

氣候模式應用於長期天氣預報之評估

王 作 臺

國立中央大學 大氣物理研究所

摘 要

目前各地的預報中心，在短期及十天以內的數值天氣預報，都獲致了長足的進展。所以，嚐試以此種預報模式及短期積分的經驗，繼續做十天以上（至三十天或更長）的天氣預報，是個合理期望。但在不改變模式大邊界條件的狀態下，受限於因初始條件上的誤差，造成的大氣運動的可預報度，積分三十天之後的結果，其可用性是相當的低。

氣候模式在過去的十五年來，都被應用來研究月平均氣候場之分析，及探討在不同的下邊界條件（如海溫之改變）下，其月平均氣候場之變異，而由其中探知大氣中某些地區之天氣／氣候現像，是具有較高的可預報度。

因此，本研究主要是來討論如何以氣候模式研究的經驗，應用於長期天氣預報，同時來幫助了解在數值天氣預報中，直接積分十天以上（至三十天或更長）中所得結果的分析及其意義。

一、前 言

數值天氣預報的研究已有了約數十年的時間，近十多年來因為吾人在觀測資料的取得方面，在模式參數化的改進方面，在數值方法的更新方面，在客觀分析、初始化方面及在電腦的計算速度上，都有了重大及長足的進展，使得短期數值天氣預報（十日之內）表現，以預報技術（forecast skill）的指標來判斷是有了很大的進步（Kalnay等，1990）。近十多年來，在數值天氣預報方面，值得一提的是歐洲中期預報中心（ECMWF）之設立，該中心成立於1979年，此中心在資料引進及處理方面，在模式的架構方面，都溶入了新的科學研究的結果。因之，經過十多年的努力，目前被認為是全球最好的數值預報中心之一。

目前各地的預報中心（包括ECMWF及NMC（美國國家氣象中心））的數值天氣預報，最長都只做到十天左右的預報。由於在此短期

及中期預報上條件已獲致了實質的進展，則往進一步的考慮，如果不改變任何的條件，直接將模式積分至三十天而以此來做長期的天氣預報，是否可行呢？其結果又將如何呢？這當然是個合理的問題。

但由Lorenz（1969），Leith（1983）等對可預報度的研究指出，天氣的現象如果視作是大氣中動力、熱力交互作用下的非線性反應，則此種天氣的可預報度是有限的，而且很短暫，所以，在不改變模式中的邊界條件（指海溫或是地貌等下邊界）之下，則大氣中的可預報度大約只在兩個星期左右。另一方面，對某些地區來說，可預報度的時間較長，Charney和Shukla（1981），Shukla（1981）就指出，熱帶區域比中高緯度的天氣現象好預報，因為在熱帶區域中受下邊界的作用力影響很大，同時斜壓不穩定的影響很少。Barnett（1985）以經驗的方法加上了簡單的模式，對於聖嬰（El-Niño）的長期預報，

有很好的結果，另外在不少的地區以各種不同方法獲致的長期預報的結果也是很好的。這種地區性傾向於有較長的預報度及理論上的預報極限，是同時並存的事實。

氣候模式（Climate Model或General Circulation Model）基本上和各數值預報中心的全球模式相類似，不一樣的地方，主要是在初始資料及模擬結果的分析，及氣候模式在數值方法上之處理上更須慎重。一般來說，氣候模式中的初始條件，大都是由模式中以所謂的Perpetual Run到達了平衡後計算其平均場來做（Wang等,1984），在不改變邊界條件的狀況下，其積分時間大都是大於三十天以上，至數個月或一年以上，其結果的分析上則都是以月平均的方式探討氣候模式對該月的各種變數模擬的結果，和一般預報模式都只看單純的預報結果是大大不同。氣候模式在過去十多年的發展中，也有了長足的進步（Washington 和 Parkinson, 1988）。

由可預報度的理論來看，大氣的可預報度是在二週之內的，但以某些地區的資料來分析，則確實存在著有比此極限更高的可預報度。因之，本研究就是要來總結美英二國的數值預報中心這時在長期預報上的一些成果，並探討以氣候模式在分析其結果之經驗及方法用來於長期預報之可行性。

二、說 明

(1)預報模式之經驗

目前Miyakoda等（1972）發展出來的所謂的異常相關指數（Anomaly Correlation或AC），常被用來判別一個預報模式所具有的預報技術，此AC指數基本上是代表預報場和實際觀測場相似的程度，一般來說，都以此指數在大於0.5（或0.6）以上時，視為有效的預報期間，此AC的定義（照 Miyakoda等, 1972）是

$$AC = \frac{\overline{DZ_f \star DZ_o}}{\sqrt{\overline{DZ_f^2} \star \overline{DZ_o^2}}} \quad (1)$$

