

冷暖冬500毫巴環流之初步分析

吳清吉 李汴軍* 陳圭宏* 李玉偵

國立台灣大學大氣科學系

*中央氣象局

摘 要

本文利用中央氣象局台北測站1901至1987年冬季的日均溫分析冬季日均溫的頻率分配，並且以標準差的方法定義冷暖冬。結果顯示暖冬有13年，冷冬有11年；而日均溫不完全符合常態分配。同時使用1958年至1987年北半球500毫巴的高度場和溫度場，按暖冬、冷冬和常冬三類作合成和距平分析。

冷冬時，500毫巴高度場在亞洲東岸槽線較深，其後大陸上的脊線較明顯，噴流的位置比較南移；反之，暖冬時，等高線比較平滑，亞洲東岸槽線較淺，大陸上的脊線不明顯。高度場距平顯示波狀結構，冷冬和暖冬的相位相反。暖冬時在大陸為暖距平；冷冬時，冷距平中心在日本附近。

一、前 言

異常的冬季氣溫，對於防寒設施、農作物生長、漁業養殖、工商業投資、以及人們的日常生活都有很大的影響。國外對於氣溫的長期變遷有許多研究，例如Angell and Korshover (1978) 利用63個探空站的資料，分析全球地面至100毫巴溫度的變遷；Jones et al. (1982) 分析1881至1980年北半球地面溫度的變化。Loon and Williams (1976) 則研究地區性地面溫度趨勢和環流的關係。

Harnack (1982) 將美國分為15個地區，利用統計模式分區預報冬季平均氣溫，預報值分別為常態值、低於或高於常態值。他所用的預報因子有700毫巴環流、海面溫度、地面氣壓和南方振盪指數。他的結果指出：(1) 海面溫度是一個重要的預報因子；(2) 在美國東部地區預報結果比西部地區好，即模式預報能力具有地區性；(3) 海面氣壓和南方振盪指數，對於冬季平均溫度預報的技術性，並沒有顯著的貢獻。Kawamura (1984) 利用經驗正交函

數(EOF)方法，分析北大西洋冬季大氣環流和主要海面溫度異常關係時，指出在冬季海面溫度異常型式的第一分量可以持續幾個月；但是，Gilchrist (1986) 認為在長期預報中，必須把其他因子也考慮進去，不能只單獨將海面異常作為作用力函數。

Kung and Sharif (1982) 利用海面溫度和高層的環流參數預報印度季風的開始與降小；Kung and Tanaka (1985) 並且利用高層環流和海面溫度，以複迴歸方式，做溫度和降水的長期預報。

在國內，曾等(1988)也利用EOF分析梅雨季北半球500毫巴高度場的變化。徐等人(1974)以平均環流方法研究展期預報；任與蔡(1984)利用Ratcliffe (1974)的方法，對台灣地區冬季異常氣溫做長期預報。他們的結果指出波數3的振幅與冬季氣溫的偏冷和偏暖有極密切的關係。劉(1989)也對台灣地區冷暖冬大氣環流特徵作分析。

但是暖冬或冷冬並沒有很明確的定義。在任與蔡(1984)的研究中，將冬季分成暖冬、常冬和冷冬三類，他們分析23年(1955-1977)台北冬季氣溫

(12, 1, 2 月)，得到冬季平均溫度為 15.9°C ，如某年冬季平均溫度高於（低於） 16.4°C ，則該年被定義為暖（冷）冬。如果介於 15.4 至 16.4 之間，則為常冬。劉(1989) 也使用平均溫度方法定義冷暖冬。本文嘗試利用標準差方法定義冷暖冬。利用台北 1901-1987 年的地面溫度資料，求出冬季（12 月 1 日至 2 月 28 日）每天日均溫的氣候值（即同一日子日均溫，87 年的平均溫）和標準差。當日均溫介於日均溫氣候值 0.5 個標準差之內，則該日被視為常日；如果大於 0.5 個標準差則為暖日；反之，如果小於 0.5 個標準差則為冷日。再由一年中，冷、暖或常日的多寡定義該年為冷、暖或常冬。並且分別將冷、暖和常冬，冬季 500 毫巴高度場和溫度場作合成分析，並且求出其距平圖，做為未來長期溫度預報的參考。

二、使用資料與研究方法

本文使用資料包括中央氣象局台北測站 1901 至 1987 年冬季（12 月、1 月、2 月）每日地面日均溫、以及 1958 至 1987 年 NMC 八角網格點 500 毫巴等壓面上的高度場和溫度場。

