/13	17	13	8.6	4.4	37.8	28.7	20.9	9.5	79	60.7	43.3	16	88.3	70.4	48.4	17.3	
T42L28	12/13	19.4	13.8	10.3	6.5	44.6	32.7	27.7	13.4	80.6	62.1	46.7	14.2	118	100.7	48.2	16.7	

$$ACC = \frac{\sum_i (f_i - c_i) \times (o_i - c_i)}{N \times \sigma_f \times \sigma_o} \quad (3)$$

上式， f_i 、 o_i 與(1)式相同， c_i 表 i 網格上 500mb 氣候高度值， σ_f 、 σ_o 分別表預報與觀測之 500mb 高度場的標準差。圖 7 是積分開始時間為 12/13，但空間解析度分別為 T62 與 T42 對阻生預報能力的比較（積分開始時間 12/09 的結

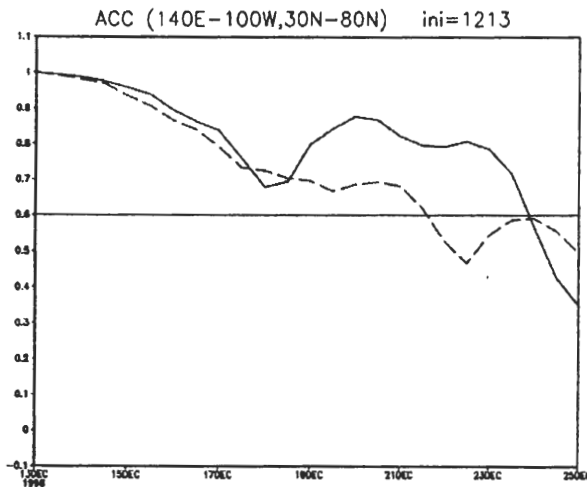


圖 7 不同模式空間解析度對阻生預報能力的比較，圖中曲線為阻塞地區 500mb 高度異常相關係數的演變(定義見內文(3)式)，實線為 T62L28，虛線 T42L28 模式的模擬結果。在此 T62 模式水平網格點數為 192x 94，T42 水平網格點數為 128x 64。

果相似)。由圖得到，阻生階段 T42 模式的 ACC 雖然維持在 0.6 以上，仍在有效預報的範圍，但卻無法像 T62 模式模擬出阻生時天氣可預報度增加的現象。很顯然，若模式空間解析度不足，將無法充分模擬出阻生時不同尺度的交互作用，模式便無法模擬出阻生時天氣可預報度增加的特徵。

(三)初始誤差的影響

本實驗主要評估初始誤差對阻生數值模擬的影響，因為控制實驗中所使用的初始場(重新分析場)已經過初始化的處理，而且實驗證實阻生期間，500mb 高度場之預報值與觀測值的異常相關係數高達 0.79，相較於其它擾動實驗，控制實驗對阻生的預報能力也是最好的。為了降低模式系統誤差的影響，下面的討論，我們將控制實驗視為完美實驗，(2)式中 rmse 的定義稍作改變， $f_i \rightarrow$ 控制實驗 $_i$ ， $o_i \rightarrow f_i$ 。換言之，模擬誤差為擾動實驗與控制實驗的差值。經過比較(圖略)，新定義之 rmse 在積分期間的演變特性與(2)式定義非常相似，但因為系統性誤差被忽略，rmse 可視為來自初始誤差的貢獻。

