

# 台灣地區寒潮個案之研究

蔡清彥

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十年三月十日收件)

## 摘要

本文在 1972 年 12 月中選擇一個強寒潮及一個中寒潮個案，分析寒潮爆發前及當時之天氣結構，並研究中與強寒潮天氣型式之異同。

在寒潮爆發前 36 小時，中與強寒潮之溫度分佈特性十分相似，低壓槽後之溫度冷槽均十分顯著，而中與強寒潮 36 小時前天氣型式之最大差異在於槽線和氣流走向之不同。強寒潮者，主槽線位於蒙古高原（包括肯特山、杭愛山、阿爾泰山、唐奴烏拉山及薩彥嶺等）中部，槽線呈東北東—西南西走向，槽後吹北或北北西風。而中寒潮者，主槽線亦位於蒙古高原中部，但呈北北東—西南西或南北走向，槽後吹西北或西北西風。此槽線和氣流分佈特性在整個對流層中（包括 850mb—200mb）均十分相近。由於氣流走向的不同，造成強寒潮槽後有較強的冷平流。另外在寒潮爆發前 36 小時，西藏高原東方首次出現地形槽。強寒潮者，此槽線發展較深厚包括 850 及 700mb，而中寒潮者僅發生在 700mb 上。至於此時之垂直速度之分佈情形則受地形影響甚巨。由於主槽線位於蒙古高原中部一帶，因此地形抬升作用造成槽後之上升運動和槽前之下降運動。此時地形所造成之垂直運動與中緯度綜觀尺度系統本身之槽後下降和槽前上升運動正好相反。在強寒潮個案，850 及 700mb 垂直運動主要受地形抬升作用所控制，而 500mb 至 200mb 垂直運動則主要受系統本身之次環流所影響。至於中寒潮者，系統本身次環流稍弱，地形抬升作用控制 850，700 及 500mb 之垂直運動。

在寒潮爆發當時，中與強寒潮之溫度分佈特性亦十分相似，但強寒潮槽後之溫度冷槽較強。而中與強寒潮之槽線及氣流走向亦有顯著之不同。強寒潮槽線呈東北—西南走向，槽後吹北北西—西北風；而中寒潮槽線呈南北走向，槽後吹西北西風。溫度和氣流分佈的差異使得強寒潮槽後有較強之冷平流。至於垂直速度之分佈情形，中與強寒潮者十分相近，主要包括槽前之上升及槽後之下降運動。

## 一、前 言

Krishnamurti et. al. (1973) 曾分析 1969 年北半球冬季的 200mb 平均風場。並利用公式 (1.1) 求取 200mb 冬季平均速度位， $\chi$

$$\nabla^2 \chi = -\mathbf{V} \cdot \vec{\nabla} \quad (1.1)$$

其中  $\vec{\nabla}$  為觀測風場。因為輻散風場  $\vec{\nabla} \cdot \mathbf{v}$  與速度位  $\chi$  有下列關係：

$$\vec{\nabla} \cdot \mathbf{v} = -\nabla^2 \chi \quad (1.2)$$

因此輻散風場之流線是垂直於  $\chi$  等值線的。圖 1a 為在 200mb 上 1969 年冬季平均速度位  $\chi$  之等值線和輻散風場之流線。在低緯度地區有兩個  $\chi$  值最大的區域，200mb 輻散風場的流線均起始於這兩個區域。這兩個區域分別位於中國南海和中美洲一帶。而前者的輻散場遠較後者為強。從連續方程式

得知，該區域低對流層有強烈的輻合運動，中對流層則有旺盛上升運動。而高層往北的輻散運動在我國塞北、蒙古一帶輻合，造成下沉氣流，此即東亞地區局部 Hadley 環流。高層輻散運動亦分別往東在太平洋中部和往西在大西洋中部輻合造成下沉氣流，此即東西環流或 Walker 環流。

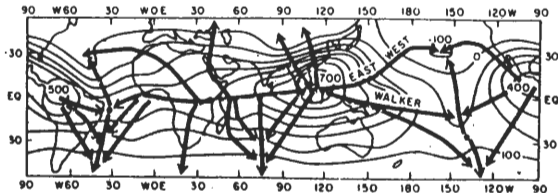


圖 1a 1969 年 200 mb 之冬季平均速度位等值線及輻散風場之流線。(參照 Kri-shnamurti, 1973)。

東亞地區局部 Hadley 環流表現在低層大氣中主要是流向低緯度的東北季風，此東北季風不時受到西伯利亞地區崩潰南下的寒潮影響而加強。寒潮通過台灣及台灣海峽附近而抵達中國南海時，一般而言其性質已改變，很少造成當地氣溫的下降，但却能加強此區域低層大氣的東北季風，加強低層輻合，引發熱帶擾動及強烈對流降水的發展(圖 1b)，以及加強高空北向回流和東西環流。此現象說

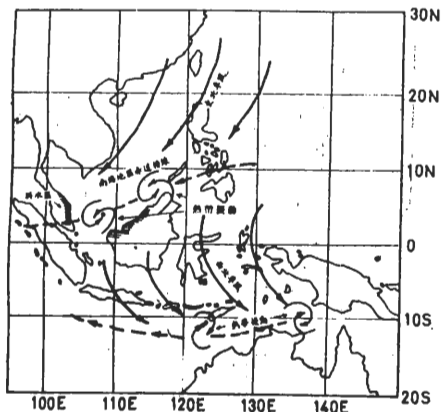


圖 1b 低對流層季風環流示意圖。(參照 US MONEX, 1977)。

明寒潮與行星尺度環流(包括 Hadley 環流和東西環流)及中國南海之熱帶擾動和對流降水均有密切關係。根據 Chang and Lau (1980) 之初步研究，在台灣、香港一帶寒潮爆發之前，位於中國北部和西伯利亞地區的冷源已加深，由於該地區下沉氣流的增加，而加強東亞地區局部 Hadley 環流，寒潮乃同時發生，東北季風也同時加強。受到東北季風加強的影響，位於我國南海熱帶擾動中的對流

上升運動很快的增強，由此維持或更進一步增加東亞 Hadley 環流。但是南北向 Hadley 環流的增強持續不久。約在寒潮爆發過後一天左右，位於南海高空的外流空氣開始往東流向太平洋或往西流向非洲東岸至大西洋一帶，因而加強東西環流。由此初步研究，中國南海地區的熱帶擾動及旺盛對流降水乃受到中、高緯度的冷源變化及寒潮的影響，但是對流降水的增強並不反饋中緯度的環流，即使有反饋現象其作用亦甚微弱。因此寒潮及東北季風之增強雖是中緯度控制的現象，它的影響却可深入廣闊的熱帶地區。

本文主要針對 1972 / 73 冬季之寒潮爆發個案，做診斷分析研究。

## 二、寒潮個案選擇、資料分析及計算

### 2.1 個案選擇

任立渝及蔡清彥(1980)曾以冷鋒過境造成台北測站之日最低溫連續下降兩天以上，其兩天下降溫度數在  $4.0^{\circ} - 5.9^{\circ}\text{C}$  之間者定義為中度寒潮， $6^{\circ} - 7.9^{\circ}\text{C}$  為強烈寒潮， $8^{\circ}\text{C}$  以上為極強烈寒潮。由 1968 - 1977 年冬季資料顯示，冷鋒過境所造成之氣溫連續下降日數大部份(80%)為兩天或三天。他們選擇日最低溫連續兩天下降度數為定義寒潮之標準，主要是為兼顧天氣系統之強弱及寒冷程度。在 1968 - 1977 年共十個冬季中，符合此定義之中度寒潮共 32 次，強烈寒潮共 17 次，極強烈寒潮共 6 次。

