

# 對1990年6月8日鋒面降雨之數值模擬研究

徐月娟 張偉正

中央氣象局 美國海軍研究院

## 摘要

中央氣象局的區域預報模式為一個採用 $\sigma (=P/P_s)$ 為垂直坐標的原始方程式模式。模式涵蓋了亞洲大陸及其附近海面，水平向包括了 $111 \times 81$ 個網格點，網路距約為90公里，垂直向分成為 $\sigma$ 厚度不等的12層。本研究以6月7日1200GMT為起始時間，並以每12小時全球預報模式的預報來更新側邊界條件，作了48小時的模擬預報，來模擬研究1990年6月8日梅雨鋒面系統經過台灣，並在台灣北部帶來豪雨的個案。

梅雨鋒面伴隨的氣旋中心於48小時預報中降了23毫巴，初始場的中心低壓較實際觀測為弱。在剛開始6小時的預報中，氣旋強度變化不大，不久氣旋即很快的加深。到了48小時，預報的中心氣壓比觀測值低了3毫巴。氣旋中心的預報位置，則始終與觀測位置相當接近。將模式預報的每3小時累積雨量圖與衛星雲圖比較，發現氣旋伴隨的鋒面降水帶型態預報得相當不錯。檢查700毫巴的相對濕度場，也與衛星圖片的鋒面雲系位置相當一致。在48小時預報的相對濕度場中，可明顯看見如逗點狀的潮濕區與西南方的乾燥區呈很大的梯度分界。對於整個鋒面系統而言，模式降水主要來自大尺度穩定降水，次網格的對流性降水並不多。

此外，又以這個作業模式的預報當作一個控制實驗，藉忽略模式中的一個或數個物理參數化過程，來測試物理過程對這個氣旋發展的影響。我們發現積雲對流對此氣旋的發展比較不重要，而大尺度穩定降水過程的潛熱釋放，是維持這個氣旋繼續加深的主要原因。我們又發現地表感熱通量對這個氣旋的發展有負影響，因為當這個氣旋在發展過程中向東北移動時，一路上伴隨氣旋的暖區在黃海及日本海的海面感熱通量都是負的，對氣旋的發展是不利的。水汽通量對氣旋的發展幾乎沒有影響或只有極弱的正影響，這也許與模式中估算地表水汽的方法有關。地表摩擦則對氣旋的發展有很大的抑制作用。此外，忽略大氣輻射參數化會使得低壓中心的預報相對於作業模式呈日夜波動的變化。並且於6月9日0000 GMT以後提早開始填塞。

## 一、前言

1990年6月8日至10日在華中原有的一個較弱的低壓中心開始向東北移動，經過黃海和韓國北部到達中國東北的松花江流域，最後發展成一個成熟的氣旋。所伴隨的冷鋒通過台灣北部時帶來了豪雨。中央氣象局的鞍部和竹子湖測站在6月9日清晨4時到6時都同時測得了超過120公厘的三小時累積雨量。

本文的目的就是想瞭解中央氣象局的區域預報模式對此鋒面降雨及其相關之氣旋的模擬情形；同時也

想進一步瞭解模式的物理參數化過程，包括降水過程、地表與邊界層物理、以及大氣輻射對這個氣旋發展的影響。

## 二、綜觀天氣形勢

在6月7日1200GMT時，華中有一個較弱的低壓中心，主觀分析的海平面氣壓值為999mb，比客觀分析的1002mb（圖2.1）為深。這個低氣壓向東北移動，經過黃海。到了6月8日1200GMT時氣旋已經形成，中心位置在韓國西海岸，主觀分析的中心氣壓值為

