

爆發性海洋氣旋的預報

郭 英 華

美國國家大氣研究中心

一、前言

(一) 爆發性海洋氣旋的定義

爆發性海洋氣旋是近十年來頗受注目的一個研究課題。主要原因是這一類氣旋對沿海人民的生命財產和海上航行構成極大的威脅。此外，過去（1985 以前）的作業模式對這類氣旋預報得相當差。

Tor Bergeron 是首先觀測此類氣旋的氣象學家。Bergeron 曾經稱此類氣旋為中緯度的颱風。因為在這種氣旋的成熟期，近地面的風速可以高達 100 節，遠超過颱風的風速定義（64 節）。我們都知道在不同緯度，地球的自轉速度不同。一般的氣旋在不同的緯度也有不同的發展速度。為了突顯在

不同的緯度區的強烈氣旋，使他們能夠互相比較，Sanders and GyaKum (1980) 定義一個新的氣旋發展單位：

$$1 \text{ Bergeron} = \frac{24 \text{ mb}}{24 \text{ 小時}} \left(\frac{\sin \phi}{\sin 60^\circ} \right) \quad (1)$$

ϕ 為緯度。根據這個定義，爆發性氣旋為發展速度超過一個 Bergeron 的氣旋；即在緯度 60° ，24 小時之內以每小時一個 mb 急速加深的氣旋。由於此類氣旋的發展速度驚人，具有極強的破壞力，Sanders and GyaKum 稱之為“炸彈”——Bomb。

(二) 爆發性海洋氣旋的分布

Sanders and GyaKum (1980) 利用美國國家氣象中 (NMC) 的地面分析，對爆發性氣旋

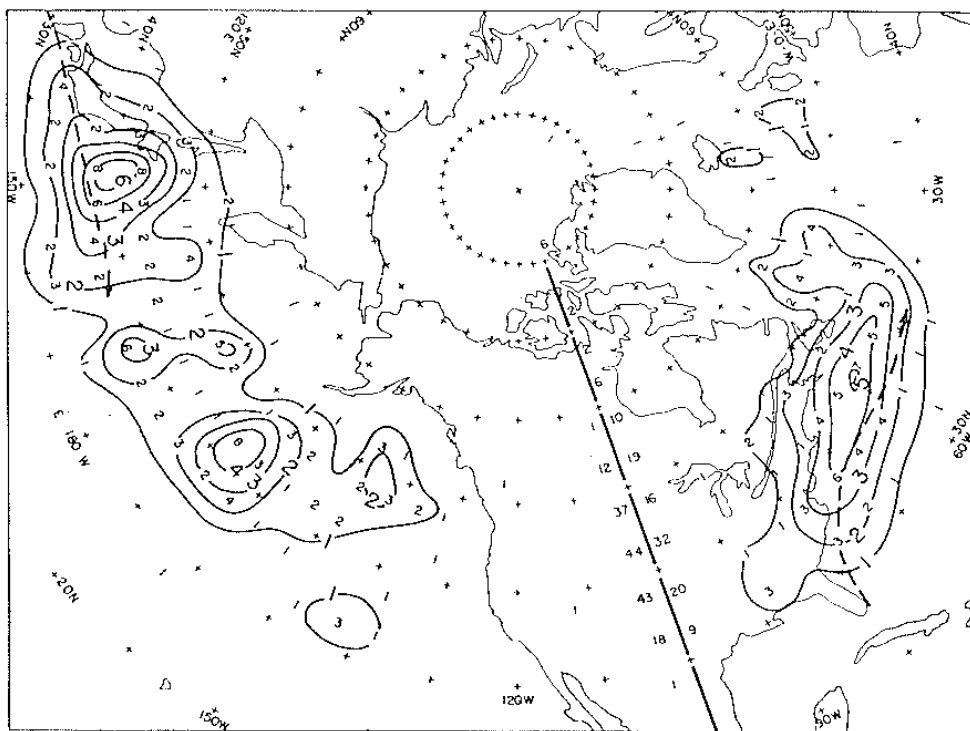


圖1 三個冬天所發生之 267 個爆發性旋生之分布。沿 90°W 粗實線左右側數值分別表示太平洋及大西洋每 5° 緯度帶內以 $\cos 42.5 / \cos \phi$ 常態化之頻率。粗虛線為冬季黑潮與墨西哥灣流之平均位置。(Sanders and GyaKum, 1980)。

做了一個統計分析。資料取自1926年10月2日至1977年3月10日，1977年9月10日至1978年3月31日和1978年9月9日至1979年4月13日三個冬天。圖1為這段時期內267個爆發性氣旋0000GMT的位置。這些資料清楚地顯示，爆發性氣旋主要出現在海上。陸地上只有美國東岸和日本有少數這類氣旋。此類氣旋發生頻率最高位置在太平洋及大西洋的最西部；位於兩大洋的暖流之中或在暖流之北。這些結果意味着這類氣旋的發展與黑潮及墨西哥灣流所提供的水汽及熱量有很密切的關係。

圖2顯示爆發性氣旋的逐月頻數分佈。一般而言，氣旋在九月出現的頻率不大，約每10天才有一個爆發性氣旋。入冬以後，氣旋發生的頻率逐漸升高，於一月份達到最高點。平均每三天就有二個爆發性氣旋。此後，頻率逐漸降低。到三月份，爆發性氣旋發生的頻率只有一月份的一半。

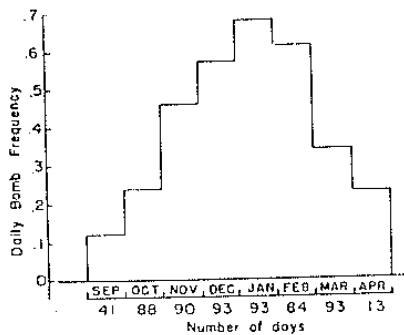


圖2 三個冬天各月之日平均爆發性旋生數，橫軸表示各月所用之天數 (Sanders and Gyakum, 1980)。

Gyakum 等 (1989) 對北太平洋的爆發性氣旋做了八年 (1975 ~ 1983) 的統計分析。他們的結果表明百分之九十的氣旋在經過黑潮時都有加深的現象。此外他們也發現海洋氣旋的加深率 (deepening rate) 分布與陸地及水地的氣旋加深率分佈有很大不同。陸地及水地 (60°N ~ 70°N) 的分佈呈常態分配，而海洋氣旋 (60°N 以南) 則呈非常態分配 (見圖3)。海洋氣旋的分布有強負偏斜度 (Skewness)，而陸地及冰地氣旋有正偏斜度，與常態分配一致。這些結果指出海面對氣旋的氣壓變化分布有很大的影響。

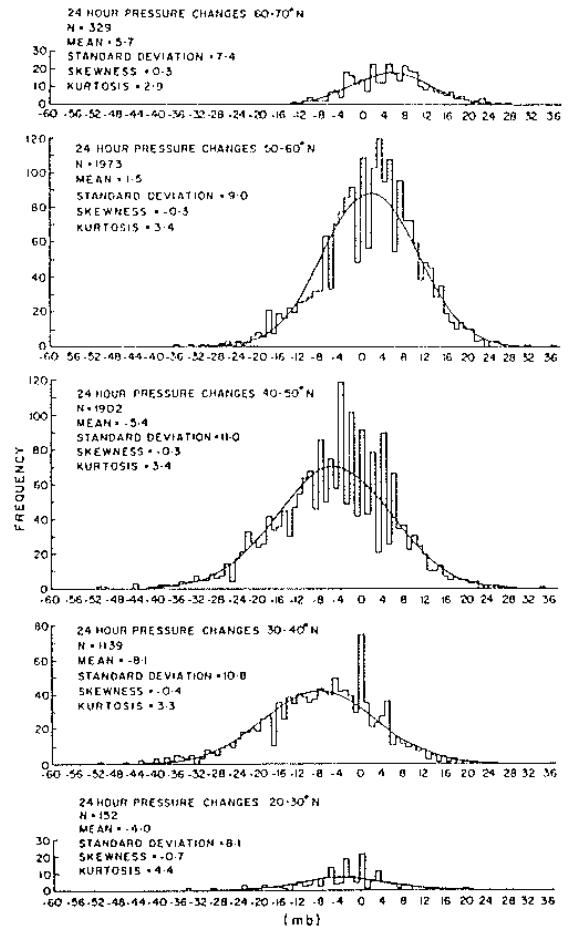


圖3 八個冬天 (1975 ~ 1983) 太平洋氣旋 24 小時氣壓變化在每 10° 緯度圈的頻率分佈圖。(Gyakum 等 1989)

Gyakum 等 (1989) 發現爆發性氣旋比一般氣旋有較長的生命期。他們的統計指出，百分之七十四的爆發性氣旋生命期超過四天，而一般的氣旋則只有百分之二十一。大多數的爆發性氣旋在生成之後 24 小時內開始其爆發性地發展。因此良好的客觀分析和準確預測氣旋的生成，對這一類氣旋的預報是很重要的。西太平洋的爆發性氣旋主要生成於日本東方，黑潮附近。極大值位於 160°E 以西和 30°N 與 45°N 之間，涵蓋了台灣東北部的海面 (見圖4)。