我們根據此定義分別選擇一個中度寒潮及一個強烈寒潮個案，作為分析研究的對象。表 1 列出強烈寒潮個案期間內台灣地區各測站每日最低溫之變化。台北測站在 1972 年 12 月 11 日之最低氣溫為  $17.0^{\circ}\text{C}$ ，而 13 日之最低氣溫為  $10.3^{\circ}\text{C}$ ，兩天共下降  $6.7^{\circ}\text{C}$ 。台灣地區其他各測站之日最低氣溫在該兩天均有顯著的下降，花蓮下降最少( $5.5^{\circ}\text{C}$ )，淡水下降最多( $8.7^{\circ}\text{C}$ )。表 2 則列出中度寒潮個案期間內台灣地區各測站每日最低氣溫之變化。台北測站在 1972 年 12 月 6 日最低氣溫為  $19.6^{\circ}\text{C}$ ，而 8 日之最低氣溫為  $15.0^{\circ}\text{C}$ ，兩天共下降  $4.6^{\circ}\text{C}$ 。在該兩天，台灣北部地區基隆、淡水、台北及新竹之最低氣溫均有小幅度下降，但台灣中南部(台中、台南、恆春)及東部(花蓮、台東)地區之最低氣溫之變化均不明顯。

表1 1972年12月10日至13日  
的每日最低氣溫(°C)

日期 測站	10	11	12	13
基隆	15.0	17.2	11.3	10.5
淡水	14.8	18.1	10.7	9.4
台北	14.4	17.0	11.2	10.3
新竹	15.0	17.5	10.9	9.9
台中	14.9	16.6	12.7	11.0
花蓮	18.2	18.9	13.6	13.4
台南	17.0	18.8	13.5	12.0
台東	19.7	20.5	15.6	13.8
恒春	19.2	22.8	17.8	15.5

表2 1972年12月5日至8日  
的每日最低氣溫(°C)

日期 測站	5	6	7	8
基隆	19.3	18.6	16.0	15.5
淡水	16.4	16.3	15.0	13.1
台北	17.8	19.6	16.9	15.0
新竹	17.5	18.5	16.1	14.5
台中	16.4	15.4	16.6	15.5
花蓮	18.0	17.2	18.9	17.5
台南	17.9	18.1	19.3	16.9
台東	20.0	21.7	20.8	18.4
恒春	21.6	23.5	23.5	20.6

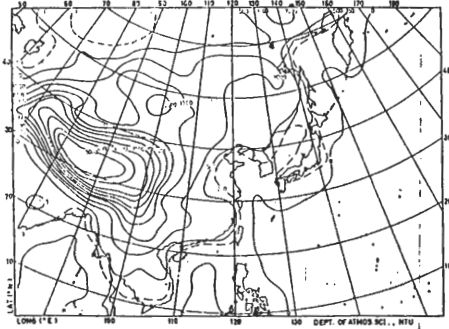


圖2 修勻之地形等高線，單位是公尺。(參照蔡清彥，1975)。

## 2.2 資料分析及計算

為了瞭解台灣地區寒潮爆發當時及以前的天氣型式及綜觀尺度環流系統，我們分別分析1972年12月10-12日(強烈寒潮個案)及12月5-7日(中度寒潮個案)的資料。每天有00GMT及12GMT兩個資料時間，故每個個案均有六個資料時間。每個資料時間均分析地面氣壓及氣溫，850、700及500 mb 面上之風向、風速、重力位高度及氣溫，200 mb 上之風向、風速及重力位高度。所有的資料均由中央氣象局之天氣圖獲得。我們先主觀分析各變數之等值線，再由主觀讀圖以求取網格點之數值資料。水平網格結構與蔡清彥(1975)完全相同。

本研究會計算各網格點之渦旋度， $\zeta$ 及水平輻散量， $\delta$ 。其計算公式如下：

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.1)$$

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.2)$$

其中， $u$ 為網格座標 $x$ 方向之風速， $v$ 為 $y$ 方向之風速。而從東西及南北風速資料換算成 $u$ 及 $v$ 的計算公式可參考蔡清彥(1976及1978)。公式中(2.1)及(2.2)中之微分均以中差法計算，網格距離為240公里。

在計算垂直 $p$ -速度( $\omega$ )時，我們採用運動學法(參考蔡清彥，1980)。由連續方程式對 $p$ (氣壓)積分，所獲得的第 $k$ 層垂直 $p$ -速度， $\omega_k$ 為

$$\omega_k = \omega_0 + \sum_{i=1}^k \bar{D}_i (\Delta P)_i \quad (2.3)$$

其中 $\omega_0$ 為底層的垂直 $p$ -速度， $(\Delta P)_i$ 為第 $i-1$ 層之間的氣壓差，而 $\bar{D}_i = (D_i + D_{i-1})/2$ 為第 $i-1$ 層平均之水平輻散量。在求取 $\omega_0$ 時，我們考慮摩擦作用造成的垂直 $p$ -速度 $\omega_r$ 以及水平風受地形抬舉所造成的垂直 $p$ -速度 $\omega_t$ 。而 $\omega_r$ 可由參數方法表示(參考Holton, 1972)如下：

$$\omega_r = -\rho g w_r = -\rho g \zeta_s \sqrt{\frac{K}{2f}} \quad (2.4)$$

式中 $\rho$ 為摩擦層內之平均密度， $g$ 為重力加速度， $w_r$ 為摩擦作用造成之垂直速度， $\zeta_s$ 為摩擦層內的平均地轉渦旋度， $K$ 為摩擦係數(假設為 $5 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ )， $f$ 為柯氏參數。而水平風受地形抬舉所造成的垂直 $p$ -速度 $\omega_t$ 則可寫成

$$\omega_t = -\rho g \bar{V} \cdot \nabla h \quad (2.5)$$

其中 $\rho$ 為該高度(850mb或700mb)之密度， $\bar{V}$ 為該高度之水平風場， $h$ 為經過修勻之地形高度(在本文中代表綜觀尺度以上之地形，如圖2假設摩擦層頂離地面1000公尺，則在計算 $\omega_0$ 時，有下列三種情形

(1)當摩擦層頂之高度(地形高度加上1000公尺)小於850mb時，則以850mb之 $\omega$ 值為 $\omega_0$ 之數值。

(2)摩擦層頂的高度超過850mb的高度，但地形高度小於850mb高度時，則仍以850mb之 $\omega$ 值為 $\omega_0$ 之數值，但在850mb上之 $\omega_r$ 應由下式求取

$$\omega_r = -\frac{1}{2} \rho g \zeta_s [1 - e^{-\gamma Z} (\sin \gamma Z + \cos \gamma Z)] / \gamma \quad (2.6)$$

其中 $\rho$ 為地面至850mb的平均密度， $\gamma = \sqrt{f/2K}$ ， $Z$ 為地面至850mb的高度。

$\omega_0$ 應以下式計算之

$$\omega_0 = \omega_r + \omega_t \quad (2.7)$$

(3)地形高度超過850mb之高度時，則以700mb之 $\omega$ 值為 $\omega_0$ 之數值。而 $\omega_0$ 之數值則以類似前列(1)或(2)所述方法計算之。

## 三、強寒潮個案之分析

### 3.1 重力位高度及相對渦旋度

此個案，我們選擇地面鋒面通過台灣附近之天氣圖時間（即 1972 年 12 月 11 日 12 GMT）以及其前 36 小時（即 1972 年 12 月 10 日 00 GMT）為代表以討論寒潮爆發前天氣系統之結構及其演變。

圖 3a 為 12 月 10 日 00 GMT 之地面氣壓和氣溫分佈圖。此時，低壓中心位於  $120^{\circ}\text{E}$ ， $48^{\circ}\text{N}$  附近，中心氣壓約為 1010 mb，冷鋒從此中心往西南

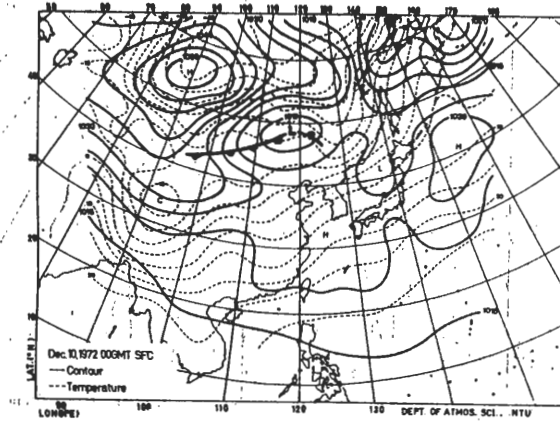


圖 3a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 地面圖。實線為等壓線（單位為 mb），虛線為等溫線（單位為  $^{\circ}\text{C}$ ）。