上式中，“—”代表空間之平均， $DZ_f = Z_f - Z_c$ ， $DZ_o = Z_o - Z_c$ ，其中， Z_f ， Z_o 及 Z_c 分別代表預報場，觀測場及氣候平均場的變數。氣候平均場的變數可由不同的方式預先得到。

圖一（由 Simmons, 1986）是ECMWF模式在1982，1983年元月及七月份中各日預報場中所得的AC指數在各該月平均所得之值。首先此圖告訴吾人的是1983年之預報技術是比1982年的好，以元月份為例，在1982年（1983）時，AC指數到達0.6時之預報間為6天（7.5天），在冬天則為5天及6天。而在十天的預報，其AC指數都只在0.3及0.4之間。明顯的指出，即使是以1983年的模式，吾人可信任的結果只在7.5天的預報，較長的預報則AC值遠小於0.6，其可信度是值得懷疑的。

圖二（由 Brankovic 等, 1990）是ECMWF在十個冬天平均下，三十天預報內，各預報時間內單日，五日的平均及十日平均的AC指數，吾人發現，在單日預報上，其AC指數在大於二十日以上的預報下，都是在0.2及0.3之間，五日平均或十日平均在此時段內亦是有頗低的AC。在較短的期間內，AC指數在七日的預報後就小於0.6，而十日平均的預報，則可提高使AC指數在第8.5日才開始小於0.6。圖三（由 Tracton等, 1989）是由美國NMC模式在做108個個案的30天預報下得到的結果，其AC指數在單日預報下，於6天就開始小於0.6，十日的平均則可使AC指數在第8日左右才變小於0.6，而每日的persistence預報，其AC指數在二天後就小於0.6了。其研究同時指出，由於對阻塞高壓的模擬上的缺失，使得模式在有些個案中顯得非常之不好。

此二圖說明了一個簡單但重要的結果，具體的說，此結果說明了在時間的平均下，吾人

似乎可加長了可預報的時日。而如能對某些大尺度干擾的產生機制能掌握到，也可加長可預報的時日。

(2)氣候模式方式的經驗

由理論上可預報度的極限，Shukla (1981) 年進一步的探討了綜觀尺度的動力可預報度及因下邊界條件改而可得之可預報度，所謂的下邊界條件，即指在預報模式或氣候模式中大氣層的下邊界，如海溫，海冰及雪，土壤中的水汽含量，地貌……等。這些下邊界條件可視做為緩慢改變的外作用力，由於此種外作用力，其時間尺度是非常的長，在短期積分（預報）之下，此種外作用力可視為是常數。但在較長的積分之下，則在真實大氣中會因此種外作用力的改變，而對可預報度有特別的影響。Shukla (1981) 同時認為來決定綜觀尺度的可預報度，不全然是靠綜觀尺度的不穩定下，初始誤差伴隨此不穩定度而成長的程度來決定，另外由行星尺度誤差的成長及尺度交互作用，也對預報度有影響。所以，他認為吾人受限於高頻中小尺度上較短的可預報度，可因取平均的結果使此短週期干擾之貢獻降到最低，證之上述的ECMWF及NMC預報模式之經驗，此看法是正確的。

氣候模式的研究方式可以比較容易的幫助吾人來判別所謂的 Internal dynamics 及 Boundary forcing 此二種機制對可預報度及月平均場年際變化的可能影響。早期的氣候模式，以某種到達 Statistical equilibrium 之場為初始場，近十年的研究方式，則以通常的觀測資料經客觀分析及初始變化后的場為初始場。Shukla (1981) 以 GLAS (Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences) 的氣候模式研究不同的初始條件及同一初始條件下加上隨機擾動下做60天的積分，結果發現，在前30天月平均氣候場中，長波的發展大約可被掌握到一個月甚至於更長的時間，其分析得方式，基本探討預報場中30天的月平均狀態，

且假設其在各個模擬中其 boundary forcing 為不變的。

以不同的 boundary forcing 之方式，來探討此下邊界條件對某種特定天氣／氣候現象之了解，可在 Shukla 和 Wallace (1983)，Blackmon 等 (1983)，Lau 等 (1989)。Shukla 和 Wallace (1983) 以氣候模式研究海溫之異常狀況下大氣之反應，以不同的敏感度 (sensitivity) 測試來推論海溫異常對各地氣候／天氣異常之可能影響，而藉由此種方式之討論，也可增加吾人對長期預報之掌握。

(3)預報模式長期積分的月平均場

由氣候模式對模擬結果取平均的結果，可消除了因高頻造成的干擾而增加了可預報度，因此，如果在預報模式上如採用相類似的作法，則或可加長可預報時日。圖四（由 Tracton 等，1989）顯示了 NMC 在其 108 個冬天三十天模擬個案中，以各個不同十日平均所得到的 AC，（如第 1 至 10 天，第 6 至 15 天……等），第一個 10 日的平均 AC 有 0.72。此 AC 指數比圖三的要大的多，圖三的結果可知 AC 指數在簡單預報中，在 4.5 天就降到了 0.7。由 6-15 天的 AC 則有 0.33，同時此結果也明白的說明了預報模式的結果，都是比 persistence 的來的好，表示模式最少具備了某種程度之預報技術。

