

# 1992/93冬季寒潮與大尺度波動關係之研究

盧孟明

中央氣象局

## 摘 要

我們利用ECMWF/TOGA與OLR格點資料研究 1992/93 年冬季寒潮與大氣大尺度波動之關係。在這冬季中有五次寒潮案件，其中以一月中爆發之寒潮持續最久，強度也最強。一月的寒潮有兩次達「爆發」標準，第二次的爆發伴隨有西太平洋赤道附近對流運動的明顯加強；而第一次爆發之前，熱帶印度洋區對流運動非常旺盛並持續達半個月之久。寒潮之爆發需大尺度波動提供一有利環境使冷空氣得以一波一波地從北方大陸往南傳送；寒潮強度及是否能持續端視熱帶環境的配合。我們研究 1993年一月個案後發現以台灣所在緯度，寒潮爆發需在西伯利亞有高壓脊建立，另有波列從地中海、北非和西亞一帶向東南傳入印度洋並在赤道洋面上激發出旺盛對流運動。藉對流運動的持續發展，有利於一波列沿青康藏高原南緣向東傳進，激起或加強華南一帶對流運動，並帶下鋒面、激發寒潮。寒潮爆發的同時，先前印度洋上之旺盛對流系統亦向東發展，並透過熱帶與亞熱帶系統交互作用在西太平洋暖水域激發出新的旺盛對流系統，進而使亞洲大陸北方冷空氣得以源源不斷地順大陸東岸往南傳送，台灣地區之寒潮故得以持續。

## 一、前言

寒潮可謂為台灣地區冬季中最受矚目之天氣現象。其之所以之有趣不僅限於它所伴隨的一些如在東亞延海地帶氣溫之驟降、冬季季風之加強、以及東海氣旋之快速加深等等現象；透過旺盛的海氣交互作用，寒潮還可以加強南海地區的深對流運動，進而加強東亞地區之區域性哈德里胞(Hadley Circulation)致使中國東北部一帶的下降氣流以及日本上空之東亞噴流的加強。在本文中，我們要專注在探討大尺度波動在寒潮「爆發」機制中扮演之角色，至於寒潮爆發對大尺度波動的影響，則留在別文中討論。大尺度波動和寒潮爆發的關係在Joung and Hitchman(1982)中有重要的說明。Joung and Hitchman發現東北亞(韓國)寒潮乃是由在北大西洋西部之大尺度擾動導致的連續性下游發展(Successive Downstream Development)機制所激發出的。從他們的500hPa高度場合成分析圖可以看出，在寒潮爆發之前6至7日，在北大西洋西部即存有擾動，擾動能量以正壓波型式向下游(東)傳送，直至歐亞大陸之後能量轉而以斜壓波型式繼續向東北亞近海處傳送並在東北亞達到極大，而波列結構往往在中太平洋消散殆存。他們的結果的確為研究東北亞寒潮爆發機制提供了一個新的方向，但其結果有多少可適用於解釋台灣地區(或東南亞地區)的寒潮爆發機制，則有待我們作進一步的研究。另外，Lau and Lau (1984)指出，東南亞寒潮爆發與大尺度波動的關係應分為高頻和低頻波動兩部份來討論。引發寒潮的高頻波動有典型斜壓波結構，藉斜壓過程長大而經由正壓過程消散。與寒潮直接有關的低頻波動所在之緯度偏高(40° N以北)，並以波列型式向熱帶中太平洋方向傳送能量。因此，不論是寒潮之持續或爆發均與大尺度波動絕對有關。並且

以台灣所處亞熱帶，要注意之大尺度運動應不僅在中高緯度，還要包括熱帶地區波動，無可避免的也要注意副熱帶與熱帶大氣的交互作用。本文之主要目的地為從現象上來說明台灣地區寒潮與大尺度波動間可能的關係。

## 二、資料

我們所用的資料是國科會副熱帶資料庫提供之 1992年12月和1993年1、2和3月的ECMWF/TOGA格點資料，解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。在垂直分布上，我們選用了 10 層標準氣壓面(分別為1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100 hPa)；變數方面選用了高度場、溫度場、以及風場。除了上述之分析場資料，我們也利用了台北、台中、台南、澎湖等地面資料以判定台灣地區之寒潮個案。

## 三、台灣地區寒潮個案

根據任與蔡(1981)的定義，寒潮之標準為台北測站48小時之內下降 4 度。圖1a中實線部份是台北測站標準化後之四個月的日最低溫。1992/93年冬季共計有 6 次達寒潮標準(12月22日、1月14日及24日、2月20日、3月16及27日)其中以1月14日之寒潮最為有趣，一因其持續之時間最長，另因寒潮爆發之後台灣附近大氣有如進入另一狀態，直到二月中旬才回復到「正常」狀態。1月14日寒潮爆發，1月16日出現1992/93台北冬季最低溫： $6.8^{\circ}\text{C}$ 。之後，台北最低溫呈一波一波緩緩回升趨勢。2月20日寒潮再度爆發，之後台北最低溫可說同樣以一波一波緩緩回升方式變化。圖1a中虛線部份是在 $25^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\text{E}$ 單點之200hPa 標準化後速度位值，其負值對應於輻散氣流，相當於深對流運

