

北半球阻塞高壓的特徵及生成

鄒治華 林燕枝 郭勉之
國立台灣師範大學地球科學系

(中華民國八十年十月三十日收稿；中華民國八十一年六月二十七日定稿)

摘 要

本文以 Lejenas and Okland 的緯流指數客觀方法為基礎，擴大緯度範圍，客觀分析“歐洲中期預報中心”(ECMWF) 1981--1989年 0000 UTC500 毫巴面的經緯網格資料，並以 Rex 之定義為基礎，主觀視察 500 毫巴面五日平均合成圖及日本氣象廳出版的天氣圖集，以選取阻塞高壓個案。結果顯示，歪斜的阻塞高壓個案可經由此客觀方法選出，然而，除阻塞高壓外，割離低壓、大幅度波動的波脊亦會出現本文所定義之指數，得由主觀檢視天氣圖予以刪除。所有個案中，可由客觀分析方法讀出亦符合阻塞高壓定義的阻塞個案高達 91%，僅少數高壓高度值低的個案無法由客觀分析讀得，須主觀檢視天氣圖得到。此外，1981-1989 的阻塞高壓個案阻塞發生區域集中在大西洋-歐洲區 ($40^{\circ}\text{W} - 80^{\circ}\text{E}$) 和太平洋區 ($170^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{W}$)；太平洋區的阻塞以型態向左歪斜居多，歐亞大陸以不歪斜的個案較多，大西洋區則兩種型態的個案數相近；阻塞持續天數以 5 天 - 7 天較多，約占 54%；其總位移以西移和停滯較多，而持續天數越長，西移和停滯的趨勢越大。初步分析冬半年太平洋地區阻塞高壓的結果顯示，阻塞高壓發生時，其上游均伴隨強烈地面氣旋，氣旋初生位置集中於 130°E 至 155°E ， 30°N 至 45°N 之間，地理位置相當於日本外海，與西太平洋爆發性氣旋主要生成位置相符。上游氣旋平均最大加深率達 $20\text{hPa}/24\text{hrs}$ ，而長週期 (≥ 14 天) 阻塞之平均最大加深率達 $22\text{hPa}/24\text{hrs}$ 。平均而言，強烈氣旋於阻塞生成前 1 天，中心氣壓值達到最低值，並開始北移，阻塞高壓之發生，可能與此強烈氣旋北移所傳遞之熱及動量有極大關係。因此，西太平洋生成之爆發性氣旋可能是導致中，東太平洋阻塞生成的重要因素之一。

關鍵字：阻塞高壓、緯流指數、爆發性氣旋。

一、前 言

北半球中緯度地區，中高對流層正常大氣環流通常是與緯度圈近似平行的西風波狀環流為主，而位於此區域內之地面天氣系統受高空西風環流的影響，常隨著西風波動氣流由西向東移動。當西風波動振幅發生改變，使平均環流出現以經向氣流為主的環流型態，不僅將影響地面天氣系統正常東移造成天氣異常，並且北上氣流使暖空氣向極區傳遞，

造成高緯地區異常溫暖，而下游中緯度地區，則由於高緯冷空氣南下，變得異常寒冷。這種大幅度的經向環流型態，就稱之為阻塞（圖1）。阻塞高壓不但造成氣溫及降水之異常，且由於其持續時間長，對氣候之影響更為深遠。例如，Green (1977) 研究發現，由於阻塞高壓擋住上游氣旋的東移，致使雨量來源中斷，造成了英國 1976 年的乾旱；Roderick (1984) 研究 1983-1984 北美異常冬季氣候 (1983 年 12 月為自 1931 年以來最冷的一年，月平均溫度較氣候平

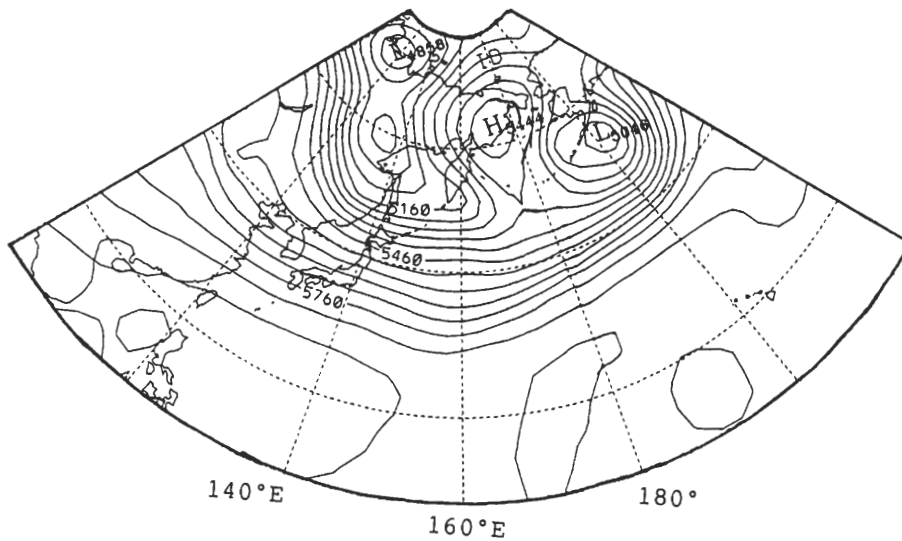


圖1 1989年11月22日太平洋區500mb面等高線圖。圖中等高線間距為60m。顯示阻塞高壓個案的基本氣型態。

均值低了 1.6°C)，發現乃是阻塞高壓持續滯留造成暖空氣向北傳遞，使阿拉斯加變得溫暖，而高緯冷空氣南下，造成美國的低溫。

阻塞高壓是一相當複雜的天氣現象，個案差異性極大，至今尚無一完整嚴謹的定義，其中以Rex (1950)對阻塞高壓的主觀定義與觀測現象較一致且較完整。依Rex主觀定義：(a)基本西風氣流必須分裂為兩支，(b)每一分支氣流均須輸送相當質量的空氣，(c)分支氣流東西延展至少 45° 經度，(d)分支氣流必須由緯流明顯轉變為經流，(e)滿足這種環流型態至少持續10天以上。凡符合(a)條件，即為阻塞發生，當(a)、(b)、(c)、(d)任一條件不符合，即視同阻塞結束。這種由主觀檢視天氣圖以辨識阻塞高壓，必須耗費大量人力資源與時間，而且個別主觀偏差大，因此，Lejenas and Okland (1983)考慮主觀分析之缺失，採用Rex之定義為基礎，以緯流指數(Zonal Index)為定義標準，客觀分析北半球的阻塞活動。Lejenas and Okland所定之緯流指數指同一經度上不同緯度(40°N , 60°N)之重力位高度差，對於超出此緯度範圍外之阻塞個案，無法由此客觀方法讀出。因此，本文以Lejenas and Okland (1983)的客觀分析為基礎略加緯度修正，並且主觀檢定此客觀

定義之個案，以選取阻塞個案。然後，就阻塞高壓發生的時間、環流型態、時空分布、持續天數、以及移動方向，加以統計分析。

阻塞高壓發生前，其上游往往伴隨強烈氣旋，阻塞之發生，可能是由此強烈氣旋發展所傳遞之能量造成。White and Clark (1975)發現阻塞發生期地面風及低層熱力風比正常時微弱，海洋傳至大氣之可感熱最大。他們認為此可感熱可加強斜壓不穩定，使穩定之滯留長波發展成阻塞。Green (1977)研究1976年之英國乾旱時，發現綜觀尺度擾動所傳遞的動能可提供阻塞發展之能量。Hansen and Chen (1982)發現太平洋區阻塞之動能主要可經由強烈斜壓波與正壓超長波之間的非線性動能轉變而獲得。Tsou and Smith (1990)以高度趨勢方程(Height tendency equation)分析綜觀尺度氣旋和行星尺度波對阻塞發展之影響，發現在上游氣旋和阻塞高壓之間，行星尺度及綜觀尺度風場所輸送之綜觀尺度渦度，可導致阻塞之生成。雖然研究結果顯示，上游氣旋所提供的能量，及上游氣旋與超長波之間的交互作用是阻塞發展及維持的主要機制，但上述的分析多以個案分析為基礎。因此，本文除分析阻塞之環流特徵外，並討論阻塞與上游氣旋的關係，統計