首先由每年同一日子的日均溫 T_{ij} ，求出冬季每天日均溫的氣候值 \bar{T}_i 和標準差 S_i ，方法如下：

$$\bar{T}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N T_{ij}, \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (1)$$

$$S_i^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (T_{ij} - \bar{T}_i)^2, \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (2)$$

式(2)中除以 $N-1$ ，主要是求取變異數的不偏推定量。上面兩式中 i 代表日子， j 代表年份，例如 T_{11} 為 1901 年 12 月 1 日的日均溫， T_{22} 為 1902 年 2 月 2 日的日均溫，餘類推； \bar{T}_1 和 S_1 則分別為 2 月 1 日日均溫的氣候值和標準差。在本文中 $M=90$ （冬季共有 90 天）， $N=87$ （有 87 年資料）。如果某日的日均溫大於該日日均溫氣候值 0.5 標準差以上，則該日為暖日；反之，在該日日均溫氣候值 0.5 標準差之下，則為冷日；如果介於 0.5 標準差之間則為常日。以公式表示如下：

$$T_{ij} \geq \bar{T}_i + 0.5S_i, \quad [\text{暖日}]$$

$$T_{ij} \leq \bar{T}_i - 0.5S_i, \quad [\text{冷日}]$$

$$\bar{T}_i + 0.5S_i > T_{ij} > \bar{T}_i - 0.5S_i, \quad [\text{常日}]$$

如果一年中的 (i) 暖日在 45 天以上，或是 (ii) 常日在

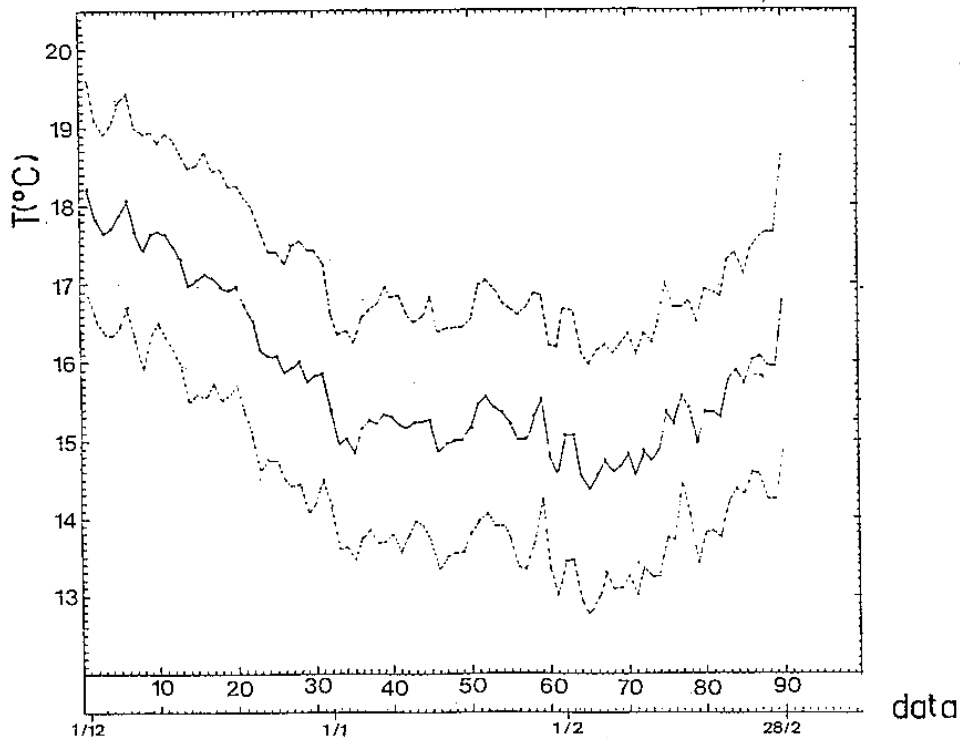


圖1 台北冬季(1901-1987)日均溫氣候值變化。

30天至40天之間，冷日不大於16天，同時，暖日比冷日大於15天，則該季被定為暖冬；反之，如果(i)冷日在45天以上，或是(ii)常日在30天至40天之間，暖日不大於18天，同時冷日比暖日大於15天，則該季被定為冷冬。其他不屬於冷冬或暖冬的，則稱為常冬。