989mb，客觀分析則為992 mb（圖2.2），繼續向東北移動，冷鋒由此中心向西南延伸至大陸東南沿海一帶。這個氣旋於12小時以後開始囚錮，所伴隨的鋒面系統即在這段期間東移至台灣北部且近似滯留。從板橋探空站資料可看出6月8日1200GMT時，板橋上空均為強勁的西南風，850mb最大風速達25m/s。6月9日0000GMT時750mb以下已轉弱為具東風分量的風。到了6月9日1200 GMT時，東風只留在900mb以下。此時氣旋中心已移至中國東北的松花江流域，主觀分析的中心氣壓值為982mb，客觀分析為986mb（圖2.3）。模式的客觀分析場中，氣旋的強度及位置均與主觀分析場有一些差異。在下一節模式預報結果的討論中，我們仍以比較實際觀測為主。由6月8日1800 GMT至6月9日1200GMT的每3小時氣象衛星所拍攝得的可見光（白天）或紅外線（晚上）色調加強雲圖，可以清楚看見鋒面雲系通過台灣北部時，伴隨了雲頂溫度很低的中尺度對流系統(MCS)的發展。這些MCS抵達台灣北部時，是造成6月9日清晨台灣北部地區豪雨的重要原因。

### 三、中央氣象局區域預報模式之預報

區域預報模式(RFS)為一個每日作業的模式，係採用區域模式的前12小時預報場為粗估場(first guess)，然後利用當時的觀測資料來修正這些粗估場，再經過模式的非線性正交模初始化過程(nonlinear normal mode initialization)得到模式的初始場。模式涵蓋了亞洲大陸及其附近海面，水平向包括了111×81個網路點，網格距約為90公里。垂直向分成不均勻 $\sigma$ 厚度的12層， $\sigma = P/P_s$ ，其中P是大氣壓力， $P_s$ 是地表面氣壓。這12層的 $\sigma$ 值分別為0.025, 0.075, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85, 0.925及0.975，風、溫度及水汽變數即定義在這些層中。模式的物理參數化過程包括了一個全混合的行星邊界層，Kuo-type積雲對流，大尺度降水，長波與短波輻射，以及乾對流調整。有關模式的細節詳見Jeng et al.(1991)。

本研究以6月7日1200GMT為起始時間，並以每12小時全球預報模式的預報來更新側邊界條件，作了

48小時的模擬預報。梅雨鋒面伴隨的氣旋中心於48小時預報中降了23mb，初始場的中心低壓為1002mb，較觀測值999mb為弱。在剛開始6小時的預報中，低壓中心強度變化不大。當高空槽線移近地面低壓中心時，氣旋即很快的形成並加深，在預報12至24小時期間，中心氣壓降了10mb，而實際觀測則降了6mb。到了48小時，預報的中心氣壓為979mb，比觀測值982mb低了3mb。氣旋中心的預報位置，則始終與觀測位置相當接近（見圖3.1,3.2,3.3）。

將模式預報的每3小時累積雨量圖與衛星雲圖比較，發現伴隨鋒面的降水型態預報得相當不錯。圖3.4為作業模式預報至6月9日1200GMT時的前12小時累積總降水量，圖中可以清晰看出一個逗點狀的鋒面降水帶。檢查700mb的相對濕度場，也與衛星雲圖的鋒面雲系位置相當一致（見圖3.5和圖3.6）。在48小時預報（6月9日1200GMT）的相對濕度場中，可明顯看見如逗點狀的潮濕區，與西南方的乾燥區呈很大的梯度分界。自6月9日0000GMT起，模式開始在台灣地區預報3小時的累積降水。進一步檢查，發現在台灣地區的降水大部分來自次網格尺度的對流性降水，與衛星及雷達實際觀測的情況很一致。至於降水量方面則顯得不足。又對於整個鋒面系統而言，模式降水主要來自大尺度穩定降水(resolvable-scale stable precipitation)，次網格的對流性降水並不多。