阻塞上游氣旋之時空分佈，移行及強度變化，以初步探討阻塞之初生過程。

二、資料來源

本文所採用的資料為「歐洲中期預報中心」(The European Center For Medium Range Weather Forecast, 簡稱「ECMWF」)1981-1989的經緯網格資料，其經緯網格點間距為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。我們利用北半球500毫巴每日0000UTC之重力位高度值，客觀選取阻塞個案。另外，為了配合主觀檢視阻塞個案，亦採用以500毫巴面資料繪成500毫巴等壓面五日平均合成圖和日本氣象廳出版的1981-1989北半球極投影500毫巴1200UTC天氣圖集。此外，為估計阻塞高壓上游氣旋的強度，亦採用ECMWF分析的1000hPa面0000UTC的資料，記錄氣旋由初生到阻塞發生當天及後一天之中心強度及所在位置隨時間之變化。由1000hPa面天氣圖所讀得之氣旋中心高度值由下列公式換算成海平面氣壓值：

$$P = P_0 \exp(Z/H) \quad (1)$$

P ：海平面氣壓

P_0 ：1000hPa

Z ：高度(m)

H ：scale height = 8000m

三、主觀方法與客觀方法之比較

3.1 主觀方法與客觀方法之簡介

「阻塞高壓」一詞自1904年最早被Garriott提出至今，由於阻塞高壓的現象相當複雜，目前尚無一完整嚴謹的定義；其中，以Rex (1950)主觀定義對阻塞高壓的環流特徵描述較一致且較詳盡完備，為大眾所熟知。然而，許多持續天數較短的阻塞個案，則為Rex主觀方法所疏漏。White and Clark (1975)以Rex (1950)主觀定義為主，研究北太平洋阻塞高壓，利用海平面等壓圖及700毫巴月平均重力位圖，主觀讀取阻塞個案，但無法知道阻塞高壓的正確生命期，僅能知道阻塞高壓在月平均高度場型態的權重。Treidl et al. (1981)亦以Rex主觀定義為主：(a)地面與500毫巴等壓面高度場均出現封閉中心，(b)基

本西風氣流必須分裂為兩支，(c)發生位置必須在北緯30度以北，(d)滿足以上條件至少持續5天以上，分析1945-1977年每日500毫巴等壓面及地面天氣圖，主觀辨識阻塞高壓。由於主觀方式，須耗費相當多的人力資源和時間，於是Charney et al. (1981)和Dole and Gordon (1983)便嘗試以數量化的方法，合理而簡便的辨識阻塞高壓。Charney et al. (1981)採客觀定義如下：(a)在500毫巴等壓面上，重力位高度值異常大於200gpm，(b)持續至少七天以上，客觀分析1963-1977年冬季的阻塞高壓，然而重力位高度值異常之環流，其經向環流不一定顯著，故阻塞無法經由此法客觀辨識。中高緯度中高對流層的西風氣流之強度可由2緯度圈上之平均氣壓差表示，謂之緯流指數(Zonal Index)，高緯流指數表示西風分量強大，環流型態以緯流為主；低緯流指數則表示環流型態以經流為主。典型的北半球阻塞高壓中心出現於 60°N 附近而低壓中心出現於 40°N 附近(Treidl et al., 1981)，與正常西風環流之北低南高形勢不同，即阻塞高壓發生時，環流型態呈現低緯流指數特性。Lejenas and Okland (1983)根據此阻塞高壓環流的特性，以緯流指數為基礎，客觀定義某經度之 40°N 與 60°N 上500hPa面重力位高度差呈現負值時為阻塞。他們並考慮阻塞發生時所涵蓋之緯向範圍，以此負值所在經度為準，當其東西各 10° 經度之平均高度差值仍為負值時，方定義為阻塞個案。因此，阻塞個案必須滿足下列二式：

$$I(\lambda) = Z_{40^{\circ}\text{N}}(\lambda) - Z_{60^{\circ}\text{N}}(\lambda) < 0 \quad (2)$$

$$[I(\lambda - 10^{\circ}) + I(\lambda) + I(\lambda + 10^{\circ})]/3 < 0 \quad (3)$$

其中， λ 為經度， $Z_{40^{\circ}\text{N}}(\lambda)$ 和 $Z_{60^{\circ}\text{N}}(\lambda)$ 表示在 λ 經度上北緯40度與60度之重力位高度值， $I(\lambda)$ 即 λ 經度上之高度差，稱之為緯流指數。當緯流指數呈現負值且其東西30經度之平均緯流指數亦為負值，也就是滿足上述(2)、(3)兩式，即視為阻塞高壓，Kung et al. (1989)認為此客觀分析對於偏高緯或偏低緯，以及歪斜性的阻塞高壓無法掌握。

3.2 本文採用的分析方法

綜觀上列客觀方法，仍有其不足的缺失。Quiroz (1987)和Kung et al. (1989)認為，要精確地辨識阻塞高壓，謹慎的主觀檢視是不可避免的。於是本文採

用了融合主觀與客觀的分析方法以辨識阻塞高壓。首先，以 Lejenas and Okland (1983)的客觀定義為基礎，擴大緯度範圍，加以修正如下：

$$I(\lambda) = Z40^\circ N(\lambda) - Z55^\circ N(\lambda) < 0 \quad (4)$$

$$I(\lambda) = Z40^\circ N(\lambda) - Z60^\circ N(\lambda) < 0$$

$$I(\lambda) = Z45^\circ N(\lambda) - Z65^\circ N(\lambda) < 0$$

$$[I(\lambda - 10^\circ) + I(\lambda) + I(\lambda + 10^\circ)]/3 < 0 \quad (5)$$

滿足(4)式中任一式和第(5)式，即定義為指數1；滿足(4)式中任二式和第(5)式，即定義為指數2；滿足(4)式全部和第(5)式，即定義為指數3；凡出現指數即為阻塞高壓之初選個案。另外，我們以 Rex (1950)的主觀定義為基礎，主觀檢視初選個案。本文選取之阻塞個案必須滿足下列條件：

- (a) 大尺度的高壓中心或高壓脊出現
- (b) 基本西風氣流必須分裂為南北兩支，北支須傳送相當質量的空氣
- (c) 分支氣流須緯向涵蓋45度經度以上
- (d) 分支氣流須向北延伸20度緯度以上
- (e) 滿足這種環流型態，至少持續5天以上

凡出現指數，並符合(a)、(b)、(c)、(d)、(e)主觀定義為阻塞發生；當指數為0或初選阻塞個案不符合(a)、(b)、(c)、(d)任一項達兩天以上之第一天為阻塞之結束。另外，在主觀審視五日平均合成圖和每日500毫巴天氣圖的過程中，若有符合主觀定義但無指數出現，亦登錄為阻塞個案。

3.3 客觀個案與主觀個案之比較

Kung et al. (1989)認為型態歪斜的阻塞個案無法由 Lejenas and Okland (1983)的客觀方法自動選取，但我們發現型態歪斜的個案亦可經由此客觀方法初選得到，因為高壓脊傾斜的阻塞個案，氣流由南向北延伸的範圍相當廣，在同一經度上，高度場的分佈仍然是北高南低。因此，本文採用的客觀分析方法僅調整緯流指數的緯度範圍，未作經度的調整。然而，客觀分析方法，對於無明顯分支僅為大幅度的波脊、大範圍的割離低壓以及以南支為主的環流型態，都有可能出現指數，得經由主觀檢視天氣圖

予以刪除，而經主觀檢視天氣圖為阻塞高壓的個案，其指數多以2和3為主。在1981-1989北半球134個阻塞高壓個案中，122個阻塞個案可經由客觀初選、主觀檢視符合主觀定義登錄為阻塞個案，僅12個阻塞個案無法由客觀分析方法讀出，須經由主觀辨識天氣圖得到。即在所有個案中，經由客觀初選、主觀檢視符合主觀定義登錄為阻塞的個案高達91%，而全賴主觀選取之個案僅占9%。

所有主觀阻塞個案(表一)，以超出緯度範圍最多，其中以夏半年(4月至9月)偏高緯為主，冬半年(10月至隔年3月)則偏低緯為主，這些夏半年偏高緯或冬半年偏低緯的主觀個案，可考慮環流的季節性變化，依季節不同而採用適當緯度的緯流指數以解決此問題。另外，高壓高度值較低，以及低壓高度值偏高亦無法經由客觀方法讀出。此類個案

表一 1981-1989主觀個案一覽表。“冬半年”自10月至隔年3月，“夏半年”自4月至10月。

季節	區域	高度值		備註
		高壓	低壓	
冬半年	歐亞大陸	564	548	較低緯
冬半年	大西洋	546		高度值低
冬半年	大西洋	546	548	較低緯，高度值低
冬半年	歐亞大陸	552	546	偏低緯，高度值低
冬半年	太平洋	534		偏高緯，高度值低
夏半年	太平洋	564		偏高緯
夏半年	大西洋	582	578	高度值相近
夏半年	歐亞大陸	576	548	偏高緯
夏半年	歐亞大陸	582		偏高緯
夏半年	大西洋	558	549	偏高緯
夏半年	歐亞大陸	576	578	高度值相近
夏半年	歐亞大陸	576		偏高緯

