

東亞寒潮與熱帶對流的關係

陳雲蘭
中央氣象局預報中心

許冕雄
臺灣大學大氣科學系

摘 要

為探討在東亞寒潮爆發前後熱帶對流的情形，本研究使用EC八年冬季資料選出20個寒潮個案作合成。希望用合成方法分析寒潮前後五天內大氣環流的共同特性，觀察低緯對流的表現。

結果發現寒潮爆發前，中高緯的特徵為一由西向東移行之波狀斜壓系統。寒潮爆發後引起的對流以菲律賓以東低緯地區較明顯。再由高低層流函數場與速度位場的合成分析研判，寒潮南下的機制應由斜壓系統所主導，而關於低緯對流對中緯度的回饋能力可能有限。分析中也顯示由寒潮引起的輻合系統應可分為二類：一是由高壓向西移行之前緣低壓系統所影響的較有組織且發展較高的擾動，另一則是高壓南緣界面輻合產生的輻合雲系，其發展較低。

一、前言

大氣藉各種環流現象維持能量的平衡。北半球冬季季風環流蘊含大量的能量，且其分布廣闊，透過氣流大幅的南北運行，將可產生對大尺度環流的影響。而探討冬季季風期間大量快速南向質量流的寒潮爆發時所牽涉到的環流變化情形，則深具研究價值。

寒潮的擾動系統大部份是在中緯度建立起來的，常形成於亞洲東部沿岸，地面上的配置是：高壓在東亞大陸，低壓在日本附近，所以對地面上的環流系統而言，呈現一個“反氣旋-氣旋”的雙組合型式(couplet)。一般而言，當500hPa高空槽移至日本上空時，上述地面系統迅速發展。另外，熱帶對流因大量之潛熱釋放，為大氣重要熱源之一。尤其在馬來西亞、印尼一帶的海洋大陸，冬季對流活躍，是影響冬季大氣環流變化的重要機制之一。本研究的目的即在觀察東亞寒潮期間熱帶對流的活躍情形，並分析其間大氣環流的特徵，探討東亞寒潮與低緯對流的關係。

近一、二十年來，這方面的研究不少：自Ramage(1971)提出南亞寒潮與東亞局地哈得里環流的加強有關的觀點後，Chang et al.(1979)也以實例觀測發生於近赤道南海地區的海氣交互作用與組織性對流系統和寒潮的關連。他們發現在寒潮剛開始發生時，熱帶地區由於低層輻合加強，致使熱帶擾動加強，而且組織性深積雲系統對流旺盛。組織性的積雲對流所釋放的潛熱則又回饋環流系統，進一步加強熱帶擾動。Chang and Lau(1980; 1982)進一步分析寒潮期間行星尺度環流發生改變的情形，發現有以下特徵：

(一) 在南亞發生寒潮之前，東亞地區哈得里環流變強，並且在日本上空伴隨著噴流增強，此乃是受高層向極氣流透過非地轉風的柯氏力矩加速影響。

(二) 在阿富汗與巴基斯坦附近上空的噴流發展恰好和東亞的情況相反，南亞發生寒潮之前，西亞的噴流反而會有減弱的情形，而使經向環流變成熱力間接環流。

(三) 當寒潮發生之後，幾乎同時使得東亞哈得里環流達到最強，致使在近赤道的南海地區原已存在的擾動系統增強而產生對流，並且同時加強兩個東西向的沃克環流。他們並且認為在季風活躍期，中低緯的交互作用較為明顯。

Chang et al. (1985)則認為低緯對流對中緯噴流的影響應為一種回饋作用，因為寒潮是發生在強斜壓時期，而噴流剛開始的變化應為斜壓效果。Chen et al. (1988)利用更多垂直分層的環流場資料及紅外線雲量，研究婆羅洲附近，近似滯留性氣旋式擾動對寒潮爆發之反應。結果發現：寒潮增強低層擾動，而依序地增強對流活動，並減小擾動中心之垂直傾斜程度。且認為寒潮最強之後24小時，近地層內乾空氣進入氣旋式環流內時，乾空氣促使850hPa擾動減弱。Chang and Chen (1992)用14年(1974/75~1987/88)的冬季資料，以正準相關分析研究南海寒潮與西太平洋至東印度洋間的輻散場關係。他們利用分析地面風場定義寒潮模，並分別與高低層的速度位場作延遲相關，結果發現與寒潮有關的200mb熱帶輻散場有二個中心：主要在馬來西亞半島、蘇門答臘與婆羅洲之間的赤道南海區，次要則位於孟加拉灣。寒潮發生後，輻散在這二個地方都增加。

由以上可知：許多的研究都支持寒潮對低緯地區的影響，但其影響的情形與中低緯之間交互作用的

過程，則有待進一步的了解。例如，Chang and Lau (1980, 1982) 發現寒潮爆發之前，哈得里環流就已開始加強。他們的研究並未指出哈得里環流加強的原因。但如果與熱帶對流有關，則在寒潮爆發之前，熱帶對流就已有某種程度的加強。由此觀之，寒潮與熱帶對流之間的互動關係，值得進一步探討。

本文藉東亞寒潮爆發前後大尺度環流結構與熱帶對流的分析，探討寒潮期間大氣環流的特徵。希望對這個現象作更進一步的整理，同時也期望能有進一步的認識。研究方法仿照過去的研究，從較長的資料選出20個個案，希望以較多的樣本重新對寒潮作合成分析。

二、使用資料

本研究主要使用的資料來源為下列二種：

ECMWF

歐洲中期預報中心 (ECMWF) 經過初始化及客觀分析後的八年冬半年 (1981/82~1988/89, Nov.~Mar.) 1000hPa和200hPa每日00UTC及12UTC的重力高度場、溫度場、風場 (H、T、U、V) 資料，網格距離為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯度，空間範圍涵蓋全球，共 $144 \times 73=10512$ 個網格點。

另外利用U、V風場資料計算各網格上之輻合輻散值、渦度值、速度位值及流函數值等，以加強各種物理場之分析。

NOAA / OLR

美國海洋大氣總署 (NOAA) 七年冬半年 (1981/82~1987/88, Nov.~Mar.) 每日00UTC及12UTC之OLR (Outgoing Longwave Radition) 資料，網格距離為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯度，空間範圍涵蓋自北緯 60° N到南緯 60° S，共 $144 \times 49=7056$ 個網格點。

三、分析方法

本研究以個案合成分析作為主要的分析方法，在定義寒潮及選取合適的個案之後，我們以寒潮爆發時刻為+0天，依序作合成分析爆發前5天 (-5天) 到爆發後5天 (+5天)，每間隔0.5天為一分析時間，如此每個分析場將會有21張合成分析圖。又因為本研究的主題為東亞的寒潮，因此在分析圖上，我們只擷取東半球， 60° N~ 30° S的範圍。而對赤道附近環流的分析，我們將重點分析區域置於印度洋以東。

在資料的處理方面，由於我們選取八年間的20個個案作合成，年際之間的差異可能很大，如此將會影響合成的效果。所以在做合成之前，必需先解決年際變化的問題。我們的作法是將每年的每天資料減去該年的冬季平均 (12月~2月)，又因為我們使用一天二筆00UTC、12UTC資料，所以00UTC的資料是減去00UTC資料的冬季平均得來；12UTC的資料是減去12UTC資料的冬季平均而來。如此可以除去年際變化，同時也去掉了日變化的擾動。

此外由於高低緯環流特性的不同，低緯度的環流場變化量相對於高緯度而言比較小。為了除去這種差異而且客觀地反應中低緯的變化，我們將資料作標準化的處理：

$$S_j = \frac{X_j - \bar{X}_j}{SD_j}$$

其中

\bar{X}_j 為各網格點該年的冬季平均

SD_j 為各網格點該年冬季資料的標準差

j 為網格點指標

這種處理方式可以顯示出各網格點真正的變動程度。

在分析環流場方面，主要使用ECMWF的高度場及風場資料，分析各基本場，並利用風場資料計算出流函數場、速度位場及輻合輻散場。其中流函數場的結構代表了旋轉環流的型式，可幫助我們觀察中低緯的旋轉風場在寒潮期間的變化情形，而速度位的梯度方向代表輻散風，比較兩者可讓我們充分了解環流場的變化情形。

四、寒潮個案的選取

由於本研究希望利用合成個案的方法來觀察東亞寒潮期間的各個環流場，所以首先必須定義選取寒潮個案的條件。我們在此主要是參考Lau and Lau(1984)的研究，他們利用大陸沿海的三個測站：上海、廣州以及福州在溫度、氣壓、風場的表現，來定義東亞沿海的寒潮爆發，其條件為：在24~48小時內需滿足下列三點：