### 四、物理過程對此個案的敏感度測試

由於區域預報模式對此個案預報得相當不錯，我們便以這個作業模式的預報當作一個控制實驗(control experiment)，來測試各種物理過程對此氣旋發展的影響。我們探討了積雲對流，潛熱釋放，地表面感熱與水汽通量，地表面摩擦，以及大氣輻射對於氣旋預報的重要性，所作的數值模擬實驗見表4.1。其中三個主要實驗和作業模式在48小時的預報過程中，中心氣壓值隨時間變化的情形見圖4.1，實際觀測值也同時標於圖中。

表4.1 數值模擬實驗一覽表

實驗別	積雲對流	大尺度降水	地表感熱通量	地表水汽通量	地表摩擦	大氣輻射
KCCM	無	有	有	有	有	有
NLAT	無	無	有	有	有	有
NFSH	有	有	無	有	有	有
NFLH	有	有	有	無	有	有
NSFCF	有	有	無	無	有	有
NFRIC	有	有	無	無	有	有
NRAD	有	有	有	無	有	有
NPHY	無	無	無	無	無	無

### (一) 降水過程的影響

潛熱釋放對熱帶氣旋的增強與維持有很大的貢獻，對中大尺度斜壓式的氣旋發展也很重要。綜觀近年來對爆炸性海洋氣旋的數值模擬研究結果（Chen and Dell'Osso, 1987; Liou and Elsberry, 1987; Orlanski and Katzfey, 1987; Pauley and Smith, 1988; Chang et al, 1989）都認為潛熱釋放對氣旋增強有大約20%的貢獻。對1990年6月8日的氣旋我們也做了類似上述論文的實驗。

#### 1. 忽略積雲對流參數化（NCUM）

在這個實驗中，我們將對流性積雲所產生的降水忽略。我們得到的氣旋強度與作業模式類似，此與前述模式降水來自次網格點的對流性降水並不多的看法一致。由於6月8日的氣旋附近大氣相當潮濕，在此實驗中的低層水汽輻合造成的潛熱不能釋放，但氣旋的動力結構仍然造成相當的上升氣流，以致使氣旋附近大氣達到飽和，轉而產生大尺度降水。由於這種模式參數化過程的影響，使此實驗中的氣旋中心氣壓在模擬30小時之後較控制實驗更加深1 mb。氣旋中心位置則始終與作業模式很吻合。

#### 2. 忽略降水過程的潛熱釋放（NLAT）

為了更進一步測試潛熱對氣旋的影響，這實驗中的積雲對流降水及大尺度降水的潛熱釋放都忽略不計。實驗結果顯示氣旋在6月7日1200GMT起始之後就沒有加深。在36小時的預報中（圖4.2），低壓中心的移速變慢，並且在黃海上逐漸消散，稍後便併入北方的低壓系統中。這個實驗的結果表明降水所造成的潛熱釋放對氣

旋的發展有顯著的正面影響。並且潛熱釋放在導引氣流東南方所產生的增溫，維持導引氣流層在西北與東南軸向的溫差，進而維持導引氣流的強度及氣旋的移速。

### (二) 地表效應的影響

#### 1. 忽略地表感熱通量（NFSH）

忽略地表感熱通量，使得氣旋中心氣壓值於預報9小時以後至48小時，一直比作業模式加深1至3mb（圖4.3）。也就是說地表感熱通量對此氣旋的發展有負影響。這是因為氣旋中心於6月7日2100GMT至6月8日1200GMT通過黃海向東北移動，於6月9日1200GMT時到達中國東北的松花江流域，一路上伴隨氣旋的暖區（warm sector）在黃海及日本海的海面感熱通量都是負的，對氣旋的發展是不利的。有關此點Nuss與Anthes（1987）用理想的初始場，發現感熱通量的分佈若在氣旋暖區造成加溫或在冷區造成減溫，則感熱通量對氣旋加深有正的貢獻；否則就有負的貢獻。Chen and Dell'Osso（1987）用模擬實驗發現在1982年11月28日起源於東海然後移至日本海的氣旋中，感熱通量對氣旋發展有18%的貢獻。Chang et al.（1989）則發現GALE實驗10P#2美國東岸的鋒生與旋生中，感熱通量有負的貢獻，這是由於該氣旋生長時位置處於墨西哥灣流以東，感熱通量造成在冷區加溫而減弱了斜壓度。最近Kuo et al.（1991）發現氣旋剛出現在海上時，通常位於暖流附近，海面通量對旋生有正影響。當氣旋到了爆炸性發展階段，通常移至暖流以北的寒冷海面上，感熱通量則有負的影響。