在進行誤差分析之前，我們先從初始誤差對阻塞脊預報的影響，初步瞭解擾動對模擬的作用。圖 8 是阻生後第二天(12/19 00Z)，擾動

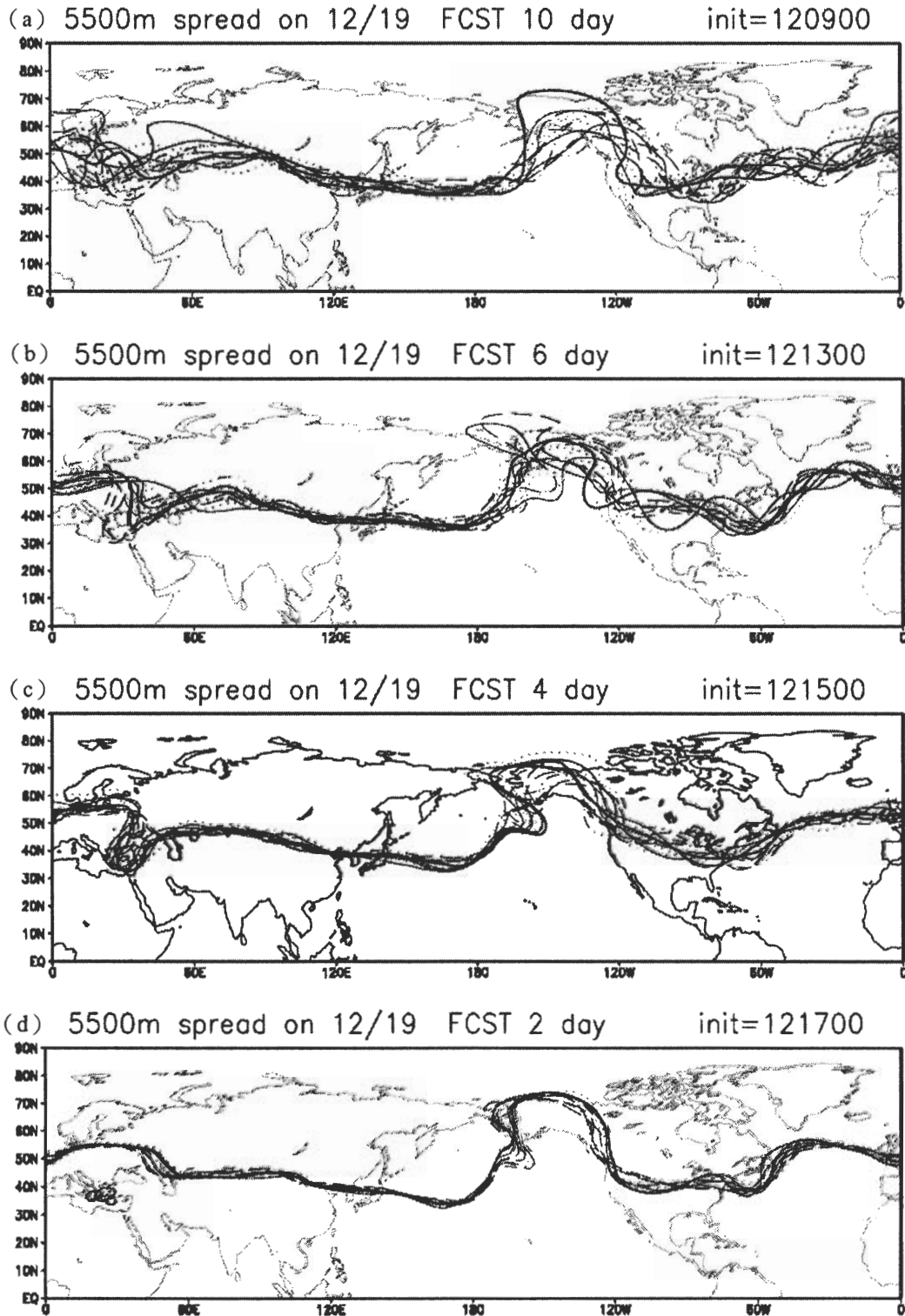


圖 8 初始誤差對阻塞脊預報的影響，圖為阻塞生成後第二天(12/19 00Z) 500mb 之 5500 公尺等值線的分散情況。圖中粗黑色線表控制實驗的模擬結果，(a)~(d)分別代表擾動實驗 A~D。由圖顯示，初始誤差不僅導致阻塞脊的預報偏離控制實驗，在實驗 A 與實驗 B 中更出現減弱阻塞脊強度的現象。

實驗 A~D 之 500mb 高度場分散的情況，圖中粗實線為控制實驗的模擬結果，等值線為 5500m。由圖得知，初始誤差導致阻塞脊的預報偏離控制實驗，尤其積分時間越久者偏離現象越明顯，其中實驗 A 與實驗 B，擾動更造成阻塞脊的預報值偏低。此外，比較阻塞地區與阻塞上游地區高度場分散的情況，初始誤差對阻塞地區的模擬似乎有較顯著的影響，下面將針對此現象作討論。

圖 9.a 是擾動實驗 A 積分過程，阻塞地區 (140E-100W, 30N-80N) 500mb 高度場均方根誤差的演變。阻塞地區的誤差演變大致可分為積分初期與阻生兩階段。前者約發生在積分前 6 天(12/15 前)，此階段各擾動所導致之模擬誤差的差異不大，rmse 每天約以 5m 速度增加，但阻生時(12/15-12/19)，各擾動對模擬影響的差異性逐漸顯現，平均誤差的成長速度也加快，每

天約以 7.5 m 速度增加。反觀阻塞上游地區 (20E-140 E, 30N-80N)，積分開始初始誤差雖以較快的速度增加(每天約 6.5 m)，但是阻生後 (12/17 後)，誤差成長幾乎停滯，有些擾動的誤差甚至出現減少的現象 (圖 9.b)，而此結果與圖 8 所出現的現象是一致的，在阻生階段，初始誤差對阻塞上游地區的模擬影響並不大。