動。圖1a顯示，在台灣地區高空之大尺度輻散場除了有一近7日週期性振盪變化之外，更明顯的是呈現出一相當低頻（週期約在30日左右）的變化，此低頻變化又以一月及二月上旬為最明顯。配合1月14日之寒潮來看，高空輻散場之加強領先於寒潮爆發，然而輻散場上極值與寒潮爆發（氣溫開始急速下降）幾乎是同時出現。

台北溫度與台北高空風場旋轉量的關係表示於圖1b。虛線部份為在 $25^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$  單點之200hPa標準化後流函數值，其正值代表反氣旋渦流而負值代表氣旋式旋渦流。除了仍然清楚可見之近7日週期性變化之外，在一月中旬至二月中旬有類似在圖1a中看到之顯著的低頻震盪變化。同樣配合寒潮案例來看，我們發現寒潮爆發之後，台灣上空流場之反氣旋分量急速增加。換言之，在台灣上空寒潮後反氣旋向氣流之加強落後於輻散氣流之加強。

Murakami, T. (1979) 分析1970/71冬季資料時發現，冬季在南海附近大氣有兩種主要的週期性運動，一為週期6.0 - 6.7日另一為週期20 - 30日。後者決定了孟加拉灣、馬來西亞和南中國海一帶冬季中乾與溼期。由圖1我們也可以推論台灣地區寒潮爆發與大氣低頻運動有著極密切的關係。然而在做進一步推論時有兩點需要特別注意的：第一，速度位及流函數值為全球(global)的導出量，因而即始是單點值，其所透露出的訊息仍是偏重於大氣大尺度環流之特性。第二，速度位及流函數均是風場之導出量，因而二者表示一體之兩面。在分別討論時需要格外注意到其一致性。單單由圖1，我們固然還不能判斷大尺度波動與寒潮之因果關係，然而大尺度波運動顯然較台灣地區寒潮發生更具規律性些，基於此我們可以假設，台灣地區之持續性寒潮需賴一種大氣低頻波動特有狀態支持。本文目地就在說明這種狀態之特徵。

#### 四、500hPa 高度場

一般預報作業上，500hPa的高度場是我們熟悉的變數之一。500hPa的高度場也最能代表正壓大尺度波動的特性。因此我們先以一月寒潮為例，來看寒潮爆發前後在500hPa的高度場有何變化。

圖2是自 $20^{\circ}\text{N}$ 到 $30^{\circ}\text{N}$ 平均500hPa高度場之時間(1992年11月至1993年3月)與經度剖面圖，其中四個月之平均值已減除，相當於對季平均之擾動。本文中所謂之「距平」即指這種對季平均之擾動量。圖中我們清楚看到十二月上旬季節轉換現象，高度場由原來正距平為主之狀況轉為大幅負距平的出現。一月上旬，北非東部與阿拉伯半島南部( $30^{\circ}\text{E} - 60^{\circ}\text{E}$ )、印度東北部到西太平洋( $90^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{E}$ )以及東大西洋( $90^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ )出現正距平，而在北非( $0^{\circ}\text{E}$ 附近)、印度半島( $90^{\circ}\text{E}$ 附近)以及中太平洋(換日線附近)位置出現明顯之負距平，其中又以中太平洋之負距平最大，延長的時間也最久。仔細觀察圖2，我們發現前述之距平特徵在一月上旬移動得非長緩慢，可說近乎滯留。雖是如此，我們仍可定出一「波列」(粗黑線)，表示有能量從西往東快速傳遞(速度約為 $46\text{m/s}$ )。一月十四日左右，原本近似滯留的情況突然轉變成快速東移，以從東亞大陸和太平洋而言，一月中前後距平幾成「反相」關係。因此，若一月十四日寒潮爆發後台灣附近之大氣進入一迥然不同

的狀態，則這變化以500hPa高度場來說，表現在東亞大陸以至西太平洋( $90^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{E}$ )高度的驟降和太平洋上高度的驟升；但太平洋上高度變化之主要頻率顯然較東亞大陸為高。是故在一月十四日爆發之寒潮能帶來維持兩週餘的寒冷，或許導自於東亞大陸和大陸東岸的持續負距平。