- (1) 溫度降低 $\geq 5^\circ\text{C}$ 以上。
- (2) 沿海各測站與內陸測站 (武漢) 之地面氣壓差增加 $> 5\text{hPa}$ 。
- (3) 北風的分量 $> 5\text{m/s}$ 。

本研究中，我們希望探討寒潮爆發對熱帶大氣的影響以及觀察中低緯的交互作用，故需以更嚴格的條件來選取個案，以期選出寒潮效應可能影響較低緯地區之個案，故增加台北一站，並將條件(1)修改為地面溫度降低 6°C 以上。此外，由於本研究使用的資料為ECMWF $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 網格距離的資料，因此對於上述測站的位置我們是利用最靠近測站的網格點來代表測站。即利用 (120° E, 30° N)、(120° E, 25° N)、(120° E, 22.5° N) 及 (112.5° E, 22.5° N) 四個網格1000hPa資料代表沿海測站，以 (115° E, 30° N) 為內陸測站，其中又因 (120° E, 22.5° N) 網格較南，故改計算其與 (112.5° E, 22.5° N) 的高度差，作為判斷氣壓差的指標。

分析每年在1000hPa溫度場、高度差及南北風場的時間序列 (未附)，我們挑選四個測站都符合前述寒潮條件的時段，並以台北站寒潮的發生時間為主要參考，加上察閱實際的天氣圖來驗證所選取的確為影

響較低緯的寒潮個案。在81/82~88/89的八個冬季，我們共選出20個寒潮個案（如表1）。

測站的選定對於寒潮個案選取的敏感性可能有所影響，但我們儘可能去作一個合理的條件選定作客觀性的選取，並配合檢查天氣圖作正確的判斷。

五、寒潮個案合成分析

由於合成分析法是一種快速、直接且可獲得對寒潮期間大氣環流認識的方法，但過去的研究，有的只挑選一個冬季的寒潮個案作合成（Lau and Lau, 1984），有的則只是作幾個個案的合成（Chang and Lau, 1982）。而且不管是個案分析或合成分析，大多只針對一層或幾個環流場作分析，對於了解整個寒潮期間的環流並不能有很好的掌握。所以，本研究利用ECMWF八年的資料選出20個寒潮個案，對更多的環流場作合成分析，記錄寒潮期間大氣環流的特徵，及其所可能引起的中低緯交互作用。根據前一章的方法，我們對所選出的20個個案作合成，透過這種合成統計方法可以表示出個案間的環流共通特性。如果個案之間環流差異不大，合成分析應可對寒潮期間環流場的結構有較好的掌握。主要分析的氣象場為OLR場與1000hPa及200hPa的高度場、流函數場、速度位場、緯流風場、輻合輻散場及流線場；在分析時間方面，自寒潮爆發當時起間隔0.5天為一取樣時間，前後各延伸5天，所以共有21個取樣分析時間，不過為了精簡版面起見，本文將只收錄各分析場在寒潮爆發當時及其前後整數天（-5天、-4天、-3天、-2天、-1天、0天、+1天、+2天、+3天、+4天）的圖例。各分析結果擇要說明如下：

1000hPa高度場分析

寒潮爆發前高壓主中心盤距在 $80^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 較高緯附近，範圍廣闊，從-5天至-3天不斷有高壓勢力向東南傳至華中、華南地區，但梯度不強。在-2天有一分裂高壓自大陸向東移出，而高壓主中心在-1天後，中心氣壓顯著加強，而在 $160^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 之間與其配對之低壓系統也對應加強。到了第0天後，高壓自源地快速南移，前緣的低壓槽，再加上在-2天先自大陸移出的第一波高壓，三者在西太平洋形成一變型場。大陸高壓往南的勢力到了+3天後，梯度漸弱，高壓勢力轉往向東，其前緣低壓槽也隨之東移，變型場也逐漸消失（圖未示）。

在上述資料分析中，我們雖可大致觀察到寒潮南下後在中、高緯的影響，但卻不容易看出高度場實際變化的情形，並且由於低緯的變化相對於中高緯的變化較不明顯，我們也很難觀察到低緯的改變情形，因此我們將資料標準化，製作標準化的合成圖來配合分析。

在標準化後的1000hPa合成高度場上（圖1），我們看到寒潮爆發前（如，-5天至-2天），低緯主要為高度負距平。此外，追蹤寒潮的起源，我們發現在

$40^{\circ}\text{E}\sim 60^{\circ}\text{E}$ 中高緯處有一配對的正負距平，自-5天起先向東北移動，至-3天後，轉為偏東，到了-2.5天，中高緯可見一種波列結構，向東移行且持續至期末。這個觀察與Joung and Hitchman (1982)的研究類似，他們發現在韓國寒潮爆發前六、七日，自西北大西洋有槽脊形成、發展、消散，並向下游經過歐亞大陸直到東亞地區，並且將此現象解釋為羅士培波。-2天，此波列對應大陸高壓的擾動振幅逐漸變大，在+0.5天，負距平自大陸移出，振幅也急速增大，此時中高緯之擾動尺度達到最大。同時，低緯度的負距平隨中緯度波列的移動，逐漸調整，至+0.5天低緯主要的負距平區只在 $120^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 附近。

由標準化高度距平分析可見到寒潮爆發後引起高壓擾動快速南下的情形；+1至+2天從東亞大陸迅速南下，+3天後高壓擾動雖呈東北-西南走向隨斜壓波向東北移出，但在南下的分量，仍可達 10°N 以南。因此低緯地區自高壓南下後至期末轉為以正距平為主。由觀察大陸高壓的演變情形也可以清楚地看到冷高壓南下受青藏高原阻擋，及其易偏向中南半島南下的影響情形，此乃地形導管作用。

1000hPa流函數場分析

流函數場的分析，可幫助我們針對旋轉風場的情形進一步觀察寒潮期間大氣環流的變化。由標準化後的低層流函數合成圖來看（圖2），在中高緯的表現大致與高度場相似，但由旋轉風場看寒潮後對低緯的影響，可發現風場的影響比高度場快，在+2天已達 10°N 以南，可看到南海地區東北風的距平很明顯，+3天時其影響甚至可達赤道。

此外，觀察低緯的情形，可發現寒潮前-5天至-3天西太平洋海洋大陸區是先由負距平主導，但因其無組織性且分布不均，所以只有以在 130°E 附近的組織較為持續，其後漸漸變為反氣旋距平。在-2天，低緯地區氣旋式環流的出現乃是受中緯度大陸高壓前緣的氣旋式環流的移動影響。在-1天至+0.5天，氣旋式環流先在印度洋一帶發展，但隨著中緯度系統的東移，印度洋氣旋式環流距平在+1天後減弱消失。 $120^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 的低緯地區，伴隨高壓前緣氣旋式環流出海後振幅加大的影響，在+1天有明顯的氣旋式環流距平，至+2天甚至可見氣旋式環流距平影響延伸至赤道區。自+3天後當中緯度波列結構更向西移，此時西太平洋低緯海洋大陸區已沒有較明顯的氣旋式環流結構。

另一個有趣的現象是：在+3.5天， $70^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 低緯附近觀察到一個南北對稱的結構，在此區以北為反旋式環流，以南為氣旋式環流，且在+4~+4.5天，此結構有略為向西的移動現象。此一特性類似在赤道上之向西的羅士培波，因其現象並不是特別明顯，因此是否為寒潮南下對赤道波動所造成的影響，很難判斷。

200hPa流函數場分析

由高層流函數場的分析（圖3），可見到中高緯的系統與低層相對應。我們比較高低層的配置、觀察與寒潮有關之中高緯波列的垂直結構，從-5天至-4天，高層之波列配合低層向東移動，垂直方向有斜壓的結構。-3.5天在 100° E附近，低層氣旋式環流系統減弱並繼續往東南移動，但在高層相對的系統卻有發展的現象，移速相對較慢。到了-2天，高低層斜壓系統更明顯的建立，之後至寒潮爆發，低層擾動振幅開始變大，但高層則無多大改變，且可發現高層的波列結構並不像低層一樣完整，且其位置較偏高緯。振幅明顯的改變是在+1天，系統自大陸出海之後，高層在 110° E~ 140° E附近的氣旋式距平與低層配合，尺度之大影響可達赤道地區。另外，我們也觀察到在高層自+1.5天後，在 100° E之反氣旋擾動迅速減弱消失，而在 160° E附近有另一反氣旋擾動發展，整個波列結構似乎將能量往下游傳送，直到+3天後波列結構逐漸瓦解。因此在整個寒潮爆發後的垂直結構，對高壓前緣的低壓系統而言，有很好的斜壓結構，但對在大陸上的高壓系統而言，在底層有明顯的反氣旋式擾動向南移行，但高層並沒有相對應的系統配合，這可能代表寒潮的爆發雖受斜壓系統的影響，但其本身高壓的南移是較局限在低層，而脫離高層系統的影響。