由圖二及圖四可歸納出，10 日平均的結果，只增進了一些可預報技術，但其增加是有限的，而且以圖四的 (D-F) 來看，在 30 天預報的後十五日中，其存留下來的預報技術正是相當的低了，因此除了簡單的平均之外，是不是有更好的方法來擷取更多的訊息而使吾人獲致較佳的長期預報？

Miyakoda 等 (1986) 在由一個月的預報實驗中，將模式在月平均場的預報中產生的系統性誤差，定義為所謂的氣候飄移 (climate drift)，如果能將模式中存在的 climate drift 去除掉，則是除了簡單的平均之外的一

個方法來增進對天氣系統之預報。Miyakoda (1991) 指出目前的氣候模式及各預報中心所用的全球模式，普遍存在著對流層過冷，干擾部份的動能太少，噴流的位置偏北及阻塞高壓強度太弱等系統性誤差。而吾人可以直接方式或在敏感度的測試中以相減的方式將模式中的氣候飄移之貢獻卻除掉，圖五（由Miyakoda等，1986）中5a是分析出來的NMC模式中所含的climate drift，5b是觀測場和平均氣後之差值，5c及5d則分別是模式預報的差異，在去除 Climate drift 前（5c）及去除后（5d），展示的是在30天模擬下最后二十天的平均，圖六和圖五相同，但為不同的時間，此兩個例子都說明了如果都去除了climate drift，則得到之變數分佈更接近了觀測場，使得長期預報有了提高。另外在 Brankovic等（1990）中也提到了其他方式來消除此種系統誤差。

三、國內可採用的方式

由以上的說明，吾人可知單純的著重於預報模式中的單日長期預報之分析，因受大氣運動中非線性交互作用使誤差增長而造成可預報度上的限制，其結果是不太能直接被用於長期天氣預報。由氣候模式的研究經驗中吾人可知大氣的可預報度極限是約為兩星期，雖然瞬間環流的型態（Instantaneous flow pattern）在幾天之外就沒法子被掌握，但如在時間，空間方面做平均的處理，可增長大氣的可預報度，而使得模式更具有預報技術。ECMWF及NMC也充份的證明了這一點。

國內的數值天氣預報作業，有了三年的歷史，目前已有全球模式，區域模式及中尺度模式等同時在運作。如果電腦的容量許可，則以氣象局現有的全球模式為主，將之以氣候模式之方式來做長期天氣預報，是可以去嚐試的，而在本地區之嚐試中，可來確認一下邊界條件之改變對本地區月平均氣候場之可能影響，以時間上之平均來增加可預報度，則30天預報，

以第11至30（共20天平均）平均的預報可提供有用的長期預報資料。另一方面，可著手在建立本模式的系統性誤差，即所謂的climate drift，當然，吾人須在模式的各種內部結構上做改變，才能真正的消除climate drift，但在未達成此目標之時，先確認模式中climate drift之特性，而以敏感度測試，將二種模擬結果相減的方式去掉climate drift，而使得月平均長期預報變的更有用（如圖5所示），也是一個可以同步做的研究。

所以，國內在以氣候模式來研究長期預報的這個問題上，歸納起來有下列數步驟可考慮：（假設有足夠電腦資源）

- (1)以氣象局的全球模式做氣候模式之研究使用。
- (2)建立此氣候模式在各不同季節的climate drift。
- (3)探討臺灣附近下邊界條件的改變，對月平均氣候場之可能影響。
- (4)做30天之預報，取最後20天的平均做為長期預報之結果，整理並評估此結果之可信度。
- (5)繼續改進模式。

四、總 結

研究長期天氣預報的可能方法有許多種，本評估是著重於了解以氣候模式模擬之方式，來做長期天氣預報之可行性，由 ECMWF 及 NMC 之經驗，這是個可行的方式，值得進一步的嚐試。而同時由於近年來，吾人在氣候動力方面的研究，對於熱帶區中所謂的低頻擾動（Low-frequency variation）及其可能的產生機制有了些初步的假設（Lau等，1989），如果吾人能對此種海—氣交互作用之機制有深入之了解，且在模式中能掌握此種機制，則對減少模式的系統性誤差及增進長期天氣預報這二方面，都會有正面的貢獻。