上述及本文所提到的實驗，只能測試在數值模擬期間感熱通量對氣旋的影響。其實感熱通量（以及蒸發）最大的功能在產生斜壓的環境，使得高層擾動移近時能與斜壓環境配合導至旋生。最近Holt and Chang（1991）將旋生前低層大氣的初始溫度場改變，發現旋生的位置，強度與時間會有重大改變。對長時間大尺度運動而言，根

據Davis and Emanuel (1988) 的統計，感熱通量對旋生的貢獻是正面的。

#### 2. 忽略地表水汽通量 (NFLH)

這個實驗的預報結果與作業模式幾乎沒有什麼不同，只有在預報15小時後，中心氣壓值比作業模式降低1 mb。地表水汽通量對這個氣旋的發展似乎沒有影響(圖4.4)，這也許與模式中估算地表水汽的方法有關。然而在Chang et al. (1989) 的研究中，發現忽略海面蒸發會改變氣旋中心的預報位置，使得氣旋中心停留在海岸線上；對氣旋的強度則沒有影響。

#### 3. 忽略地表熱通量 (NSFCF)

這個實驗忽略了地表感熱通量及水汽通量，所得的結果與實驗NFSH很接近。但36小時以後預報的中心氣壓值比NFSH高1 mb (圖4.5)。因此地表水汽通量似乎對氣旋的發展有微弱的正影響。根據四(二) 1. 節的分析，海面通量能減弱氣旋中心的強度，但在華中忽略地面通量使得48小時預報的海平面氣壓比作業模式高了2至3 mb。

#### 4. 忽略地表熱通量與地表摩擦 (NFRIC)

這個實驗忽略了地表感熱通量，水汽通量及地表摩擦。結果正如我們所預料的，氣旋產生以後即迅速發展。到了30小時以後便將北方系統合併，到了48小時中心氣壓降到956mb。當氣旋中心移入黃海以後即向北移動，到了48小時預報的中心位置在作業模式的西北西方5個經度。由此可見地表與邊界層物理的參數化，在模式中扮演了重要的角色。

### (三) 大氣輻射的影響 (NRAD)

對短期預報而言，自由大氣的長波和短波輻射也許不太重要，但是地表的長波和短波輻射仍然很重要。因為模式中地表溫度的預報，對邊界層物理有重要的影響。忽略了大氣輻射參數化，使得模式在6月8日0300GMT到6月8日0900GMT期間，預報的氣旋比作業模式深1 mb；在6月8日1500GMT到6月8日2100GMT期間，則比作業模式淺1 mb。6月9日0000GMT以後，低壓中心提早開始填塞，48

小時預報的中心氣壓為984mb，位置比作業模式稍微偏北(圖4.7)。

### (四) 物理過程參數化的影響 (NPHY)

在此實驗中忽略了模式中所有的物理參數化過程，只保留了乾對流調整。氣旋中心於48小時預報中只降了11毫巴，且一直未能將北方的低壓中心合併(圖4.8)。

## 五、結 論

本文討論了中央氣象局區域預報模式對1990年6月8日鋒面降雨及其相關之氣旋發展過程的預報情形。在48小時的預報中，氣旋中心的位置始終與實際觀測位置相當接近。中心氣壓值在初始時較觀測值高3 mb。但在預報12小時以後，此氣旋迅速加深，48小時的預報值比觀測值還要低3 mb。在48小時預報中共降了23mb；實際觀測則降了17mb。模式預報的鋒面降水型態與氣象衛星雲圖所顯示的位置十分近似。700mb的相對濕度場，也與衛星雲圖的鋒面雲系位置相當一致。從48小時預報的相對濕度場，可明顯看見如逗點狀的潮濕區與左後方的乾燥區呈很大的梯度分界。對於整個鋒面系統而言，模式降水主要來自大尺度穩定降水，次網格的對流性降水並不多。