仿造控制實驗，將模擬結果分解成不同尺度，以了解初始誤差對各別尺度之模擬的影響。表五是擾動實驗 A~D，阻生期間總誤差以及各尺度模擬誤差的比較，圖中誤差皆為 12 個擾動實驗的平均結果。首先比較阻塞當天 (或阻生後第二天) 的模擬總誤差，結果顯示積分時間越久者誤差也愈大，此結果與 Nutter et al.(1998) 研究，認為初始誤差對阻生可預報的影響，會隨預報時間增加而降低是一致的。從擾動誤差之標準差的演變得知(表五 $rmse_{total}$ 欄中括符

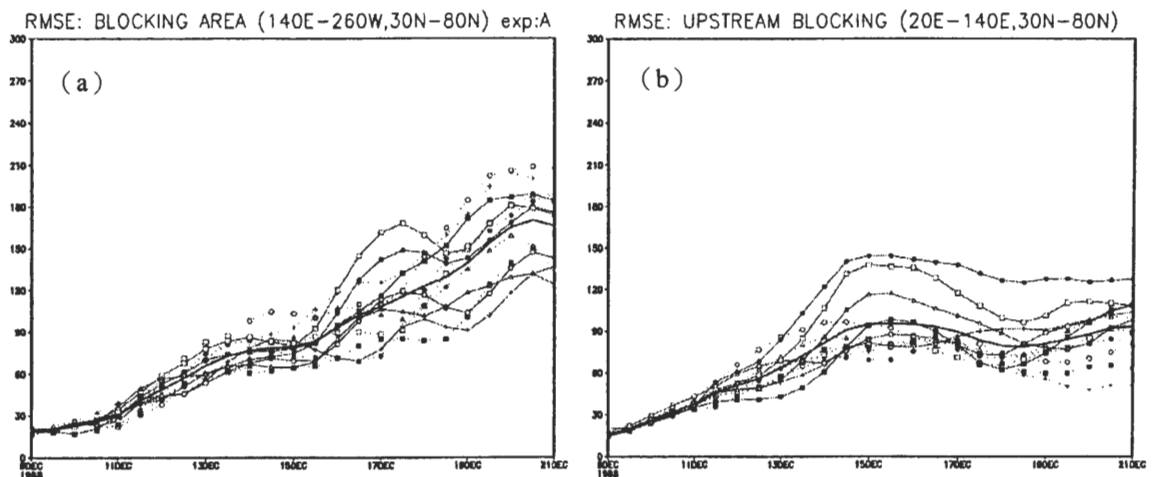


圖 9 初始誤差所造成的模擬誤差，圖為不同延遲時間之擾動所造成擾動實驗 A(積分開始時間 12/9)之 500mb 高度場的均方根誤差，在此誤差定義為控制實驗與擾動實驗的模擬差值。(a) 圖為阻塞地區(140E-100W, 30N-80N)，(b)圖為阻塞上游地區(20E-140E, 30N-80N)的結果。曲線---+、---○、---●、---□、---■ 與---△分別表 12、24、36、48、72 與 96 小時延遲時間所製作的擾動，其中虛線與實線分別表振幅各為正、負的擾動。

表五 同表三但為初始誤差所造成之模擬誤差的變化。 $rmse_{total}$ 欄中括符內的數字表 12 個擾動之均方根誤差的標準差。

模式	積分開	阻生前四天				阻生前二天				阻生當天				阻生二天後			
解析度	始時間	$rmse_{total}$	$rmse_{c-4}$	$rmse_{c-10}$	$rmse_{c-15}$	$rmse_{total}$	$rmse_{c-4}$	$rmse_{c-10}$	$rmse_{c-15}$	$rmse_{total}$	$rmse_{c-4}$	$rmse_{c-10}$	$rmse_{c-15}$	$rmse_{total}$	$rmse_{c-4}$	$rmse_{c-10}$	$rmse_{c-15}$
T62L28	12/9	72.8 (9.8)	48.8	35	13.8	83.5 (13.2)	36.9	55	18.4	115.3 (24.8)	63.3	56.1	18.3	154 (30.8)	85.1	45	27.7
T42L28	12/9	67.2 (8.0)	48.7	35.6	9.9	76.2 (15.5)	48.9	39.4	15.3	108.1 (22.2)	36.9	44.9	12	119.9 (27)	67.5	45.1	20.4
T62L28	12/13	21.9 (2.0)	16.3	13.3	7.5	35 (8.8)	25.5	19.2	10	67.1 (18.8)	42.3	40.7	12.3	100 (21)	69	52.4	23
T42L28	12/13	21.2 (2.4)	18.2	13	6.8	40.5 (6.3)	30.8	22.6	7.2	66.6 (7.6)	37.5	66.5	19.1	76.3 (7.6)	66.3	67.9	12.4
T62L28	12/15					20.2 (1.6)	14.6	7.8	5.1	52.5 (9.6)	30.2	31.0	10.7	71.6 (10.7)	42.6	31	12
T62L28	12/17									23.9 (1.4)	15.7	13.4	6.0	40 (4.0)	38.9	23	13.3