西延伸至  $95^{\circ}\text{E}$ ， $45^{\circ}\text{N}$  附近。而高壓籠罩貝加爾湖（ $110^{\circ}\text{E}$ ， $56^{\circ}\text{N}$  往西南延伸至  $104^{\circ}\text{E}$ ， $52^{\circ}\text{N}$ ）以西和西藏高原（ $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$ ， $30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ ；參考圖 2）以北地區，其中心則約位於  $90^{\circ}\text{E}$ ， $55^{\circ}\text{N}$ ，中心氣壓約為 1058 mb。在高、低氣壓中心之間吹東北風，而在平行等壓線方向之溫度梯度約為  $8^{\circ}\text{C}/10^{\circ}\text{lat}$ 。圖 3b 為 12 月 11 日 12 GMT 之地面圖。此時低壓中心約位於  $130^{\circ}\text{E}$ ， $40^{\circ}\text{N}$ ，

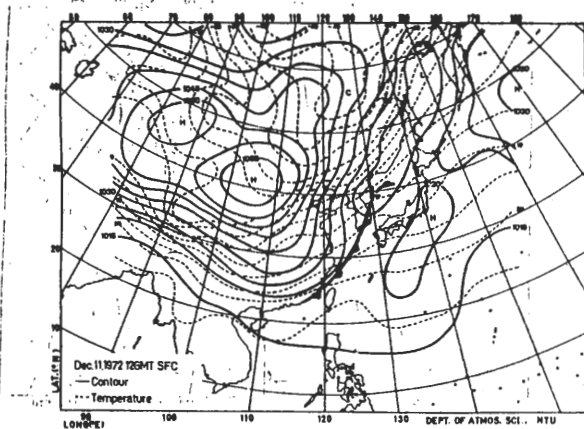


圖 3b 同圖 3a，但時間為同年 12 月 11 日 12 GMT。

冷鋒由此中心往西南西延伸至  $117^{\circ}\text{E}$ ， $23^{\circ}\text{N}$  附近。而高壓籠罩整個中國大陸，其中心則約位於  $104^{\circ}\text{E}$ ， $42^{\circ}\text{N}$ ，中心氣壓仍為 1058 mb。在高、低壓中心之間吹北北東風，溫度梯度約  $10^{\circ}\text{C}/10^{\circ}\text{lat}$ ，而  $30^{\circ}\text{N}$  以南，即華南及台灣地區，則吹東北風。在此 36 小時之間，高低壓之強度變化小，高壓中心往東南移動了約一千八百公里，冷鋒除往東南移動之外並作反時針旋轉，由東北東—西南西轉為北北東—西南西方向。

圖 4a 為 12 月 10 日 00 GMT 之 850 mb 重力位高度及相對渦旋度分佈圖。此時低壓中心約位於  $115^{\circ}\text{E}$ ， $50^{\circ}\text{N}$ ，槽線由此中心往西南西延伸至  $94^{\circ}\text{E}$ ， $44^{\circ}\text{N}$  附近。另外一槽線在西藏高原東方，約從  $108^{\circ}\text{E}$ ， $34^{\circ}\text{N}$  往西南延伸至  $95^{\circ}\text{E}$ ， $28^{\circ}\text{N}$  附近。後者於 12 月 10 日 00 GMT 天氣圖時間首次出現

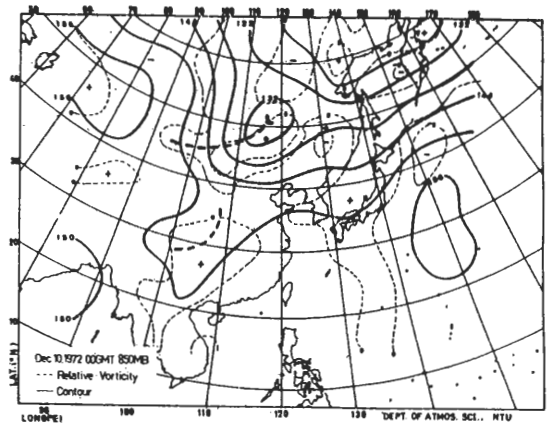


圖 4a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 850 mb 圖。實線為重力位高度等值線（單位為 10 公尺），虛線為相對渦旋度（單位為  $10^3\text{S}^{-1}$ ）。

。此時北方移動性槽線（東北東—西南西走向）尾端逼近西藏高原（ $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$ ， $30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ ）東北角，其所伴隨之正北氣流繞過或越過高原東北角而造成地形動力槽。此時 850 mb 高壓則籠罩  $65^{\circ}-85^{\circ}\text{E}$ ， $40^{\circ}-52^{\circ}\text{N}$  一帶。圖 4b 為 12 月 11 日 12 GMT 之 850 mb 天氣圖。此時北方移動性槽線與西藏高原東方地形槽已合而為一，並往東移至中國大陸沿海一帶。而高壓系統也已往東南移並籠罩著整個中國大陸。高低壓系統之間吹北北西風。700 mb 之重力位高度及渦旋度分佈圖顯示（圖省略）。700 mb 槽線的特性及變化與 850 mb 者相近似，但 700 mb 槽線較 850 mb 者落後，在 10 日 00 GMT，700 mb 北方槽線呈東北東—西南西走

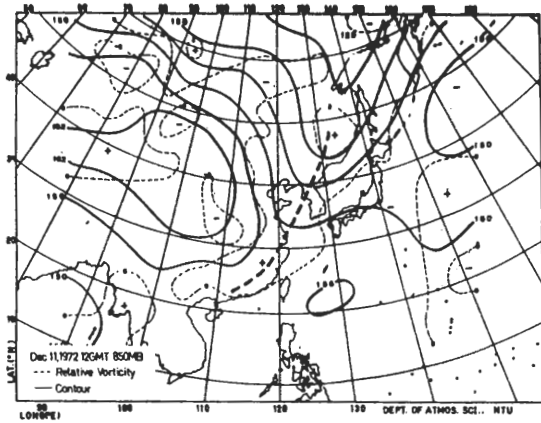


圖 4b 同圖 4a，但時間為同年 12 月 11 日 12 00 GMT。

向，正北氣流並造成西藏高原東方之地形槽。而在 11 日 12 GMT，此兩槽線已合而為一並往東移。至於 700 mb 槽後高壓系統則較 850 mb 者為弱，因此屬於冷心高壓系統。高低壓系統之間吹西北風。

圖 5a 及 5b 分別為 10 日 00 GMT 及 11 日 12 GMT 500 mb 重力位高度及渦旋度分佈圖。在 10

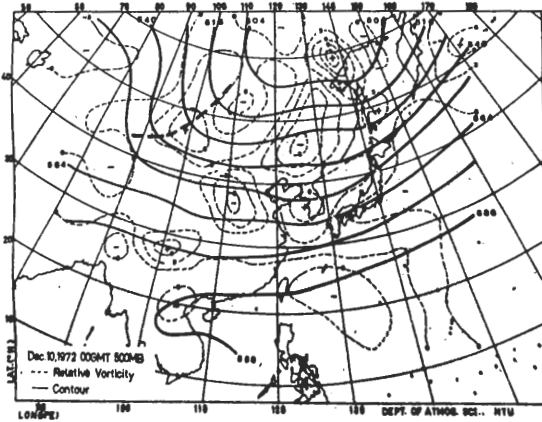


圖 5a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 500 mb 圖。實線為重力位高度等值線（單位為 10 公尺），虛線為相對渦旋度（單位為  $10^{-3} S^{-1}$ ）。