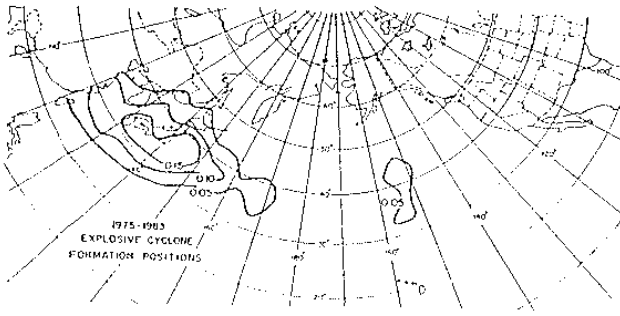


圖4 爆發性氣旋在太平洋地區生成的平均位置。單位為在 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 經緯度內每 30 天的氣旋數目。(Gyakum 等, 1989)

二、爆發性海洋氣旋的個例研究

過去十年之間，很多學者對爆發性海洋氣旋做了許多個例研究。其中比較有名的三個氣旋是1978年9月的Queen Elizabeth II (QE II) 氣旋，1979年2月的美國總統日氣旋和1981年11月的東太平洋氣旋。本文對這三個個例作一個初步介紹。有興趣的讀者可以從參考文獻中找出有關的資料，做進一步的探索。

(一) Queen Elizabeth II 氣旋

根據Gyakum (1983a, 1983b) 的天氣分析，這個氣旋於1978年9月9日0000 GMT 首先出現於Atlantic City, New Jersey 附近。初生之時，僅在對流層的底部有較強的斜壓結構。12小時之後氣旋移出美國東岸到了Cape Cod 東邊海面。中心氣壓為1004 mb。此後的24小時內氣旋爆發發展。到了1978年9月10日1200 GMT, 氣旋移至Newfoundland 東南方海面，氣壓降到了945mb。24小時的降壓為59mb，殊為驚人。船隻和衛星 (SEASAT) 的觀測顯示中 附近的最高風速超過90節。暴風半徑在110~170公里之間。比一般的颱風暴風半徑 (≈ 65 公里) 大了一倍以上。衛星圖片也顯示了一個晴朗無雲的中心。而在氣旋的東北部則有強烈的積雲對流。Gyakum 的分析還指出這個氣旋有一個暖心的結構。這個氣旋的特徵，如極低的中心氣壓，強風，巨浪，無雲的氣旋中，強對流，暖心都極像一般對颱風的描述。

1978年的作業預報模式對這個氣旋的預報有相當大的誤差。美國國家氣象中心的L F M II 模式

24小時預報為：9月10日1200 GMT 中心氣壓1000 mb，與觀測值相差了55 mb。而海軍的FNWC 模式也報得很差 (24小時預報中心氣壓為999 mb)。由於預報錯誤使得這個氣旋擊沉了拖曳船 Captain Cosmo, 打壞了豪華郵輪Queen Elizabeth II。這也就是為什麼這一個氣旋被稱為Queen Elizabeth II 氣旋。

為了找出數值模式預報錯誤的原因，Anthes 等 (1983) 和 Anthes (1983) 做了一連串的數值模擬。他們總共做了七個實驗。其中一個實驗是使用90公里的網路間距，NMC的作業客觀分析做初始場，且沒有任何物理過程。這個實驗24小時預報的中心氣壓只有1001 mb, 最高風速祇有30節，與L F M II 和FNWC的作業預報相去不遠。而當他們把水平網格距減為45 km，用Gyakum的主觀分析做初始場，且使用比較好的邊界層物理及降水過程參數化方案時，模式預報了一個960 mb 的低壓中心和100節的最高海面風速。他們的實驗結果指出，改進模式的初始場，網格點的密度和模式的物理過程，均有助於預報的改進。

Gyakum (1983b), Uccellini (1986) 和 Kuo 等 (1990) 對於QE II 氣旋的發展機制有比較深入的探討。Duffy and Atlas (1986) 嘗試使用SEASAT-A 衛星的海面風場資料來改進預報模式的初始場，發現對於QE II 氣旋的預報頗有助益。

(二) 美國總統日氣旋

這個氣旋發生於1979年的美國總統紀念日，2月18~19日。根據Bosart (1981) 的分析，在2月18日1200 GMT 整個美國的東部被一個位於New York州的大高壓所籠罩。這個高壓把較冷的大西洋海面空氣帶入內陸，堆積於Appalachian 山脈的東側。這種現象通常稱為冷空氣壩 (cold air damming)，因為Appalachian 山把冷空氣擋在東側，像水壩一樣。冷空氣使得氣壓升高，而在Appalachian 山脈以來建立了一個中尺度的高壓脊，而使冷空氣在陸上沿着山脈向南延伸。當高壓把冷空氣推入美國東岸時，墨西哥灣流的溫暖海面提供了大量的感熱及潛熱通量，使得岸邊海面的邊界層增溫、增溼。當另一股冷空氣沿着Appalact-

ian 山脈以東向南推進時，陸上的冷空氣和海上的暖空氣交匯，而在 Carolina 沿岸形成了海岸鋒 (coastal front)。低層大氣的暖平流使得氣旋生成於海岸鋒上。到了 2 月 19 日 0000 GMT，低壓突然出現於 South Carolina 的外海。中心氣壓為 1017 mb。隨後氣旋沿着海岸鋒向東北方海面移動，到了 2 月 19 日 1200 GMT，中心氣壓已降到 1005 mb。隨後，這個地面氣旋受到由 Ohio valley 往東逼近的高空短波槽影響而爆發性地發展。雖然這個氣旋的強度及發展速度都沒有 Q E II 氣旋來得驚人，它在 Virginia, Maryland, 及 Delaware 州都下了約 60 公分的雪。在氣旋的成熟期 (約於 2 月 19 日 1800 GMT)，衛星圖片同樣顯示晴朗無雲的中，海上的船隻也觀測到了和近 60 節的海面風速。

作業模式對這個氣旋也預報得相當差。NMC 的 LFM-II 模式 24 小時預報的中心氣壓為 1015 mb (驗證時間為 19 日 1200 GMT)，比觀測值高 10 mb。最重要的是降水強度及範圍和地面觀測有極大的差距。由於預報錯誤，突然而至的大雪使得美國東岸一些大城市陷入癱瘓狀態。

Bosart and Lin (1988), Uccellini 等 (1984; 1985; 1987), Whitaker 等 (1988) Orlanski and Katzfey (1987) 和 Atlas (1987) 對這個氣旋做了相當多的診斷分析和數值模擬。其中 Orlanski and Katzfey (1987) 的數值實驗再度指出模式網格點的水平密度的重要性。當他們把模式的網格距由 150 公里減為 50 公里時，模式預報的氣旋強度和位置都有很大的改進。

(三) 東太平洋爆發性氣旋

1981 年 11 月 13 日在東太平洋的海上產生了一個爆發性氣旋。這個氣旋於 11 月 12 日 1200 GMT 初生於 160°W 和 35°N~40°N 之間。根據 Reed and Albright (1986) 的分析，初生氣旋處於一個穩定的高空長波脊之下。12 小時之後氣旋往東移動到了一個較不穩定的高空長波槽之下。250 mb 的高空急流的風速達 90 m/s。隨後，在 11 月 13 日 0000 GMT 到了 11 月 14 日 0000 GMT 的 24 小時之內，中心氣壓下降了近 50 mb，其中從 11

月 13 日 1200 GMT 到 1800 GMT 的六個小時內，降壓近 30 mb。在氣旋的成熟期 (14 日 0000 GMT)，估計的中心氣壓為 950 mb。最高海面風速達 90 節。

這個氣旋 LFM 也預報得很差。24 小時預報並沒有報出氣旋的存在。在氣旋的觀測位置上模式祇報了一個弱的低壓槽。氣壓與觀測值相差 55 mb。

Kuo and Reed (1988) 對這個氣旋做了一系列的數值模擬。當他們用 Reed and Albright 的主觀分析做初始場及 40 公里的網格距時，他們模擬出一個 969 mb 的氣旋。預報的 24 小時降壓為 31 mb。雖然氣旋的強度和降壓的速度與觀測 (24 小時降壓 48 mb) 比較，還有一段距離，氣旋的路徑，及由衛星、飛機觀測到的氣旋特徵，模式都預報得很好。Kuo and Reed (1988) 發現降水過程對這個氣旋有很大的影響。用同樣的網格距及初始場，乾模式預報的 24 小時降壓祇有 13~15 mb。當他們使用 NMC 的作業客觀分析做初始場時，預報的氣旋減弱了近 10 mb。他們認為 LFM 預報的主要失誤在於沒有良好的初始場 (因為在太平洋上空沒有什麼探空資料)。當然 LFM 模式的降水及邊界層物理都有可以改進之處。