內數字)，各擾動對模擬影響的差異性會隨積分時間而擴大，以實驗 A 而言，擾動所造成之 RMSE 的差距甚至可達到二倍，而此現象與擾動造成阻塞地區高度場分散的現象會隨積分時

500mb 5500m isoline and perturbation height



圖 10 從圖 9.a 挑選出 $rmse$ 較小的模擬（在此為 12 及 24 小時，振幅為負的擾動），擾場之 500mb 高度場合成圖的空間分布，圖中箭頭所指即阻塞上游低壓槽之所在位置。

間增加而顯著是一致的(圖 8)。如果根據 $rmse$ 大小將初始擾動分類，我們發現若初始擾動場在阻塞脊上游低壓槽區也是低壓區，亦即擾動場與基本場的高度相位呈正相關(圖 10)，在此情況下，模擬誤差較小，對阻生數值模擬的影響也最小，換言之，如果將阻塞脊視為基本場，我們可以將初始擾動場分成穩定與不穩定兩種類型(洪和林，1997)。

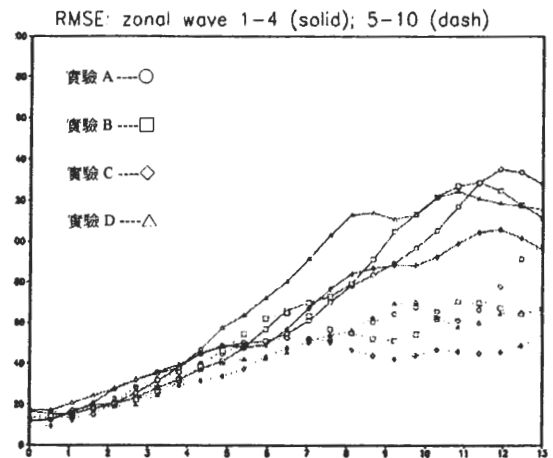
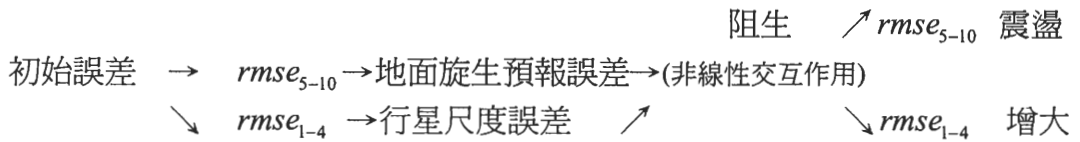


圖 11 同圖 6 但為各擾動實驗的模擬結果。

從實驗 A~D 行星尺度與綜觀尺度的誤差演變(圖 11)得到, 疊加的初始擾動造成行星尺度與綜觀尺度的誤差, 其中, 綜觀尺度的誤差在阻生階段成長特別快速, 但阻生後則呈現震盪或減弱的現象; 至於行星尺度的誤差積分過程皆不斷增加, 尤其阻生後更為顯著。從綜觀尺度的誤差的演變可發現, 初始擾動主要影響阻

生前地面旋生的預報(圖略), 導致綜觀尺度在阻生階段快速增加。阻塞脊建立之後, 綜觀尺度的誤差則透過非線性交互作用傳往行星尺度, 導致行星尺度誤差繼續成長, 而綜觀尺度的模擬誤差則出現震盪或減弱現象。初始誤差對阻生數值模擬的影響可以用下列表示:



控制實驗中, 我們發現模式之空間解析度對阻生預報能力有顯著的影響, 至於其在誤差實驗的作用, 由表 5 得知, T62 的模擬誤差不但大於 T42, 且各擾動對阻生數值模擬之影響的差異相當大(均方根誤差之標準差較大), 顯示空間解析度較高的模式對於初始誤差較敏感。結合控制實驗得知, 空間解析度較高的模式對阻生雖有較高的預報能力, 但對於初始誤差卻相當敏感, 此乃解析度較高的模式, 對綜觀尺度與行星尺度的交互作用有較好的模擬能力, 初始誤差所導致綜觀尺度的模擬誤差, 可藉此非線性作用傳往行星尺度, 造成阻塞脊預報能力的下降。相對的, 空間解析度較低的模式不僅阻生的預報能力低, 對於初始誤差的反應也不敏感, 低估了初始誤差的影響。

(四)海溫實驗

前面實驗討論了初始誤差以及模式空間解析度的作用, 由於此阻塞個案發生在反聖嬰期間, 以下實驗將針對太平洋地區, 瞭解海溫異常對阻生數值模擬的影響, 海溫的實驗設計請參閱第二節的研究方法。

圖 12 同圖 3.a, 但為各海溫實驗之阻塞指標模擬值的比較, 粗實線為控制實驗的模擬結果。以振幅而言, 氣候海溫的模擬值偏低, 而此現象是高壓中心的模擬位置偏右所造成(圖略); NPw 與 NPc(即北太平洋地區海溫實驗)兩者海溫距平雖然相反, 但模擬結果並未呈現明顯差異, 兩者之模擬值皆偏高; TEc 模擬結果是海溫實驗中最接近控制實驗者, TEw 的演變雖然與 TEc 相似, 但阻生指標明顯偏小, 相較