為了更進一步了解上一節中所描述大尺度波動的變化特徵，我們比較了一月十四日前七日與後七日之500hPa高度距平平均圖(圖3a與b)。圖3a中北半球最突出的圖形首推北美大陸西側東太平洋上之正負距平排列整齊之結構，正距平為阻塞高壓造成而負距平是因應阻塞高壓環流形成的。北半球大西洋上在中大西洋距平偏負，大洋東西兩岸距平均偏正。歐亞非大陸方面，從地中海及其週圍到西伯利亞成一西南東北走向帶狀正距平，在其北和南部均為負距平。應特別注意的是約在台灣正上方有明顯的正距平，圖2中此正距平區在一月十四日寒潮爆發前一直存在，但寒潮爆發後即轉為負距平。這負距平在圖3b中非常明顯，圖3b並顯示亞洲大陸上除西伯利亞外均為負距平，但地中海上方則為正距平。比照圖2來看，圖2中出現在一月二十日左右 $0^{\circ}\text{E}$ (非州北部地中海南方)的正距平隨時間向東移動，並在二月九日左右到達印度半島附近，也就在這時候台灣地區溫度變化型式回復到寒潮爆發前的狀態(圖1)。這個時候(二月四日至二月十日平均)的500hPa高度距平在平面上的分布表示在圖3c中，我們看到青康藏高原西半及其週圍有明顯正距平。有趣的是，在正距平區上游西亞和西歐及北非分別有負正距平排列，這種負正之交互排列甚至可往西繼續推到東太平洋。特別要注意的是，若單從台北最低溫(圖1)來看，二月四日到十日似乎已脫離寒潮天氣型式，圖2和圖3c也告訴我們台灣上空500hPa高度距平也由負轉為正值，但圖3a與圖3c不但在亞洲缺乏相似性，在其它區域也找不到相似的地方。因此，若欲定義東亞地區天氣型(weather regime)，單由一小區域大氣態決定是相當危險的。另一方面，我們發現對東亞地區大氣狀態變化，地中海和西歐及北非大陸為關鍵性區域。更廣義地說，東亞地區短期氣候(二週以上的時間尺度)若能分成不同的天氣型，落在何種型則端視大尺度滯波(stationary wave)的變化；前述之關鍵區域的動力特徵或可當成天氣型轉換之前訊指標。接下來我們要努力的就是對於特徵的判定，這項工作目前還在進行中。

#### 五、1000hPa 溫度

寒潮使我們直接聯想起之變數自然是溫度。配合前一節所討論的500hPa高度距平，我們來看溫度場如何隨之變化。一月十四日寒潮爆發前七日與後七日之溫度距平平均圖表示在圖4a與b中。首先我們看到溫度距平的分布非常有系統，顯示主要影響機制是由大尺度動力過程決定。圖4a顯示在北半球陸地上，除西歐、北西伯利亞和阿拉斯加以外，均為負距平，中太平洋也為負距平區，台灣則在正距平範圍內。圖4b中，華南地區溫度負距平達全球最低，台灣也在此負距平範圍內；原正距平區域已往東成西南東北走向進到太平洋上。圖4c(二月四日至二月十日平均)中台灣在正距平區邊緣，而此正距平區含蓋除西亞之外的亞洲大陸；東印度洋以及大部份的太平洋洋面上仍為

負距平區。因此，台灣東季氣溫的變化可說是受制於亞洲大陸上氣溫之變化，陸地上氣溫的變化則受制於大尺度波動（特別是滯波）的變化；地表狀態與大尺度波動變化實際上又是彼此相關。

## 六、200hPa 流函數

從圖1a我們知道寒潮爆發前後200hPa流函數所表示的大尺度流場有極明顯的差異；從前面幾節的討論我們也得到台灣寒潮爆發主要受至於大尺度波動的初步結論。接著我們從200hPa流函數來認示台灣寒潮爆發前後高層流場的特徵。選擇200hPa這一層主要因為大尺度波動在這一層最活躍。另外，中高緯地區大尺度波動以正壓波為主，低緯地區的大尺度波動則以垂直方向第一模（mode 1）波為主，並低層系統的移動乃受高層波動的牽引。

圖5a是一月七日至一月十三日平均之200hPa流函數距平。雖然台灣在正距平區內，但正距平區範圍並不廣。圖中粗虛線是我們主觀判斷出的波列，若屬實則台灣上空的正區是北大西洋負距平（主槽）伴隨之擾動下游連續發展（downstream successive development）激發出的。圖5b（一月十四日至一月二十日平均）顯示出台灣高空流場系統已變，圖5a中阿拉伯半島南端之正流函數距平系統東移至印度及中南半島一帶並範圍有擴大趨勢，以致台灣南半部在正距平區而北半部在負距平區。圖中顯示的台灣高空風場南北分量以北風為主，因而靜力不穩定度應較大，對於對流運動發展與北方冷空氣南下較有利。高空北風分量在圖5c（一月二十一日至一月二十七日平均）中仍在加強，但台灣高空流場系統已不同於前。圖5c中歐亞大陸上主要之流函數距平結構可說是北歐負距平與青康藏高原南側正距平之偶極型（dipole）距平；在500hPa高度距平場上則如典型之歐亞遙相關類型（Eurasian Pattern）。這種「類型」的高空流場正對應到1992/93年台北出現最低溫的一段時間；也在這段時間，印尼群島和赤道附近西太平洋一帶深對流運動最為旺盛。

前述之偶極型距平類型並沒有繼續維持下去，圖5d（一月二十八日至二月三日平均）顯示原在青康藏高原南側正距平區已東移至西太平洋上，而同一區域之流線函數距平則轉成負值。這種轉變可能緣自於一月下旬太平洋上的副熱帶噴流強度加強並「長度」增長。比較圖5c和圖5d，兩圖在主要系統的定向（orientation）上有明顯之差異，圖5c中系統主要為東西走向而圖5d中在30°N以南直到60°S以西北東南走向為主，但北半球中高緯大西洋及東歐陸地上系統以西南東北走向為多。因此，南北半球動量與熱能交換在一月第二波寒潮爆發（一月二十四日）之後達到高潮。圖5e（二月四日至二月十日平均）顯示主要的系統又恢復到東西走向為主，台灣在負距平範圍內，青康藏高原上有一甚強之正距平系統可完全與圖3c中之正高度距平和圖4c中之正溫度距平（雖為模式計算結果）配合。青康藏高原上的流函數正距平（強反渦旋）是如何生成的？是一極重要的問題，有待吾人繼續研究。另一有趣的現象是太平洋上出現清楚的經向波節數（node number）為4的波，其緯向尺度相當於波數1的波。北半球極區部份則有波數1之極地旋渦