難以客觀方法自動初選，得由主觀檢視得到，所幸僅占全部個案的2%。

四、阻塞高壓之特性

4.1 阻塞高壓時、空分佈

圖2顯示1981-1989年阻塞高壓個案經度分布，依地理位置分布可將阻塞歸納為三類：大西洋區(80°W-30°E)、歐亞大陸區(40°E-130°E)以及太平洋區(140°E-90°W)，以大西洋區阻塞高壓個案最多，為全部個案的46%，太平洋區次之，占30%，歐亞大陸區僅占24%。太平洋區主要集中在170°E-140°W，與歷年來研究比較(表二)，除Lejenas and Okland以緯流指數的客觀分析方法包括呈現負指數的割離低壓，造成西太平洋阻塞發生頻率偏高，太平洋阻塞高壓主要集中於中、東太平洋區，本文研究結果與其相符。

大西洋區阻塞高壓主要集中在40°W-30°E，而歐亞大陸40°E-80°E之間存在一相對高頻區，可視為大西洋區的次高頻區，因此可將此二類合併為大西洋-歐亞區，以便於和歷年來研究比較。與歷年來研

究比較(表二)，大西洋-歐亞區阻塞高壓主要集中在東大西洋及歐亞大陸西部，與本文研究結果相符。另外，本研究結果顯示阻塞高壓在90°E-130°E發生頻率較低，60°W-110°W無阻塞發生，除Rex當時可能因東亞地區觀測資料不足，在25°E-145°E無阻塞記錄，本文研究結果與其餘研究結果相符(表二)。

圖3顯示阻塞高壓生成隨時間的變化，由圖可知11月-2月為太平洋區阻塞高壓發生的高頻期，7月-10月最少阻塞發生，與歷年來研究比較(表二)，除Rex的太平洋區可能因資料不足，統計結果差異大，本文分析結果與其餘結論大致相同，太平洋區阻塞發生集中在冬季，夏季至秋初阻塞發生最少。大西洋區阻塞發生以11月-2月最多，3月-6月次之，歐亞大陸區阻塞個案發生集中在3月-6月，兩區阻塞高壓以3月-6月最多，而7月-10月阻塞高壓發生最少，Rex以4、5月最多阻塞發生，7-11月較少；Lejenas and Okland分析阻塞發生集中在2-4月，7-9月較少。由上可知本研究結果與歷年來研究結果大致相同，大西洋區加上歐亞大陸次高頻區，阻塞高壓發生以春季最多，夏季至秋初阻塞發生最少。(表二)

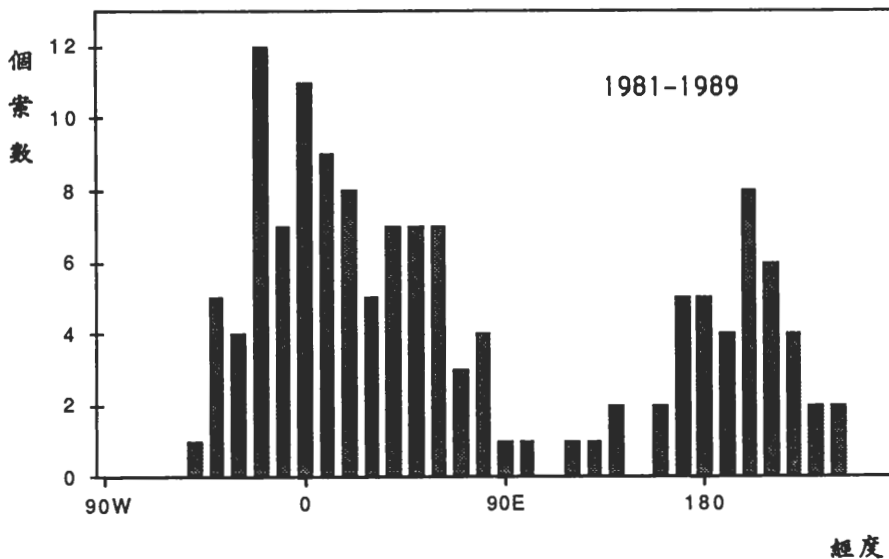


圖2 1981-1989阻塞高壓發生經度位置圖。

表二 歷年來阻塞高壓發生位置、時間一覽表。

作者	主(客)觀	阻塞最大發生區域	少阻塞區	較常發生時間
Rex	主觀	(大)5 W-15W (太)145 W-155W	55W-115W 25 E-145 E	(太)4.5月最多 8.9月少 (大)4.5月最多 7-11月較少
White & Clark	主觀 (太平洋)	(太)170W	無紀錄	(太)11-4月較多 6-9月較少
Treidl et al.	主觀	(大)10W及 30 E-40E (太)180-120W	無紀錄	無紀錄
Charney et al.	客觀 (冬季)	(大)55W-0 (太)180 -130W	50-60W 80E-100E	無紀錄
Lejenas & Okland	客觀	(大)20W-20E (太)140E-160W	100W-120W 80E-100E	(太)1月最多6月次之 8-11月較少 (大)2-4月較多 7-9月較少
本研究	主觀 +客觀	(大)20W-60E (太)170E-140W	60W-110W 90E-130E	(太)11月-2月較多 7月-10月較少 (大)11月-6月較多 7月-10月較少

4.2 阻塞高壓的型態

典型的阻塞高壓發生時，西風噴射氣流分裂為兩支，其中一支氣流向北延伸（北支氣流）於60°N附近形成一高壓中心即阻塞高壓，另外一支氣流向南延伸（南支氣流）於40°N附近形成一和高壓中心對稱之低壓中心，此高壓脊及低壓槽線，呈南北走向，不向東西傾斜。然而實際的阻塞高壓，個案差異性極大，本文依北支氣流傾斜與否及南支氣流的輸送方向將阻塞高壓發生的型態，可分為A、B、C及D四型（圖4）；其中A、B兩型表高壓脊線呈南北走向，即不歪斜之阻塞高壓，而A型南支氣流向北傳遞，因此A型阻塞高壓中心的正南方，無低壓區、B型南支氣流向南傳遞，在阻塞高壓中心的正南方，形成一低壓區。C、D兩型表高壓脊線歪斜的阻塞高壓，而C型為高壓脊線向右傾斜的阻塞高壓，D型為高壓脊線向左傾斜的阻塞高壓。表三為大西洋、歐亞大陸及太平洋三區各型態阻塞高壓

所占比例，表中顯示太平洋區以歪斜（即C型和D型）最多，且以向左傾斜（即D型）居多，歐亞大陸以不歪斜（即A型和B型）的個案較多，而大西洋區兩種型態的個案數相近。表四為型態與季節之關係，從表中可發現阻塞高壓的型態在冬、夏有明顯不同：冬半年（10月至隔年3月）多為歪斜（即C型和D型）的阻塞個案，夏半年（4月至9月）則以不歪斜（即A型和B型）的個案居多。

4.3 阻塞高壓持續的天數與移動趨勢

所有阻塞高壓個案中，持續天數從5天至最長29天，以5天至7天最多（圖5）；由累積頻率分布圖可看出持續5天至7天的個案占了54%，持續5天至12天的個案則高達90%以上（圖6）。由持續5天至7天以及持續至少10天以上的阻塞個案經度分布圖，持續5天至7天的阻塞個案仍集中40°W-80°E以及170°E-130°W，涵括大西洋、歐亞大陸和太平洋三