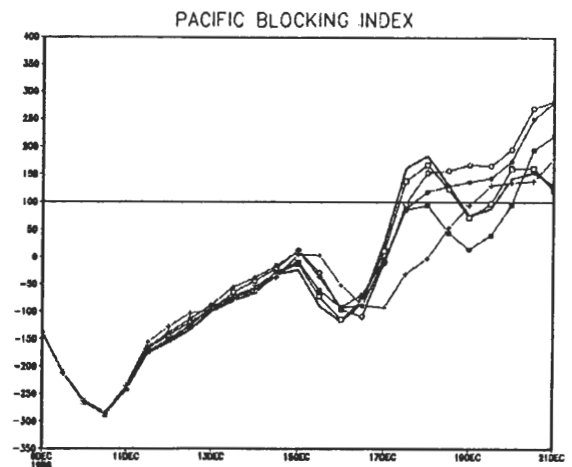


圖 12 同圖 3.a 但為各海溫實驗阻生指標模擬值的比較。

於北太平洋地區，赤道東太平洋地區海溫的正負距平對於阻生數值模擬似乎有更顯著的影響。若以阻生時間作比較，海溫實驗皆能模擬出阻塞指標驟增的特性，但氣候海溫延後約 12 至 24 小時。整體而言，海溫主要影響阻塞高壓的強度、位置以及阻塞發生時間，對於阻塞脊的生成影響不大。

至於海溫所造成的模擬誤差，由表六得知 TEc 的誤差最小，TEw 的誤差在阻生之後甚至大於氣候海溫實驗的誤差，也是區域海溫實驗誤差最大者。至於 NPw 與 NPc 的結果相近並未

出現明顯差異。從 rmse 的比較以及圖 11 結果可歸納得到，赤道東太平洋的海溫距平是阻生數值模擬最敏感的區域：在反聖嬰期間，即使僅考慮該區海溫距平，模擬結果便與控制實驗相當近似，換言之，該區域海溫幾乎反應了全部海溫的作用，然而在聖嬰期間，該區海溫卻造成阻塞高壓之強度與位置的預報產生明顯誤差，是除了氣候海溫實驗外，所有海溫實驗阻生預報能力最差者。至於北太平洋地區雖然鄰近阻塞發生位置，但模擬顯示該區海溫對阻生數值模擬幾乎沒有影響。

表六 同表二，但為海溫實驗所造成之模擬誤差，其中海溫實驗的積分開始時間為 12/09。

實驗名稱/ 模擬誤差	阻生前四天	前二天	當天	二天後
CLIM	34.8	55.5	92.3	89.8
NPw	19.8	33.8	31.5	51
TEc	5.4	11.3	20.6	29
NPc	20.1	33	40.2	60.9
TEw	10.2	28.2	66.4	94.5

(五)初始場的敏感度測試

海溫實驗顯示海溫並不是阻生的關鍵因素，最後我們進行初始場的敏感度測試，從另一個角度瞭解初始場對阻生數值模擬的影響。在此，初始場敏感度測試有別於初始誤差的實驗，初始場中並未疊加任何擾動，而是以阻生更早之前(12/7、12/5 以及 11/30)的重新觀測場取代原來 12/09 的觀測值，至於海溫以及其他邊界條件則維持 12/9 的狀態。圖 13 是模式積分 10 天後，500mb 高度場的演變，圖中數字為當天的阻塞指標。與圖 4.d 比較，12/9 的觀

測場若以更早時間取代，阻塞指標值呈現大幅下滑，其中以 12/5 取代的實驗，阻塞指標的模擬值開始出現負值，從 500mb 高度預報場更清楚顯示模式幾乎已經無法模擬出阻塞脊。很顯然即使邊界條件保留與 12/9 一樣，模式對阻生的預報能力也將因為初始場距離阻生的時間越久遠而變得更低。結合前面的實驗可以歸納得到，大氣初始場主宰了阻生，海溫，而且僅赤道東太平洋的海溫對阻塞脊的強度以及位置有顯著影響，其餘地區的海溫對阻生數值模擬幾乎沒有關聯。