日 00 GMT，槽線由  $108^{\circ} E$ ， $56^{\circ} N$  附近往西南延伸經  $100^{\circ} E$ ， $48^{\circ} N$  再往西南西延伸至  $88^{\circ} E$ ， $43^{\circ} N$  附近。槽後高壓系統雖較低層不顯著，但仍可辨認。槽脊之間吹正北或北北西風。在 11 日 12 GMT，槽線往東南移了約一千七百公里，槽脊線之間吹西北風。200 mb 之重力位高度及渦旋度分佈圖顯示（圖省略）。200 mb 天氣型式及變化與 500 mb 者相接近。槽線由東北東—西南西走向轉為東北—

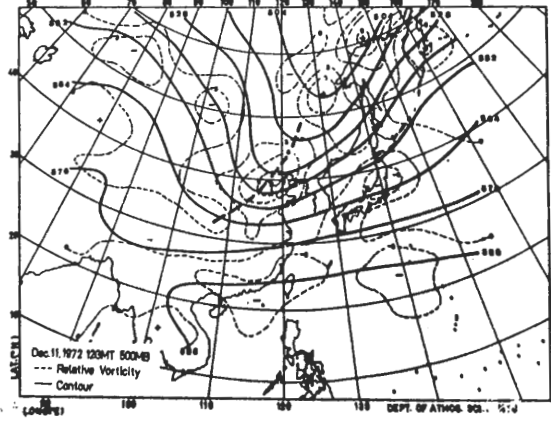


圖 5b 同圖 5a，但時間為同年 12 月 11 日 12 GMT。

西南走向並往東移了約一千兩百公里。而 200 mb 高壓脊則較 500 mb 者更不明顯。

### 3.2 溫度及垂直 P-速度

圖 6a 為 12 月 10 日 00 GMT 之 850 mb 溫度和垂直 p-速度分佈圖。因為西藏高原地形高於 850 mb，故在該區域沒有垂直速度之數值。此現象在

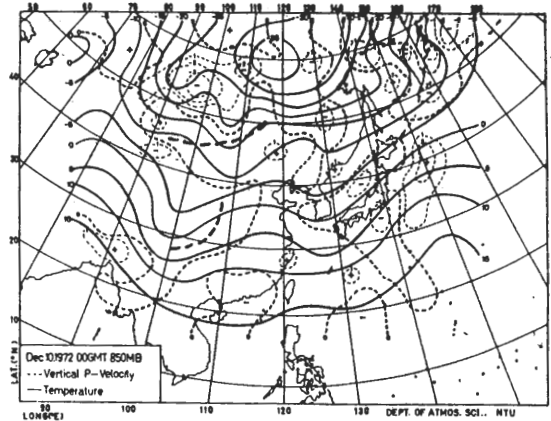


圖 6a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 850 mb 圖。實線為等溫線（單位為  $^{\circ}C$ ），虛線為垂直 p-速度（單位為  $10^{-3} mb S^{-1}$ ）。

700 mb 亦然。在圖 6a 中，外蒙古附近槽線（東北東—西南西走向）之後（北方）吹正北風（參考圖 4a），其冷平流相當明顯；而槽前（東方）吹西風或西南西風，其溫度平流則不顯著。至於西藏高原東方地形槽之後（西方）則有顯著之溫度冷槽存在，冷平流顯著；而槽前之溫度平流則不明顯。

在垂直  $p$ -速度方面，蔡清彥(1980)曾經作評介工作並討論造成垂直運動的主要原因。在此個案中，由於外蒙古槽線附近之地形高度均高於 1000 公尺(參考圖 2)，因此該地區之 850 mb 垂直運動主要由於地形抬升所造成。在該槽線之後(北方)吹北風，造成上升運動，而在槽前(東方)吹西風，造成下降運動。此垂直運動之分佈與中緯度綜觀尺度系統本身之槽前上升及槽後下降運動正好相反。因此擾動之動能將轉換成可用位能或可用位能轉換成動能之速度緩慢，但基本氣流之可用位能仍將繼續轉換成擾動可用位能，故槽前與槽後之溫差將迅速增加。其他地形所造成的垂直運動包括西風氣流所造成的長白山脈西方的上升和東方的下降運動，日本西方的上升和東方的下降運動，西南氣流所造成的武夷山—南嶺西南方的上升和東北方的下降運動等。

圖 6b 為 12 月 11 日 12 GMT 之 850 mb 溫度和垂直  $p$ -速度分佈圖。此時南北兩槽線已合而為一

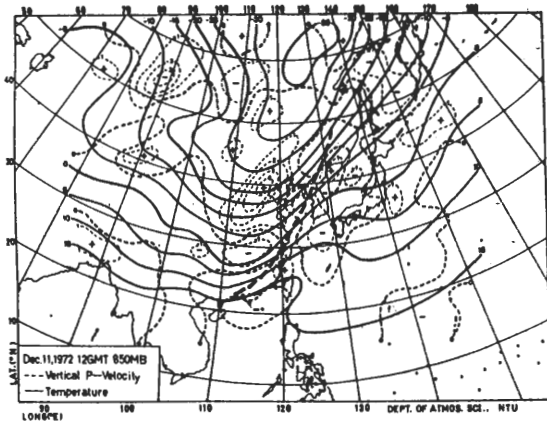


圖 6b 同圖 6a 但時間為同年 12 月 11 日 12 GMT。

，並移至中國大陸沿海。而溫度冷槽落後低壓槽的現象至為明顯，因此低壓槽後有顯著之冷平流。至於垂直運動的分佈情形，在  $30^{\circ}N$  北地區是槽後下降而槽前上升運動，槽後之下降運動主要由於地形下坡、溫度冷平流和負渦旋度平流所造成，而槽前之上升運動則由於西風正渦旋度平流和地形抬升所造成(參考蔡清彥，1980)。槽後之冷空氣往南(參考圖 4b)且往下運動，槽前較暖的空氣往北且往上運動。屬於典型的綜觀尺度系統的結構，緯

向(zonal)可用位能將轉換為擾動(eddy)可用位能，同時再轉換為擾動之動能。此作用在 12 月 10 日 00 GMT 之 850 mb 上並不明顯。另外圖 8b 顯示在  $30^{\circ}N$  以南地區，槽後東北風造成武夷山—南嶺北方的上升和南方的下降運動，槽前西南風造成台灣海峽南部的上升和北部的下降運動。700 mb 之溫度和垂直  $p$ -速度分佈圖顯示(圖省略)700 mb 之溫度及垂直運動分佈與同時 850 mb 者十分相近。在 12 月 10 日 00 GMT，外蒙古槽後及西藏高原東方地形槽後之溫度冷槽均十分顯著。此時之 700 mb 垂直速度受地形抬升作用之影響仍十分顯著，外蒙古槽後之北北西風造成上升氣流，槽前之西風造成下降氣流。然而在  $110^{\circ}-120^{\circ}E$ ， $40^{\circ}-50^{\circ}N$  區域內已經出現明顯的中緯度綜觀尺度系統之槽前上升運動。至於西藏高原東方地形槽前的上升運動和槽後及槽附近受地形影響之下降運動亦十分顯著。在 12 月 11 日 12 GMT 溫度冷槽落後低壓槽之現象亦至為明顯。此時之垂直速度分佈亦與 850 mb 者相近。但槽後下降和槽前上升運動之中緯度綜觀尺度系統特性在 700 mb 更為顯著，亦即地形抬升作用的影響在 700 mb 稍弱。

圖 7a 及 7b 分別為 12 月 10 日 00 GMT 及 12 月 11 日 12 GMT 之 500 mb 溫度及垂直  $p$ -速度分佈圖。在此高度上地形對天氣系統結構之影響已較弱。溫度冷槽落後低壓槽以及低壓槽後下降和槽前上升運動等中緯度綜觀尺度系統之結構特性。在此兩個時間均甚顯著。然而在 10 日 00 GMT 槽後北部區