本文也討論了國內在引入氣候模式，並應用於長期天氣預報之可行性，並建議了幾個可

行之步驟，希望不久的未來，國內有較多的人力時，吾人可以在此方面做更多的研究及測試。

五、誌謝

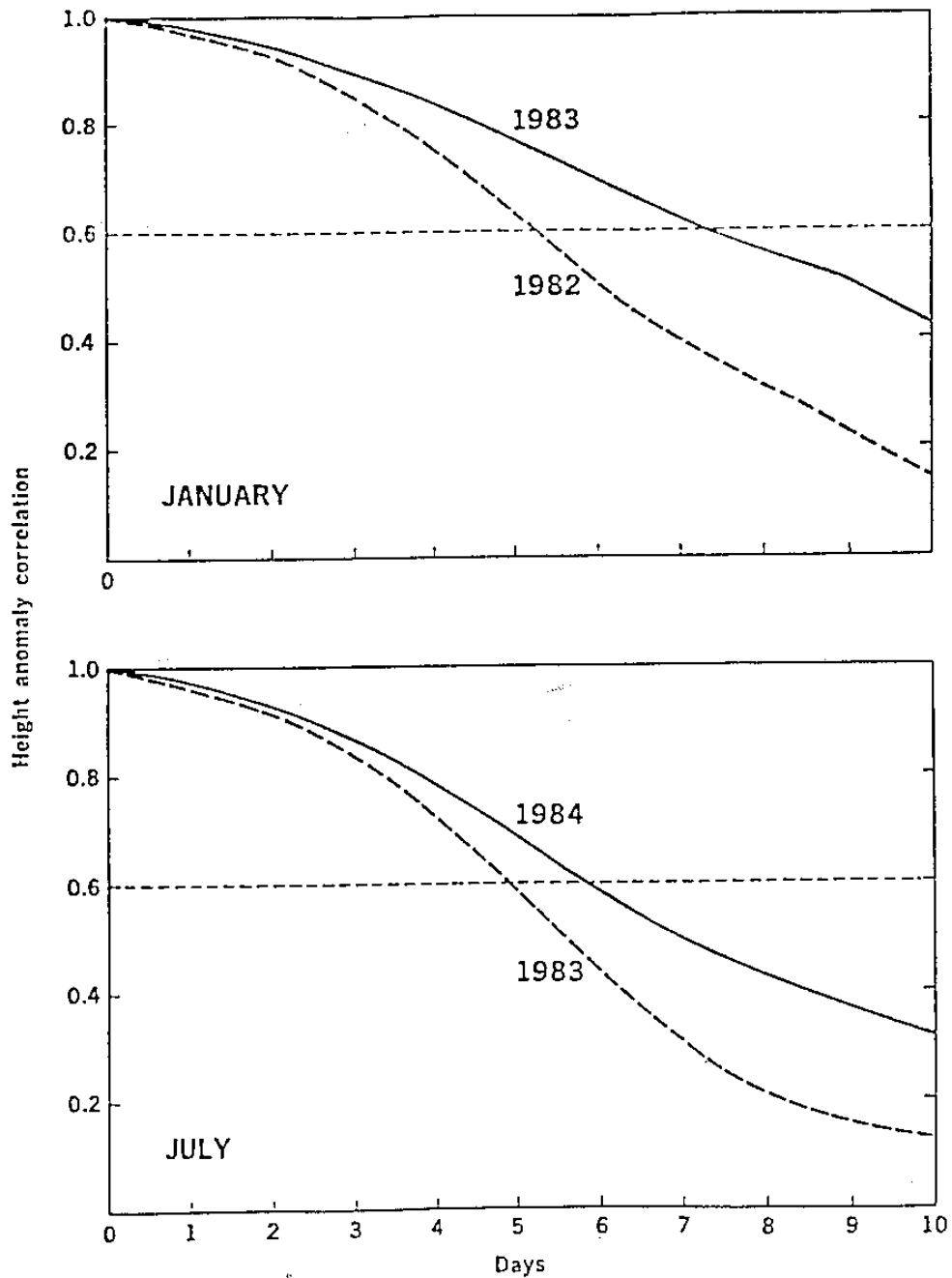
和中大大物所林松錦教授的討論是相當有收穫的。感謝氣象局科技中心林民生主任的鼓勵及中大大物所陳俊安，林育玄二位助理在打字上的協助。中大大物所提供的中文TEX文書排版軟體，使此文章能順利的編排完成，在此也一併致謝。