三、作業模式的預報評估

前面所提的三個爆發性氣旋，LFM 都有相當大的預報誤差。當然這幾個氣旋都是比較特殊的個例。他們比一般的爆發性氣旋都強，且發展得較快。那麼模式對一般的爆發性氣旋預報得如何呢？我們現在來看看過去十年來美國國家氣象中心的業務模式對多數氣旋的預報統計結果。

(一) NMC 的 PE 模式

Sanders and Gyakum (1980) 首先對 NMC 的 6 層和 7 層原始方程 (primitive equation - PE) 模式在 1977 年 9 月到 1978 年 5 月和 1978 年 11 月到 1979 年 5 月的預報做一個系統性的評估。NMC 的 6 層模式網格距為 381 公里，涵蓋整個北半球。自從 1978 年的 1 月 20 日以後 NMC 開始使用 7 層模式。基本上 7 層模式和 6 層模式的物理參數化沒有不同，唯一的差別是 7 層模式的水平分辨率比 6 層模式高一倍。而外加的一層是在平流層

裡，對於爆發性氣旋的預報沒有太大的影響。

表 1 總結了這兩個模式的預報成績。由於這些預報的傳真圖祇包含了日界線以東的範圍，因此這些統計資料沒有包括西太平洋的氣旋。平均而言，這些氣旋的 12 小時降壓率約為 16.5 mb。6 層模式預報的降壓只有 4.7 mb，約為觀測值的 25%，7 層模式則預報 12 小時降壓 5.4 mb，為觀測降壓的三分之一。這些結果顯示這兩個模式對於氣旋的發展和強度預報都有很大的不足。

表 1 美國氣象中心 7 層和 6 層 P E 模式的預報統計。N 為觀測的爆發性氣旋個例。(Sanders and Gydkum, 1980)。

| Forecast period (h) | (6-L)PE | | | | | (7-L)PE | | | | |
|---------------------|---------|-------------------------------|--------------------|----------------------------|--------------------|---------|-------------------------------|--------------------|----------------------------|--------------------|
| | N | Observed 12 h Δp (mb) | | Model 12 h Δp (mb) | | N | Observed 12 h Δp (mb) | | Model 12 h Δp (mb) | |
| | | Mean | Standard deviation | Mean | Standard deviation | | Mean | Standard deviation | Mean | Standard deviation |
| 12-24 | 46 | 16.3 | 4.7 | 4.7 | 3.8 | 67 | 16.5 | 5.4 | 6.2 | 5.4 |
| 24-36 | 45 | 16.4 | 4.7 | 3.8 | 3.8 | 67 | 16.3 | 5.2 | 4.3 | 5.0 |
| 36-48 | 43 | 16.7 | 4.8 | 4.0 | 4.1 | 74 | 16.2 | 5.1 | 5.0 | 5.5 |

圖 5 繪出觀測氣壓傾向和 12 ~ 24 小時預報氣壓傾向的對比。12 小時預報氣壓傾向的散佈圖只有非常少的個例接近觀測值。總的而言，7 層模式的回歸線比 6 層模式的回歸線要陡一些，表明較好的預報結果。7 層模式的預報和觀測氣壓傾向的相關係數為 0.32，而 6 層模式的相關係數只有 0.08。這些結果表明雖然 7 層模式的預報效果不夠理想，它的性能還是比 6 層模式好。所以當模式網格距由 381 公里減為 190.5 公里時，預報誤差大約減少了百分之十。

(二) NMC 的 LFM 模式

有很長一段時間 LFM 是 NMC 的主要區域預報模式。這個模式從 1976 年啟用，到現在仍未完全退休。因此這個模式的預報效果一直很受大家關注。Sanders (1986) 評估了 LFM 對 1981—1984 年在西大西洋的爆發性氣旋的預報。他總共找出 51 個個例，每個個例 12 小時的降壓達 10 mb 以上。這 51 個個例平均 12 小時降壓為 15.5 mb。LFM 在 12~24 小時預報的平均降壓為 9 mb。顯然，LFM 的性能比 7 層 PE 模式要好得多。基本上，LFM 預報了百分之五十八的觀測降壓值，比 7 層模式的三分之一要高出很多。

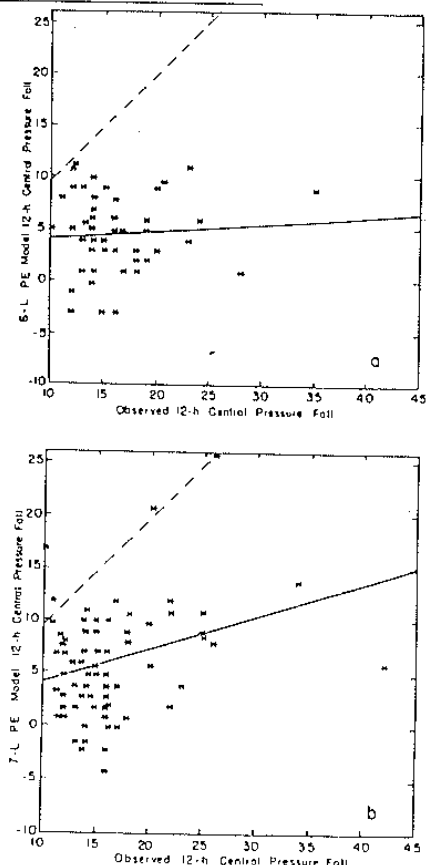


圖 5 1977 ~ 1978 年大西洋爆發性氣旋 12 小時觀測降壓與 6 層和 7 層 P E 模式 12-24 小時預報降壓之散佈圖。實線為最小二乘方回歸線 (Least-square regression line)。虛線為完美預報的回歸線。(Sanders and Gydkum, 1980)。

Sanders (1986) 畫了 12 小時的觀測降壓與 LFM 12 ~ 24 小時的降壓散佈 (圖 6)。結果發現兩者的相關係數為 0.55。雖然 LFM 模式的預報比 7 層模式改進了許多, 但 LFM 模式的預報祇註釋了觀測降壓的方差 (variance) 的 30%。顯然, 模式仍然有待改進。

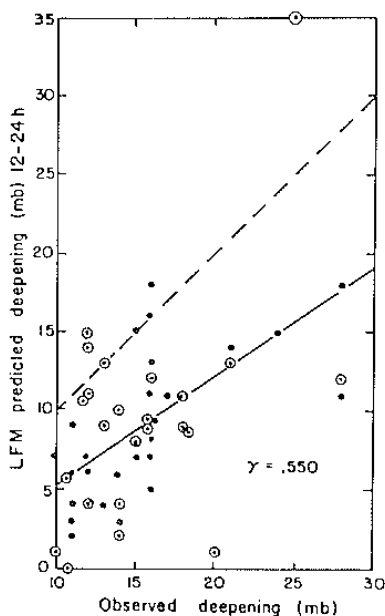


圖 6 1981 ~ 1984 年大西洋爆發性氣旋 12 小時觀測降壓與 LFM 模式 12 ~ 24 小時預報降壓的散佈圖。實線為最小二乘方回歸線。虛線為完美預報的回歸線。加圈之黑點為後半期 3 個案 (Sanders, 1986)

Sanders (1986) 也評估了模式對氣旋位置預報的誤差 (見表 2)。他發現 LFM 模式的初始場表 2 LFM 模式對於 1981 ~ 1984 年大西洋爆發性氣旋的位置預報誤差。(Sanders, 1986)。

| Forecast range (h) | Mean magnitude | | | N* |
|--------------------|----------------|-----|-----|----|
| | Distance | | N* | |
| | n mi | km | | |
| 0 | 77 | 142 | 149 | |
| 12 | 110 | 202 | 142 | |
| 24 | 147 | 271 | 136 | |
| 36 | 160 | 295 | 134 | |
| 48 | 185 | 341 | 130 | |

* N is the number of comparisons that could be made.

| Forecast range (h) | Bearing (analyzed to predicted) (deg) | Distance | |
|--------------------|---------------------------------------|----------|-----|
| | | n mi | km |
| | | 0 | 125 |
| 12 | 117 | 28 | 53 |
| 24 | 077 | 48 | 89 |
| 36 | 067 | 69 | 127 |
| 48 | 063 | 63 | 116 |

上, 氣旋的強度及位置也含有相當的誤差。這可能是模式的水平網格仍然很粗 (127 公里到 190 公里之間), 另外, 一些船隻的報告沒有能即時納入作業客觀分析之故。平均而言, LFM 的初始場上氣旋中氣壓的誤差為 4 mb, 位置誤差為 140 公里。而 48 小時的預報誤差分別為 10 mb 和 340 (三) NMC 的 NGM 模式

自從 1985 年以後, NMC 的嵌套網格模式 (Nested-Grid Model) 即開始進入作業。這個模式共有三層嵌套網格。最外層的網格稱為 A-Grid, 涵蓋了整個北半球。網格距約為 340 公里。中層網格為 B-Grid, 格距約為 170 公里, 最內一層為 C-Grid。網格距約 85 公里。C-Grid 包含了北美大陸及附近海面。Hoke 等 (1989) 對這個模式有詳盡的描述。