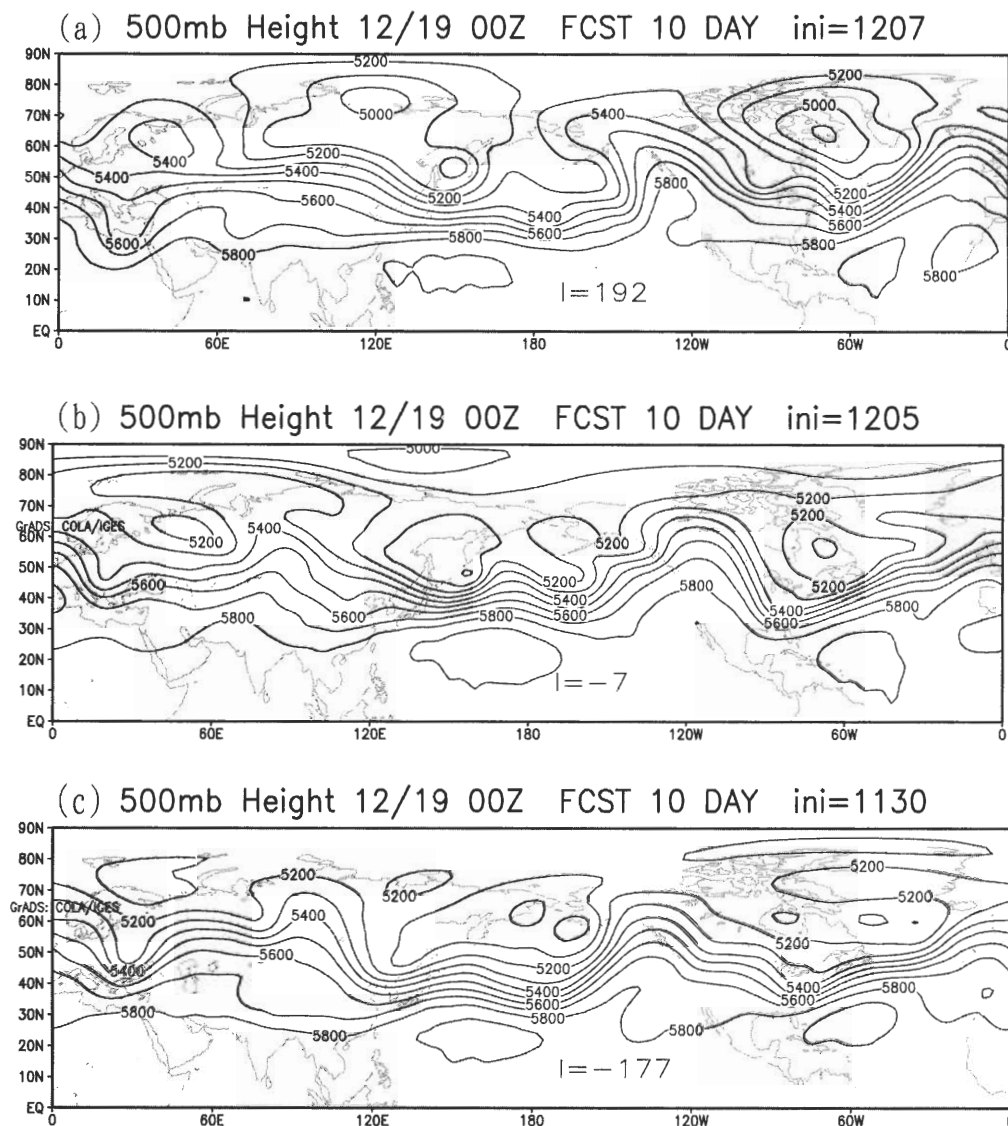


圖 13 同圖 4.d，海溫仍維持不變但 12/09 的大氣觀測場分別以 12/7、12/5 以及 11/30 取代之阻生數值模擬的比較，圖中 I 字母後的數字表示阻塞指標。

六、結 論

本研究以 GSM 探討初始誤差、模式解析度以及海溫對阻生數值模擬的影響，爲了考慮海溫的影響，研究中以 1998 年反聖嬰期間發生在北太平洋地區之阻塞個案爲對象。研究顯示，阻生的預報能力與模式積分開始時間密切相

關，距離阻生日期愈近者預報能力也愈好。換言之，大氣初始場主宰了阻塞的生成，模式積分開始若初始場已存某些利於阻生的動力條件，阻塞脊皆能被順利模擬出。

雖然海溫實驗大部分的結果與 Mullen(1989) 研究是相似的，即，海溫邊界條件主要影響阻

塞高壓之強度與位置的預報，對阻生並沒有直接的作用。但是本研究進一步得到赤道東太平洋的海溫是阻生的數值模擬最敏感的區域，鄰近阻塞地區之海溫的影響反而不大，而此結果是 Kung et al.(1990)海溫實驗未被發現的。對於赤道東太平洋的海溫異常，實驗歸納得到(反)聖嬰期間該區的海溫(負)正距平有(加強)減弱阻塞高壓的作用，海溫雖然無法直接影響阻生預報，似乎可以延長(縮短)阻塞的有效預報時間。以此阻塞個案為例，阻生前 8 天(12/9)的模擬，模式在預報二個星期後，阻塞地區之 500mb 高度場的異常相關係數仍高達 0.7 以上，顯示反聖嬰期間，阻塞可預報度有增加的現象，聖嬰與反聖嬰其間，阻生可預報度的比較也是值得作進一步探討的問題。