找出冷冬、暖冬和常冬的年份以後，分別對冷冬、暖冬和常冬500毫巴等壓面上的高度場和溫度場作合成分析。首先，由每天的資料合成10日的平均，再由10日平均合成月平均，由月平均合成季平均。最後分別把暖冬、冷冬和常冬作合成分析。

三、結果與討論

圖1為冬季每天日均溫氣候值(實線所示)的變化。虛線表示0.5標準差的範圍。如果日均溫落在兩虛線內，則該日為常日，在上虛線之上則為暖日，而在下虛線之下則為冷日。一般而言，在冬季一月的平均日均溫氣候值和二月相近(分別為 15.17°C 和 15.21°C)，由圖中可看出，溫度最低的時候，應為二月上旬。二月日均溫的標準差 3.1°C ，比一月(2.9°C)為大。十二月的平均日均溫和標準差分別為 17.0°C 和 2.9°C 。

冬季各月日均溫頻率分布直方圖分別示於圖2中。圖中並將常態分配(*點所示)的模擬示於圖中。12月、1月和2月日均溫的最大頻率分別出現在 $17-18^{\circ}\text{C}$ ， $16-17^{\circ}\text{C}$ 和 $15-16^{\circ}\text{C}$ 。十二月偏態(Skewness)右偏比較明顯。

表1為1901年至1987年冬季暖日、冷日和常日的分配情況，它們的平均日數分別為30天、27天和33天冷日的平均日數比較少。由表中可見，暖日出現30-34天的機率最大(20.7%)，其次為25-29天和35-39天(19.5%)；冷日出現25-29天的機率最大(28.7%)，其次為20-24天(20.7%)；常日出現35-39天的機率(31%)最大，其次為30-34天(28.7%)和25-29天(21.8%)。合於第二節所述暖冬的年份有13年，合於冷冬的年份有11年，其餘為常冬。因為用來合成500毫巴高度場和溫度場的資料只有1958-1987，所以將該期間各年份冷、暖日和常日的天數示於