Sanders (1987) 注意到 NGM 似乎比 LFM 能預報出較多的爆發性氣旋。因此他對 NGM 模式作了一個冬天 (1986 年 9 月 1 日到 1987 年 4 月 30 日) 的預報評估。圖 7 顯示了評估的結果。他發現

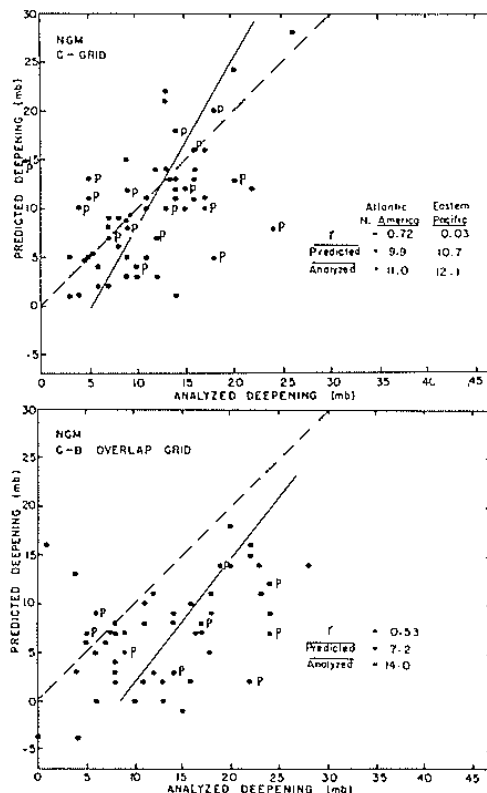


圖 7 1986 ~ 1987 冬季爆發性氣旋 12 小時觀測降壓與 NGM 模式 12 ~ 24 小時預報降壓的散佈圖。實線為最小二乘方回歸線。虛線為完美預報的回歸線。P 代表太平洋之氣旋。(Sanders, 1987)。

，NGM的C—Grid的預報比NGM的C—BGrid重疊之處好。就C—Grid而言，在西大西洋上，觀測分析的12小時平均降壓為11mb，而模式預報了9.9mb的降壓。在東太平洋上，觀測分析的12小時平均降壓為12.1mb，模式預報了10.7mb。很顯然的，NGM C—Grid預報氣旋降壓的能力要比LFM或7層模式進步得多。模式基本上解釋了百分九十以上的平均降壓。在B—Grid和C—Grid重疊之處，因為水平分辨率不夠，預報效果就比較不好，觀測的12小時平均降壓為14mb，而模式的12～24小時預報祇有7.2mb。

Sanders注意到NGM C—Grid在大西洋上的性能和在東太平洋上的性能有很大不同。在大西洋上，模式12～24小時的預報降壓與觀測值之間的相關係數高達0.72，比LFM的0.55高了不少。然而，在東太平洋上，降壓相關係數只有0.03，可以說，預報的降壓幾乎和觀測降壓彼此沒有關連。從圖7我們可以看出來，許多個例觀測降壓很強時，模式只有預報出很弱的降壓。反之，模式也虛報了幾個較弱的氣旋。Sanders認為模式在太平洋上預報得比大西洋差，主要是沒有好的觀測做初始場，也沒有好的上游資料做邊界條件。這個結果也告訴我們，評估模式的預報能力，不能光看平均降壓預報。因為具有大的正負預報誤差的個例，經過平均後，互相抵消，使結果看起來很好，而其實不然。

1987年以後，C—Grid的範圍被擴大了很多，Sanders and Auciello (1989)對NGM在1987年的冬天再做了一次評估。結果發現比前一年的性能還要好。Sanders (1987)認為這幾年來模式對爆發性氣旋的改進主要源於下面三個因素：(1)客觀分析的改進；(2)模式網格分辨率的提高和(3)模式對邊界層通量處理好改進。他認為初始場的準確度是預報爆發性氣旋最重要的因子。這些結果指出，爆發性氣旋的預報問題本質上有很大的改變。以前主要的研究方向是尋找模式的缺點（欠缺的要素），而現在則在於改進模式的性能和延長模式的預報時效。一般來說預報時間一長，模式的預報能力就降了很多。因此如何使36～48小時的預報和

12～24小時的預報一樣準確，是一個很重要的課題。

四、改進模式的重要因子

從數值天氣預報的觀點來看，模式預報的準確度受到很多物理參數化及數值方法的影響。現今的作業模式都包含了較全面的物理過程，例如降水，邊界層物理，輻射等。一個模式預報的好壞除了受到初始條件及邊界條件的影響外，就決定於這些物理參數化方案的優劣和數值方法的精度了。我們要改進模式的預報，第一步即必須找出爆發性氣旋發展的最重要因子。最近幾年來，很多人對不同的爆發性氣旋做了不少個例的數值模擬（Anthes等，1983；Chen和Dell'osso，1987；Uccellini等，1987；Orlanski和Katzfey，1987；Kuo和Reed，1988；Mailhot和Chouinard，1989），然而這些工作都只是針對某一個氣旋，且每一個研究使用的模式也不盡相同，彼此之間很難比較。因此，Kuo和Low—Nam (1990)用PSU/NCAR中尺度模式（Anthes等，1987）對九個大西洋的氣旋做了系統性的研究（見表3）。他們探討了潛熱釋放，感熱及潛熱通量，水平和垂直分辨率，初始場及邊界條件對於氣旋預報的重要性。

這九個氣旋發生於1981年至1985年之間，24小時平均降壓為34.8mb（見表4）。其中最強的氣旋發生於1982年2月13～14日。24小時降壓為46mb。

Kuo和Low—Nam (1990)所用的標準模式有如下特徵：(1)80公里水平網格距；(2)垂直方向上有80層；(3)使用Arakawa—Schubert (1974)積雲參數化方案，其中加入了積雲下沉氣流（Convective downdraft；Grell等，1990）；(4)Blackadar (1979)高分辨邊界層參數化方案。這個標準模式（稱為Exp·AS）預報的24小時平均降壓為31mb，與觀測值只相差3.8mb（見表4）。我們注意到在初始時刻（ $t=0$ 小時），主觀分析的平均氣壓為998.3mb，而客觀分析為1000.4mb，相差約2mb。一般來說，主觀分析的氣旋強度要比客觀分析強一些。因為海上的船

表3 Kuo and Low-Nam (1990) 數值實驗一覽表。

| Expt. | Grid size | Vertical layer | Prec.* para. | Heat flux | Moisture flux | B.C. | I.C. | Remarks |
|-------|-----------|----------------|--------------|-----------|---------------|------|-------|-------------------------|
| KA | 80 km | 15 | Kuo | yes | yes | obs | 0 h | Kuo scheme |
| AS | 80 km | 15 | AS | yes | yes | obs | 0 h | Arakawa-Schubert scheme |
| EXPL | 80 km | 15 | Expl. | yes | yes | obs | 0 h | Explicit scheme |
| DRY | 80 km | 15 | Dry | yes | yes | obs | 0 h | Passive moisture |
| NFX | 80 km | 15 | Kuo | no | no | obs | 0 h | No fluxes |
| NHX | 80 km | 15 | Kuo | no | yes | obs | 0 h | No heat flux |
| P36 | 80 km | 15 | AS | yes | yes | obs | -12 h | 36 h forecast |
| P48 | 80 km | 15 | AS | yes | yes | obs | -24 h | 48 h forecast |
| FBC | 80 km | 15 | AS | yes | yes | CCM | -24 h | CCM forecast B.C. |
| 8L23 | 80 km | 23 | AS | yes | yes | obs | 0 h | 80 km, 23 layer |
| AS40 | 40 km | 15 | AS | yes | yes | obs | 0 h | 40 km run |
| 4L23 | 40 km | 23 | AS | yes | yes | obs | 0 h | 40 km, 23 layer |
| NFX4 | 40 km | 15 | AS | no | no | obs | 0 h | No fluxes |
| NHX4 | 40 km | 15 | AS | no | yes | obs | 0 h | No heat flux |
| CCM | T-42 | 12 | CA | yes | yes | — | -24 h | NCAR CCM |

* For precipitation parameterization the naming conventions are Kuo: the Kuo-type convective parameterization scheme. AS: the modified Arakawa-Schubert scheme. Expl: the explicit moisture scheme. CA: the convective adjustment. Dry: the passive moisture experiment.