模式預報的成效受到物理參數化及數值方法的影響至大。物理參數化過程大致包括了水汽凝結過程、地表與邊界層物理，以及大氣輻射三大類。我們又以作業模式的預報當作一個控制實驗，藉著忽略模式中的一個或數個物理過程來測試上述物理過程對此氣旋發展的重要性。圖4.1顯示了其中三個主要實驗和作業模式48小時的預報結果。

首先，忽略降水過程的潛熱釋放時(包括積雲對流和大尺度穩定降水過程)，氣旋並沒有顯著發展，且於6月9日0000GMT以後，消失併入北方的低壓系統中。忽略積雲參數化的實驗結果(未標在圖中)與作業模式類似，但預報30小時以後較作業模式加深1 mb。由此可見大尺度穩定降水過程的潛熱釋放，是維持這個氣旋繼續加深的主要原因。其次，忽略地表熱通量(包括地表感熱通量和水汽通量)，使得中心在

壓在預報過程中，一直比作業模式加深 1 至 2 mb。也就是說地表熱通量對這個氣旋的發展有負影響。因為當這個氣旋在發展過程中向東北移動時，一路上伴隨氣旋的暖區在黃海及日本海的海面感熱通量都是負的，對氣旋的發展是不利的。再深入分別檢驗地表感熱通量和水汽通量（未標於圖中），則發現感熱通量對氣旋的發展有負影響；而水汽通量對氣旋的發展幾乎沒有影響或有極弱的正影響，這也許與模式中估算地表水汽的方法有關。地表摩擦則對氣旋的發展有很大的抑制作用（未標於圖中）。此外，忽略大氣輻射參數化，影響了地表溫度日夜變化的預報，使得低壓中心的預報相對於作業模式呈日夜波動的變化，並且於 6 月 9 日 0000GMT 以後提早開始填塞。

#### 參考文獻

- Chang S., K. Brehme, R. Madala and K. Sashegyi, 1989: A numerical study of the east coast snowstorm of 10–12 February 1983. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1768–1778.
- Chen, S.-J. and L. Dell'Osso, 1987: A numerical case study of east Asian coastal cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 477–487.
- Davis C.A. and K.A. Emanuel, 1988: Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2649–2659.
- Holt, T. R. and S. W. Chang, 1991: A numerical study of the physical processes in GALE IOP=2 fronto- and cyclogenesis (paper in preparation).
- Jeng, B.-F., H.-J. Chen, S.-C. Lin, T.-M. Leou, M.S. Peng, S.W. Chang, W.-R. Hsu, and C.-P. Chang, 1991: The limited-area forecast systems at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. Forecast.*, 5, 155–178.
- 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.
- Kuo, Y.-H., R.J. Reed and S. Low-Nam, 1991: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 457–476.
- Liou C.-S. and R.L. Elsberry, 1987: Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1809–1824.
- 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.
- Pauley P.M. and P.J. Smith, 1988: Direct and indirect effects of latent heat release on a synoptic-scale wave system. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1209–1235.