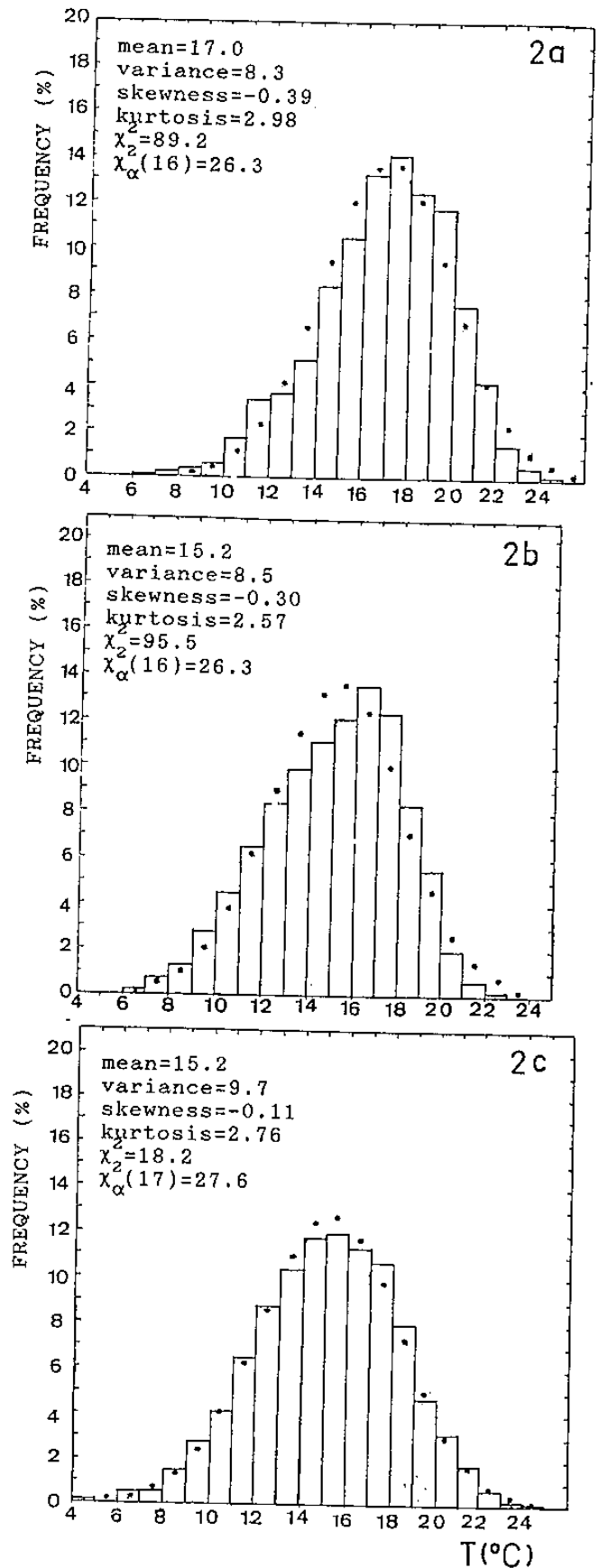


圖2 台北日均溫頻率分配：(a)12月，(b)1月，(c)2月。

表 1 冬季冷日、暖日和常日的頻率分配

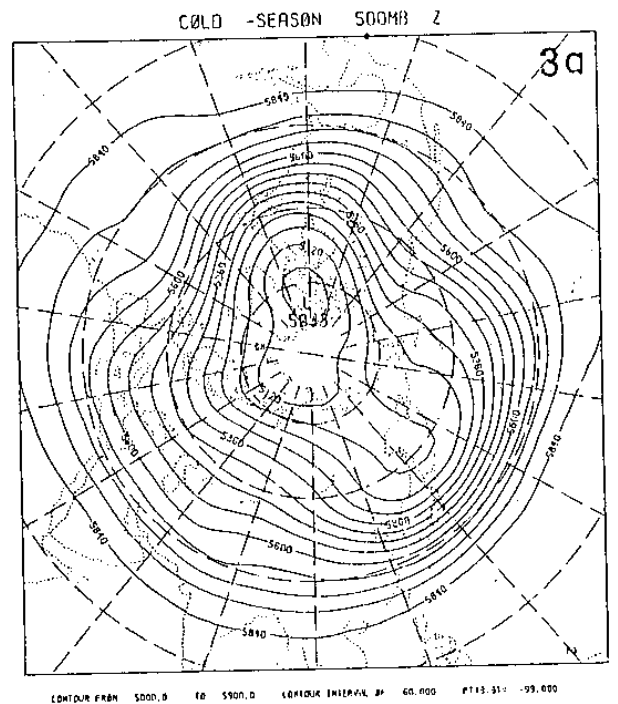
Days	≤ 10	10-14	15-19	20-24	25-29	30-34	35-39	40-44	45-49	≥ 50
warm	2	2	8	11	17	18	17	6	3	3
%	2.3	2.3	9.2	12.6	19.5	20.7	19.5	6.9	3.5	3.4
normal	0	0	2	5	19	25	27	7	2	0
%	0.0	0.0	2.3	5.8	21.8	28.7	31.0	8.1	2.3	0.0
cold	0	4	12	18	25	12	12	0	1	3
%	0.0	4.6	13.8	20.7	28.7	13.8	13.8	0.0	1.2	3.4

表 2 1958-1987 每年冷日、暖日和常日的天數
(C 冷冬, W 暖冬)

年份	暖日	常日	冷日	備註
1958	28	33	29	
1959	32	32	26	
1960	50	22	18	W
1961	23	33	34	
1962	33	23	34	
1963	10	29	51	C
1964	32	25	33	
1965	38	29	23	
1966	44	34	12	W
1967	36	25	29	
1968	7	27	56	C
1969	47	21	22	W
1970	24	37	29	
1971	25	32	33	
1972	37	32	21	
1973	50	30	10	W
1974	20	37	33	
1975	36	37	17	
1976	34	30	26	
1977	30	32	28	
1978	40	28	22	
1979	41	34	15	W
1980	31	35	24	
1981	31	33	26	
1982	26	40	24	
1983	28	33	29	
1984	17	40	33	C
1985	33	38	19	
1986	27	25	38	
1987	40	34	16	W

表 2 中。合於冷冬的年份有 1963, 1968 和 1984, 比劉(1989) 結果, 少了 1974 和 1986 兩年, 該兩年劉的文中分別被認為中度冷冬和輕度冷冬。合於暖冬的年份有 1960、1966、1969、1973、1979 和 1987 年。比劉(1989) 的結果多了 1987 年。