六、參考文獻

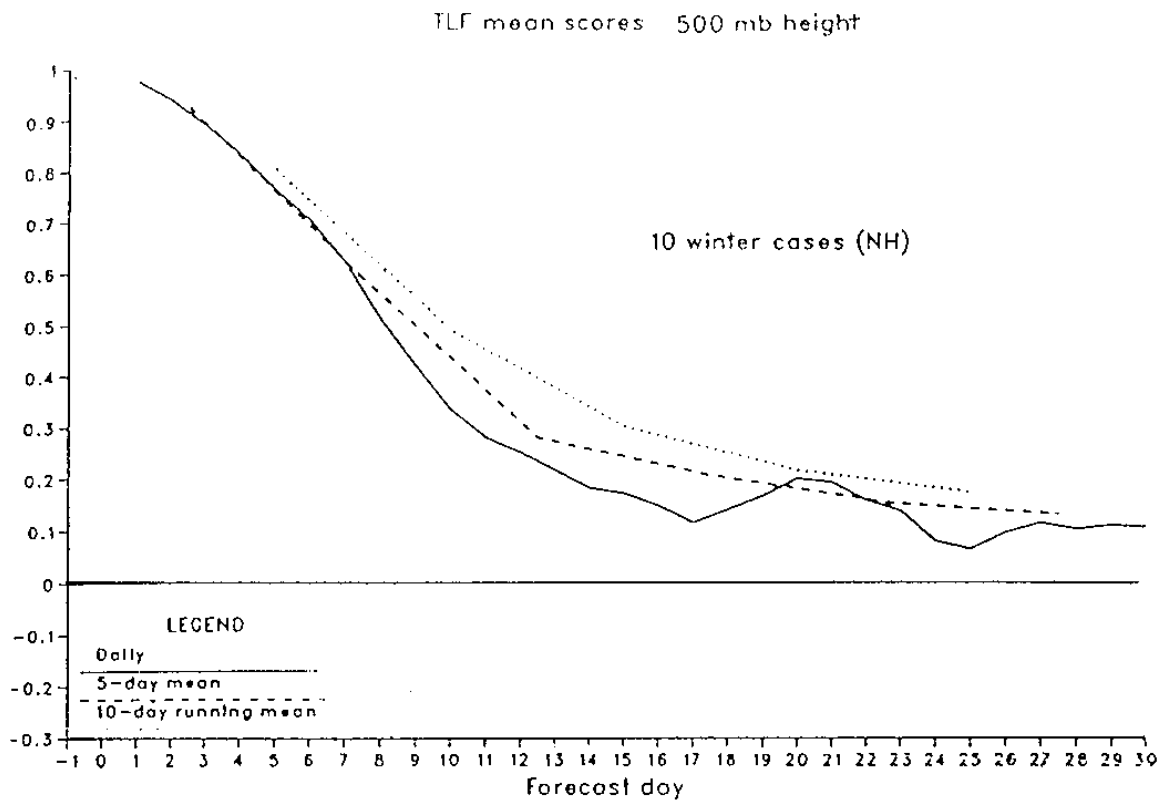
- Barnett, T.P., 1985: Variations in near global sea level pressure. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 478-501.
- Brankovic, C., T. N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi and U. Cubasch, 1990: Extended-range prediction with ECMWF models: Time lagged ensemble forecasting. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **116**, 867-912.
- Blackmon, M., G.E. Geisler and E.J. Pitcher, 1983: A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410-1425.
- Charney, J., and J. Shukla, 1981: Predictivity of monsoons. *Monsoon Dynamics*, Eds. by J. Lighthill and R. Pearce, 99-110., Cambridge University Press.
- Kalany, E., M. Kanamitsu and W.E. Baker, 1990: Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 1410-1428.
- Lau, K.-M., L. Peng, C.-H. Sui and T. Nakazawa, 1989: Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillation and ENSO: An unified view. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 205-219.
- Leith, C.E., 1983: Predictivity in theory and practice. *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, 365-383. Edited by B. J. Hoskins and R. Pearce, Academic Press, London, UK.
- Lorenze, E. N., 1969: The predictability of a flow which processes many scales of motion. *Tellus*, **21**, 289-307.
- Miyakoda, K., 1991: Prospective for extended range dynamic prediction. *Preprint volume on the 9th NWP Conference*, American Meteorological Society, 534-537. Denver, Colorado.
- Miyakoda, K., J. Sirutis and J. Polshay, 1986: One-month forecast experiments- without anomaly boundary forcings. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2363-2401.
- Shukla, J., 1981: Dynamical predictivity of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2547-2572.
- Shukla, J., and J.M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613-1630.
- Simmons, A.J., 1986: Numerical prediction: Some results from operational forecasting at ECMWF. *Advanced in Geophysics*, **29**, 305-338.
- Tracton, M.S., K. Mo, W. Chen, E. Kalany, R. Kistler and G. White, 1989: Dynamical extended range forecasting (DERF) at the National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1604-1635.
- Wang, J.-T., J.-W. Kim and W. L. Gates, 1984:

The balance of kinetic energy and total energy simulated by the OSU two-level atmospheric general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 873-892.