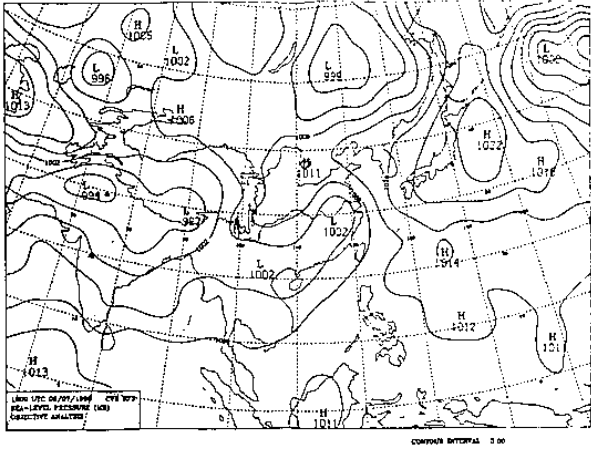


圖2.1 6月7日1200GMT時的客觀分析海平面氣壓場

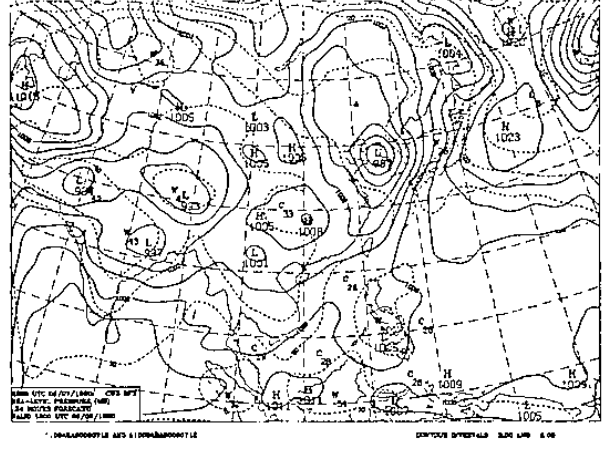


圖3.1 作業模式24小時預報（6月8日1200GMT）的海平面氣壓場

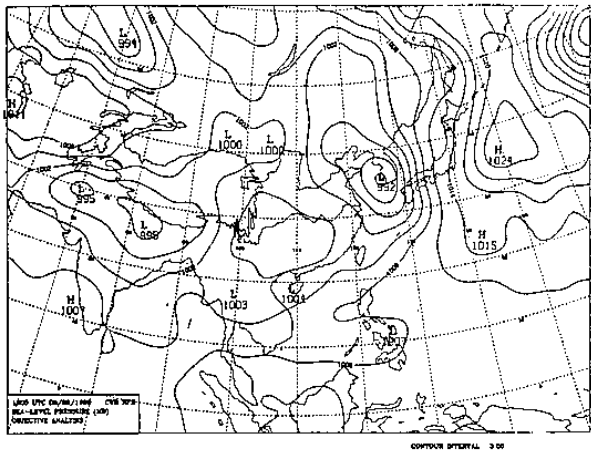


圖2.2 6月8日1200GMT時的客觀分析海平面氣壓場

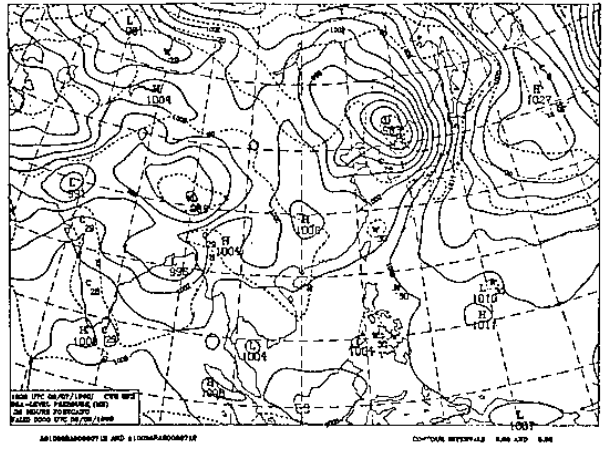


圖3.2 作業模式36小時預報（6月9日0000GMT）的海平面氣壓場