高低層速度位場分析

由於速度位的梯度方向代表輻散風場，我們可藉此觀察輻散環流在寒潮期間的演變。在低層速度位場（圖4）可觀察到，在-5天 40° E~ 80° E中高緯的擾動系統有明顯的速度位梯度，且與其他環流場的表現大致相同。主要結構為自-5天起向東傳之波列結構。在寒潮爆發+1天後，中國大陸沿海地區輻散風向東，雖然往南方向也有一些輻散風，但其主要的速度位梯度只局限於 10° N以北。

低層較低緯度的速度位場方面，並沒有太明顯的梯度，顯示寒潮期間低緯之環流變化並不明顯。較特別的是在+3天， 140° E附近東亞地區有向南之速度位梯度，而低緯則有向東的速度位梯度，這種環流的配置可能有局地哈得里環流及沃克環流的型式，但梯度依然不是太強。

觀察標準化後的高層速度位場（圖5），雖然也可發現相對於低層的環流，但並不明顯。較明顯的環流變化是出現在寒潮爆發後+1天，高壓前緣的高層輻散區與低緯系統連成一氣。高層環流場的變化在+3天更在 110° E~ 140° E低緯地區附近有向北的速度位梯度，配合低層的環流場形成局地哈得里環流的型式，惟梯度不強，向北輻散量應不大，且其持續時間不長，範圍也不致太大，故對於低緯系統透過此種環流系統回饋去影響中、高緯地區之斜壓系統的能力可能有限。

200hPa緯流風場分析

分析高層緯流風的目的，在於了解寒潮前後中高緯度西風帶的變化。高層緯流風分析顯示：只有在

寒潮爆發前，高緯已有較強的西風噴流加速，且其位置與高層之流函數場負距平配合（圖6）。此一西風的加強，顯然與由西向東移行之中緯斜壓系統有關，而且此時局地哈得里環流並無明顯加強，因此與科氏力矩的加速作用無關。寒潮爆發後，主要的西風距平向東北移行，但在+2天及+3天台海上空附近，仍有西風的距平，而且與中緯流函數負距平南北梯度分佈一致，顯然是先前西風距平的殘留信號。從前一節，我們知道在+2天至+3天，局地哈得里環流已加強，因此上述西風距平也可能與高層極向流產生的柯氏力矩有關。但是，一般而言，輻散風量遠小於旋轉風量。因此，輻散風產生的西風加速對上述西風距平的影響，應較旋轉風的變化量小。即使有影響，因為此種西風距平的持續時間不長，且範圍不大，判斷這種由低緯對中緯度系統的回饋是很有限的。另外比較+2天與+3天的西風距平，並沒有看到西風距平有特別加速的情形，如此又再次地說明了：寒潮南下的機制是由斜壓系統所主導，而寒潮爆發後低緯對流對高緯的回饋則是非常有限的。

OLR合成分析

分析OLR資料的合成圖，我們想觀察寒潮前後，大尺度對流系統的變化。由於OLR代表地球一大氣系統的向外長波輻射量，其主要取決於雲頂溫度及下墊面的溫度，如果下墊面溫度的時空變化不大，則OLR主要受雲的影響。又在熱帶地區，OLR的低溫，或者說雲頂的低溫，代表深對流，或是上升運動強，因此我們利用負距平的OLR值來當作對流的指標。但是在緯度較高地區，此一解說方式不一定成立。另外經由標準化的OLR資料，看到的是較顯著的變異量，可增加其在對流方面的代表性。

分析寒潮前之OLR距平圖（圖7），自-5天起，同樣地可在中高緯度見到一明顯的負距平區配合前述的波列系統向東移動。不過，該負距平區開始之位置是在 80° E~ 100° E附近，位於低層 60° E~ 80° E附近負高度距平前緣。至-3天待高度負距平東移後，負OLR距平區位置才與之重疊。在-5天至-3天，低緯的負OLR距平位於西太平洋區，南海及以南之低緯地區，顯示該區對流較旺盛。值得一提的是，它的位置與同一時期低緯的1000hPa高度負距平區一致。至-3天，對流在低緯仍活躍，但分布已較不規則且較分散，呈現局部的對流分布型態。明顯的改變是在-1.5天以後， 90° E~ 120° E的正值區將低緯對流一分為二。 90° E以西的對流區較強，且隨即有向西移動，逐漸減弱的現象，而在 120° E以東的對流區則隨大陸高壓勢力的逐漸南移而向東移走並減弱。仔細觀察寒潮爆發前幾天，正負OLR距平結構的演化，我們發現正距平區位於1000hPa高度負距平區之前緣，伴隨斜壓系統由北往南移動。南海及西太平洋低緯地區熱帶對流，因此減弱，導致在寒潮爆發之時（第0天）低緯對流最弱。

觀察寒潮爆發後，配合高度場分析，發現主要對流系統的位置在地面高度正距平南緣及其前緣的高

度負距平區。到了+1.5天，雖然伴隨1000hPa高度負距平區的OLR負距平區逐漸向東北移去，但在130° E附近卻出現另一負OLR距平區，顯示低緯地區對流加強。我們研判此系統與斜壓變型場之輻合帶有關。另外1000hPa高度正距平區南緣的負OLR距平在+2天移至南海，至+2.5天後隨正高度距平向東北移動，此負OLR距平也與130° E附近低緯之負OLR距平合併且持續至期末。

因此，我們由寒潮的個案合成分析大致可以知道，寒潮南下時可加強低緯局部地區的對流。此一結果與過去其他的研究結論並無不同，但由本研究之合成個案分析看來，由寒潮所引起的低緯對流以菲律賓以東的低緯地區較為明顯，在孟加拉灣則無明顯的加強，此一結果與 Chang and Chen (1992) 不同。

高低層輻合輻散場分析

在輻散場的分析方面，我們主要想觀察大陸高壓南下後引起低緯的輻合狀況。在-5天至-3天，伴隨中高緯的波列結構的高低層的輻散場，呈現低層輻合場與高層輻散場位置一致，正符合斜壓擾動的基本結構(圖8, 9; Holton, 1992)。自-1.5天以後，觀察高壓前緣的低層輻合區，除了伴隨波列結構向東移動外，並且可觀察到其隨著南侵之高壓向西南延伸至印度洋區。高層輻散區也有類似特徵，而且與高度場的負距平表現一致。此現象顯示寒潮前-1天至+0.5天，印度洋低緯地區的輻合受東亞大陸高壓前緣低壓系統移動影響。

在+1天，由大陸高壓造成的低層輻合區位於140° E附近，與高壓前緣伴隨之低壓系統位置一致。另一輻合區則在南海附近高壓南緣之界面，此觀察與OLR場的分析一致。另外，觀察此二輻合區之垂直發展情形，可以發現在140° E之低層輻合系統對應到高層的輻散場顯示其對流可能較強，而高壓南緣之低層輻合區則無高層的配合，顯示其可能屬較低的雲系。值得一提的是，在+1.5天，配合高壓勢力的南侵路徑，此種低雲系也可在緬甸、孟加拉灣出現。+3天以後，主要低層輻合區隨高壓向東北移動，也移至130° E附近。

我們在寒潮爆發+0.5天後，觀察到寒潮南侵的情形可能有二個路徑：一為向東配合波列結構移行之路徑，一為向南傳，但向南之波動較不易傳出，因下游沒有明顯的訊息接續。而在+1天至+2天在100° E~120° E的高壓南緣的輻合區，因高層輻散場並沒有明顯配合，判斷對流系統為較淺之對流。

另外，我們也分析流線場，希望了解寒潮期間氣流運行的情形。大致而言：氣流場在低緯的變化並不大，南北氣流輻合區大致在10° S附近，如此可以解釋在OLR合成分析中所看到的90° E以西的低緯對流變化的現象。高緯的變化主要是在寒潮爆發後明顯看到：北方冷空氣自大陸向東南出海後易於140° E附近形成斜壓變型場，而在130° E附近，即為變型場之輻