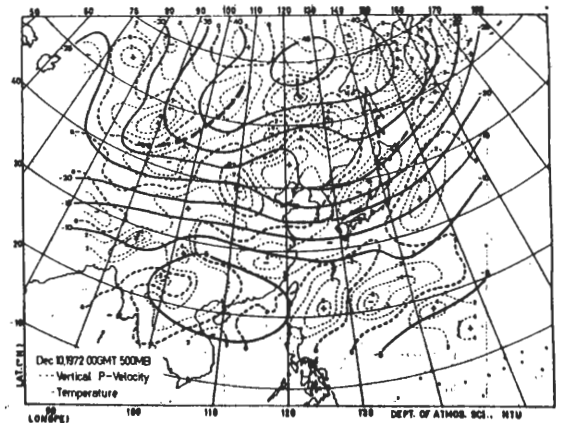


圖 7a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 500 mb 圖。實線為等溫線(單位為  $^{\circ}C$ )，虛線為垂直  $p$ -速度(單位為  $10^{-1} mb S^{-1}$ )。

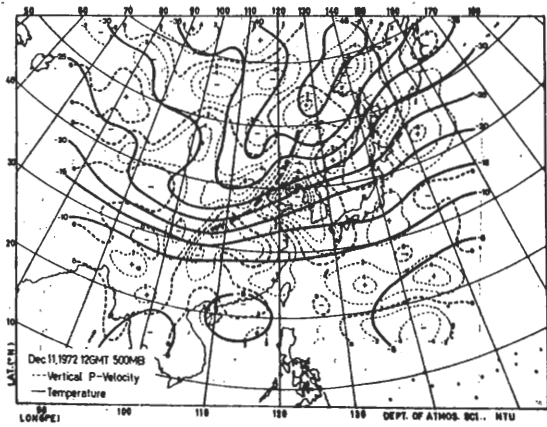


圖 7b 同圖 7a，但時間為同年 12 月 11 日 12GMT。

域 ( 80° - 110° E, 42° - 48° N )，由地形抬升作用所產生之上升運動仍可辨認。

### 3.3 空氣運動軌跡

有了水平風場和垂直 p - 速度，我們可以計算空氣實際運動軌跡。空氣塊軌跡從初始時間開始每隔兩小時計算一次位置。我們先用第一個位置初始時間的三度空間風場資料估計空氣塊的第二個位置，再用第一個位置初始時間和第二個位置第二個時間的平均風場資料重新計算空氣塊第二個時間的位置。由於天氣資料時間間隔時 12 小時，中間每隔兩小時的資料是由內插方法獲得的。

圖 8a 及 8b 分別為空氣塊從 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 之 500 及 700 mb 上出發之運動軌跡。從 500 mb 出發之空氣塊軌跡，部份為氣旋式而部份則為氣旋較弱型式或為反氣旋式，與 Palmen and Newton ( 1969 ) 所述相似。一般而言，氣旋式軌跡發生在西風氣流較強或下降氣流較弱的區域，也就是下降坡度較小或上升的區域。一般此類軌跡最低點均在 700 mb 以上，相反地，反氣旋式軌跡發生在西風氣流較弱或下降氣流較強的區域，也就是下降坡度較大的區域。而從 700 mb 出發之氣塊軌跡，少部份北方的軌跡為氣旋式，而大部分為反氣旋式。由圖得知，在台灣附近低層冷空氣約在一天半至兩天前來自 700 mb 蒙古高原東部 ( 肯特山 - 杭愛山一帶 )，而華南地區低層冷空氣約在兩天半前來自 500 mb 蒙古高原西部 ( 阿爾泰山一帶 )。由圖上並獲知，在空氣運動軌跡上，空氣位溫並非守恆不變的物理量，位溫是隨時間逐漸增

加的。

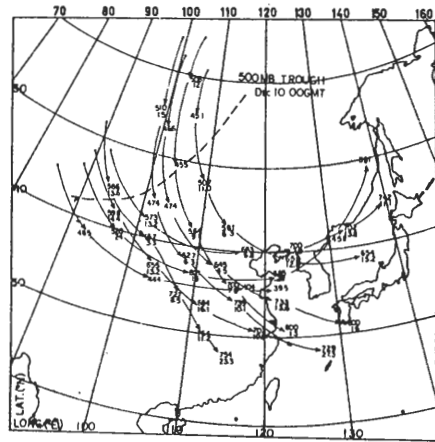


圖 8a 空氣塊後 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 500 mb 開始出發之運動軌跡。每個箭頭代表 12 小時之位移。每個位置上之數字代表氣壓 ( mb )，下方數字代表位溫 ( °C )。

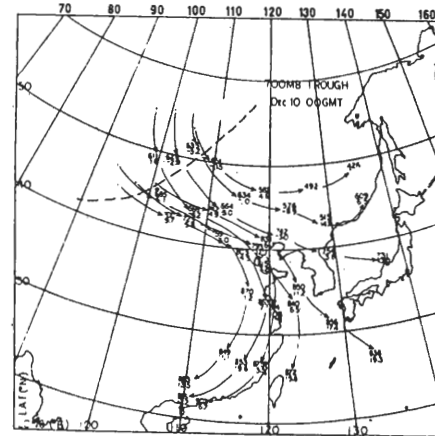


圖 8b 同圖 8a，但初始位置為 700 mb。

## 四、中寒潮個案之分析

此個案，我們亦選擇地面鋒面通過台灣附近之天氣圖時間 ( 即 1972 年 12 月 7 日 00 GMT ) 以及前 36 小時 ( 即同年 12 月 5 日 12 GMT ) 為代表以討論中寒潮之天氣結構及其演變。

### 4.1 重力位高度及相對渦旋度

圖 9a 為 12 月 5 日 12 GMT 之地面氣壓和氣溫分佈圖。此時，低壓中心位於 110°E, 58°N 附近，鋒面由此中心沿著貝加爾湖往南南西延伸，在鋒



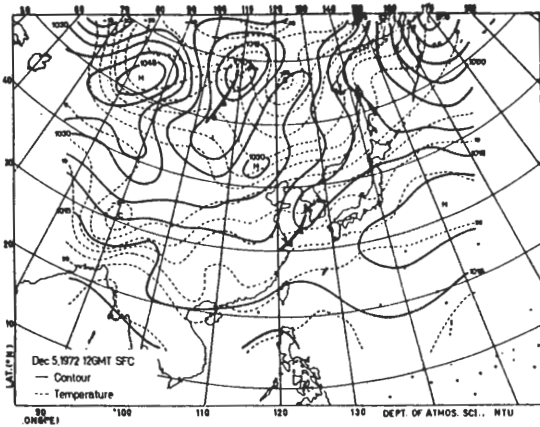


圖 9a 1972 年 12 月 5 日 12 GMT 地面圖。實線為等壓線 (單位為 mb)，虛線為等溫線 (單位為 °C)。

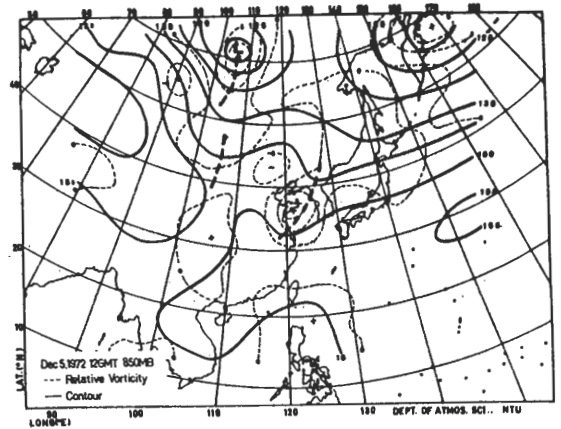


圖 10a 1972 年 12 月 5 日 12 GMT 850mb 圖。實線為重力位高度等值線 (單位為 10 公尺)，虛線為相對渦旋度 (單位為  $10^{-4} S^{-1}$ )。

面西方則為高壓所籠罩。此圖與圖 3 a (強寒潮前 36 小時) 之最大差異在於鋒面之走向。強寒潮 36 小時前鋒面呈東北東—西南西走向，因此高低氣壓中心之間吹東北風。而中寒潮 36 小時前鋒面則呈北北東—南南西走向，因此鋒面之後吹北北西風。另外中寒潮之高壓中心氣壓較弱。圖 9 b 為 12 月 7 日 00 GMT 之地面圖。此時低壓中心位置，鋒面走向，高壓中心位置及系統移動速度均與強寒潮者 (圖 3 b)