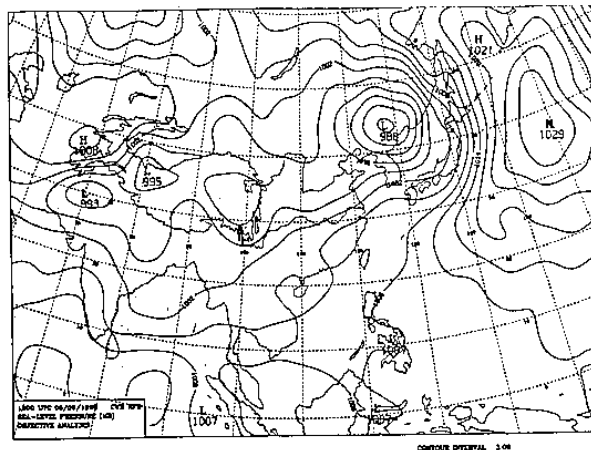


圖2.3 6月9日1200GMT時的客觀分析海平面氣壓場

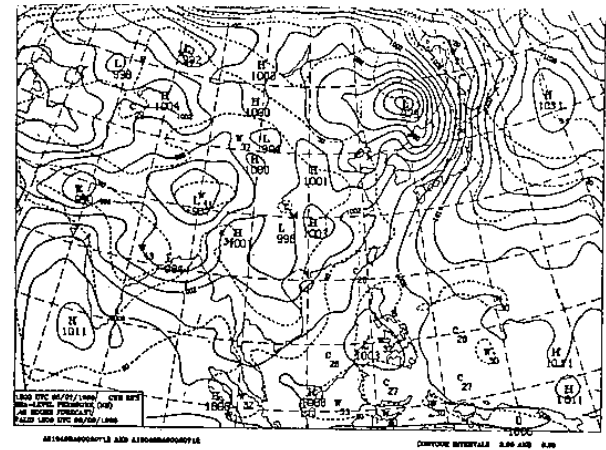


圖3.3 作業模式48小時預報（6月9日1200GMT）的海平面氣壓場



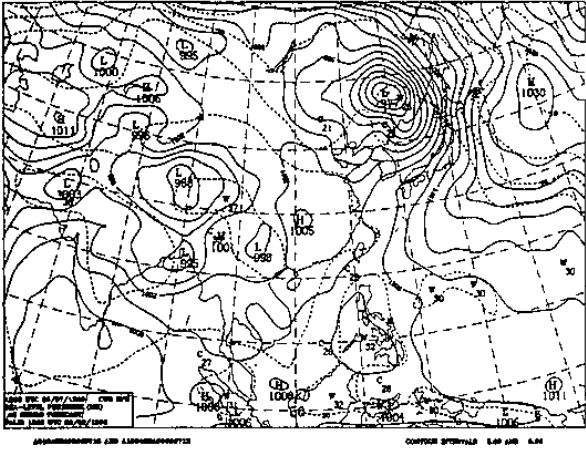


圖4.4 實驗NFSH的48小時海平面氣壓預報圖。

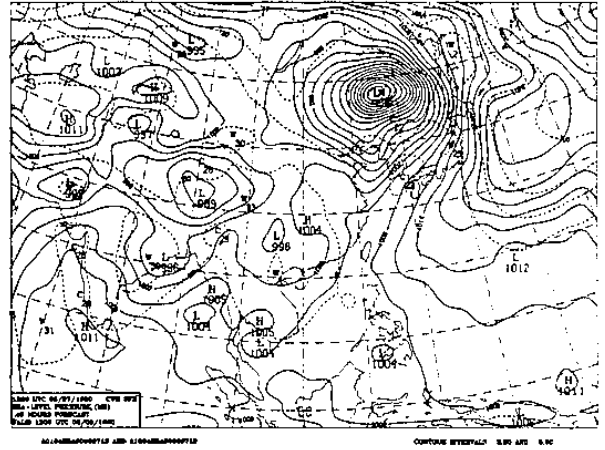