（polar vortex）。這些大尺度波動與圖1a中顯示之台灣地區流函數與台北最低溫之關係有何關連，並如何利用這類關係來改進中長期預報是我們最感興趣的題目，也是我們正在努力尋求解答的問題。

## 七、200hPa 速度位

由前面流函數分析我們知道台灣地區冬季天氣型態的改變可以青康藏高原及其西側和南側擾動型態為前訊，這些擾動的變化又可從大尺度波動運動得到暗示。流函數既是一數學產物，實際風場的變化並非旋轉與輻散量分別變化，因此單看流函數的改變我們的認知仍是片面的。除了流函數以外，我們也當知道速度位的變化；更何況圖1b已告訴我們，台灣上高空風場的速度位與台北最低溫之變化有一定的關係。

圖6a顯示，寒潮爆發以前（一月七日至一月十三日平均）主要的200hPa風場輻散量較大之地區以印度洋為首，另外在青康藏高原上風場輻散量也甚大；但從印尼群島往西北到阿拉伯海速度位相對而言正值較大，為當區風場輻合帶。因此，圖3a中台灣上方之高壓區顯然是青康藏高原東方（下游）高層輻散後下沉氣流絕熱加溫所致。圖6b（一月十四日至一月二十日平均）顯示一月十四日寒潮爆發後，東半球對流系統往東推移，主要輻散區移到中太平洋以及印尼群島二地，台灣與中南半島及印尼之間為速度位相對大值區，因而為輻合帶。到了圖6c（一月二十一日至一月二十七日平均），我們看到在南半球，主要輻散區移到澳洲北部和印尼群島一帶；而北半球輻散中心移動得較快，並有中高緯系統與熱帶系統逐漸分離趨勢。圖6d中我們看到主要輻散風區域仍在往東移動，但整個輻散與輻合系統之配置與前一圖相比已顯注不同。台灣上方出現明顯輻合式風場，其輻散源區在印尼群島中部；與圖5c相比，我們不難想像出高層輻散風極可能是沿太平洋反氣旋外圍從印尼群島上到台灣上空的。在這種情況下，可預期台灣地區低層大氣會因下沉氣流絕熱加熱以致溫度回升。

圖6e（二月四日至二月十日平均）顯示出東亞與東南亞上空之輻合帶繼續在往東南推進，原印尼群島和澳洲一帶之輻散區已東移到中太平洋。台灣能在正速度位正距平範圍內，但輻散風強度應減弱了許多。與圖5e相比較，我們推測當印度洋高空吹西風時，當地高空風為輻合量，因而不利於對流運動發展。至於印度洋上高空風是如何從東風轉變成西風的，從一聯串圖5的圖中，我們發現與北非副熱帶噴流之位置與強度直接相關。換言之，熱帶西風是由副熱帶傳送來的，副熱帶西風動量最容易往熱帶傳送的情況首推西風噴流出口。由此又再度看到台灣地區冬季天氣型態實為大尺度波動，特別是波動在西歐、北非、以至青康藏高原周圍之特性左右。

## 八、結語

利用1992/93年冬季ECMWF/TOGA資料，我們探討了東亞寒潮爆發與大尺度波動之相互關係。研究這個題目除了學理上的興趣之外，我們也希望日後能思考出改進中長期預報之具體準則。初步結果顯示，寒潮之激發過程與熱帶和中高緯大尺度波動均關係密切。此

冬季中最強持續性寒潮分兩次爆發，一在一月十四日另一次在一月二十四日。一月十四日爆發之前，西伯利亞高壓脊持續增強並緩慢東移，另外在青康藏高原南緣有一波列緩慢往東移動。寒潮爆發時可謂由於繞青康藏高原二波列交互作用，使得台灣上大氣環境場由原來下沉運動轉為上升運動，使北方空氣得以南侵。一月二十四日的爆發可說是一月十四日爆發過成的延續，但這次北方波列影響減小，主要影響來自於青康藏高原南緣波列和印尼群島一帶之深對流運動造成之區域行哈德雷胞。台北最低溫之回升受到哈德雷胞下沉氣流加溫作用和青康藏高原加熱作用之雙重影響，這些系統的發展和移動從大西洋上之波動狀態與相關聯之北非和西亞高空副熱帶噴流即可推測出，此噴流的變化又受制於太平洋上波動與噴流系統的變化。我們目前仍在研究這些關係之詳細的物理過程。

參考文獻

任立渝、蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。《大氣科學》，8，67-79。

蔡清彥，1981：台灣地區寒潮個案之研究。《大氣科學》，8，81-93。

—，1984：大尺度擾動與寒潮爆發。《大氣科學》，11，71-83。

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

Lau, N. C. and K. M. Lau, 1984: The Structure and Energetics of Midlatitude Disturbances Accompanying Cold-Air Outbreaks over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1309-1327.

Murakami, T., 1979: Winter Monsoonal Surges over East and Southeast Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, 57, 133-158.