異在於槽線之分佈情形。強寒潮 36 小時前槽線呈東北東—西南西走向，因此槽後吹北風；而中寒潮 36 小時前槽線呈南北走向，槽後吹西北風。另外強寒潮 36 小時前出現西藏高原東方之地形槽，因此北來氣流得以深入  $25^{\circ} N$  以南地區；中寒潮 36 小時前則沒有此地形槽之出現。至於高壓強度，則兩者相接近。圖 10 b 為 12 月 7 日 00 GMT 之 850 mb 天氣圖。此時，槽線呈北北東—南南西走向，槽後吹西北

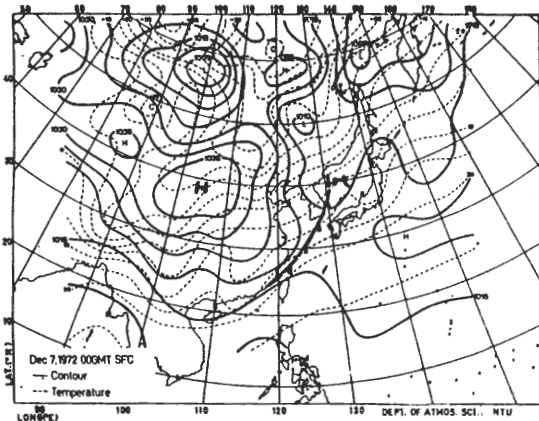


圖 9b 同圖 9a，但時間為同年 12 月 7 日 00 GMT。

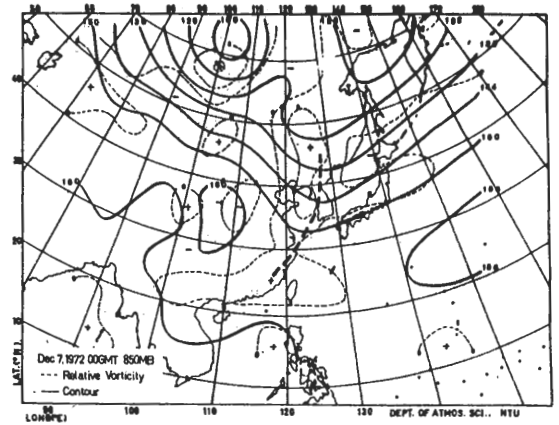


圖 10a 同圖 10b，但時間為同年 12 月 7 日 00 GMT。

相近。但此圖上之高壓較弱，因此高低壓中心之間的風速較小。

圖 10 a 為 12 月 5 日 12 GMT 之 850 mb 重力位高度及相對渦旋度分佈圖。此圖與圖 4 a 之最大差

異在於槽線之分佈情形。強寒潮 36 小時前槽線呈東北—西南走向，槽後吹北北西風。另外強寒潮槽線往南延伸較長而且槽後高壓較強。700 mb 之重力位高度及渦旋度分佈圖亦顯示 (圖省略) 中寒潮與強寒潮

的最大不同也在於主槽線的走向。強寒潮前36小時，槽線呈東北東—西南西走向，槽後吹北北西風；而中寒潮前36小時槽線則呈南北走向，槽後吹西北或西北西風。至於西藏高原東方之700 mb 地形槽，則兩者均存在。強寒潮爆發當時，槽線呈東北—西南走向，槽後吹西北—北北西風。中寒潮爆發時，槽線呈南北走向，槽後吹西北西風。

圖11 a 及 11 b 分別為12月5日12 GMT 及 7日00 GMT 之 500 mb 重力位高度及渦旋度分佈圖。

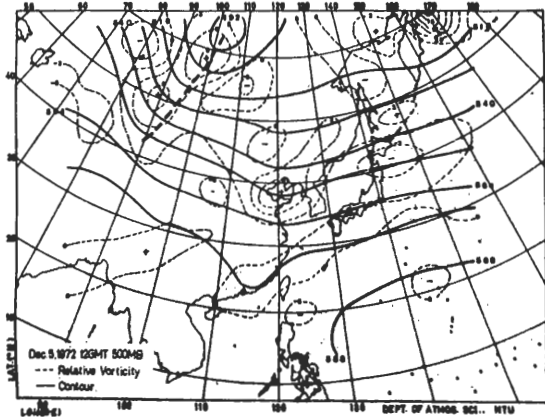


圖11a 1972年12月5日12 GMT 500 mb 圖。實線為重力位高度等值線（單位為10公尺），虛線為相對渦旋度（單位為  $10^{-4} S^{-1}$ ）。

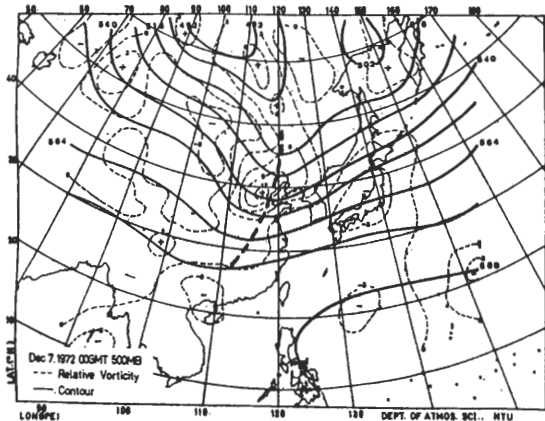


圖11b 同圖11a，但時間為同年12月7日00 GMT。

200 mb 圖亦與 500 mb 天氣圖型式十分接近。這些圖與強寒潮者之主要差異亦與 700 mb 及 850 mb 相接近。在寒潮爆發前36小時，強寒潮槽線呈東北

東—西南西走向且槽後吹北北西風，而中寒潮槽線則呈北北東—南南西走向且槽後吹西北風。在寒潮爆發當時，強寒潮槽線呈東北—西南走向且槽後吹北北西風，而中寒潮槽線則呈南北走向且槽後吹西北西或西北風。

4.2 溫度和垂直 P—速度

圖12 a 為12月5日12 GMT 之 850 mb 溫度和垂直 p—速度分佈圖。此時北方槽線後之溫度冷槽

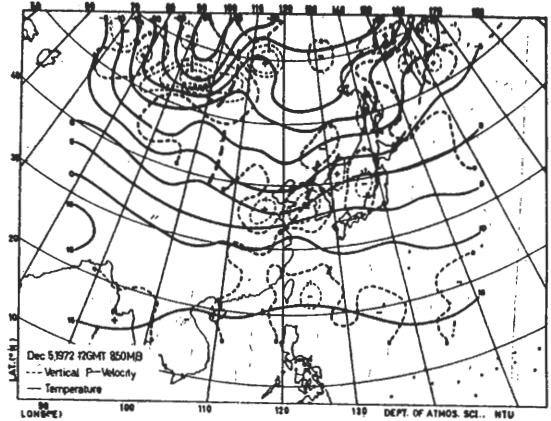


圖12a 1972年12月5日12 GMT 850mb 圖。實線為等溫線（單位為  $^{\circ}C$ ），虛線為垂直 p—速度（單位為  $10^{-3} mb S^{-1}$ ）。