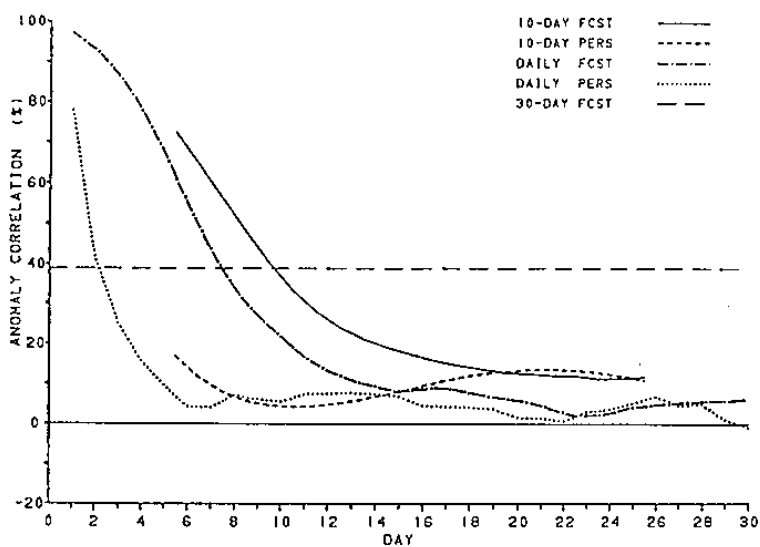
Washington W.M., and C.L Parkinson, 1986: *An introduction to three dimensional climate modeling*. University Science Books, California, USA, 422 pp.



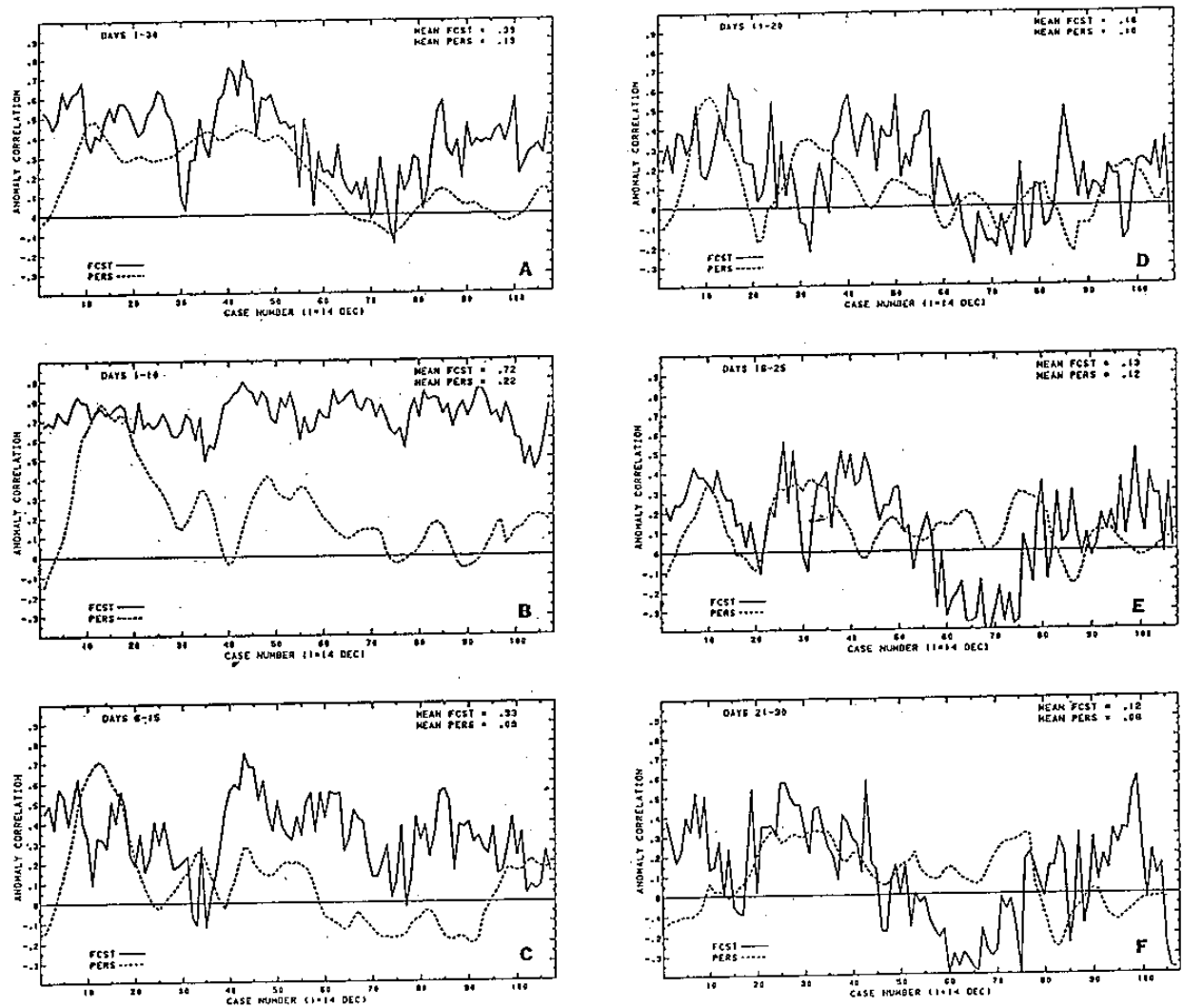
圖一: ECMWF 模式在 1982 及 1983 年, 元月份及七月份中各日預報 AC 指數的月平均值。
(由 Simmons, 1986)