合軸，如此恰可解釋為何寒潮爆發後菲律賓東方容易激發對流的原因(圖未示)。

個案合成分析小結

由以上的分析我們對寒潮前、後環流的特徵有進一步的認識。寒潮爆發前的特徵為一由西向東移行之波列狀斜壓系統。Joung and Hitchman (1982) 認為其具有斜壓羅士培波的特性。關於寒潮爆發之後對低緯對流的影響，由本研究之個案合成分析看來，以在130° E~140° E、20° N以南的區域，對流受寒潮南下的影響最大。由於此區在高低層流函數場有明顯的氣旋擾動，且在流線場也可觀察到此區為大陸高壓前緣變型場之輻合區，因此我們在高低層的輻合輻散場及OLR場都可見到寒潮後的低緯對流在此區最明顯。至於其他地區的對流情形，由於各場的分析並無充分的支持，所以很難看出與寒潮的關係。而討論到由寒潮引起的輻合系統，應可分成二類：一是由高壓前緣低壓系統所影響的較有組織且發展較高的擾動，另一則是高壓南緣界面輻合的輻合雲系，其發展較低。

而在寒潮後低緯地區對中高緯系統的回饋情形，由高低層速度位場可看到在+2天後東亞地區有局地哈得里環流的型式，在高層緯流風也可分析到寒潮後有西風距平的加速。但是因強度上不是很明顯，持續時間也不長，而且與中緯的流函數場變化一致，因此判斷低緯系統對中高緯的回饋能力有限。

六、討論與結論

一般我們對東亞寒潮的印象主要是以一種天氣動力學的角度，認為寒潮即是中高緯低層冷高壓快速將質量由北向南傳的現象，地面有冷平流，高層則伴隨強負渦度平流。雖然我們從低層高度場可知冷高壓源地在80° E~100° E高緯附近，但由距平圖分析可知，初始的擾動是從更西邊的40° E~60° E附近東傳而來，顯示在冷高壓源地西邊的上游波動，對高壓的南下可能有激發的作用。另外，觀察寒潮期間在高低層中高緯出現的波列結構，其垂直方向的配置在寒潮前有很好的斜壓結構，且在寒潮爆發時擾動振幅變大，在寒潮後二天，斜壓結構逐漸破壞，寒潮的勢力也逐漸減弱，顯示高壓南下後主要受斜壓系統主導。若以擾動的角度觀察寒潮，發現其南下的路徑可分成二支，一為先向東再轉往東北以斜壓波列結構移出，另一為向南之傳播。

而有關於東亞寒潮爆發前後對低緯的影響，由我們的合成分析看來，可獲得以下幾點結論：

(1) 寒潮爆發前，低緯的訊息並沒有特別的環流變化。但在對流表現上，寒潮前5天低緯的對流情形較平均狀態為強，且低緯1000hPa高度距平在寒潮前是以負距平為主。

(2) 寒潮南下影響的勢力，在+3天後可達 10° N以南，且風場的影響比高度場快。

(3) 寒潮南下後，可引起低緯的低層輻合現象，產生對流擾動，但其最有利發生的位置應在 130° E附近， 20° N以南的低緯地區，而非其他熱帶或赤道地區。且其影響時間大約在+2天以後較明顯。因為由分析中知道，低緯的輻合現象受大陸高壓前緣的低壓系統的移動影響很大，各場分析看到該區正是經常與中緯度低壓系統相連的低緯輻合帶。

(4) 另一個跟寒潮有關的低緯對流區是在印度洋附近，相對來說，其發生時間較早，可在寒潮爆發後即發生，甚至爆發前0.5天。其發生之原因也是與中緯度高壓前緣之低壓系統有關。

(5) 寒潮爆發後3天，可在高低層的速度位場清楚地看到在東亞地區在南北向有局地哈得里環流的型式，東西向有沃克環流的型式。惟梯度並不大，顯示環流並不太強。

(6) 若配合以高層緯流風來觀察局地哈得里環流對中緯度系統的影響，發現在+2天及+3天台灣上空附近，確實有西風的距平，但因持續時間不長，且範圍不大，而且與流函數場變化一致，判斷這種低緯透過加強之哈得里環流，產生對中緯度系統的回饋是有限度的。

(7) 寒潮對熱帶的另一個可能的影響是，其大量質量流南下所可能引發的赤道波動。我們在分析低層流函數場中，在+3.5天以後，在赤道觀察到一類似向西傳遞之擾動，其結構類似赤道之羅士培波。

我們觀察每個寒潮個案期間，熱帶對流的變化，並沒有發現二者之間有很明確的關係。因為熱帶地區常伴隨有一種自西向東傳遞的低頻擾動，影響了對流的消長及分布。而這種低頻擾動與寒潮發生間之相對關係也有各種組合，若要判斷二者之間的關係，必須對資料做進一步的處理，將低頻擾動孤立出來，再詳細分析。這將是我們未來工作之一。

本研究的目的除了希望更清楚的了解寒潮期間所引起的中低緯交互作用情形外，也期望較完整的記錄東亞寒潮的時空結構。觀察各環流場的特徵，我們覺得有幾個有趣的問題：

(1) 關於中緯度在寒潮前，波列結構的開始形成原因。雖然大陸高壓的源地在烏拉山附近，但寒潮爆發的原因可能是起自 40° E~ 60° E之中高緯波列，而波列在怎樣的機制被激發，及其如何激發中緯度寒潮爆發，是值得再作深入探討的。

(2) 上述波列結構經常存在於大氣中，但是在何種情況下，才能引發強烈寒潮？

(3) 在寒潮前-2天先自大陸偏東移出之高壓及低壓（或低壓槽）對寒潮爆發過程中伴演的角色。由於此波高壓可能對寒潮前緣之斜壓變型場有關，若此變型場對寒潮有阻擋其東移而將勢力南傾的作用，則此波高壓就對寒潮有間接的影響。此外，這一波高壓加強變型場的形成，也造成變形場輻合軸在低緯對輻合的貢獻。

(4) 此外，南半球在此期間是否也有一些貢獻，本研究中並無特別討論，但由分析圖中一些南來信號的現象，似乎應有一些伴隨的環流。

最後，我們要強調的是，合成個案的原因是為了觀察本研究興趣主題之共通特性，但我們不能忽略個別個案所可能有的差異。仔細審視上述合成圖，我們發現振幅不大，其中許多結果無法通過嚴格的統計測試。此一結果顯示，個案寒潮之間的差異不容忽視。或許經過分類，更能呈現其共通特性。未來，我們將逐一檢視每一寒潮特徵，並引用1988~1993年資料，增加寒潮個案數，做進一步分類及統計診斷分析。

參考文獻

陳泰然，1985：“冬季季風實驗”期間寒潮爆發對南海及鄰近地區中低對流層之影響。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1985-05，74頁。

Chen, G. T. -J., C. -P. Chang, and T. E. Gerish, 1988: Structure variations of the synoptic-scale cyclonic disturbances near Borneo during the WMONEX period. *X Papers Meteor. Res.*, 9, 117 - 135.

Chang, C. P., and K. G. Lum, 1985: Tropical-midlatitude interactions over Asia and the Western Pacific Ocean during the 1983/84 northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1345 - 1358.

---, and J. M. Chen, 1992: A statistical study of winter monsoon cold surges over the South China Sea and the large-scale equatorial divergence.

---, K. -M. Lau, 1980: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the Winter-MONE area during December 1974, Part II: Planetary-scale spectra. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 298 - 312.

---, and ---, 1982: Short-term planetary-scale interaction over the tropic

and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. Mon. Wea. Rev., 110, 933-946.

---, J. E. Erickson and K. M. Lau, 1979: Northeastly cold surges and near-equatorial disturbances over the Winter-MONE area during December 1974, Part I: Synoptic aspects. Mon. Wea. Rev., 107, 812-829.

Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, pp.511.

Joung, C. H., and M. H. Hitchman, 1982: On the role of the successive downstream development in east Asia polar air outbreaks. Mon. Wea. Rev., 110, 1224-1237.

Lau, K. M., C. P. Chang, and P. H. Chan, 1983: Short-term planetary-scale interaction over the tropic and midlatitudes during northern winter, Part II: Winter-MONE period. Mon. Wea. Rev., 111, 1372-1388.

---, and ---, 1987: Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections. Monsoon meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, eds., Oxford University Press, 161-202.

Lau, N. C., and K. M. Lau, 1984: The structure and Energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreak over East Asia. Mon. Wea. Rev., 112, 1309-1327.

Ramage, C. S., 1971: Monsoon meteorology. Academic Press, New York.