由於強烈的非線性交互作用有賴空間解析度較高的模式，才能充分模擬不同尺度間的能量交換。在控制實驗中我們發現，空間解析度較低的模式(T42)，阻生的預報能力明顯較低，雖然此結果未超越 Tibaldi & Ji(1983)早期的研究，但實驗中我們另外發現，T42 模式因為空間解度不足造成綜觀尺度的模擬誤差過大，導致模擬結果無法像空間解析較高的模式(T62)，模擬出阻生時天氣可預報度增加的現象(圖 7)。

由於阻生時，綜觀尺度的模擬誤差可以透過非線性作用往大尺度傳送，在控制實驗中我們得到，綜觀尺度(地面旋生)的預報誤差會透過非線性作用傳往行星尺度，最後導致阻塞脊的預報誤差，而此結果與 Tracton(1990)、Tanaka (1991)等研究是一致。另外，對此阻塞個案，在阻生前 7 天(約 12/10)，阻塞下游地區的行星波先往西移動，Colucci(1998)研究認為，阻塞上游地區行星尺度的演變是阻生數值模擬成功與

否的關鍵，由於控制實驗 A 能模擬出此行星尺度往西移動的特徵，且能準確模擬出阻生前地面氣旋的發展，因此在積分第 8 天後仍能模擬出阻生。

初始誤差的實驗顯示，阻塞地區對初始誤差相當敏感，且各擾動對阻生數值模擬之影響的差異性很大。研究中發現，若阻塞上游地區，擾動高度場與基本場的高度相位呈負相關，擾動對阻生數值模擬的影響最大。至於阻塞上游地區，初始誤差的影響並不顯著，積分不久誤差即呈現飽和狀態。另外，從不同尺度的誤差演變得知，疊加的初始擾動首先影響地面旋生的預報造成綜觀尺度的模擬誤差，而此誤差在阻塞脊生成後，透過非線性交互作用傳往大尺度，降低阻塞脊的預報。

由於空間解析度較低的模式在綜觀尺度模擬能力較差，連帶的對於初始誤差的反應較不敏感，各擾動對阻生模擬之影響的差異性也明顯較小。從誤差實驗中發現 T42 的模式嚴重低估初始誤差的影響，雖然定性上，初始誤差實驗的結果與 Nutter 等(1998)研究是一致的。即，初始誤差對阻生的影響會隨積分時間的增加而擴大，但根據初始誤差實驗結果，Nutter 等以 T42 模式的模擬結果低估了初始誤差的影響，阻生預報成功率可能被高估。

從擾動實驗 500mb 高度場分散的情況(圖 4.a~b)，以及初始誤差在阻生階段快速成長的特性(表 2)顯示，除了積分時間的長短(積分開始時間距離阻生日期的遠近)，模式在積分過程，歷經地面旋生的次數，對於阻生數值模擬似乎有更直接更重要的影響，但因僅是個案，結論仍有待更多的阻生個案驗證。

致 謝

本文在國科會專案計畫 NSC 90-2111-M-133-002 經費補助下完成特致謝意。

參考文獻

- 洪志誠, 林和, 1997: 阻塞研究--第二部分, 瞬變渦流與魔子穩定度之數值模擬。大氣科學, 25期, 99-122頁。
- Bengtsson, L., 1981: Numerical prediction of atmospheric blocking---A case study. *Tellus*, 33, 19-42.
- Brankovice, C., T. N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi, and U. Cubasch, 1990: Extend-range predictions with ECMWF models: Time-lagged ensemble forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 867-921.
- Case, K. M., 1960: Stability of inviscid plane Couette flow. *Phys. Fluids*, 3, 143-148.
- Buizza R., J. Tribbia, F. Molteni, and T. Palmer, 1993: Computational of optimal unstable structures for a numerical weather prediction model. *Tellus*, 35A, 388-407.
- Chen, W. Y., and H. M. van den Dool, 1995c: Low-frequency variabilities for widely different basic flows. *Tellus*, 47A, 526-540.
- , and H. M. van den Dool, 1997: Asymmetric Impact of Tropical SST Anomalies on Atmospheric Internal Variability over the North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 54, 725-740.
- Colucci, S. T., 1998: Numerical prediction of the onset of blocking: A case study with forecast ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 773-784.
- Crum, F. X., and D. F. Stevens, 1988: A Case Study of Atmospheric Blocking Using Isentropic Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 223-241.
- Chou, M.-D., K.-T. Lee, S.-C. Tsay, and Q. Fu, 1999: Parameterization for Cloud Longwave Scattering for Use in Atmospheric Models. *J. Climate*, 12, 159-169.
- Du, J. S., L. Mullen, and F. Sanders, 1997: Short-range ensemble forecasting of quantitative precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2427-2459.
- Farrel, B., 1982: The initial growth of disturbances in a baroclinic flows. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1663-1686.
- Frederiksen, J. S., 1997: Adjoint Sensitivity and Finite-Time Normal Mode Disturbances during Blocking. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1144-1165.
- , 2000: Singular Vectors, Finite-Time Normal Modes, and Error Growth during Blocking. *J. Atmos. Sci.*, 57, 312-333.
- Hansen, A. R., and T. C. Chen, 1982: A Spectral Energetics Analysis of Atmospheric Blocking. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1146-1165.
- , 1984: A comparison of the spectral energy and enstrophy budgets of blocking versus nonblocking periods. *Tellus*, 36A, 52-63.
- Illari, L., and J. C. Marshall, 1983: On the Interpretation of Eddy Fluxes During a Blocking Episode. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2232-2242.
- Kung, E. C., C. C. Dacamar, W. E. Baker, J. Susskind, and C.-K. Park, 1990: Simulation of winter blocking episodes using observed sea surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 1053-1070.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, and W. E. Baker, 1990: Global Numerical Weather Prediction at the National Meteorological Center. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 1410-1428.
- Leith, C. E., and R. H. Kraichnan, 1972: Predictability of Turbulent Flows. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1041-1058.
- Lejenas, H., and H. Okland, 1983: Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, 35A, 350-362.
- Lorenz, E. N., 1969: The predictability of a flow which possesses many scales of motions. *Tellus*, 21, 289-307.