冷冬、暖冬和常冬 500 毫巴的平均高度場分別示於圖 3 中, 其距平值 (冷冬減去常冬和暖冬減去常冬) 則分別示於圖 4 中。在冷冬時 (圖 3a) 在亞洲大陸東岸的槽線比較深; 而在其後大陸的脊線也比較明顯, 顯示空氣由較北方來; 而暖冬時 (圖 3b), 等高線比較平滑, 亞洲東岸附近的槽線較淺, 其後內陸的脊線也比較不明顯。噴流的平均位置冷冬時比較偏南, 同時等高線比較密集, 顯示噴流強度比較強。



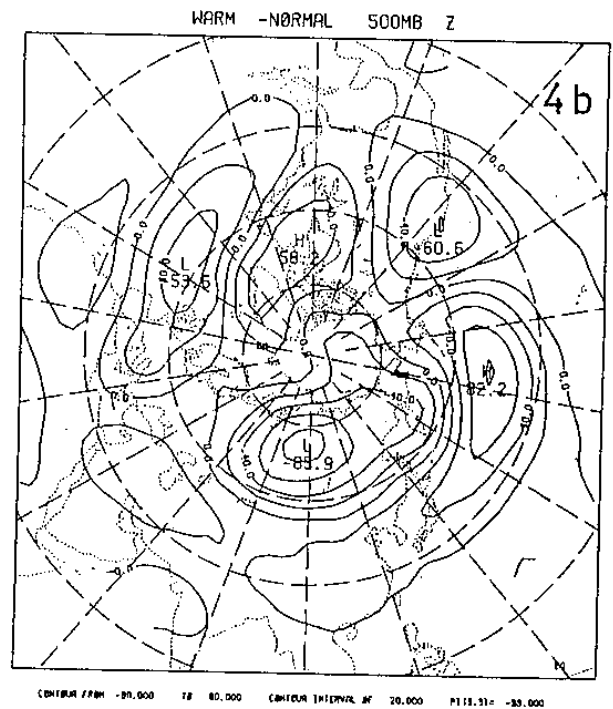
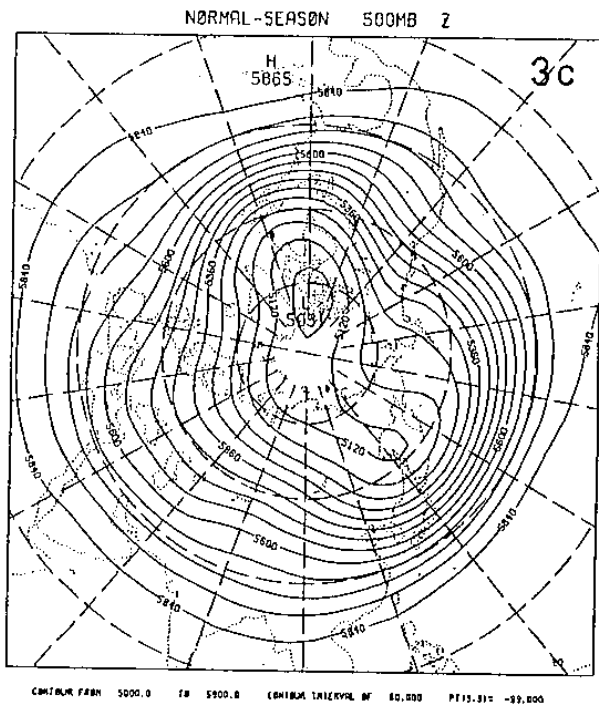
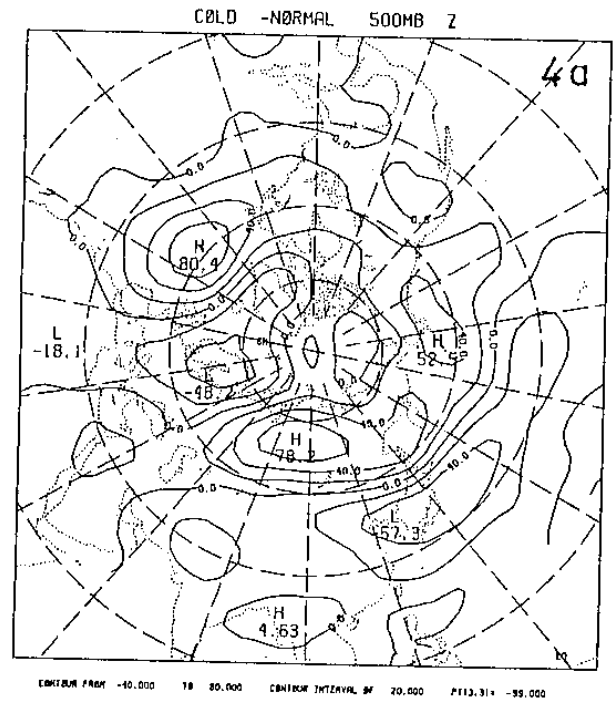
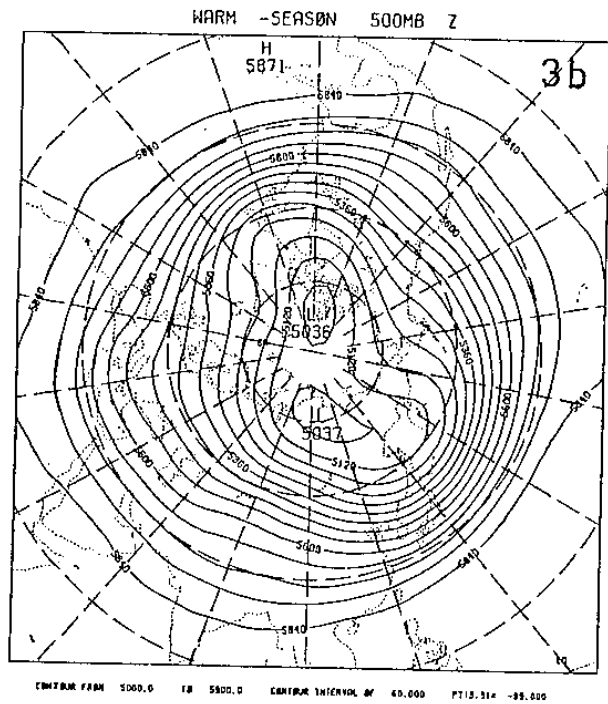