	冬季擾動	年	月	日	時間
1	8182	1981	12	17	12Z
2	8283	1982	12	11	00Z
3	8283	1982	12	25	00Z
4	8283	1983	1	17	12Z
5	8283	1983	2	1	12Z
6	8384	1983	12	22	00Z
7	8384	1984	2	16	00Z
8	8485	1985	1	23	12Z
9	8586	1985	12	14	12Z
10	8586	1985	12	30	12Z
11	8586	1986	1	21	00Z
12	8687	1986	12	6	12Z
13	8687	1986	12	17	12Z
14	8687	1987	1	11	12Z
15	8687	1987	2	2	12Z
16	8687	1987	2	26	12Z
17	8788	1988	1	22	12Z
18	8788	1988	2	5	12Z
19	8788	1988	2	16	12Z
20	8889	1989	1	26	12Z

表1：寒潮個案之選取（1980~1989）

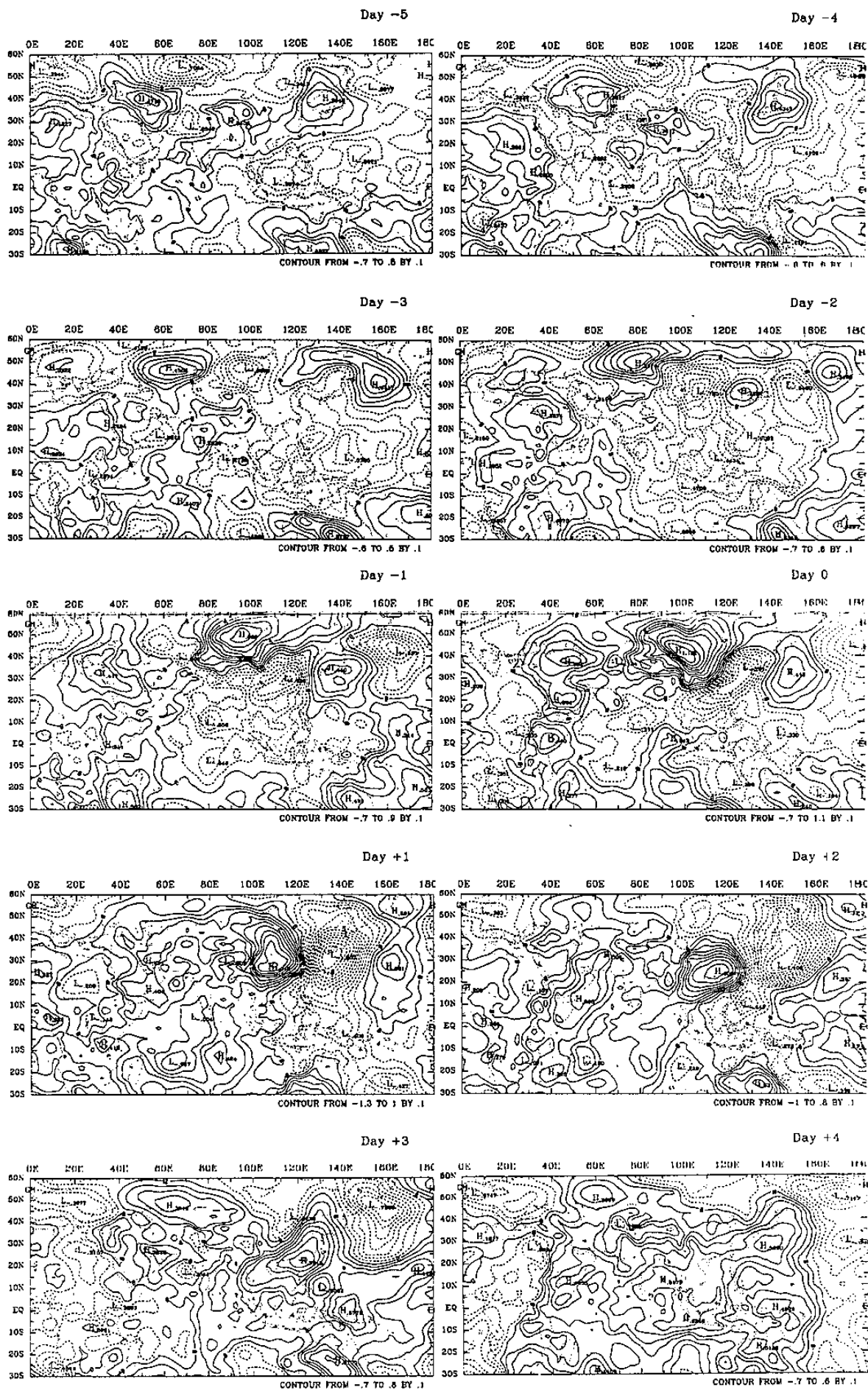


圖1：1000hPa標準化高度場合成圖；自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前5日（Day -5）至寒潮爆發後4日（Day +4）

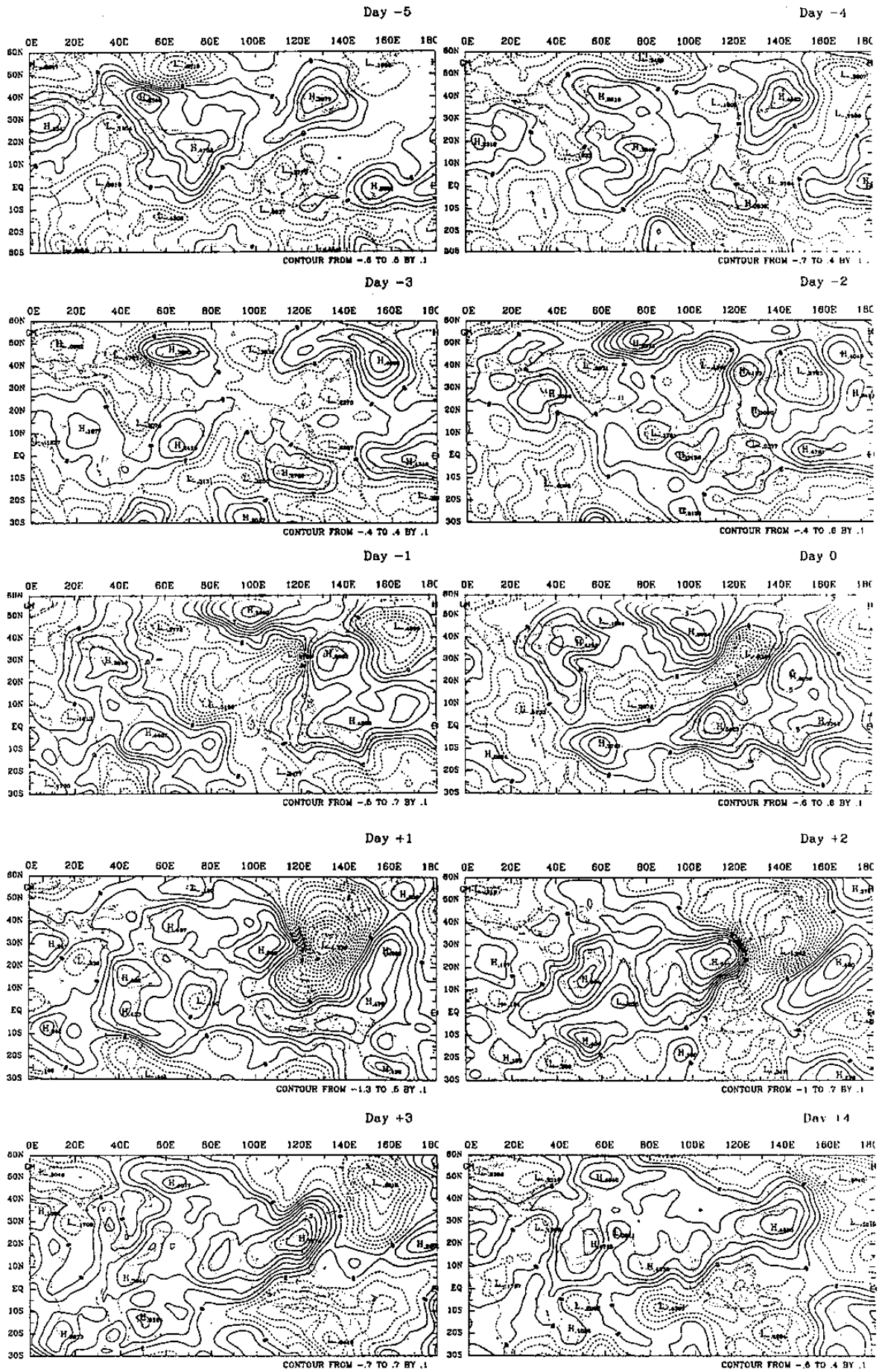


圖2：1000hPa標準化流函數場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前5日（Day -5）至寒潮爆發後4日（Day +4）