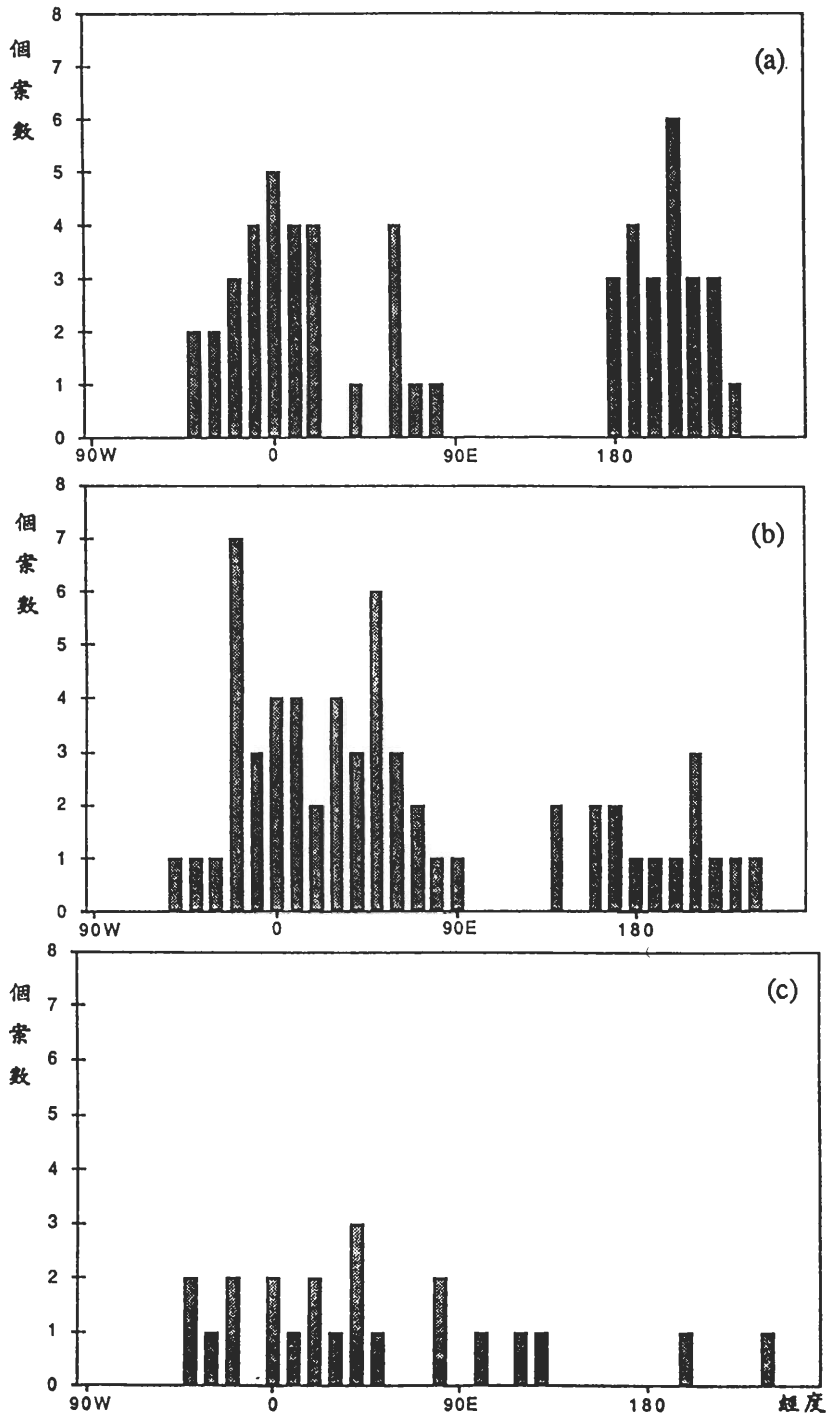


圖3 (a) 1981-1989年11月-2月阻塞高壓發生經度分布圖。
(b) 1981-1989年3月-6月阻塞高壓發生經度分布圖。
(c) 1981-1989年7月-10月阻塞高壓發生經度分布圖。

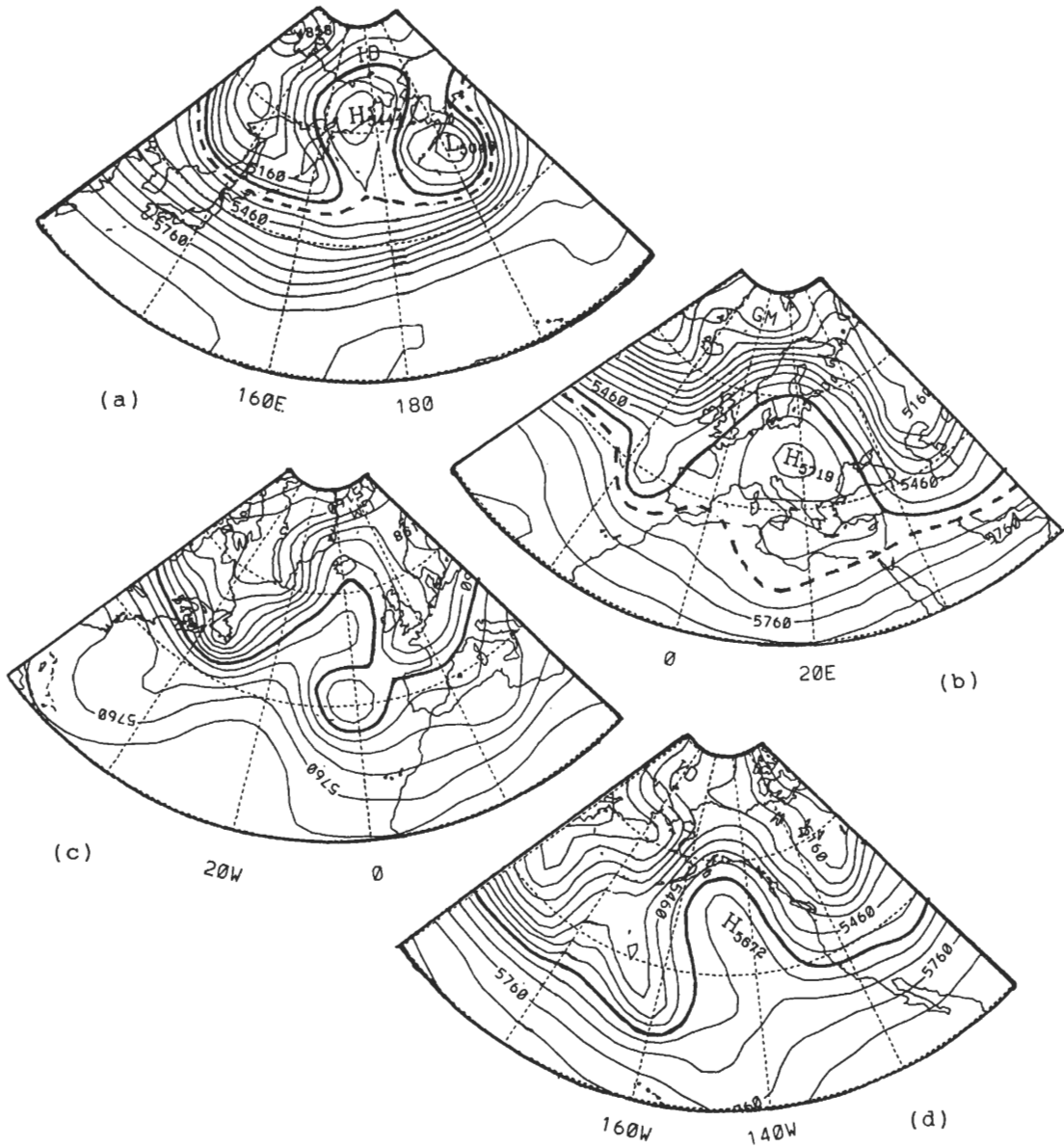


圖4 1981-1989阻塞高壓發生型態

(a) A型-1989年11月22日180°附近，北支氣流不至斜且南支向北。

(b) B型-1989年1月26日20°E附近，北支氣流不至斜且南支向南。

(c) C型-1986年4月4日20°W附近，北支氣流向右歪斜。

(d) D型-1988年1月31日140°W附近，北支氣流向左歪斜。

粗實線為北支氣流，粗虛線為南支氣流。

表三 阻塞高壓的型態與區域之統計。

型態	大西洋(%)	太平洋(%)	歐亞大陸(%)
A	23	22	34
B	22	13	35
C	32	13	19
D	23	52	12
歪斜(A&B)	45	35	69
不歪斜(C&D)	55	65	31