圖3 北半球冬季500毫巴高度場合成圖：(a)冷冬，(b)暖冬，(c)常冬。

圖4 北半球冬季500毫巴高度場距平圖：(a)冷冬，(b)暖冬。

由高度距平圖（圖4）可見冷冬時在日本上空為負距平中心，蘇俄上空為正距平中心，北歐斯堪地那維亞半島上空為負距平，在大西洋上空則為正距平，由圖中可看出明波狀結構；暖冬時（圖4b），波狀結構也十分明顯，但是和冷冬時相位相反。此種波狀結構在北半球冬季的遙相關分析時

常存在 (Wallace and Gutzler, 1981)。

圖5 表示冷、暖冬和常冬500毫巴上平均的溫度場。冷冬時（圖5a）東北亞的冷槽較深， -20°C 等溫線可達江蘇附近上空；暖冬時此冷槽較淺，等溫線也比較平滑， -20°C 等溫線和冷冬時相比，比較偏北。

冬季溫度距平圖顯示暖季（圖6a）在大陸為溫度正距平區，此正距平區向西可達地中海，向東可達太平洋中部。在此一大片的正區之北為負距平區；相反地，冷季（圖6b）溫度距平，在東亞和日本上空為負距平，而在其北方為溫度正距平。

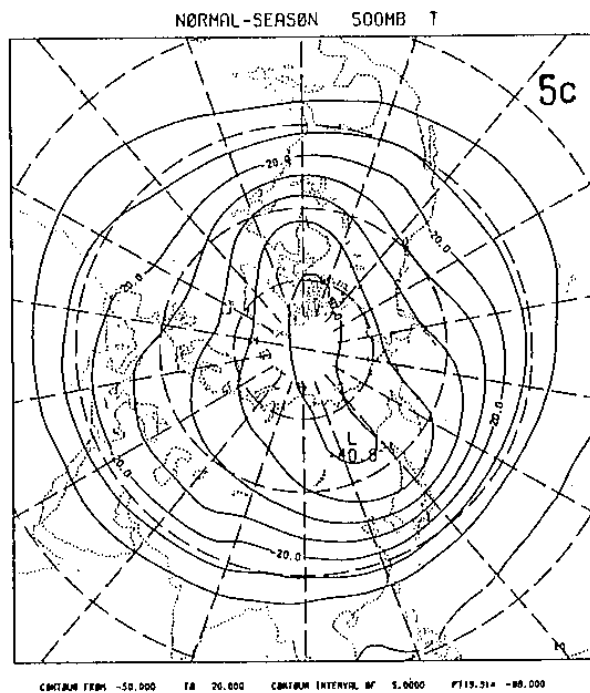
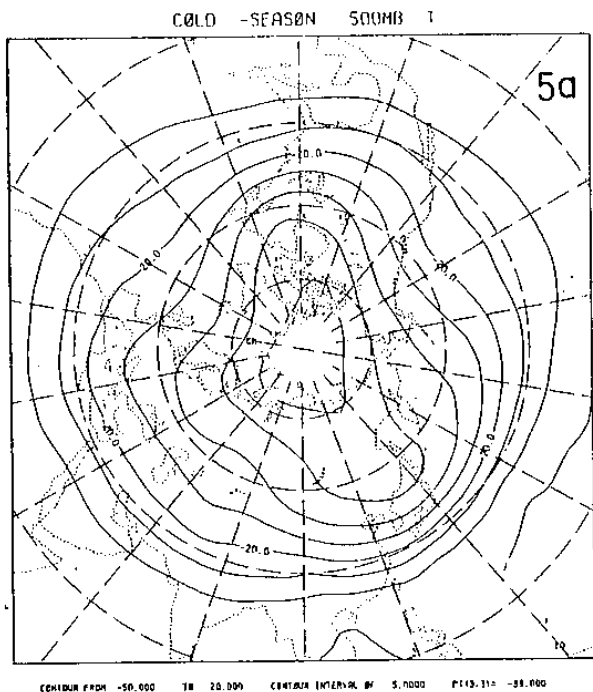
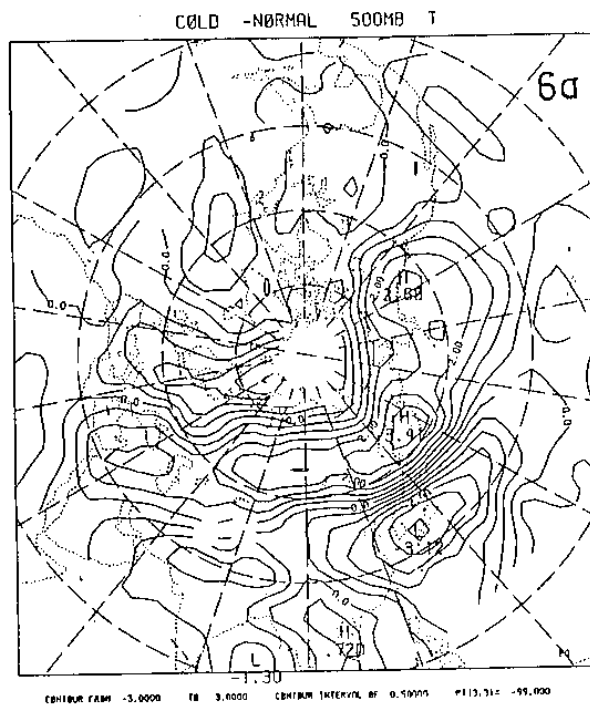
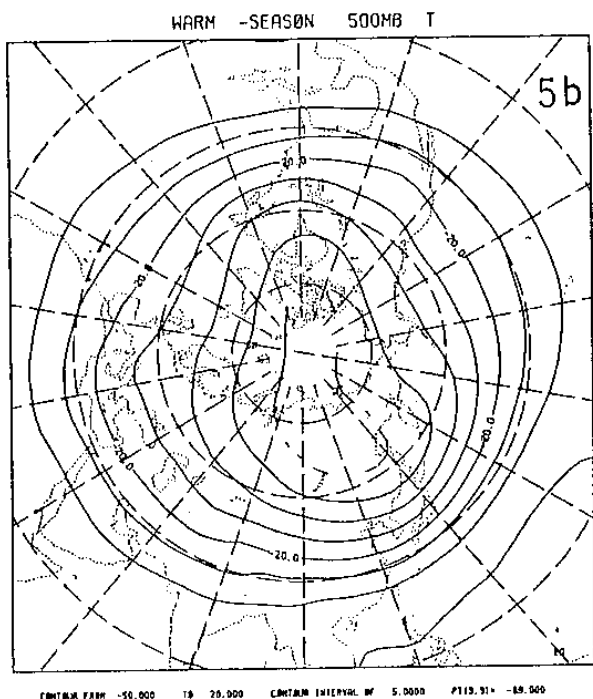