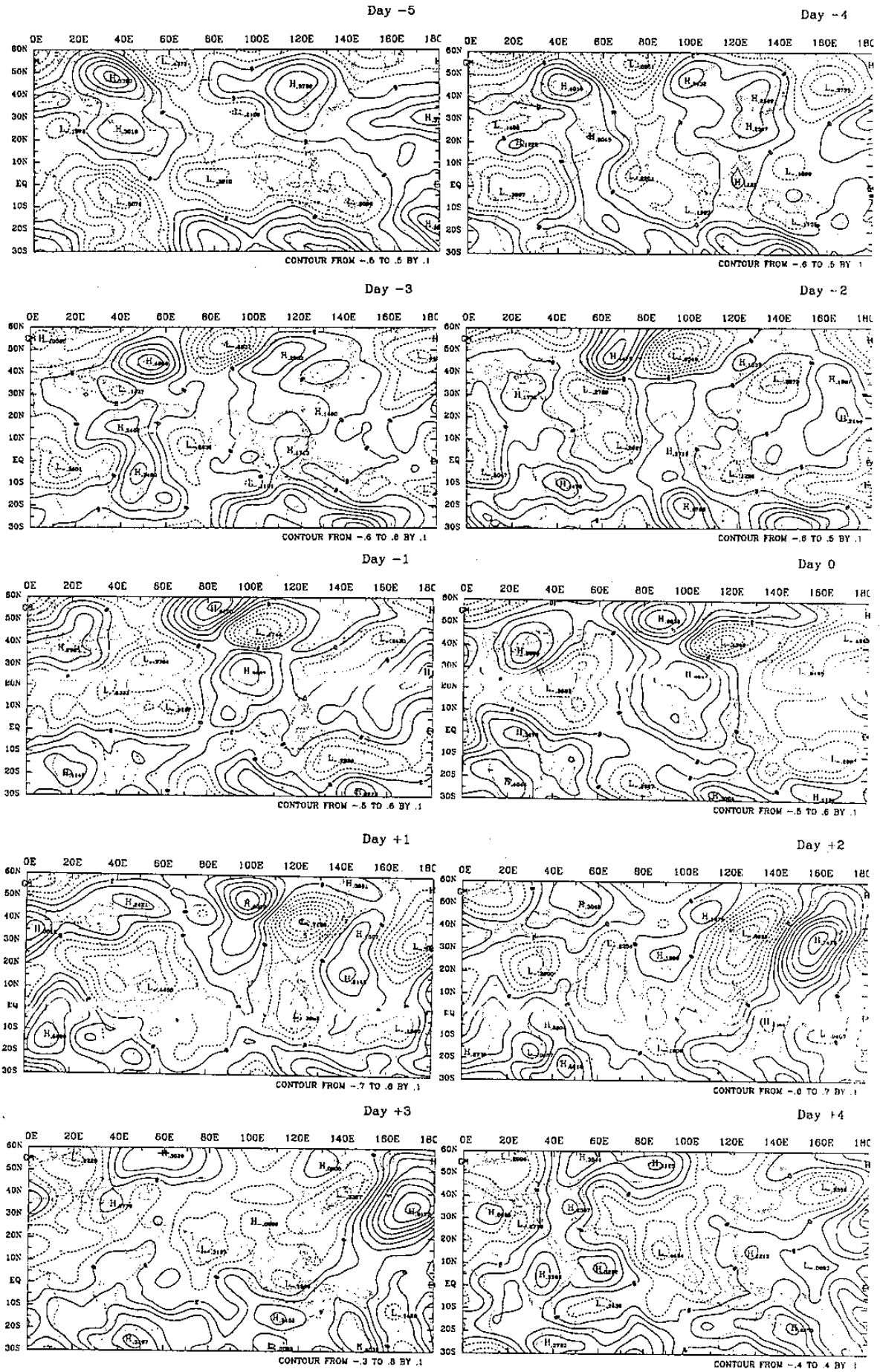


圖3：200hPa標準化流函數場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前5日（Day -5）至寒潮爆發後4日（Day +4）

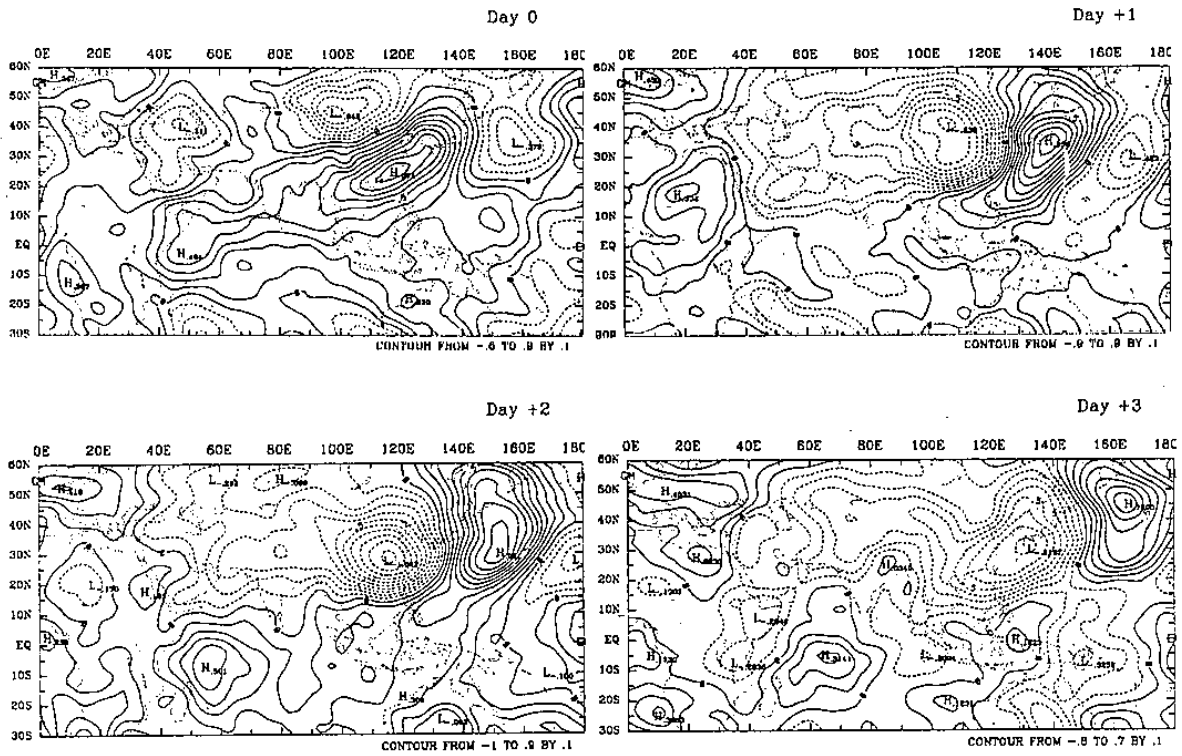


圖4：1000hPa標準化速度位場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發當日 (Day 0) 至寒潮爆發後3日 (Day +3)