表4 Kuo and Low-Nam (1990) 所研究的九個大西洋爆發性氣旋之綜述。

| Case | Initial time (yr/mo/d/h) | Initial S.L.P. (mb) | | 12 hour S.L.P. (mb) | | 24 hour S.L.P. (mb) | | Deepening rate [mb (24 h) ⁻¹] | |
|------|--------------------------|---------------------|--------|---------------------|-------|---------------------|-------|---|------|
| | | OBS | ANA | OBS | FCST | OBS | FCST | OBS | FCST |
| 1 | 81011012 | 1006 | 1005 | 980 | 987 | 966 | 968 | 40 | 37 |
| 2 | 81030312 | 998 | 999 | 980 | 987 | 972 | 979 | 26 | 20 |
| 3 | 81031612 | 994 | 994 | 976 | 978 | 960 | 961 | 34 | 33 |
| 4 | 81120512 | 996 | 1001 | 970 | 990 | 966 | 979 | 30 | 22 |
| 5 | 82021312 | 998 | 1005 | 975 | 981 | 952 | 968 | 46 | 37 |
| 6 | 83010612 | 1006 | 1005 | 980 | 974 | 964 | 970 | 42 | 35 |
| 7 | 85010500 | 998 | 999 | 978 | 985 | 960 | 960 | 38 | 39 |
| 8 | 85011200 | 992 | 996 | 980 | 969 | 964 | 965 | 28 | 31 |
| 9 | 82040600 | 997 | 1000 | 989 | 989 | 968 | 975 | 29 | 25 |
| Mean | | 998.3 | 1000.4 | 978.7 | 982.2 | 963.5 | 969.4 | 34.8 | 31.0 |

船觀測較少，且有時船舶的觀測並沒有即時發送至業務預報中，使得分析氣旋強度偏弱。這九個個例中，個例5的初始客觀分析誤差最大，達7mb。

(一) 降水過程的影響

Kuo 和 Low — Nam (1990) 使用了另外三種降水參數化方案來和標準模式做比較。這三種方案分別為：(1) Kuo (1974) 積雲參數化方案；(2) 顯式降水過程方案 (Explicit moisture scheme)；

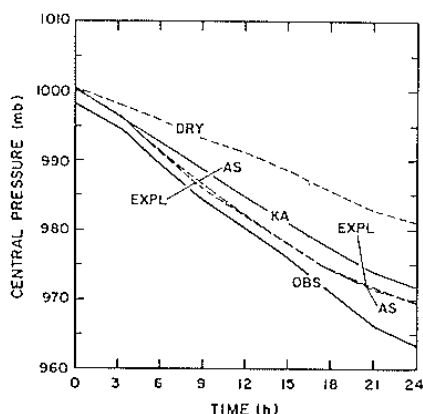


圖8 九個大西洋爆發性氣旋的觀測平均中心氣壓時間曲線，和EXPS·KA, AS, EXPL, 及DRY的預報。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

Hsie 等, 1984)；(3) 忽略潛熱釋放。圖8表明，忽略降水過程潛熱釋放 (Exp · DRY) 時，氣旋的24小時平均降壓只有19mb，比標準模式 (Exp · AS) 少了12mb。這表明降水所造成的潛熱釋放對氣旋的發展是很重要的。而顯式降水過程 (Exp · EXPL) 的效果與 Arakawa - Schubert 參數化方案的效果十分接近。Kuo 參數化方案 (Exp · KA) 的24小時降壓為28.7mb，略遜於 Arakawa - Schubert 方案 (見表5)。

Kuo 和 Low - Nam (1990) 仔細分析標準模式的預報，結果發現在海洋氣旋發展時，模式降水主要來自大尺度穩定降水 (Resolvable - scale stable precipitation)。次網格的積雲降水並不多。Arakawa - Schubert 方案能體現出這一點，而沒有在暖鋒區降太多的對流性降水，但生成了較多的大尺度非對流性降水。可能由於大尺度非對流降水的潛熱釋放垂直分佈與實際的比較接近，標準模式所得的鋒面結構與觀測比較吻合。因為積雲對流對氣旋的爆發性發展比較不重要，所以常模式使用顯式降水過程 (僅為一種網格尺度降水，而不含

表5 各種模式實驗對九個爆發性氣旋預報成果的統計。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

| Expt.* | Correlation coefficient of 24 h deepening | Central pressure (mb) | | | | Storm position error (km) | | Mean 24 h deepening rate |
|--------|--|-----------------------|-------|-------|-------|------------------------------|------|-----------------------------|
| | | 12 h | | 24 h | | 12 h | 24 h | |
| | | Mean | Error | Mean | Error | Mean | Mean | |
| KA | 0.79 | 984.8 | 6.1 | 971.7 | 8.1 | 175 | 136 | 28.7 |
| AS | 0.85 | 981.1 | 2.4 | 969.4 | 5.8 | 178 | 146 | 31.0 |
| EXPL | 0.85 | 982.0 | 3.3 | 969.8 | 6.2 | 170 | 136 | 30.6 |
| DRY | 0.45 | 991.2 | 12.5 | 981.1 | 17.5 | 208 | 342 | 19.3 |
| NFX | 0.90 | 984.3 | 5.6 | 970.6 | 7.0 | 147 | 154 | 29.8 |
| NHX | 0.88 | 984.6 | 5.9 | 971.0 | 7.4 | 161 | 136 | 29.4 |
| P36 | 0.35 | 982.0 | 3.3 | 969.2 | 5.6 | 173 | 180 | 27.2 |
| P48 | 0.42 | 985.2 | 6.5 | 972.9 | 9.3 | 288 | 296 | 23.6 |
| FBC | 0.51 | 988.9 | 10.2 | 977.9 | 14.3 | 392 | 350 | 20.8 |
| 8L23 | 0.85 | 983.6 | 4.9 | 970.3 | 6.7 | 185 | 150 | 30.3 |
| AS40 | 0.82 | 980.2 | 1.5 | 966.6 | 3.0 | 202 | 117 | 34.0 |
| 4L23 | 0.82 | 979.8 | 1.1 | 965.8 | 2.2 | 172 | 131 | 34.7 |
| NFX4 | 0.87 | 980.8 | 2.1 | 964.6 | 1.0 | 213 | 184 | 35.8 |
| NHX4 | 0.86 | 980.1 | 1.4 | 965.6 | 2.0 | 175 | 153 | 34.8 |
| CCM | -0.09 | 992.0 | 13.3 | 986.6 | 23.0 | 506 | 462 | 16.4 |
| LFM24 | 0.52 | 988.4 | 9.7 | 978.7 | 15.1 | 167 | 163 | 21.1 |
| LFM36 | 0.87 | 989.4 | 10.7 | 980.7 | 17.1 | 247 | 233 | 19.5 |
| LFM48 | 0.88 | 988.3 | 9.6 | 980.6 | 17.0 | 235 | 289 | 16.7 |
| OBS | — | 980.1 | — | 963.6 | — | — | — | 34.8 |

* The experimental names are defined in Table 1 under Remarks.

次網格積雲降水)時,其結果和標準模式很接近。Kuo 參數化方案的問題在於其產了大量的積雲降水於暖鋒附近,很大尺度降水大大減少,這導致預報的鋒面結構與觀測有相當大的出入。但我們不能因此斷言 Kuo 方案不適合於爆發性氣旋的預報,因為 Kuo 參數化方案非常普遍地被用於許多模式,而每一個模式中 Kuo 參數化方案的版本也不一樣。Kuo 和 Low-Nam (1990) 所用的 Kuo 方案中,為增加積雲降水的可能性,在低層大氣加了溫度為 1°C 和水汽為 1 g/kg 的擾動,使得模式在弱穩定(但非不穩定)的暖區產生對流性降水。加入溫溼擾動也許對於夏季對流性降水的預報有所幫助,但對於冬季氣旋發展的預報則不見得有利。

(二)海面感熱及潛熱通量的影響

由於爆發性氣旋主要產生於大西洋及太平洋的暖流附近,它的發展與海面的感熱及潛熱通量必定有相當的關係。有趣的是近年來的數值模擬對這個問題的研究得到相當不同的解答。Nuss 和 Anthes (1987) 及 Danard 和 Ellenton (1980) 發現海面通量對於氣旋的發展有負影響(-10%到-2%)。Kuo 和 Reed (1988) 發現海面通量對於 1981 年 11 月的東太平洋氣旋只有很弱的正影響(3%)。Anthes 等 (1983) 的結果則表明海面通量對 QE II 氣旋有相當的正影響(25%)。在 Uccellini 等 (1987) 在對美國總統日氣旋初生期的研究時 Uccellini 等 (1987), 發現了最大的正影響。當他

們忽略通量時,初生氣旋則不在模式模擬中出現。

Kuo, Reed 和 Low-Nam (1990) 對這個問題做了深入的探討,發現海面通量的影響主要發生於氣旋初生之時。當氣旋剛出現時,它們通常位於暖流附近。海面的通量在氣旋中附近為相當大的正值。海面通量所提供的感熱使得鋒面的大氣穩定度降低,潛熱通量則增加鋒面的降水,加速氣旋的發展。當氣旋到了爆發性發展階段,它們通常會橫越暖流而移至暖流以北的寒冷海面上,氣旋中心的海面通量變成負的,大的正通量祇發生於冷鋒之後。由准地轉理論的推導,這樣的通量分布對於氣旋的發展是不利的。Kuo 和 Reed 和 Low-Nam (1990) 的結果表明,通量對氣旋的發展在不同階段有不同的影響。過去的數值模擬之所以會得到不同的結果,是因為他們所研究的氣旋處於不同發展階段之故。

(三)初始場的影響

Sanders (1987) 發現 NGM 的 C-Grid 對爆發性氣旋的檢測概率(probability of detection)在 12~24 小時的預報中為 0.51。隨着模式預報時效的拉長,檢測概率在 36~48 小時的預報中則降為 0.26。另外,過去的個例研究也都發現,使用較好主觀分析做模式的初始場,對爆發性氣旋的模擬是非常重要的(Anthes 等, 1983; Kuo 和 Reed 1988)。這些結果都說明了模式對於初始場的誤差是非常敏感的。