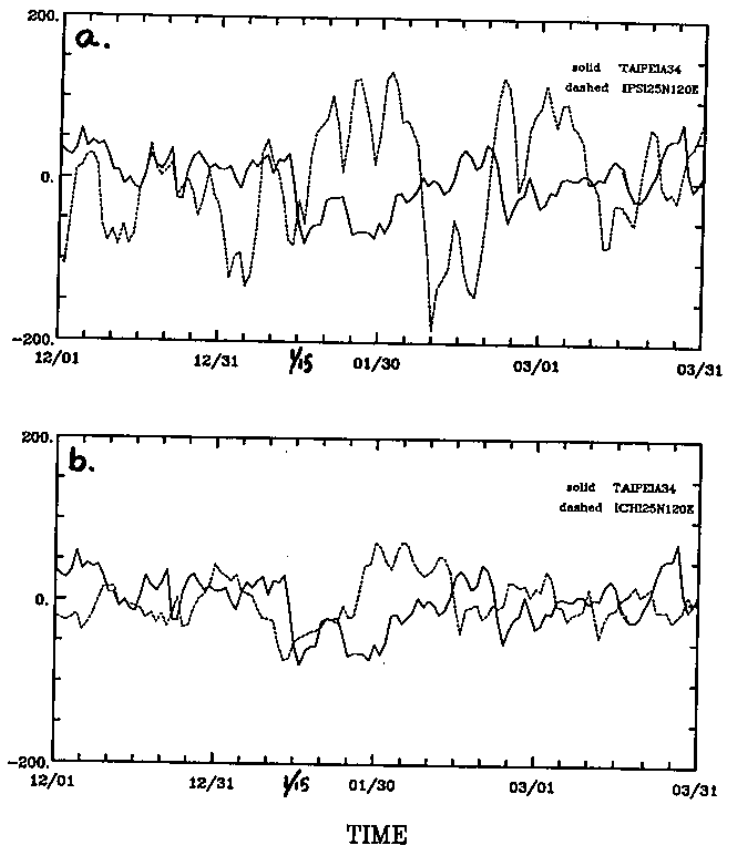


圖 1 標準化後之台北策站日最低溫，單位：0.1°C，(實線)和在(120° E, 25° N)的 (a) 流函數 (虛線)，單位： $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；(b) 速度位 (虛線)，單位： $1 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。標準化指除去四個月平均值後再除以標準差。