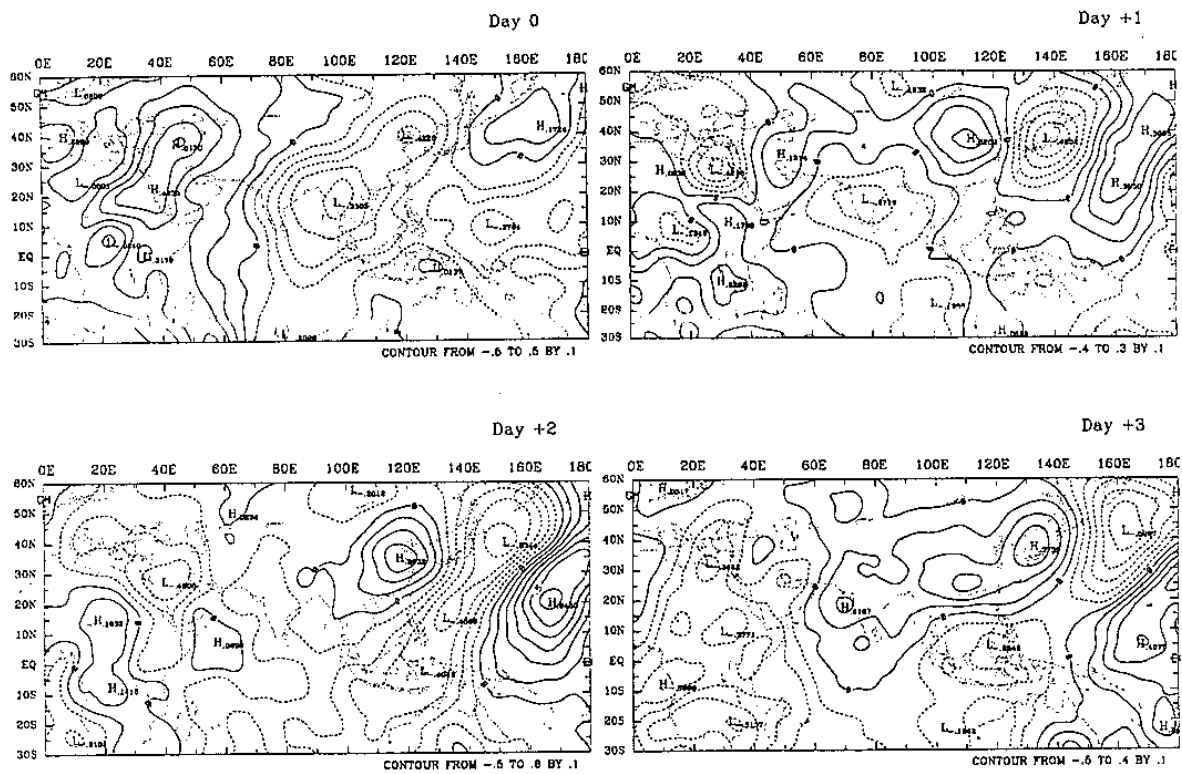


圖5：200hPa標準化速度位場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發當日 (Day 0) 至寒潮爆發後3日 (Day +3)

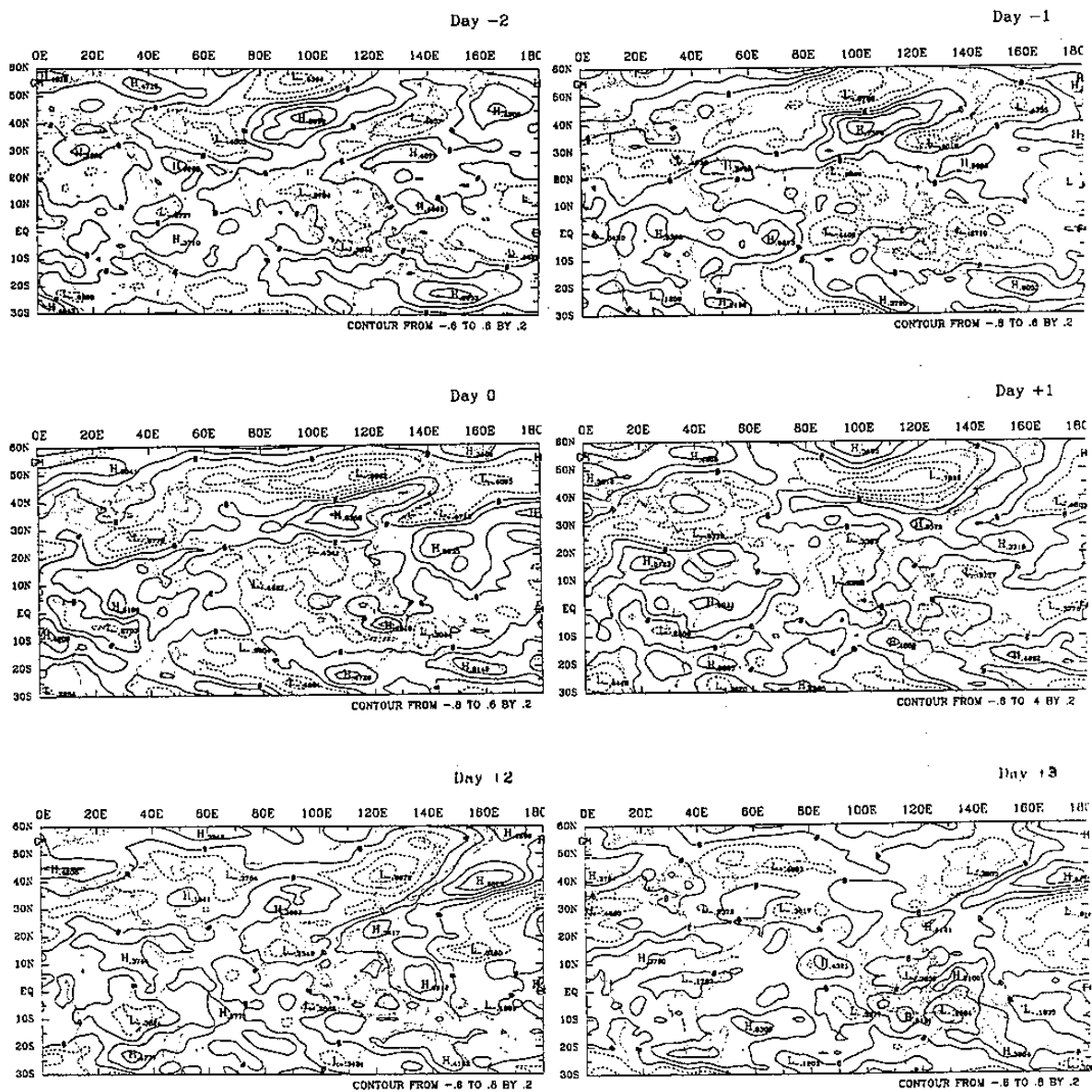


圖6：200hPa標準化緯流風場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前2日（Day -2）至寒潮爆發後3日（Day +3）

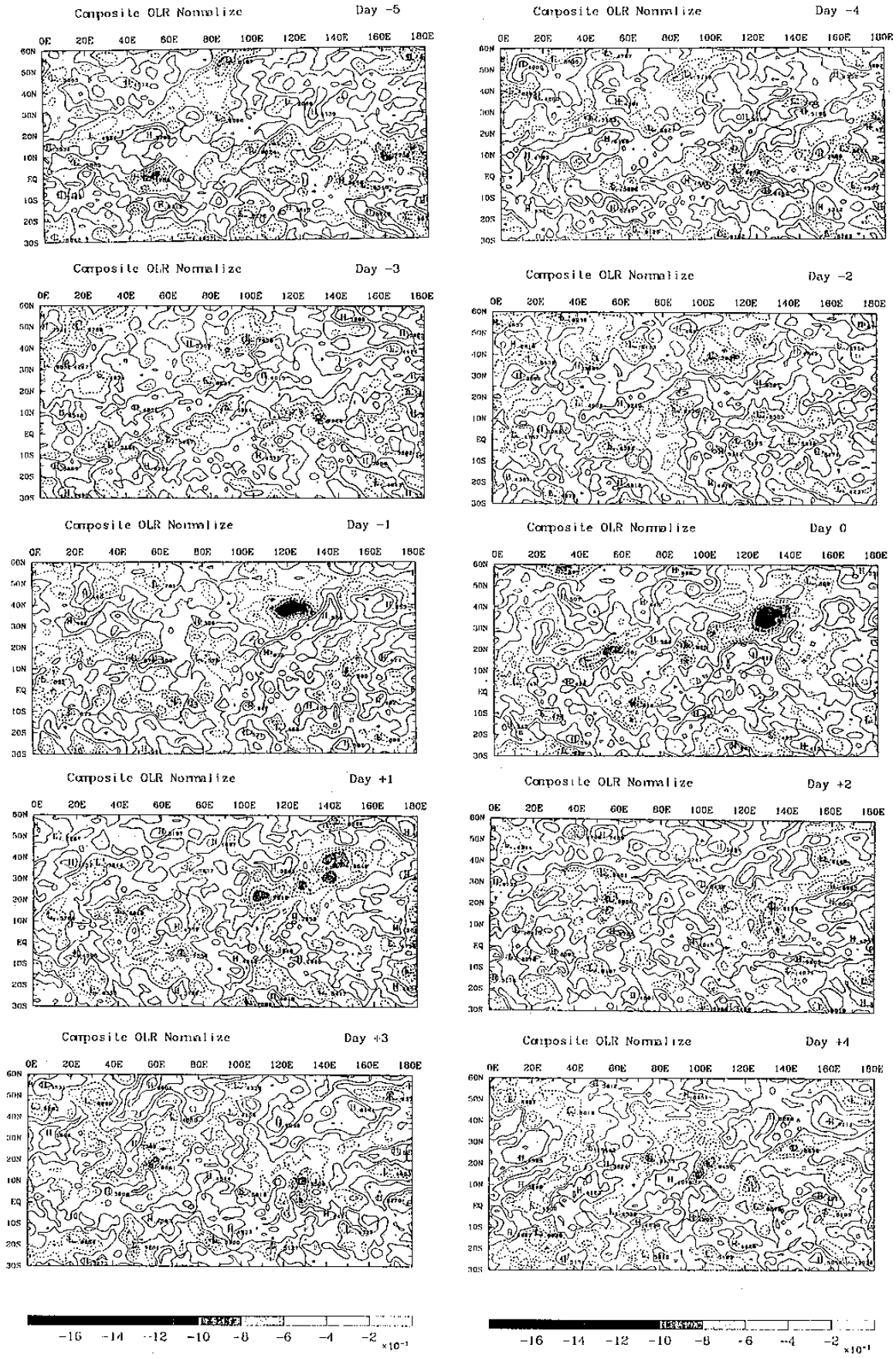


圖7：標準化OLR合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前5日 (Day -5) 至寒潮爆發後4日 (Day +4)