表四 阻塞高壓的型態與季節之統計。

型態	冬半年(%)	夏半年(%)
A	19	35
B	17	30
C	26	20
D	39	15
歪斜(A&B)	35	65
不歪斜(C&D)	65	35

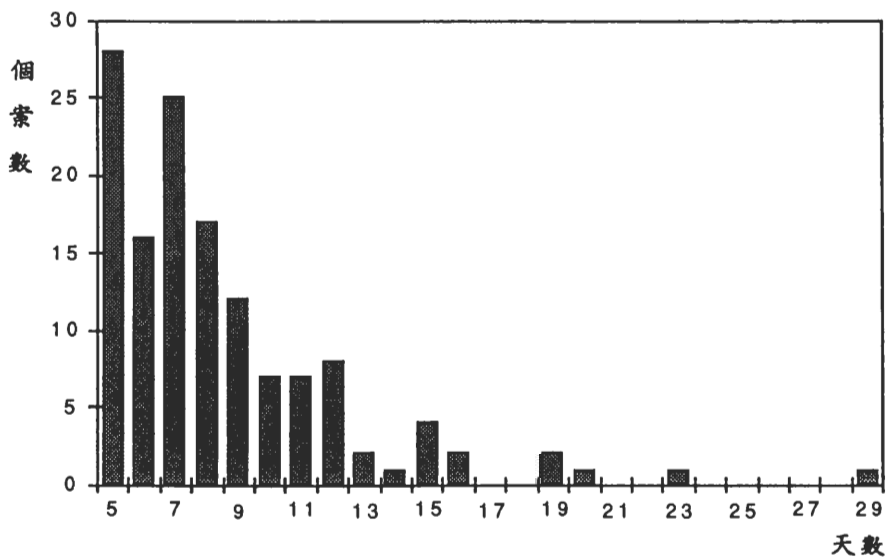


圖5 1981-1989阻塞高壓持續天數分布圖。

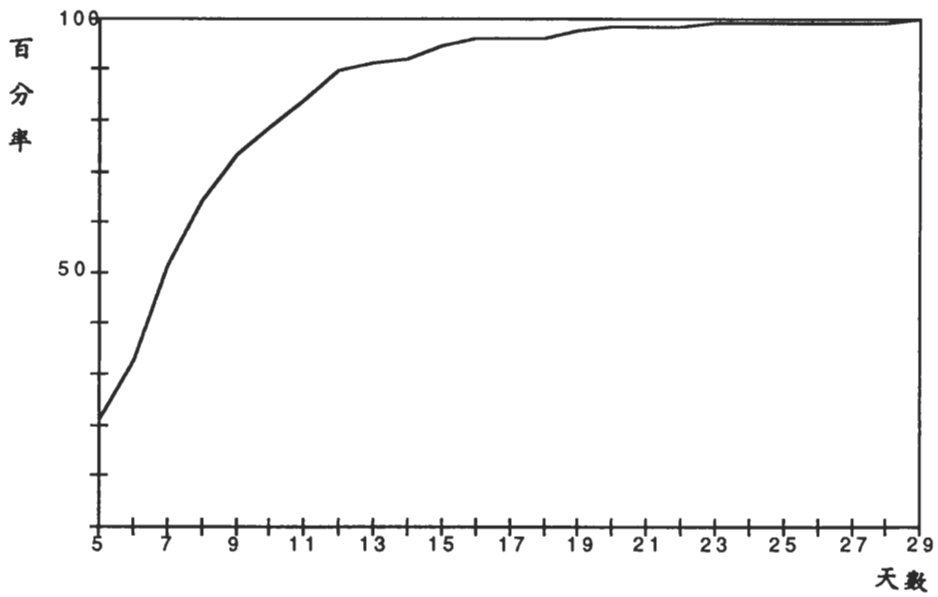


圖6 1981-1989阻塞高壓持續天數累計頻率分布圖。

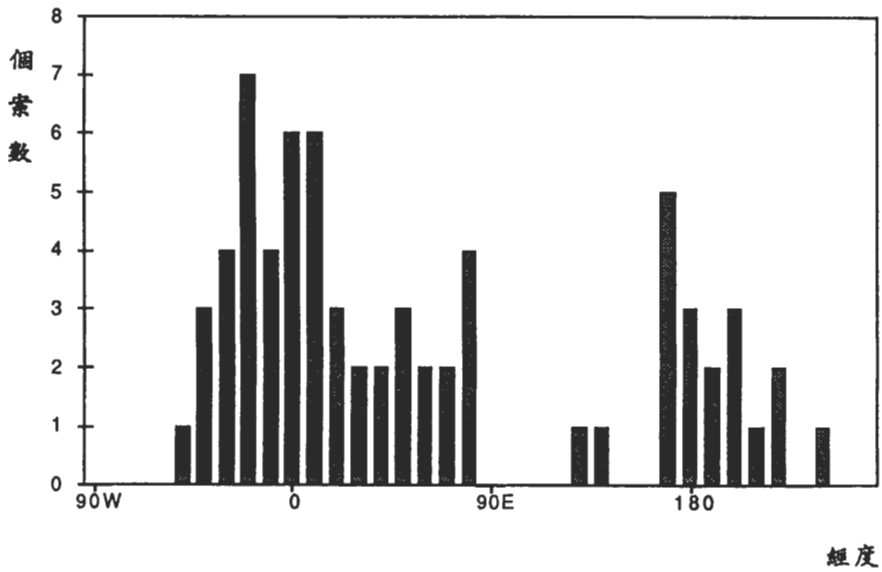


圖7 1981-1989持續5天-7天之阻塞個案隨經度分布圖。

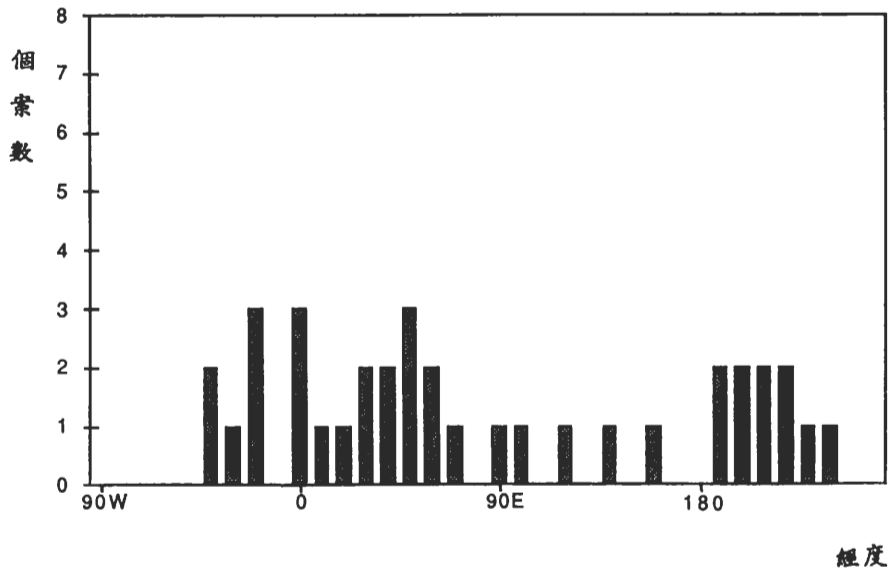


圖8 1981-1989持續至少10天以上之阻塞個案隨經度分布圖。

表五 阻塞高壓生命前期、後期與總位移的移動趨勢。

移動方向	生命前期	生命後期	總位移
東移(x)	34	27	37
滯留(x)	27	32	12
西移(x)	39	41	51

表六 阻塞高壓持續時間與移動趨勢之統計。

持續時間	東移(x)	滯留(x)	西移(x)
5天-7天	41	16	43
10天以上	33	6	61

表七 阻塞高壓的型態與移動趨勢之統計。

型態	東移	滯留	西移
歪斜(%)	50	50	46
不歪斜(%)	50	50	54

區(圖7);持續至少10天以上的阻塞個案則以大西洋及歐亞大陸兩區較多(圖8),與Lejenas and Okland結果相符,但因個案數目少,並無顯著集中區域。

表五顯示1981-1989阻塞發生和結束的總位移變化,以西移及停滯的個案居多,占全部個案的63%。依阻塞發生、成熟至結束的經度變化,定義阻塞高壓生命前期及生命後期的移動趨勢,得知阻塞生命後期西移和停滯較前期為多;就持續天數與移動趨勢之關係,可由東移阻塞個案所占百分比大小變化發現:持續至少10天以上的個案西移百分比比較持續5天至7天為多,也就是持續時間越長,西移和停滯的趨勢越大(表六),與Lejenas and Okland結論一致。另外,就移動方向與型態加以探討(表七),我們發現,東移、停滯和西移的個案中,歪斜與不歪斜所占的比例相差不大,這也就是說型態歪斜與否跟移動方向並沒有絕對的關係。

五、阻塞高壓之初生過程

5.1 500毫巴面環流特徵

我們選取太平洋地區冬半年(自10月至隔年3月)經由客觀初選,亦符合主觀檢視30個個案,進一步分析阻塞的生成。分析1981-1989年間的30個阻塞個案,發現阻塞之初生過程主要可分為兩大類:第一種型態為源自於亞洲東岸短波槽發展,其下游形成一短波脊,此槽脊持續發展增強並東移,至中、東太平洋後近似滯留,短波脊持續向北發展並擴大,形成阻塞。第二種類型則為長波脊前緣之短波脊發展而成。

第一種類型的初生過程如圖9所示,11月16日(未顯示)於115°E、45°N、新生一短波槽,24小時

後,此槽持續增強且南伸,其下游有一短波暖脊建立,此槽脊東移,11月19日槽前北向氣流持續向北輸送暖空氣,下游暖脊隨而發展,11月20日暖脊近似滯留,並向北伸展達較高緯度,脊區之風場呈現經流為主之型態,11月21日氣流開始分支,北支氣流繞脊區向北輸送暖空氣,脊區出現封閉中心,槽前脊後等高線密集,表示此為一強風區,11月22日此氣流場之涵蓋範圍增大,阻塞形成。第二類型的初生過程如圖10所示,3月15日於120°W有一長波暖脊,近似滯留,其上游有一短波暖脊東移,3月16日此短波脊移近長波脊前緣,其後48小時此短波脊亦近似滯留,且發展增強,脊區風場以經流為主,槽前脊後等高線密集,3月18日氣流開始分支,原長波脊減弱並東移,3月19日脊區出現封閉中心,阻塞形成。