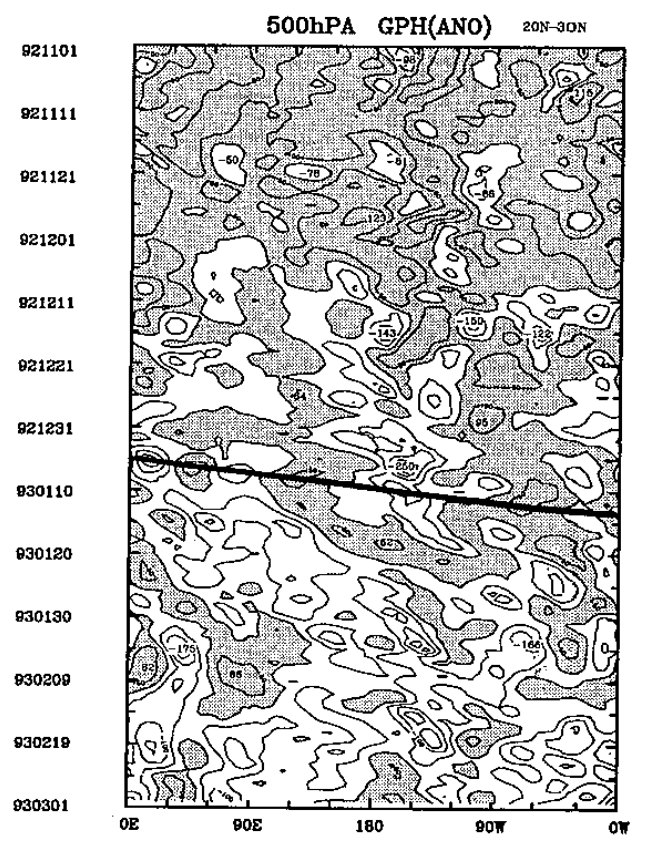


圖 2 20° N到30° N平均之500hPa 高度距平之經向與時間剖面圖，等值線間距：50m，陰影部份為正值，粗線解釋在內文。距平定義為除去四個月平均值。

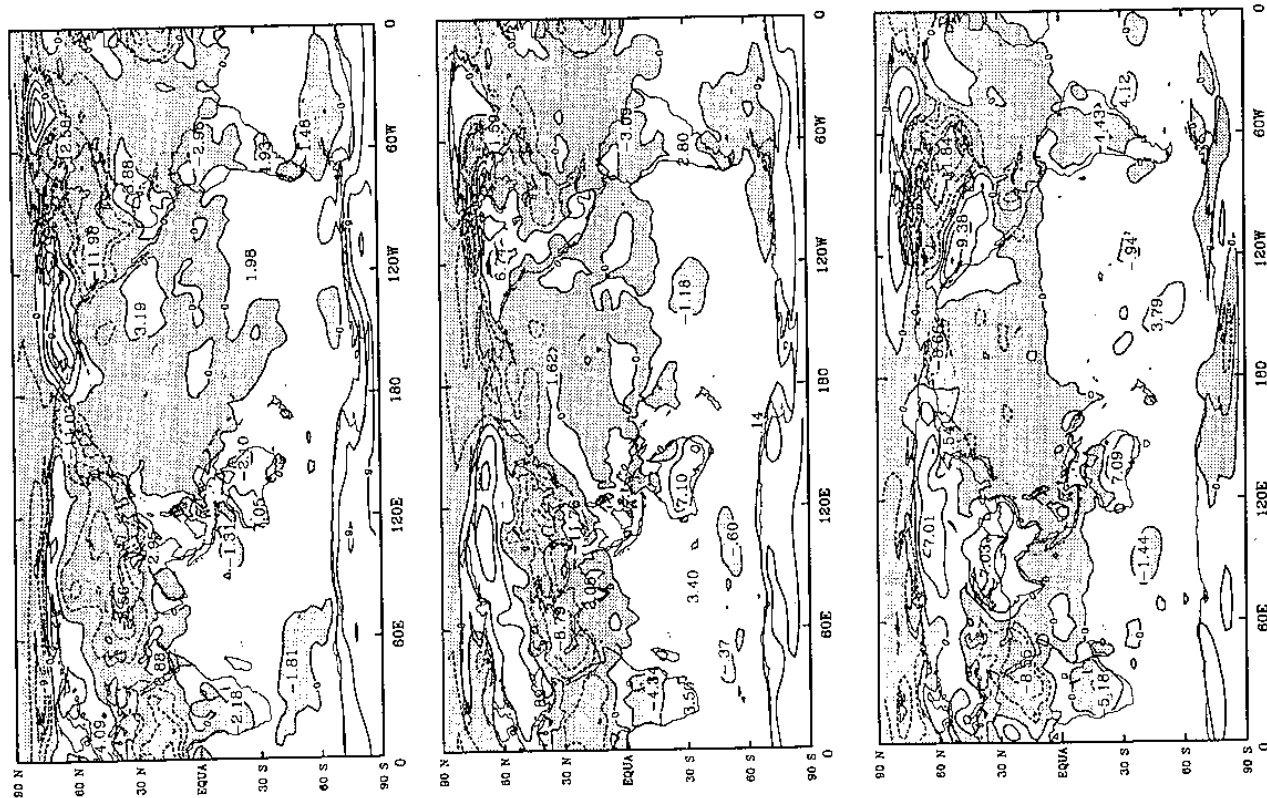


圖 4 同圖 3，但為 1000hPa 溫度距平，陰影部份為負值。

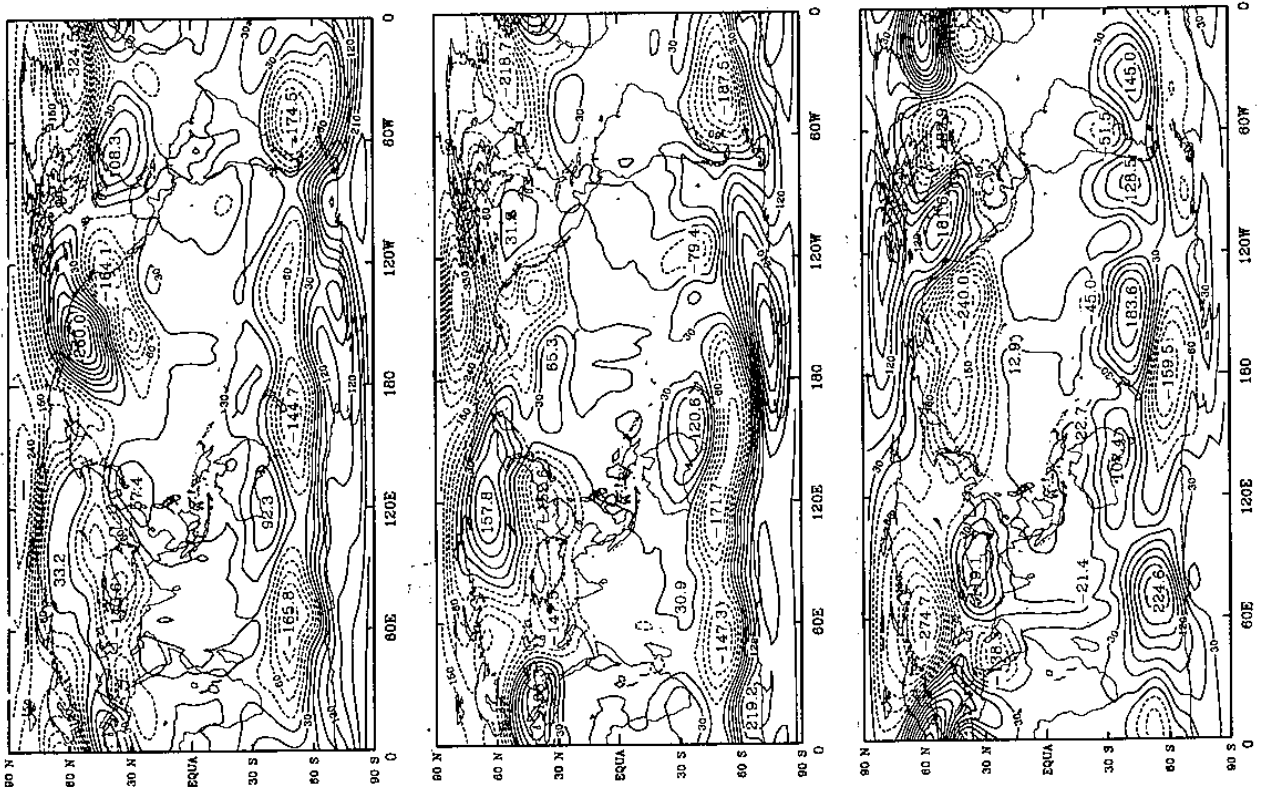


圖 3 七日平均之 500hPa 高度距平等值線，(a) 一月七日至一月十三日，(b) 一月十四日至一月二十日，(c) 二月四日至二月十日之平均値，正值為實線，負值為虛線。