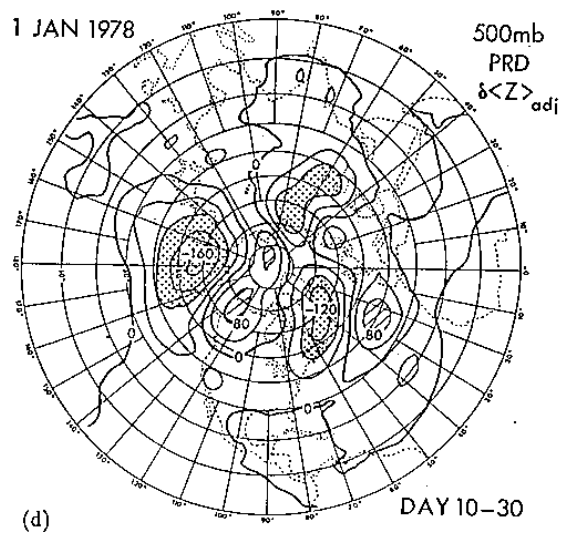
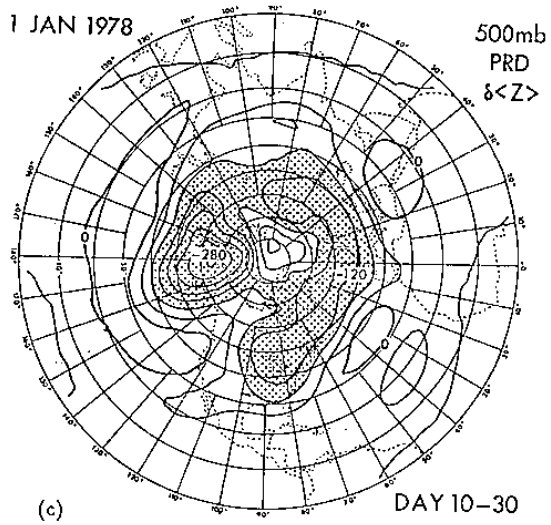
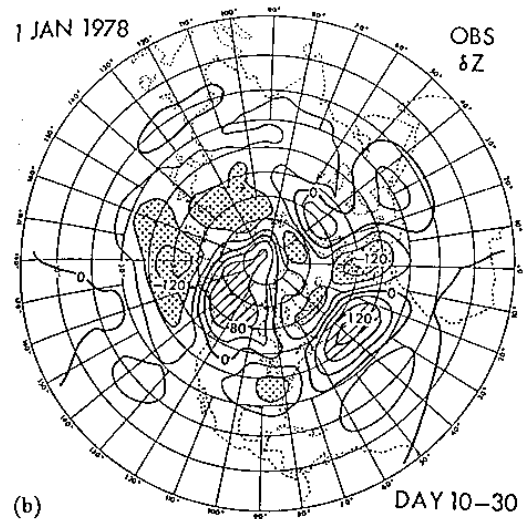
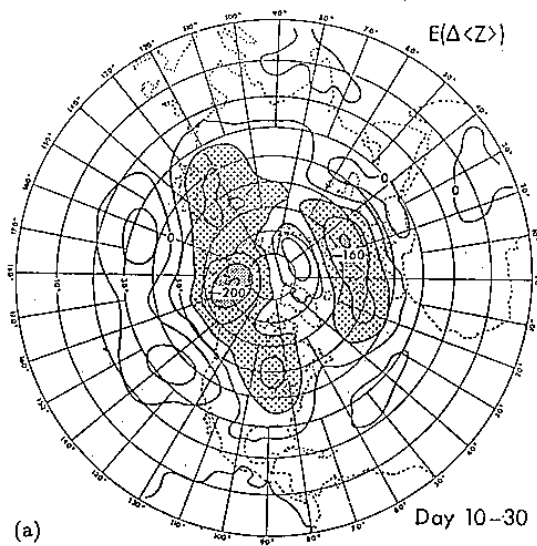
圖二: ECMWF 模式在三十天的預報下, 各預報時間內單日, 五日平均及十日平均的 AC 指數, 圖中所代表的是十個冬天的平均。(由 Brankovic 等, 1990)