本文選取的30個個案中,共25個個案之初生過程屬第一類型,約佔總數之83%。由於亞洲東岸強烈冷空氣南下,可能導致高空槽發展,因此太平洋地區之阻塞個案之發生可能和亞洲東岸強烈冷空氣南下有極大關係。阻塞高壓上游槽之加深,有利於槽前暖空氣向北伸展,而使槽下游短波脊發展增強,最後形成阻塞高壓。第二類型之阻塞高壓,在阻塞高壓上游亦有一低壓槽發展。高空槽加深往往伴隨地面氣旋的發展,因此我們將探討上游氣旋與阻塞發生之相關性。

5.2 上游氣旋與阻塞高壓

Tsou and Smith (1990)探討大西洋阻塞高壓之生成,發現超長波及綜觀尺度風場所輸送之綜觀尺度渦度是影響阻塞高壓發展的最主要機制。因此,綜觀尺度渦度的強度,超長波風場的強度和兩者之間的相位關係是決定阻塞生成的重要因素。本文將統

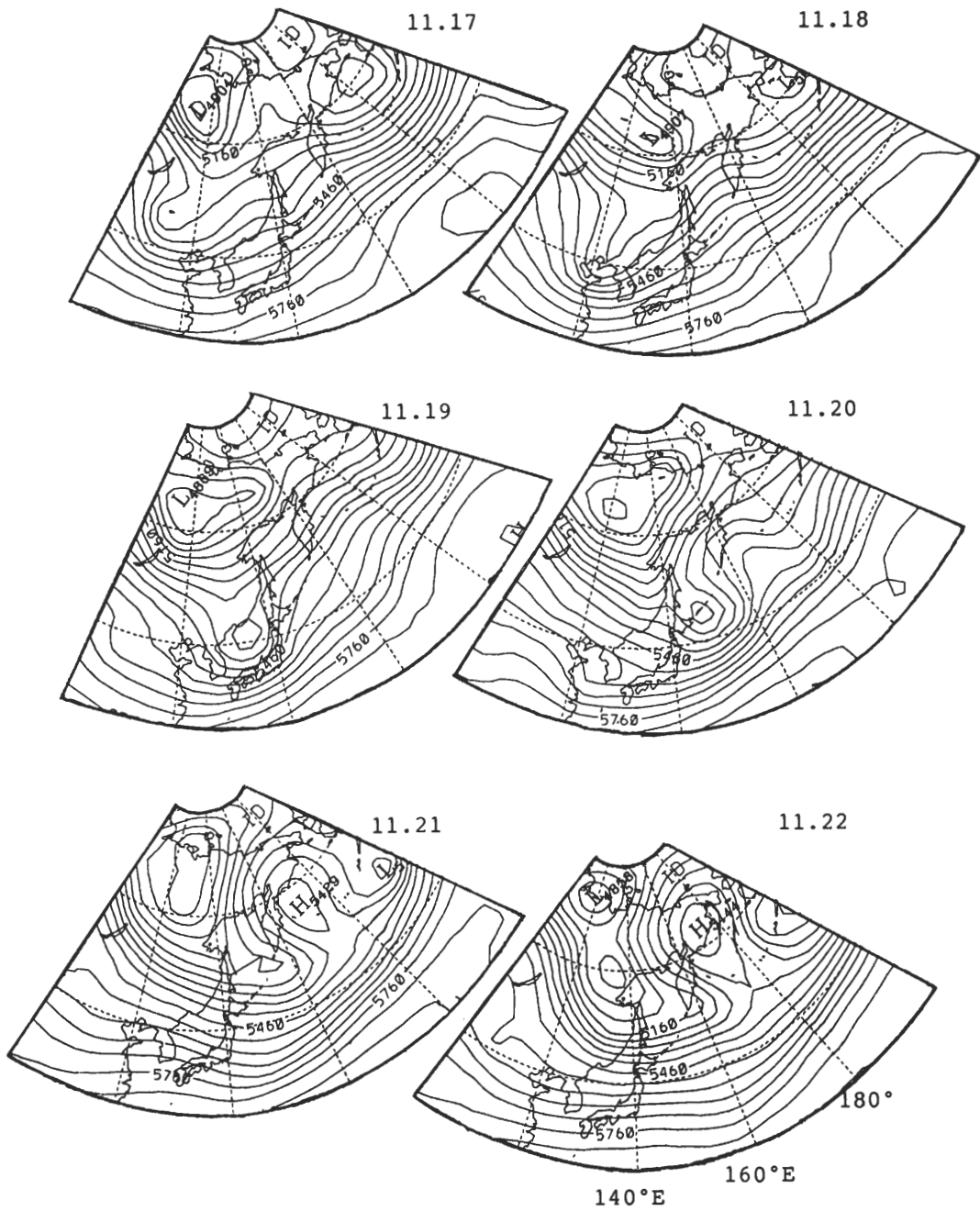


圖9 1989年11月17日至1989年11月22日0000UTC 500mb面天氣圖，顯示第一類型之阻塞高壓基本氣流的初生過程。

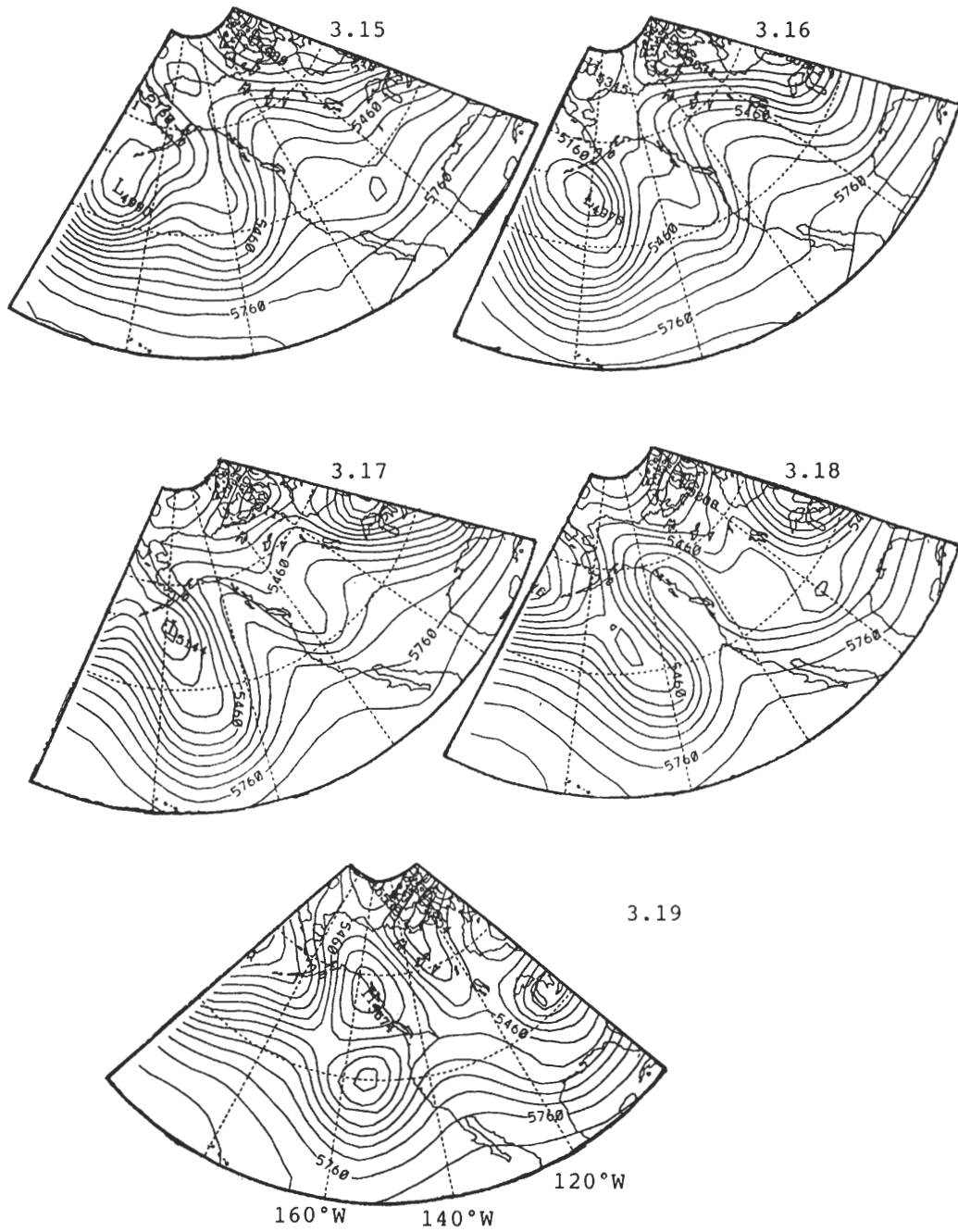


圖 10 1981年3月15日至1981年3月19日0000UTC 500mb面天氣圖，顯示第二類型之阻塞高壓基本氣流的初生過程。

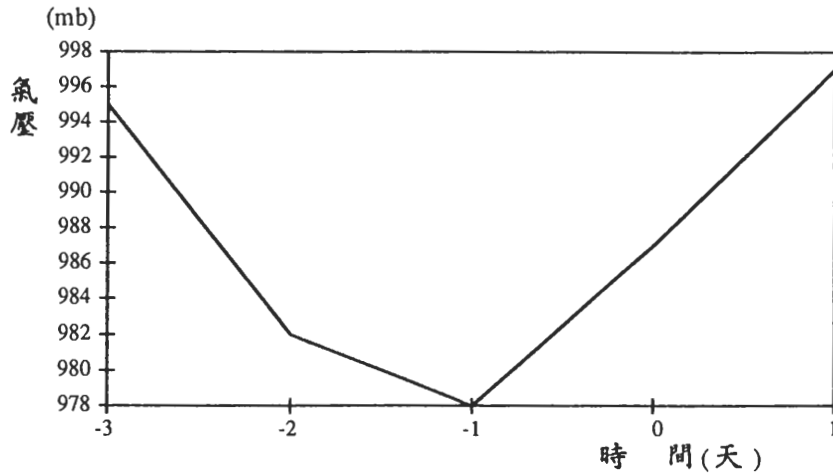


圖 11 1981-1989年間冬半年30個阻塞個案之上游氣旋的平均強度變化趨勢。圖中-3, -2, -1, 0及1各表示阻塞發生前3天, 前2天, 前1天, 當天及後1天。

計阻塞高壓上游氣旋之強度, 以初步探討上游氣旋強度對阻塞高壓生成的影響。

我們分析太平洋30個個案發現, 阻塞高壓發生時, 其上游均伴隨強烈地面氣旋。圖11顯示30個個案在阻塞生成前3天至發生後1天之平均氣旋強度的變化趨勢。上游氣旋之強度在阻塞生成前均明顯增強, 並於阻塞生成前1天之氣旋強度達最大值, 中心最低氣壓值為978hPa, 之後即開始減弱。

追蹤每一阻塞個案上游氣旋之位置, 發現其初生位置有特定之發生區域, 約80%氣旋初生位置集中於130°E至155°E, 30°N至45°N之間(圖12)。旋生的地理位置相當於日本外海, 與西太平洋爆發性氣旋主要生成位置相符(Gyakum et al, 1989)。表八顯示上游氣旋旋生位置與阻塞之持續天數之相關性, 發現旋生之經度分佈與阻塞持續天數有較大相關, 阻塞持續天數長(≥14天)者, 旋生位置集中於140°E-160°E之間。

因氣旋在不同緯度有不同之發展速度, Sander and Gyakum (1980) 定義發展速度超過1Bergeron之氣旋即為爆發性氣旋:

$$1\text{Bergeron} = 24\text{hPa} \times \sin \phi / 24\text{hrs} \times \sin 60^\circ$$

ϕ 為緯度值。即發生於60°緯度之爆發性氣旋,