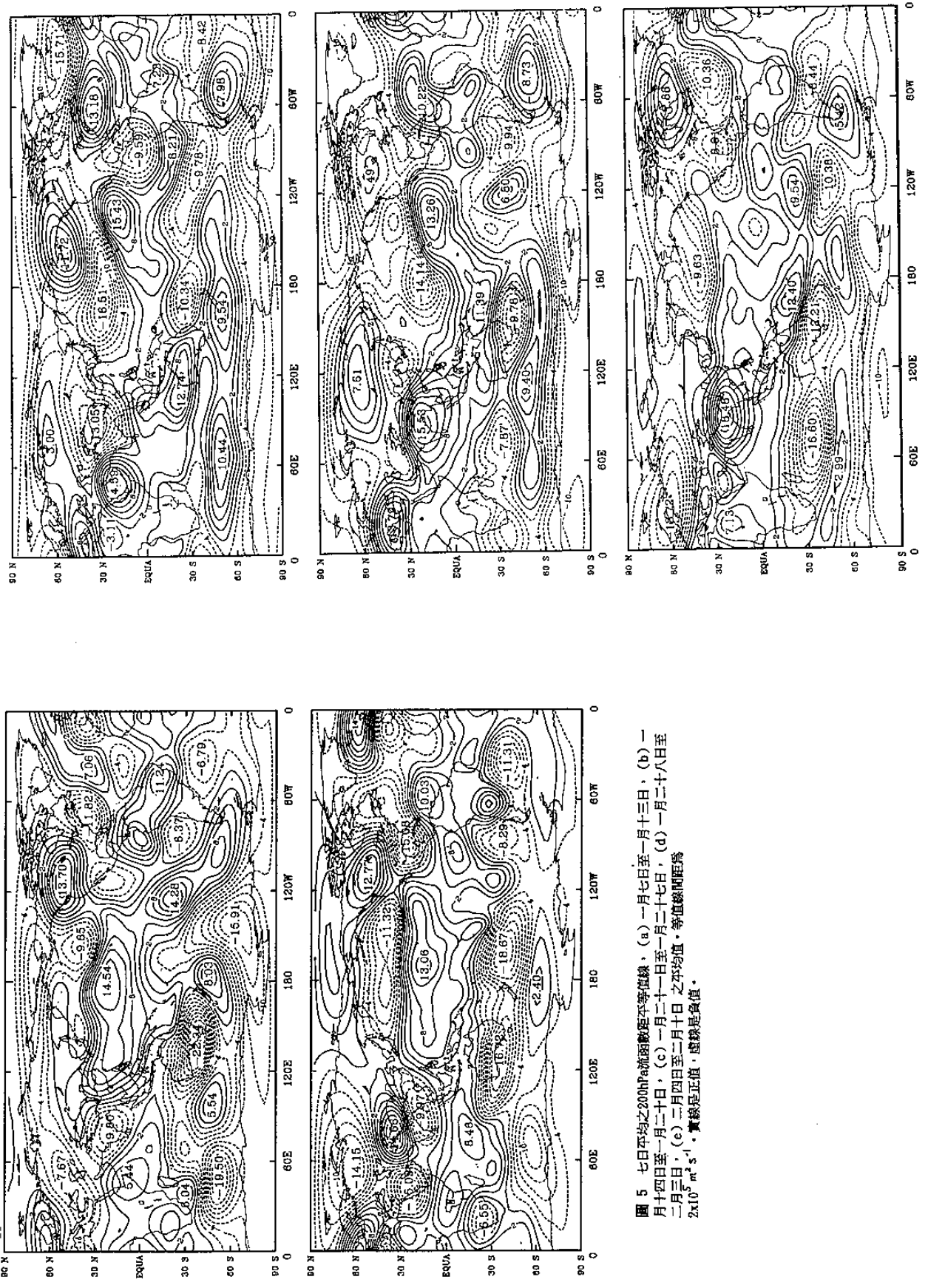


圖 5 七日平均之200hPa流函數距平等值線，(a)一月七日至一月十三日，(b)一月十四日至一月二十日，(c)一月二十一日至一月二十七日，(d)一月二十八日至二月三日，(e)二月四日至二月十日之平均值，等值線間距為  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，實線是正值，虛線是負值。