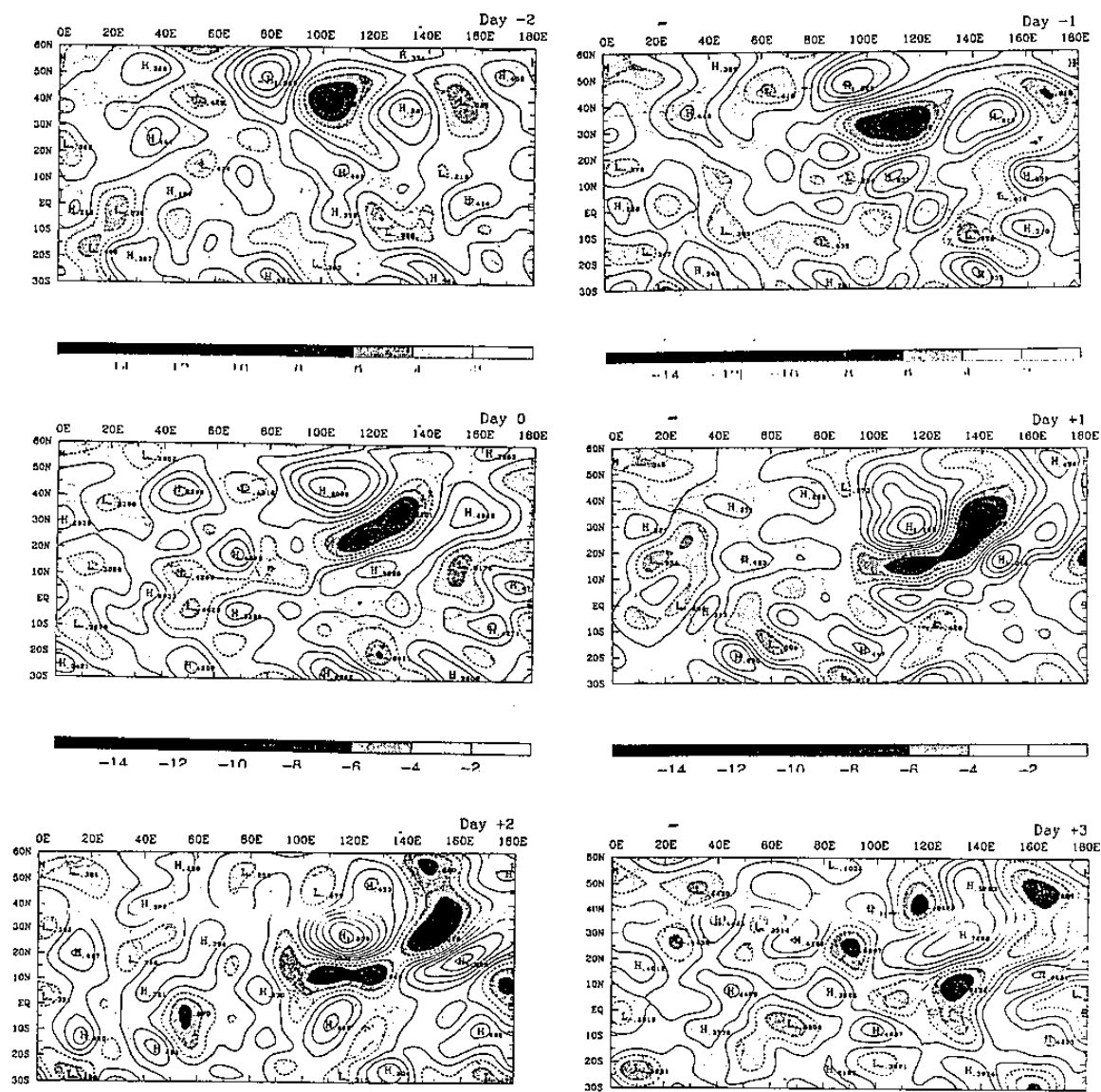


圖8：1000hPa標準化輻散（合）場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前2日（Day -2）至寒潮爆發後3日（Day +3）

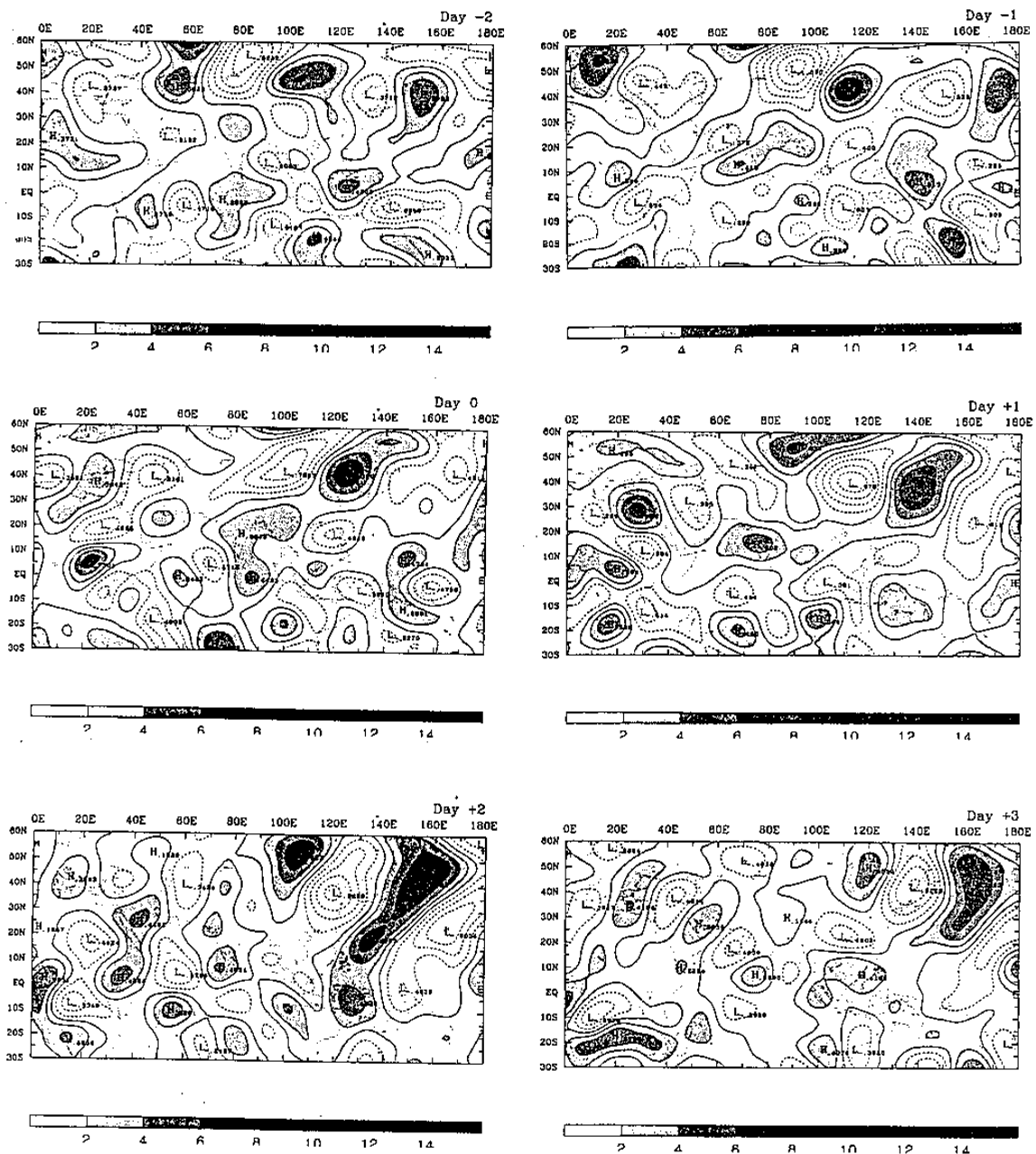


圖9：200hPa標準化輻散(合)場合成圖：自左而右；由上而下，分別為寒潮爆發前2日 (Day -2) 至寒潮爆發後3日 (Day +3)