24小時內其氣壓加深率超過24hPa。計算可知, 發生於30°N至40°N之溫帶氣旋, 最大加深率達13.9hPa/24hrs至19.6hPa/24hrs以上者, 即為爆發性氣旋。分析每一阻塞個案之上游氣旋強度變化, 發現最大加深率小於11hPa/24hrs個案只有兩個, 而中心最低氣壓值則分佈較廣, 分佈於950hPa至1000hPa之間(表九), 然而, 長週期(≥14天)阻塞之上游氣旋最大加深率至少大於11hPa/24hrs, 中心最低氣壓值低於985 hPa。所有個案之平均最大加深率達20hPa/24hrs(表十), 平均而言, 影響阻塞發生之上游氣旋, 可視同爆發性氣旋。長週期(≥14天)阻塞之平均最大加深率達22hPa/24hrs, 而短週期(<14天)阻塞之平均最大加深率達19.6hPa/24hrs。

追蹤1000hPa面之上游氣旋在阻塞發生後1天, 發生當天及發生前數天之位置, 發現所有個案之上游氣旋中約73%於阻塞發生前3至4天內生成。圖13顯示, 上游氣旋與高壓中心(脊)之相對位置(經度)的改變。由於高壓脊之中心緯度不易確定, 因此取氣旋實際緯度位置代表個案之相對緯度值。可發現阻塞發生前3天至前2天之間的24小時內, 氣旋位置有明顯的東移現象, 至阻生前1天東移現象大致停止, 並開始北移, 阻塞生成後24小時內, 氣旋趨向西移, 北移或已消散。

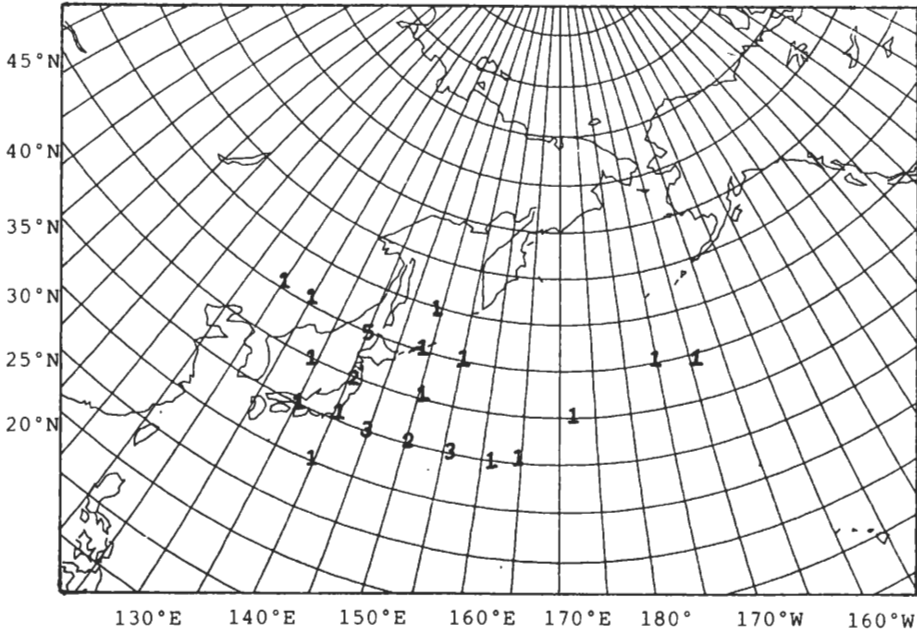


圖12 1981-1989年間冬半年阻塞個案之上游氣旋的旋生地理分佈。圖中每一數字表示發生於該位置上的氣旋數目。

表八 1981-1989年間考慮阻塞個案持續天數之
上游氣旋旋生 (a)經度及(b)緯度的分佈。

(a)

持續天數 經度	持續天數	
	<14天	≥14天
120°E	1	0
130°E	3	0
140°E	10	2
150°E	7	2
160°E	1	1
170°E	1	0
180°	1	0
170°W	1	0

(b)

持續天數 緯度	持續天數	
	<14天	≥14天
30°-35°N	11	2
36°-40°N	3	1
41°-45°N	10	2
>45°N	1	0

表九 1981-1989年間考慮阻塞個案持續天數之上
游氣旋 (a)最大加深率及(b)中心最低氣壓值
的個案數分佈。

(a)

最大加深率 mb/24hrs	持續天數	
	<14天	≥14天
1-5	2	0
6-10	0	0
11-15	4	1
16-20	10	2
21-25	5	0
26-30	2	1
31-35	2	1

(b)

中心氣壓最 低值 P(mb)	持續天數	
	<14天	≥14天
946-950	0	1
951-955	2	0
956-960	1	0
961-965	2	1
966-970	3	1
977-975	5	1
976-980	6	0
981-985	2	1
986-990	3	0
991-995	0	0
996-1000	1	0