- Metz, W., 1986: Transient Cyclone-Scale Vorticity Forcing of Blocking Highs. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1467-1483.
- Molteni, F., and T. N. Palmer, 1993: Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 269-298.
- , R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliaigis, 1996: The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73-120.
- Mullen, S., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3-22.
- , 1989: Model Experiments on the Impact of Pacific Sea Surface Temperature Anomalies on Blocking Frequency. *J. Climate*, **9**, 997-1013.
- Nakamura, H., and J. M. Wallace, 1993: Synoptic Behavior of Baroclinic Eddies during the Blocking Onset. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1892-1903.
- Nutter, N. A., S. L. Mullen, and D. P. Baumhefner, 1998: The Impact of Initial Condition Uncertainty on Numerical Simulations of Blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2482-2502.
- Renwick, J. A., and J. M. Wallace, 1996: Relationships between North Pacific Wintertime Blocking, El Niño, and the PNA Pattern. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2071-2076.
- Shutts, G. T., 1983: The propagation of eddies in diffluent jet streams: eddy vorticity forcing of blocking flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737-761.
- Tibaldi, S., and L. R. Ji, 1983: On the effect of model resolution on numerical simulation blocking. *Tellus*, **35A**, 28-38.
- , F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.
- Tracton, M. S., 1990: Predictability and Its Relationship to Scale Interaction Processes in Blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1666-1695.
- Tanaka, H. L., 1991: A Numerical Simulation of Amplification of Low-Frequency Planetary Waves and Blocking Formations by the Upscale Energy Cascade. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2919-2935.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble Forecasting at NMC: The Generation of Perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.

A Numerical Study on the North Pacific's Blocking Onset

Chi-Cherng Hong

Department of Science Education, Taipei Municipal Teachers College

(Manuscript received 26 July 2003 ; in final form 27 February 2004)

ABSTRACT

A numerical simulation for the Pacific blocking during the cold phase of ENSO in 1998 is performed by the NCEP's global spectral model (GSM) to examine how the sea surface temperature (SST) anomaly, model's horizontal resolution and initial errors influence the formation of blocking. Experiments show the initial condition dominates the formation of blocking. Simulation for blocking at short led time succeeds in capturing the transition into blocked state, but which at long led time fails.

Regional SST anomaly has no significant impact on the formation of blocking. Only the SST anomaly in Tropical Easterly Pacific area has a remote forcing to change the prediction of the ridge's strength and location. The SST anomaly adjacent block area, such as North Pacific area almost has no effect on the formation of blocking.

The model's horizontal resolution seems to play an important role in the formation of blocking. Due to the poor skill in the nonlinear interaction between synoptic scale and planetary scale, the lower resolution model (T42) model, compared with the higher resolution model (T62), is not good enough to extend the weather predictability during the formation stage.

Perturbed experiments show the simulation is very sensitive to the initial errors, and the loss of prediction skill reduced by initial errors is more significant over the block's area than over the upstream area. The imposed initial errors directly influence the prediction for the synoptic scale in the beginning of integration and therefore loss the predictability of planetary scale concerning the formation of blocking by up-scale errors transfer. Perturbation created by different lagged time also has a wildly different impact on the blocking formation. It results in a larger error if the phase of perturbation's height field is negatively correlated with the basic flow over the upstream area.

Key words : Blocking onset, Initial errors, Predictability, Nonlinear interaction