圖5 北半球冬季500毫巴溫度場合成圖：(a) 冷冬，(b) 暖冬，(c) 常冬。



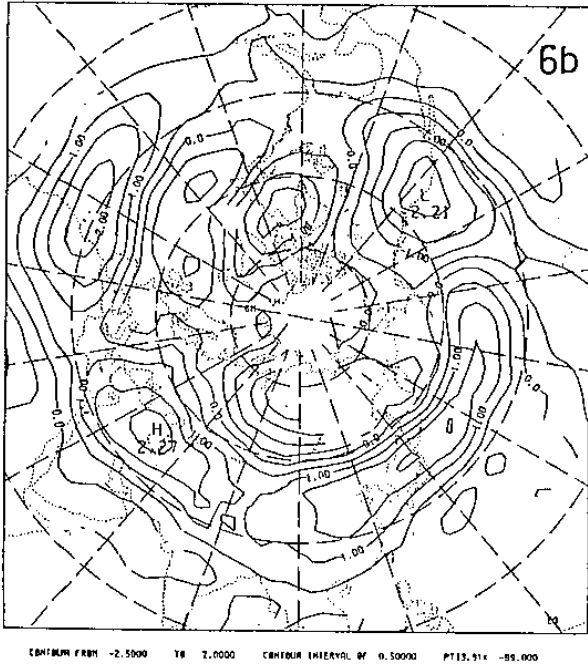


圖6 北半球冬季500毫巴溫度場距平圖：(a) 冷冬
(b) 暖冬。

四、結 語

本文利用中央氣象局台北測站1901至1987年冬季的日均溫，作頻率分配。同時，以標準差方法定義冷冬、暖冬和常冬。同時分別對冷冬、暖冬和常冬時，500毫巴上的高度場和溫度場作合成平均，並且求出它們的距平值分佈。結果顯示，冬季日均溫不完全符合於常態分配。平均的暖日、冷日和常日分別為27天、30天和33天。

冷冬500毫巴平均高度場，在亞洲東岸之槽線較深，平均溫度場的冷槽也有相同的現象。在大陸上的脊線比較明顯，噴流的平均位置也較暖冬時偏南。相反的，暖冬時，亞洲東岸之槽線較淺，等高線也比較平滑。高度距平值呈現明顯的波狀結構，但是冷冬和暖冬時，其相位相反。暖冬時，在大陸為正距平，其北方為負距平；冷冬時，在大陸和日本為冷距平而在其北方為暖距平。

誌 謝

本文是在中央氣象委託計劃(CWB78-01-05)的支助下完成。過程中和許晃雄教授有許多的討論，程式和部分工作則由龍世俊小姐完成特此致謝。

任立淪，蔡清彥，1984：台灣冬季溫度異常之長期預報，異常氣候研討會，論文彙編，219-227。

曾振發，呂文智，高溫溫，吳明進，1988：北半球五、六月500毫巴高度場之經驗正交函數分析，天氣分析與預報研討會論文彙編，573-580。

徐晉淮，鄭邦傑，楊逢世，1974：平均環流模式與台灣地區冬季展期預報之研究，氣象學報，20(3),19-36。

劉復誠，1989：台灣地區冷冬暖冬之大氣環流特徵及具可預測度研究(I)，國科會研究計畫報告，30pp。

Angell, J.K., and J. Korshover, 1978: Global temperature variation, surface-100 mb: an update into 1977. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 755-770.

Gilchrist, A., 1986: Long-range forecasting. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 112, 567-592.

Harnack, P.R., 1982: Objective winter temperature forecasts: an update and extension to the western United States. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 287-295.

Jones, P.D., T.M.L. Wigley, and P.M. Kelley, 1982: Variations in surface air temperatures: Part 1. northern hemisphere, 1881-1980. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 59-70.

Kawamura, R., 1984: Relation between atmospheric circulation and dominant sea surface temperature anomaly patterns in the north Pacific during the northern winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 910-916.

Kung, E.C., and T.A. Sharif, 1981: Long-range forecasting of the Indian summer monsoon onset and rainfall with upper air parameters and sea surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 672-681.

Kung, E.C., and H. Tanaka, 1985: Long-range forecasting of temperature and precipitation with upper air parameters and sea surface temperature in a multiple regression approach. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 619-631.

Loon, H.V., and J. Williams, 1976: The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part I. *winter. Mon. Wea. Rev.*, 104, 365-380.

Ratcliffe, R.A.S., 1974: The use of 500 mb anomalies in long-range forecasting. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 100, 234-244.

Wallace, J.M. and D.S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.