及槽前之溫度暖脊均十分顯著，較強寒潮者（圖6a）並不遜色。但由於槽後吹西北風，因此冷平流可能較強寒潮者為弱。至於垂直速度之分佈亦與強寒潮者（圖8a）相接近。槽後吹西北風，地形抬升作用造成上升運動；而槽前吹西風，地形造成下降運動。此垂直速度分佈特性與強寒潮者相近。圖12b 為12月7日00 GMT 之 850 mb 圖。此時垂直速度之分佈情形則與強寒潮者相近。而槽後之溫度冷槽較強寒潮者（圖6b）為弱。槽線附近之東西向溫度梯度，在圖6b 上之  $40^{\circ}N$  為  $15^{\circ}C / 10^{\circ} lat$ ， $30^{\circ}N$  為  $13^{\circ}C / 10^{\circ} lat$ ；而在圖12b 上之  $40^{\circ}N$  為  $7^{\circ}C / 10^{\circ} lat$ ， $30^{\circ}N$  為  $7^{\circ}C / 10^{\circ} lat$ 。12月5日12 GMT 之 700 mb 之溫度分佈與強寒潮前36小時者亦十分接近，低壓槽後之溫度冷槽十分顯著。而垂直速度之分佈主要有地形造成的槽後上升與槽前下降運動以及  $110^{\circ}-120^{\circ}E$ ， $40^{\circ}-46^{\circ}N$  區域內之中緯度綜觀尺度系統之槽前上升運動。此垂直速度之分佈特性亦與強寒潮者相近。故中、強

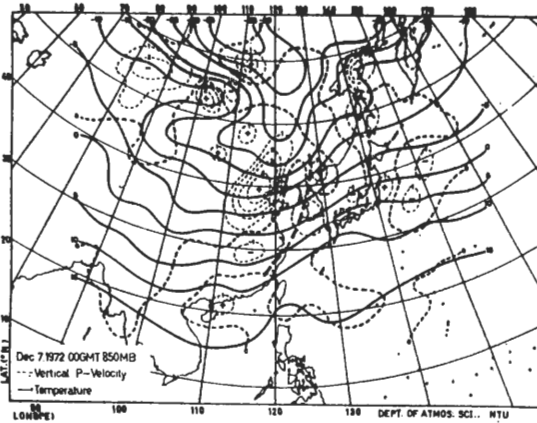


圖 12b 同圖 12a，但時間為同年 12 月 7 日 00 GMT。

寒潮前 36 小時之天氣型式差異仍以槽線及槽後氣流走向為主，而兩者之溫度與垂直速度之分佈十分相似。而 12 月 7 日 00 GMT 之 700 mb 溫度和垂直速度分佈型式與強寒潮當時者相近。但低壓槽後之溫度冷槽較強寒潮者減弱甚多。

圖 13 a 為 12 月 5 日 12 GMT 之 500 mb 溫度和垂直 p - 速度分佈圖。此圖之溫度分佈與圖 7 a (

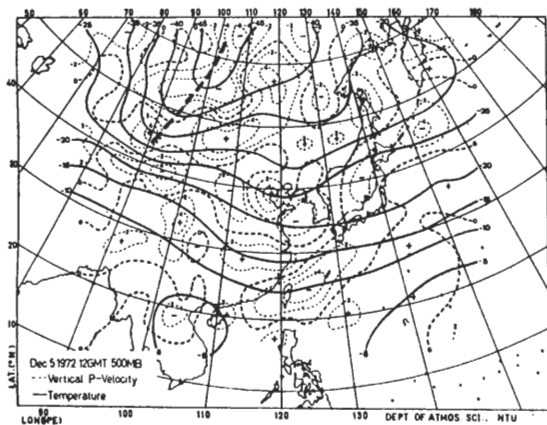


圖 13a 1972 年 12 月 5 日 12 GMT 500 mb 圖。實線為等溫線 (單位為 °C)，虛線為垂直 p - 速度 (單位為  $10^{-4}$  mb  $S^{-1}$ )。

強寒潮前 36 小時)者十分接近。而此圖之垂直速度分佈仍然受地形影響甚巨，槽後吹西北風受地形抬升作用為上升區，槽前吹西風為下降區。此垂直速度分佈特性與強寒潮者 (圖 7 a ) 不同。強寒潮個

案在此高度上受地形的影響已較弱，槽後主要為下降而槽前為上升運動。此現象可能是強寒潮系統之次環流 ( secondary circulation ) 較中寒潮者為強的結果。圖 13 b 為 12 月 7 日 00 GMT 之 500 mb 圖。此圖之溫度冷槽較強寒潮者 (圖 7 b ) 為弱，其垂直速度之分佈則與圖 7 b 者相近。

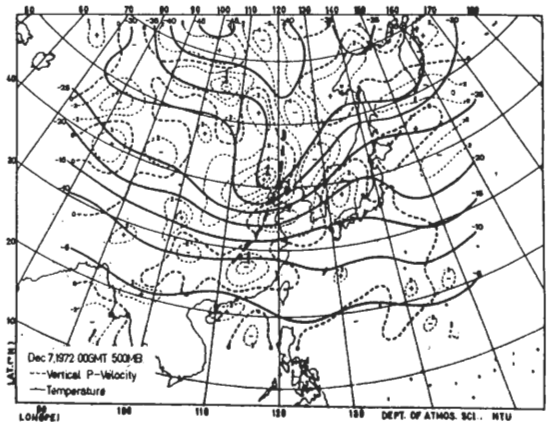


圖 13b 同圖 13a，但時間為同年 12 月 7 日 00 GMT。

#### 4.3 空氣運動軌跡

圖 14 a 及 14 b 分別為空氣塊從 1972 年 12 月 5 日 12 GMT 之 500 及 700 mb 上出發之運動軌跡。這兩個圖與圖 8 a 及 8 b (強寒潮者)有顯著之不同。對於到達台灣附近或華南地區之空氣運動軌跡

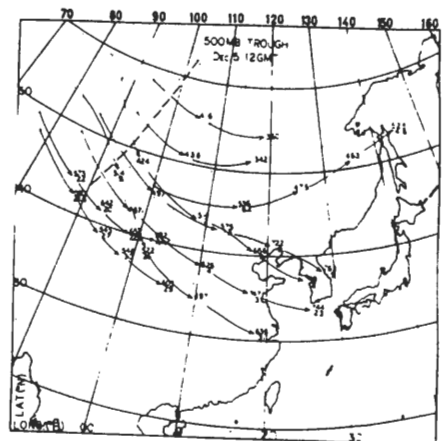


圖 14a 空氣塊從 1972 年 12 月 5 日 12 GMT 500 mb 開始出發之運動軌跡。每個箭頭代表 12 小時之位移。每個位置上之數字代表氣壓 (mb)，下方數字代表位溫 (°C)。

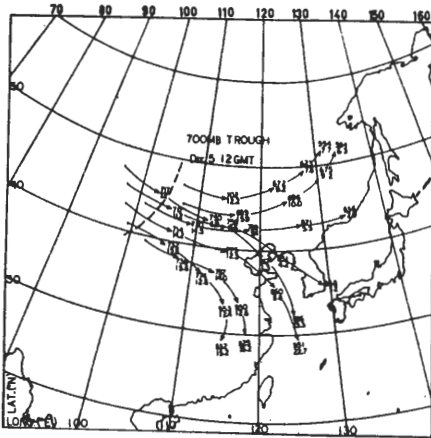


圖 14b 同圖 14a，但初始位置為 700 mb。

而言，強寒潮者先往南南東，再往東南，轉往南，然後西南；而中寒潮者則先往東南東，再轉往東南。因此強寒潮到達台灣地區的空氣較中寒潮者來自較北的地區，譬如強寒潮台灣附近 850 mb 空氣兩天約來自  $100^{\circ}\text{E}$ ， $49^{\circ}\text{N}$  附近，而中寒潮 850 mb 空氣兩天則約來自  $105^{\circ}\text{E}$ ， $42^{\circ}\text{N}$  附近。

## 五、結論及討論

本文主要針對 1972 / 1973 冬季寒潮爆發個案，作初步之診斷研究。我們分別選擇一個強寒潮（台北日最低氣溫連續下降兩天達  $6^{\circ}\text{C}$  以上）及一個中寒潮（台北日最低氣溫兩天下降度數在  $4.0^{\circ}$ — $5.9^{\circ}\text{C}$  之間），分析寒潮爆發前及當時之天氣結構及其時間演變，並研究中與強寒潮天氣型式之異同。