為了進一步探討模式對初始場誤差的敏感程度，並且對爆發性氣旋的可預報性得到一些初步的概念，Kuo 和 Low - Nam (1990) 對他們所研究的九個爆發性氣旋各做了三個實驗。第一個實驗使用標準模式 (Exp · AS) 的 24 小時預報，其他兩個實驗也使用相同的模式，但是預報時間拉長。第二個實驗為 36 小時預報 (Exp · P36)，第三個實驗為 48 小時預報 (Exp · P48)。這兩個實驗的初始時刻分別較標準模式早 12 和 24 小時，因此每一個實驗都包括 24 小時的爆發性發展階段。由於每一個實驗都使用同樣的客觀分析做邊界條件，因此僅就各模式的最後 24 小時預報而言，這些實驗相當於 $t = 0$ 時 (標準模式的初始時刻) 有不同的初始場。且這些初始場有不同程度的誤差。Exp · P36 的誤差相當於模式的 12 小時預報誤差，而 Exp · P48 則為 24 小時預報誤差。

圖 9 顯示了這三個實驗在最後 24 小時的預報結果。Kuo 和 Low - Nam (1990) 發現當預報的時間拉長時，預報的準確率也隨之下降。Exp · P36 的預報 24 小時降壓為 27.2 mb，而 Exp · P48 則為 23.6 mb，都比標準模式 (Exp · AS) 的 31 mb 少了很多。另外，觀測與預報 24 小時降壓的氣旋發展的相關係數也從標準模式的 0.85 降到 0.35 ~ 0.40 之間。這些結果表明，要改進模式的預報能力，減少初始場的誤差仍是一個首要的因子。

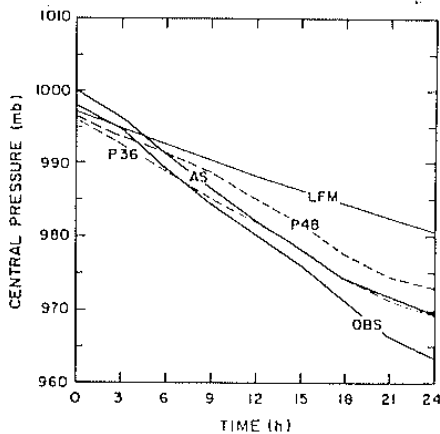


圖 9 九個大西洋爆發性氣旋的觀測平均中心氣壓時間曲線，和 EXPS · AS, P36, P48, 及 LFM 模式 48 小時預報。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

(四) 水平和垂直網格分辨率的影響

Kuo 和 Low - Nam (1990) 也探討了模式水

平及垂直網格分辨率對氣旋預報的影響 (見表 4)。當他們把標準模式的水平網格距由 80 公里減為 40 公里時，預報的平均 24 小時降壓由 31 mb 升為 34 mb，增加了 3 mb。如果把 40 公里模式的垂直分辨率由 15 層升為 23 層時，模式的降壓再進一步增為 34.8 mb，預報的 24 小時降壓與觀測值已極為接近。而當他們把 80 公里的模式由 15 層增為 23 層時，模式的預報並沒有顯著的改進。他們的結果指出對於氣旋的預報，改進模式的水平分辨率比改進垂直分辨率重要。換句話說，如果水平分辨率欠佳，僅增加垂直層次是不會有太大的效果的 (見圖 10)。

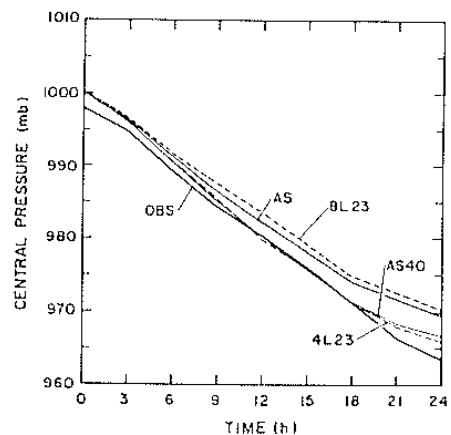


圖 10 九個大西洋爆發性氣旋的觀測平均中心氣壓時間曲線和 EXPS · AS, 8L23, AS40 及 4L23 的預報。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

(五) 邊界條件的影響

一般的數值模擬都是使用客觀分析做邊界條件的。這樣的邊界條件一般稱為觀測邊界條件。當我們使用模式來做預報時，我們祇能使用大尺度模式的預報來做邊界條件。Anthes 等 (1989) 的結果表明，使用觀測邊界條件可以增進預報的準確度。Kuo 和 Low - Nam (1990) 也研究了邊界條件對氣旋預報的影響。他們使用 NCAR T42 Community Climate Model (CCM) (Williamson 等 1987) 的預報做邊界條件，作了一個 48 小時預報 (Exp · FBC)。並與 Exp · P48 作比較。結果表明在氣旋初生期 (從 $t = -24$ 小時到 $t = 0$ 小時)，兩個實驗預報的氣旋強度相差 2.2 mb，用觀測邊界條件的預報結果較好一點。再經過 24 小時，即氣旋的爆發期 ($t = 0$ 小時到 $t = 24$ 小時

），這兩個實驗的差距增加到 5 mb（見圖十一）。這些結果表明，邊界條件能對爆炸性氣旋的預報有相當大的影響。當然邊界條件的影響與大尺度模式的準確度及中尺度模式的空間範圍有很密切的關聯。

（四）模式預報的比較

因為 Exp. FBC 使用 C C M 模式的預報來做邊界條件，這個實驗相當於一個業務預報。我們可以把這個實驗和 L F M 及 C C M 作比較來看預報的異同。圖十一表明，Exp. FBC（即 PSU/NCAR 中尺度模式）的預報結果要比 L F M 和 C C M 好得多。的 24 小時預報降壓為 20.8 mb，而 L F M 和 C C M 則分別為 16.7 mb 和 16.4 mb。NCAR T42 CCM 模式的預報效果最差，預報氣旋的位置與觀測相差 462 公里，預報和觀測的 24 小時降壓相關係數祇有 -0.09（見表五），與最佳模式（Exp. 4 < 23; Arakawa - Schubert 參數化，40 公里格距，23 垂直層次及觀測邊界條件）做比較，C C M 的預報氣旋強度比最佳模式弱 23 mb。

圖十二比較了五個模式對個例 5 的預報。觀測氣旋在 1982 年 2 月 14 日 1200 GMT 的中心氣壓為 952 mb。L F M 的 48 小時預報為 981 mb，相差 19 mb，預報位置與觀測位置大約相差 200 公里。L F M 的 36 小時和 24 小時預報中心氣壓分別為 977 mb 和 971 mb。顯然，預報時效的縮短，L F M 的預報準確率也提高了。NCAR T42 CCM 預報的中心氣壓為 1000 mb，與觀測中心氣壓相差 48 mb。中心位置與觀測相差近 1000 公里，可以說是極差的預報。C C M 模式之所以預報欠佳，與其水平分辨率可能有很大的關係。因為 T-42 的水平分辨率祇有 2.8 經緯度，接近 300 公里。這樣的分辨率無法準確地描述爆發性氣旋的物理過程，因而也就無法預報氣旋的爆發性發展。

當用 C C M 的預報做邊界條件，PSU/NCAR 80 公里模式（Exp. FBC）預報比 C C M 好了很多，預報中心氣壓為 985 mb，位置誤差為 500 公里。就這個個例而言，Exp. FBC 的預報誤差比 L F M 要大。改用觀測邊界條件（Exp. P48）後，同樣的模式則預報了一個 971 mb 中心氣壓的氣旋，其位置誤差為 150

公里。這些結果明顯地說明邊界條件對於中尺度模式的預報有很大的影響。用 40 公里分辨率和 23 個垂直層次的模式，Exp. 4 < 23 預報了一個 965 mb 中心氣壓的氣旋，且位置與觀測極為吻合。

五、結語

從以上的回顧，我們可以看到過去十年來作業模式對於爆發性氣旋的預報有長足的進展。雖然目前的 N G M 模式對於氣旋的預報仍有待改進，但較之 L F M 或 N M C 的 7 層模式已經進步了很多。模式預報準確率的提高主要來自於下述三個方面的改進：(1) 初始場的改進；(2) 網格分辨率的提高和 (3) 物理參數化的改進。無論從作業模式的評估或從研究模式（research model）的實驗都可以得到這樣的結論。雖然我們對於爆發性氣旋的可預報性（predictability）沒有做過什麼研究，對於爆發性氣旋可預報性的極限（limit of predictability）也一無所知，但根據中尺度模式的實驗結果，我們可以確定目前的業務模式距離一個完美模式（perfect model）仍然很遠，對於爆發性氣旋的作業預報離可預報性的極限也有一段很長的距離。基本上，我們如果進一步改進作業模式的初始場，網格分辨率和物理過程，預報的結果仍然可以再改進。這個結論不僅對爆發性氣旋的預報適用，對其他天氣現象的預報也是適用的。那麼未來區域性模式的發展方向為何呢？作者僅提出一些個人的看法。