圖4.7 實驗NFRIC的48小時海平面氣壓預報圖。

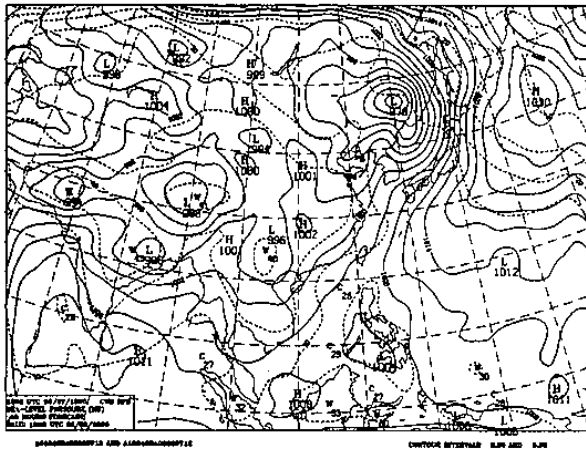


圖4.5 實驗NFLH的48小時海平面氣壓預報圖。

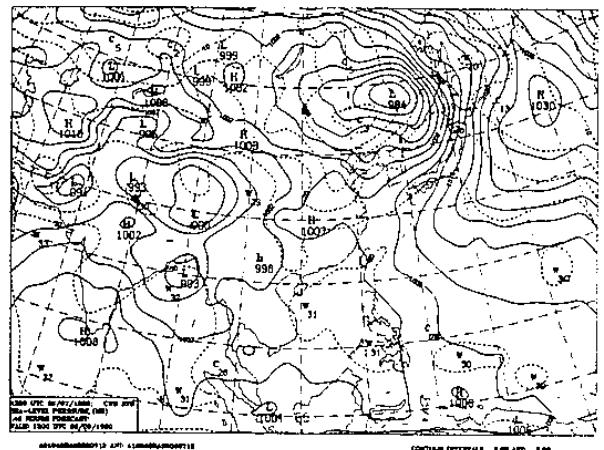


圖4.8 實驗NRAD的48小時海平面氣壓預報圖。

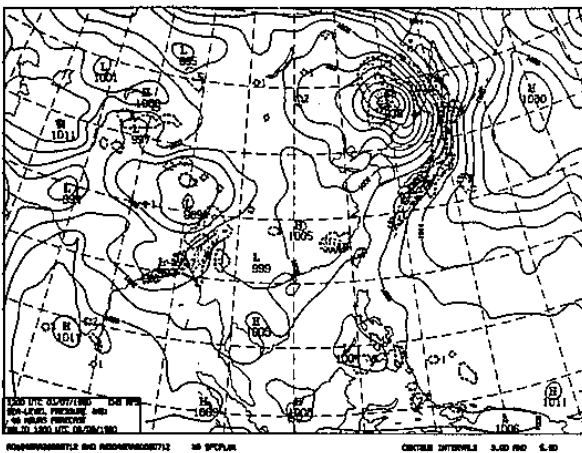


圖4.6 實驗NSFCF的48小時海平面氣壓預報圖。

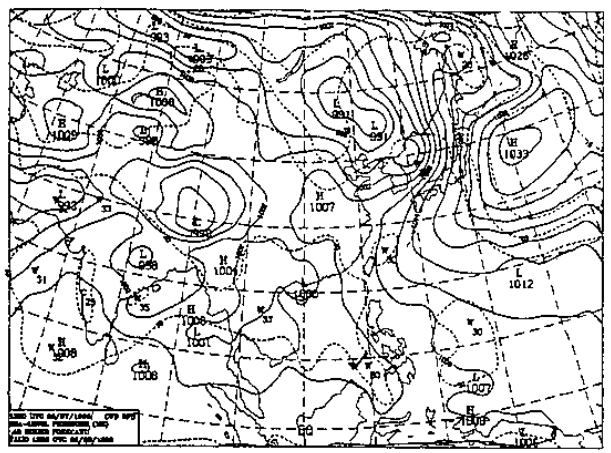


圖4.9 實驗NPHY的48小時海平面氣壓預報圖。