在寒潮爆發前 36 小時，中與強寒潮之溫度分佈特性十分相似，低壓槽後之溫度冷槽均十分顯著。而中與強寒潮 36 小時前天氣型式之最大差異在於槽線和氣流走向之不同。強寒潮者，主槽線位於蒙古高原（包括肯特山、杭愛山、阿爾泰山、唐奴烏拉山及薩彥嶺等）中部，槽線呈東北東—西南西走向，槽後吹北或北北西風。而中寒潮者，主槽線亦位於蒙古高原中部，但呈北北東—南南西或南北走向，槽後吹西北或西北西風。此槽線和氣流分佈特性在整個對流層中（包括 850 mb — 200 mb）均十分相近。由於氣流走向的不同，造成強寒潮槽後有較強的冷平流。另外在寒潮爆發前 36 小時，西藏高原

原東方首次出現地形槽。強寒潮前，此槽線發展較深厚包括 850 及 700 mb，而中寒潮者僅發生在 700 mb 上。至於此時之垂直速度之分佈情形則受地形影響甚巨。由於主槽線位於蒙古高原中部一帶，因此地形抬升作用造成槽後之上升運動和槽前之下降運動。此時地形所造成之垂直運動與中緯度綜觀尺度系統本身之槽後下降和槽前上升運動正好相反。在強寒潮個案，850 及 700 mb 垂直運動主要受地形抬升作用所控制，而 500 mb 至 200 mb 垂直運動則主要受系統本身之次環流所影響。至於中寒潮者，系統本身次環流稍弱，地形抬升作用控制 850，700 及 500 mb 之垂直運動。

在寒潮爆發當時，中與強寒潮之溫度分佈特性亦十分相似，但強寒潮槽後之溫度冷槽較強。而中與強寒潮之槽線及氣流走向亦有顯著之不同。強寒潮槽線呈東北—西南走向，槽後吹北北西—西北風；而中寒潮槽線呈南北走向，槽後吹西北西風。溫度和氣流分佈的差異使得強寒潮槽後有較強之冷平流。至於垂直速度之分佈情形，中與強寒潮者十分相近，主要包括槽前之上升及槽後之下降運動。

由空氣運動軌跡獲知，強寒潮到達台灣附近或華南地區的空氣較中寒潮者來自較北的地區。

由前述結論得知，強寒潮爆發前 36 小時槽線走向為東北東—西北西，而強寒潮爆發當時槽線走向則為東北—西南。這兩種槽線走向均伴隨著擾動動量的往北輸送和正壓動能的轉換（參考 Holton, 1972）。而中寒潮槽線走向以南北為主，其伴隨之擾動動量輸送非常微弱。因此正壓非線性不穩定度和能量轉換（參考 Lorenz, 1972 及 Tsay and Kao, 1978）必然對寒潮系統之強度有密切之關係。這方面的研究必能有助於對寒潮之了解並貢獻於中緯度動力氣象學。

另外地形對寒潮爆發之影響亦甚巨。由於西藏高原的阻擋作用，使得寒潮系統均經過外蒙古和貝加爾湖一帶往東移動。當槽線尾端剛過西藏高原東北角時（約在寒潮爆發前 36 小時），北來氣流直奔南下，造成高原東方之地形槽。此地形槽並將隨主槽線東移，使寒潮系統之影響深入  $30^{\circ}\text{N}$  以南地區。當主槽線位於蒙古高原中部時（約在寒潮爆發前 36 小時），地形抬升作用造成低對流層（850—500 mb）槽後之上升及槽前下降運動。此垂直運動之分佈正好與系統本身之次環流相反。因此擾動之動

能將轉換成可用位能或可用位能轉換成動能之速度緩慢，但基本氣流之可用位能仍將繼續轉換成擾動可用位能，故槽前與槽後之溫差將迅速增加。此地形作用可以增強東亞地區之寒潮強度。由此得知，地形對寒潮的影響是多方面的。這方面的研究也必能有助於我們對寒潮及季風系統的認識和預報能力。

## 六、後 記

本研究是在國科會研究計劃 NSC-68M-0202-02(07) 輔助下完成的。計劃進行中曾有多人參加工作，計算機程式編寫、上機加最後資料整理工作主要是陳世欽負責完成的，資料之收集及初始之分析工作是由黃鴻榮負責完成的，另外任立渝、曾振發、李文兆、鄭明典、周華國及朱定中先生和吳婉淑及林湘君小姐曾參與資料分析工作。

## 七、參考文獻

- 任立渝及蔡清彥，1980：台灣地區冬季寒潮爆發之合成天氣型式研究。台大大氣科學系研究報告，WMS-02號。
- 蔡清彥，1975：數值預報在台灣地區的應用。台大大氣科學系研究報告，NWP-01號。
- 蔡清彥，1976：颱風路徑之數值預報。台大大氣科學系研究報告 NWP-02號。
- 蔡清彥，1978：正壓颱風路徑預報之數值方法比較。台大大氣科學系研究報告 NWP-08號。
- 蔡清彥，1980：大氣之垂直運動。中央氣象局，動力氣象與天氣預報研討會。
- Chang, C.-P., and K.M.W. Lau, 1980：North easterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II：planetary-scale aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298-312.
- Holton, J.R., 1972： *An introduction to dynamic meteorology* , Academic Press, New York and London.
- Krishnamurti, T.N., M. Kanamitsu, W.J. Koss and J.D. Lee, 1973：Tropical east-west circulations during the northern winter. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 780-787.
- Lorenz, E.N., 1972：Barotropic instability of Rossby wave motion *J. Atmos. Sci.* , **29**, 258-264.
- Pálmen, E. and C.W. Newton, 1969： *Atmospheric circulation systems*. Academic Press, New York and London.
- Tsay, C.-Y. and S.-K. Kao, 1978：Linear and nonlinear contributions to the growth and decay of large-scale atmospheric waves and jet stream. *Tellus* , **30**, 1-14.

## A CASE STUDY OF COLD SURGES IN THE VICINITY OF TAIWAN

Ching-Yen Tsay

National Taiwan University

## ABSTRACT

A severe and a moderate cold surge case in December of 1972 were selected in the present study to analyze synoptic structures before and during cold-air-outbreaks and to study the similarities and differences between the synoptic patterns.

Thirty-six hours before the cold-air-outbreaks occurring in Taipei, the temperature distributions are similar between the severe and moderate cold surges, each cold trough is located behind its corresponding low pressure trough. The major differences between the synoptic patterns of these two cases are the orientation of the trough and that of the flow pattern. In the case of severe cold surge, the major trough is located over the Mongolian Plateau and oriented in east-northeast to west-southwest direction, the wind behind the trough blows either from north or from north-northwest. Although, the major trough is also located over the Mongolian Plateau in the case of moderate cold surge, it is oriented in either north-northeast to south-southwest or north to south direction and the wind behind the trough blows either from northwest or from west-northwest. The above mentioned characteristics of the trough and flow pattern are found at all levels in the troposphere. As a result, cold advection is stronger in the case of severe cold surge. In addition, a topographical trough to the east of the Tibetan Plateau first appears at 36 hours before the cold-air-outbreaks in both cases. The trough is found at both 850 and 700 mb levels for the severe cold surge case, whereas it is only found at 700 mb level for the moderate cold surge case. The distribution of vertical motion is controlled by the topography in that area. At that time, the major trough lay over the ridge of the Mongolian Plateau. Therefore, the ascending and descending motions are found behind and ahead of the trough respectively. The topographical controlled vertical motions overcome the secondary circulation of the mid-latitude synoptic-scale system at 850 and 700 mb levels for the severe cold surge case and at 850, 700 and 500 mb levels for the moderate cold surge case. It indicates that the secondary circulation is weaker for the moderate cold surge case.

During the cold-air-outbreaks, the temperature distributions as well as the distributions of vertical motion are similar between the severe and moderate cold surges. The orientation of the trough and that of the flow pattern are also the major differences between the severe and moderate cold surges. The northeast to southwest oriented trough for the severe cold surge case is contrast to the north to south oriented trough for the moderate cold surge case. Accordingly, the wind blows from either north-northwest or northwest in the case of severe cold surge whereas, from west-northwest for the moderate cold surge case.