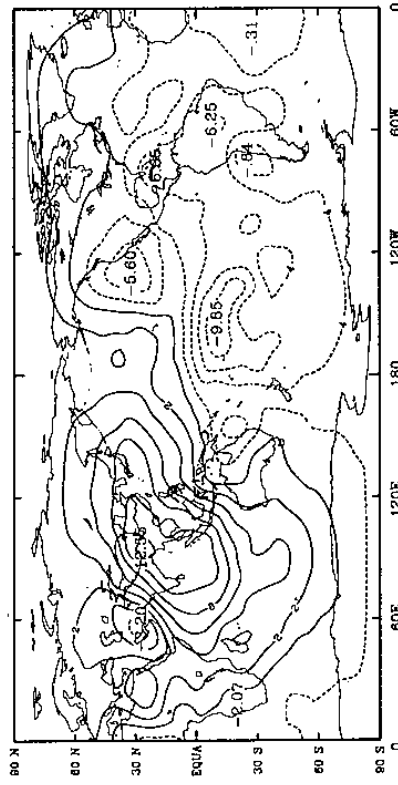
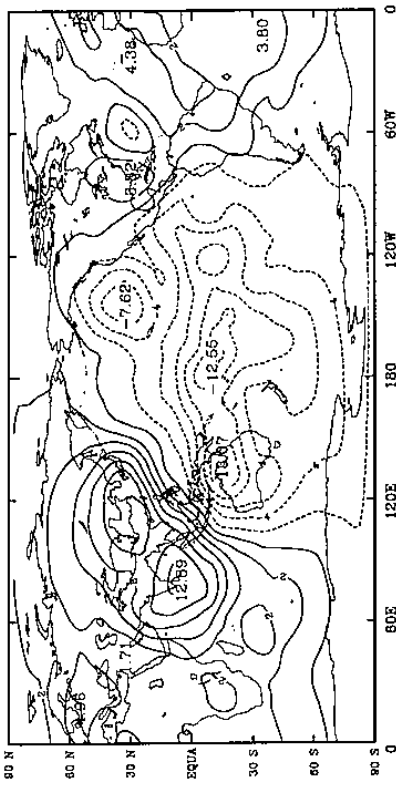
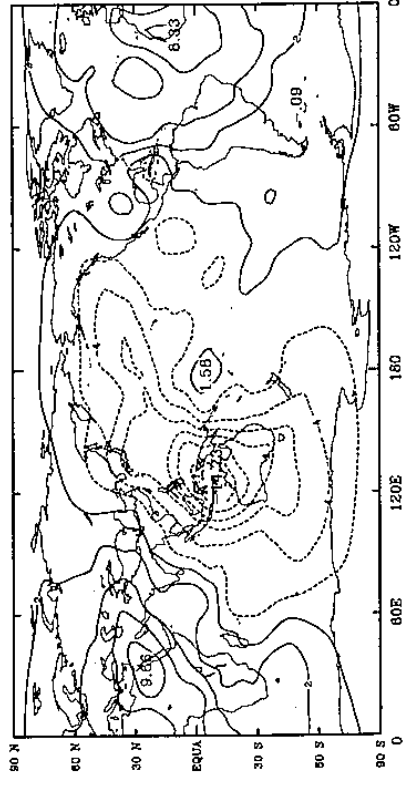
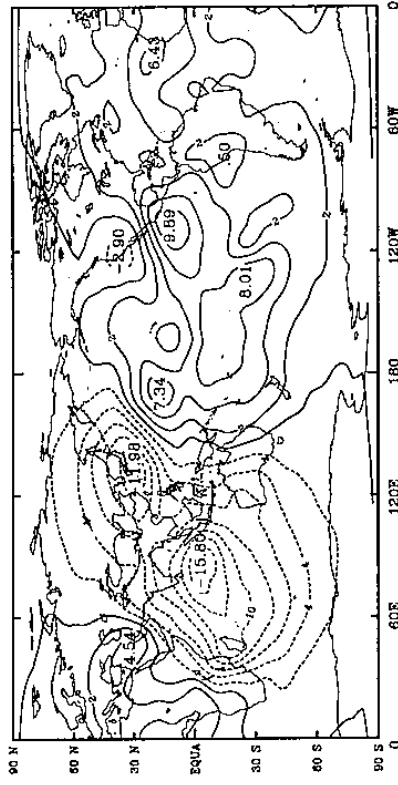
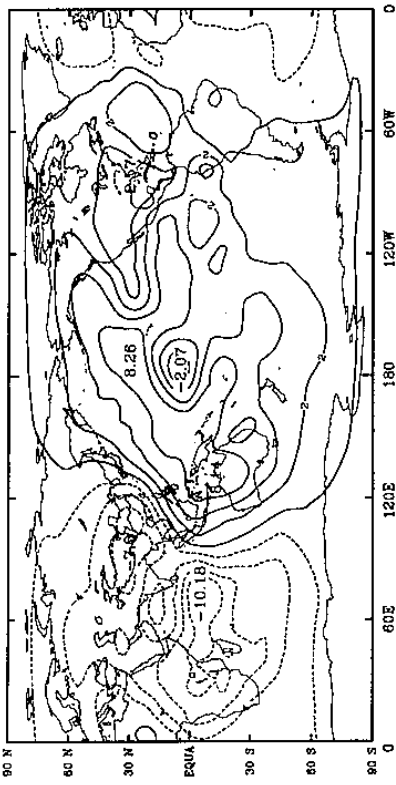


圖 6 同圖七，但為200hPa速度位，等值線間距為  $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