（一）初始場的改進

模式的初始場通常來自於對觀測資料的客觀分析。而傳統的客觀分析是用大尺度模式的預報（或分析）來做初估場（first guess），然後再用初始時刻的（高空及地面）觀測資料來修正這些初估場而得到最後的分析（final analysis）。經過模式的非線性正交模初始化（nonlinear normal mode initialization）過程，這個最後分析便成為模式的初始場。

隨着模式網格距的減小，這種傳統的客觀分析及初始場準備方法就顯得落伍了。這種方法有許多缺點，對模式的預報有負面的影響。由於大尺度模

式的網格較粗，因此無論大尺度模式的預報或分析，都缺乏中尺度的大氣結構。而常規的探空測站的間距也在 400 到 500 公里之間，無法描述中尺度天氣系統。因此，區域性模式雖可以用較細的網格距（45 - 90 公里），而模式的初始場並沒有中尺度的信息。這種初始場所能描述的最小的天氣系統的尺度範圍在 1000 公里以上。模式通常都必須經過 6 - 12 小時的積分才能產生應有的中尺度天氣系統。這也就是為什麼模式降水預報在前 12 小時常有不足的現象。

目前比較新的方法是動力初始化（dynamic initialization）。例如我們想於 $t = 0$ 小時開始做預報，模式從 $t = -12$ 小時便開始運作。在這 12 小時的預報前階段，我們不斷地把所有能夠取到的中尺度觀測資料加入模式裡。如果認真收集的話，中尺度觀測資料還是不不少的，如地面觀測、飛機觀測，探風儀（wind profiler）觀測，船舶觀測衛星解測，多卜勒雷達的 VAD 風場，……等。

Kuo 和 Gud（1989）曾經利用動力初始化的方法把探風儀的連續觀測引入模式，結果發現初始場的品質大大提高。經過動力初始化以後，模式初始場上的中尺度輻合與標準場的相關係數從 0.34 提昇到 0.67。由於模式的降水與低層輻合有很密切的關係，輻合場的改進應該有利於改進降水預報。Hodur（1987）的結果表明，即使不用動力初始化的方法，而用區域模式的預報來做初估值，也比用大尺度模式的預報來做初估值要好得多。

(二) 網格分辨率的提高

如何在有限的計算機資源下，提高模式的網格分辨率，一直都是數值模式工作者的一個目標。通常當我們提高模式的分辨率後，由於計算機的內存儲器和運算速度的限制，則模式範圍就不能太大。然而如果範圍縮小，模式的預報精度就受制於邊界條件，使得預報的時效大受影響。一個兩全其美的方法便是雙向作用（Two-way interactive）的嵌套網格。即粗網格不斷地提供邊界條件給細網格，而細網格也反饋結果給粗網格，從而改進其預報。譬如，中央氣象局現在有一個 90 公里網格距的區域模

式和一個 45 公里格距的中尺度模式。我們可以把它們合併起來成為個雙向作用的嵌套網格模式。粗網格仍用 90 公里格距，涵蓋亞洲大陸及附近海面，而細網格可以用 30 公里格距涵蓋台灣及附近海面。這樣既可以提高模式在重要區域的分辨率，也解決了邊界條件的問題。

目前比較新的嵌套網格概念是適應性嵌套網格方案（adaptive-grid nesting）。傳統性的嵌套方案，細網格的涵蓋範圍是固定的，網格間距也是固定的。這種方案的缺點是不能靈活運用計算機的資源。我們之所以需要細網格是因為大氣中有許多中尺現象需要描述之故。沒有足夠的網格分辨率，這些現象就無法預報得好。然而中尺度天氣現象（如鋒面）並不是時時處處都有，它可能只存在於細網格範圍的十分之一區域中。如此，大量的計算機資源就被浪費了。譬如，一個穩定移動的高壓，沒有中尺度現象伴隨，用再高的水平分辨率來預報也不會有什麼不同。

適應性嵌套網格的目的即在於有效地運用計算機資源，並增加預報模式的精度。這種模式開始運行時只有一個網格（A-Grid）。假設 A-Grid 的格距為 90 公里，經過模式積分幾小時後，模式開始產生中尺度系統（如鋒生）。模式會自動算出使用 A-Grid 的計算誤差而發現在鋒面附近，由於有很強的溫度，水汽及風場梯度，誤差很大。模式便自動在鋒面附近定出一個長方形小範圍的 B-Grid。格距為 30 公里。模式便重新用 B-Grid 運算，並把結果反饋到 B-Grid。隨着鋒面的移動，每一個時次的 B-Grid 的位置及大小範圍也不一樣。如果計算機能力許可，也可以在 B-Grid 裡加入一個更小範圍的 C-Grid（格距 10 公里）來提高 B-Grid 的精度。如此便沒有浪費計算機資源，而把錢用在刀口上了。Skamarock（1989）繪出了許多使用這種適應性嵌套網格的例子。結果相當不錯。

(三) 物理參數化的改進

物理過程參數化所包含的項目很廣。基本上可以分為三類：(1) 地表及邊界層物理；(2) 降水過程；(3) 大氣輻射。隨着模式的網格距和預報時間長短的

不同，對不同的天氣現象，這些物理過程的相對重要性也有很大的不同。譬如對短期預報而言自由大氣的長波和短波輻射比較不重要。大氣輻射參數化的精度要求不必很高，然而即使是短期預報，地表的長波和短波輻射仍然很重要，因為它們對邊界層物理有直接的影響。所有物理參數化基本上有兩個特點：(1)我們很難找到一種參數化方案對所有的天氣現象，對所有的時間和空間尺度都適用；(2)參數化永遠無法完美，它是沒有止盡的。因為大氣的時間和空間分辨率是沒有窮盡的。我們對大氣物理過程的描述受到觀測系統的精度和時空分辨率的影響，是永遠無法完美的。相對來說，我們對各種物理過程的了解就受到限制。而把我們對大氣物理過程的有限了解利用參數化來表達出來，誤差就更大了。這也就是為什麼參數化方案永遠無法完美，而永遠可以改進之故。

近年來的中尺度模式對爆發性氣旋和中尺度對流系統的模擬實驗，給了我們相當多的啟發。基本上我們發現，如果在參數化方案中加入比較詳細的物理過程，我們仍然可以很有效地改進模式的預報。譬如，在積雲參數化方案中加入積雲下沉氣流 (downdraft)，對中尺度對流系統的預報就有相當大的助益。再進一步把雲物理過程加入了積雲參數化和大尺度非對流性降水參數化中，也可以改進降水的預報。這些結果表明，我們現有的參數化方案仍有很大的誤差。繼續改進各種物理過程的參數化，對各種天氣現象的預報可以有很大的改進。這些都是我們從事數值天氣預報的研究人員所應努力的方向。

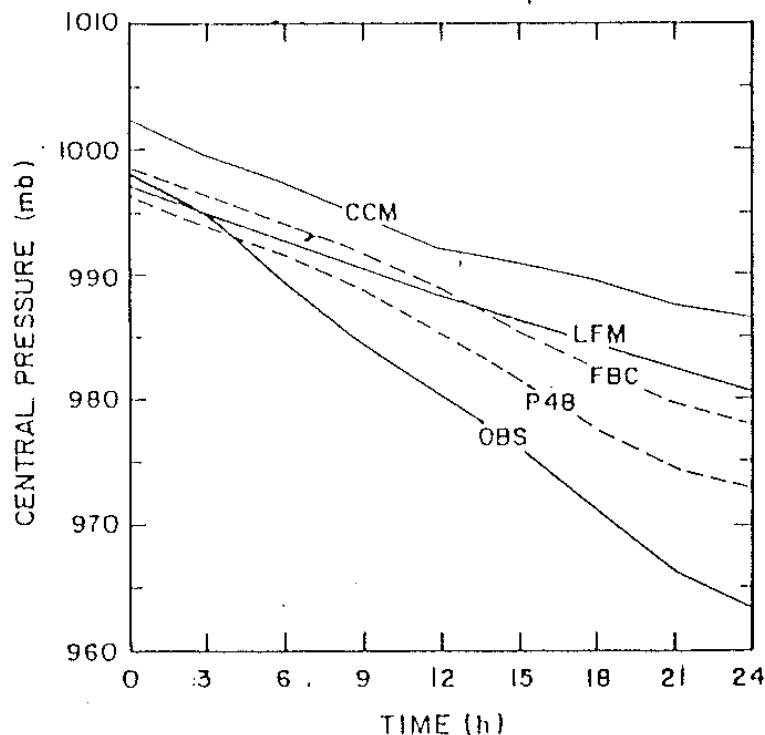


圖 11 九個大西洋爆發性氣旋的觀測平均中心氣壓時間曲線和 EXPS · P48, FBC, LFM 及 CCM 模式 48 小時預報。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