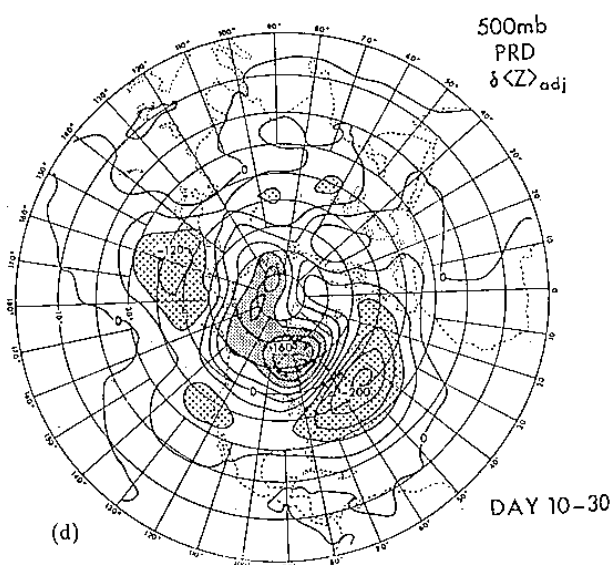
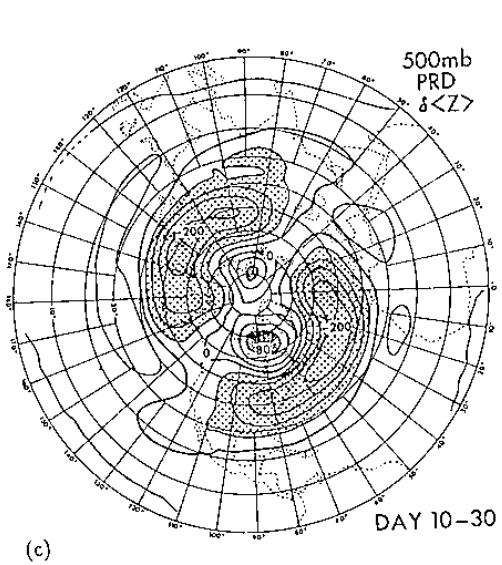
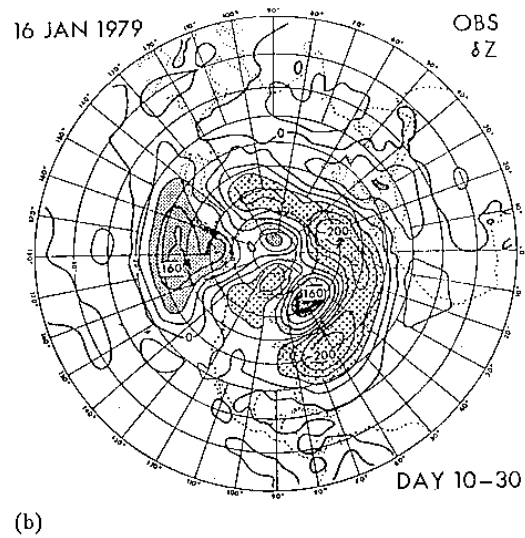
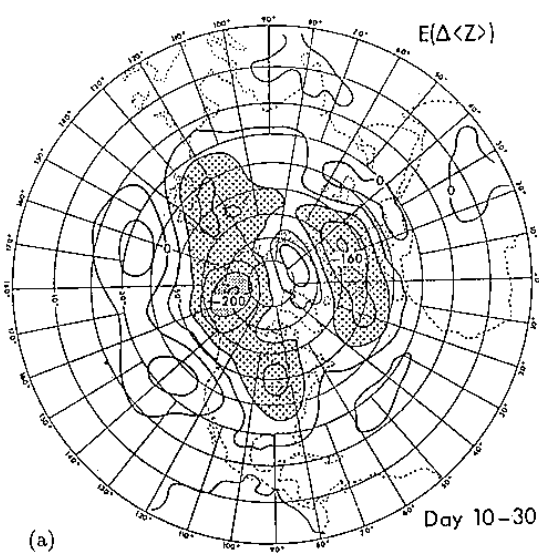
圖三: NMC 模式中, 108 個 30 天預報個案的平均下得到之 AC 指數。有單日, 十日平均及 persistence 值。(由 Tracton 等, 1989)



圖四：NMC模式中，108個30天預報個案的平均下所得之AC指數，以各個不同十日時間來計算。A至F代表各不同的時間平均。(由Tracton等, 1989)



圖五: (a) NMC模式在500 hPa高度場中所存在的 climate drift, (b) 是觀測場和氣候場之差值, (c) 和 (d) 則分別是模式預報高度場誤差, 以 climate drift 修正前 (c) 及修正後 (d) (由 Miyakoda 等, 1986), 為 1978 年元月一日之結果。



圖六：同圖五，但為1979年元月十六日之結果。