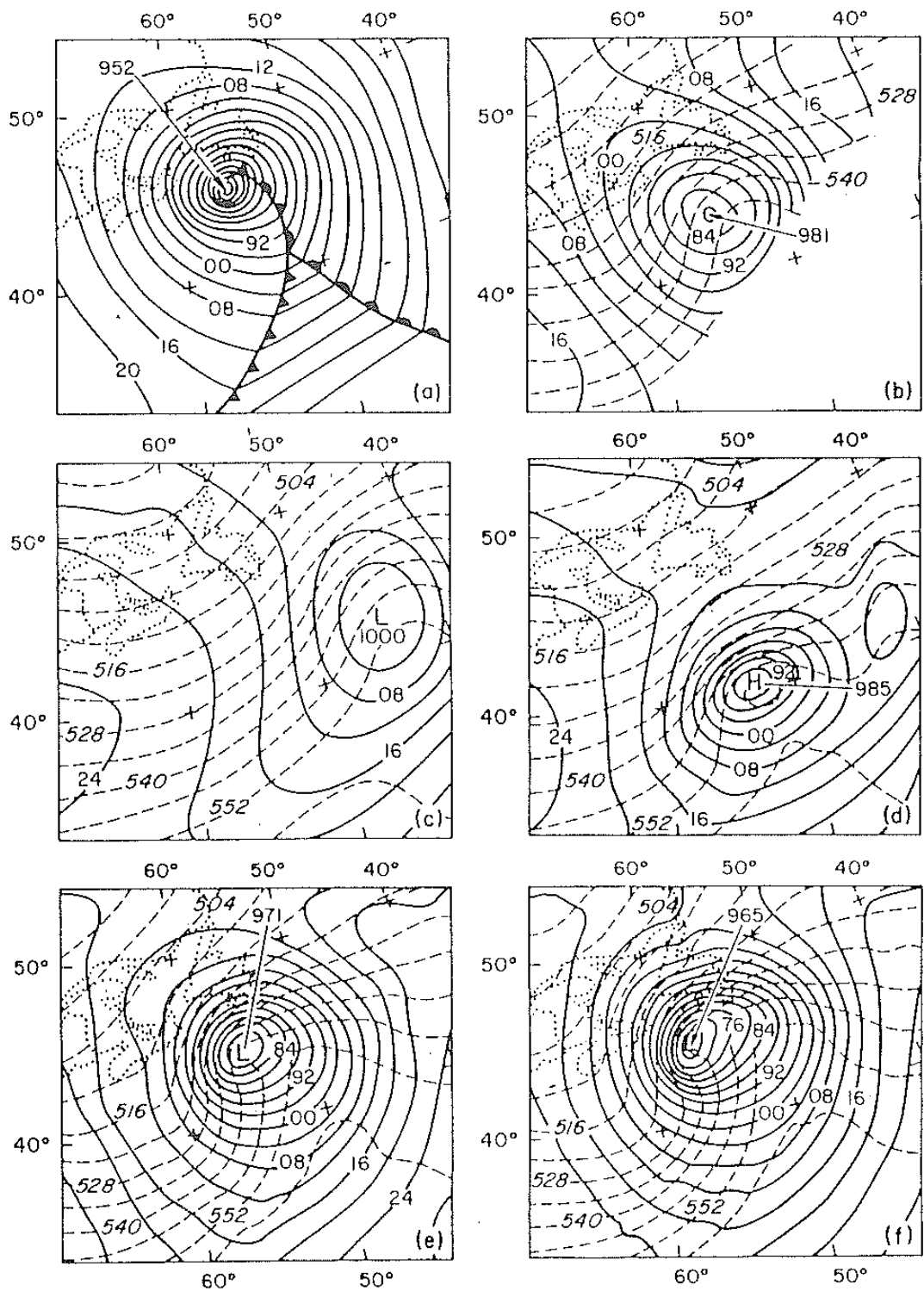


圖 12 (a) 1982 年 2 月 14 日 1200 GMT, NMC 的主觀地面分析。其他各圖為模式在這個時間的預報海平面氣壓及 500-1000 mb 的厚度線 (以 dm 為單位)。(b) LFM 模式 48 小時預報, (c) CCM 模式 48 小時預報, (d) Exp-FBC 48 小時預報, (e) EXP-P48 小時預報, 及 (f) EXP-4L23 24 小時預報。(Kuo and Low-Nam, 1990)。

REFERENCES

- Anthes, R. A., 1983: Modeling sea-air energy fluxes and their effects on explosive marine cyclogenesis. *Papers Meteor. Res.*, **6**, 1-12.
- _____, Y.-H. Kuo and J. R. Gyakum, 1983: Numerical simulations of a case of explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1174-1188.
- _____, E.-Y. Hsie and Y.-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). NCAR Technical Note, NCAR/TN-282+STR, National Center for Atmospheric Research, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307, 66 pp.
- _____, Y.-H. Kuo, E.-Y. Hsie, S. Low-Nam and T. W. Bettge, 1989: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 783-806.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Atlas, R., 1987: The role of oceanic fluxes and initial data on the numerical prediction of an intense coastal storm. *Dyn. Atmos. oceans*, **10**, 359-388.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, No. 1. Pfafflin and Zeigler, Eds., Gordon and Breach Sci. Publ., New York, 50-85.
- Bosart, L. F., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1542-1566.
- _____, and S. C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2148-2177.
- Chen, S.-J., and L. Dell'Osso, 1987: A numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 477-487.
- Danard, M. B., and G. E. Ellenton, 1980: Physical influences on East Coast cyclogenesis. *Atmosphere: Atmos-Ocean*, **18**, 65-82.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1988: Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2649-2659.
- Duffy, D., and R. Atlas, 1986: The impact of Seasat-A scatterometer data on the numerical prediction of the Queen Elizabeth II storm. *J. Geophys. Res.*, **91**, 2241-2248.
- Grell, G., Y.-H. Kuo and R. Pasch, 1990: Semi-prognostic tests of three cumulus parameterization schemes for mid-latitude convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, (in press).
- Gyakum, J. R. 1983a: On the evolution of the QE II storm. I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1137-1155.

- _____, 1983b: On the evolution of the QE II storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1156-1173.
- _____, J. R. Anderson, R. H. Grumm, E. L. Gruner, 1989: North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1141-1155.
- Hodur, R. M., 1987: Evaluation of a regional model with an update cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2707-2718.
- Hoke, J. E., N. A. Philips, G. J. DiMego, J. J. Tuccillo and J. G. Sela, 1989: The regional analysis and forecast system of the National Meteorological Center. *Wea. Forecasting*, **4**, 323-334.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes, and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Kuo, Y.-H., and R. J. Reed, 1988: Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2081-2105.
- _____, and Y.-R. Guo, 1989: Dynamic initialization using observations from a hypothetical network of profilers. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1975-1998.
- _____, M. A. Shapiro and E. G. Donall, 1990: Interactions of baroclinic and diabatic processes in a rapidly developing marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.* (submitted)
- _____, and S. Low-Nam, 1990: Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic Ocean with a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 3-25.
- _____, R. J. Reed and S. Low-Nam, 1990: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of winter cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, (submitted).
- Lesie, L. M., G. J. Holland, A. H. Lynch, 1987: Australian east-coast cyclones. Part II: Numerical modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3037-3053.
- Mailhot, J., and C. Chouinard, 1989: Numerical forecasts of explosive winter storms: Sensitivity experiments with meso-a-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1311-1343.
- Nuss, W. A., and R. A. Anthes, 1987: A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2728-2743.
- Orlanski, I., and J. J. Katzfey, 1987: Sensitivity of model simulations for a coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2792-2821.
- Reed, R. J., and M. D. Albright, 1986: A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2297-2319.

- Sanders, F., 1986: Explosive cyclogenesis over the west-central North Atlantic Ocean, 1981-1984. Part II: Evaluation of LFM model performance. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2207-2218.
- _____, 1987: Skill of NMC operational dynamic models in prediction of explosive cyclogenesis. *Wea. Forecasting*, **2**, 322-336.
- _____, and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb." *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- _____, E. P. Auciello, 1989: Skill in prediction of explosive cyclogenesis over the western north Atlantic ocean, 1987/88: A forecast checklist and NMC dynamic models. *Weather and Forecasting*, **4**, 157-172.
- Skamarock, W. C., 1989: Truncation error estimates for refinement criteria in nested and adaptive models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 872-886.
- Uccellini, L. W., 1986: The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1019-1027.
- _____, P. J. Kocin, R. A. Petersen, C. H. Wash and K. F. Brill, 1984: The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 31-55.
- _____, D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, 1985: Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962-988.
- _____, R. A. Petersen, K. F. Brill, P. J. Kocin and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2227-2261.
- Williamson, D. L., J. T. Kiehl, V. Ramanathan, R. E. Dickinson and J. J. Hack, 1987: Description of NCAR Community Climate Model (CCM1). NCAR Tech Note, NCAR/TN-285+STR, 88 pp.
- Whitaker, J. S., L. W. Uccellini and K. F. Brill, 1988: A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents' Day cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2337-2365.