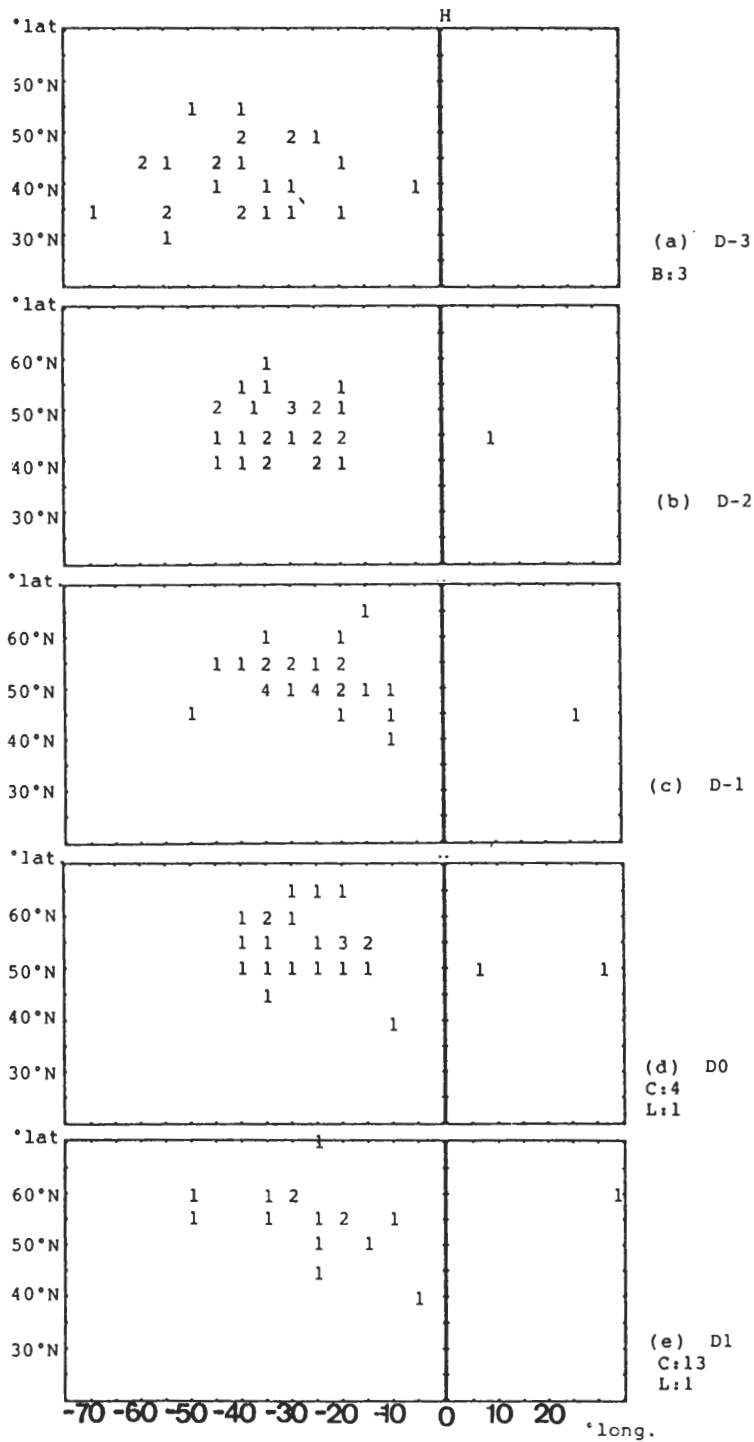


圖13 1981-1989年間冬半年阻塞個案之上游氣旋與高壓在阻塞生成 (a)前3天, (b)前2天, (c)前1天, (d)當天, (e)後1天的相對經度分佈。橫座標每一間隔為5°經度。圖中每一數字表示發生於該經度上之氣旋數目, H表阻塞高壓所在經度, B表氣旋未生成之個案數。C表氣旋已消散之個案數, L表資料欠缺。

表十 1981-1989年間考慮阻塞個案持續天數之上游氣旋平均最大加深率及平均中心最低氣壓值。

	平均最大加深率 mb/24hrs	中心最低值 P(mb)
所有個案	20	973.1
<14天	19.6	974.3
≥14天	22	966.8

由上述討論可知，阻塞生成時，其上游氣旋旋生位置具有特定之發生區域，集中發生於日本外海。阻塞高壓生成前，上游氣旋強度呈明顯增強趨勢，所有個案之平均最大加深率達20hPa/24hrs，可視為爆發性氣旋，因此，阻塞高壓生成與上游氣旋之強度息息相關，與Tsouand Smith (1990)的結果相符。

六、總 結

本文以Lejenas and Okland (1983)的緯流指數客觀方法為基礎，略加緯度修正，客觀分析1981-1989年「歐洲中期預報中心」(ECMWF)每日500毫巴面0000UTC，經緯網格間距為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的經緯網格資料，並主觀檢視由「歐洲中期預報中心」網格資料繪成的「500毫巴面五日平均合成圖」和日本氣象廳出版的1981-1989北半球極投影500毫巴天氣圖集，以辨識阻塞高壓。

由客觀個案和主觀個案的比較，我們發現歪斜的阻塞高壓個案可經由此客觀分析方法初選得到，然而，大幅度波脊、割離低壓及以南支為主的環流型態亦會出現本文定義之指數，須由主觀檢視天氣圖分辨而予以刪除。此外，經主觀視察天氣圖後確定為阻塞的個案，其緯流指數大多為2或3，夏季較高緯地區、冬季較低緯地區以及南北緯度範圍高度值相近的阻塞個案，無法經由客觀方法自動讀出，得由主觀辨識得到。1981-1989年全賴主觀選取之個案共12件僅占全部個案的9%，而由客觀方法自動初選加上主觀辨識確定為阻塞的個案高達91%，由此可知此融合客觀效率與主觀辨識的方法準確度極高。

另外，我們由1981-1989的134個阻塞高壓個案的時空特性，就發生型態、位置、時間和持續天數加以分析統計可以得到下列五點特性：

- (一) 阻塞高壓最常發生區域集中在 $40^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{E}$ 和 $170^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{W}$ ，即東大西洋、歐亞大陸及中、東太平洋，而 $60^{\circ}\text{W}-110^{\circ}\text{W}$ 和 $90^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}$ 較少阻塞發生。
- (二) 太平洋區阻塞最常發生在11月-2月，歐亞大陸區阻塞高壓發生集中在3月-6月，大西洋區阻塞發生以11月-6月最為頻繁，7月-10月北半球阻塞發生頻率皆偏低。
- (三) 阻塞高壓持續天數以5天的個案最多，其中5天-7天的個案占54%，5天-12天的個案則高達90%。
- (四) 所有阻塞個案的總位移以西移和停滯較多；而持續至少10天以上的個案，西移和停滯的趨勢較持續5天-7天的個案為大。
- (五) 依經流傾斜與否大致將阻塞高壓區分為歪斜和不歪斜兩類，冬季以歪斜個案較多，夏季以不歪斜個案較多；太平洋區阻塞高壓多向左傾斜，歐亞大陸區以不歪斜居多，而大西洋區則兩者個案數相當。

初步分析1981-1989年冬半年太平洋地區30個阻塞個案，發現阻塞初生過程主要可分為兩大類：(1)源自於亞洲東岸短波槽脊發展並東移，至中、東太平洋後滯留，短波脊持續向北發展增強，形成阻塞。(2)長波脊上游之短波脊，發展成阻塞高壓。此二類型均顯示阻塞之生成伴隨上游槽之發展，並且槽前脊後等高線密集，表示一強風場之存在。本文選取的30個個案中，共25個個案之初生過程屬第一類型，約佔總數之83%，顯示中、東太平洋地區阻塞高壓之發生，和亞洲東岸高空槽加深有極大關係。

利用歐洲中期預報中心(ECMWF)分析的1000hPa面0000UTC的資料，分析30個個案發現，阻塞高壓發生時，其上游均伴隨強烈地面氣旋。追蹤此上游氣旋之發展，發現約80%氣旋初生位置集中於 130°E 至 155°E ， 30°N 至 45°N 之間，地理位置相當於日本外海，與西太平洋爆發性氣旋主要生成位

置相符。上游氣旋最大加深率小於11hPa/24hrs個案只有兩個。長週期(≥14天)阻塞之上游氣旋最大加深率均大於11hPa/24hrs,氣旋中心最低氣壓值低於985hPa。所有個案之平均最大加深率達20hPa/24hrs,可視為爆發性氣旋。長週期(≥14天)阻塞之平均最大加深率達22hPa/24hrs,而短週期(<14天)阻塞之平均最大加深率達19.6hPa/24hrs。

上游氣旋中約73%於阻塞發前3至4天內生成,自初生始,氣旋有東移趨勢,強度在阻塞生成前均明顯增強,至阻生前1天東移現象大致停止,氣旋強度達到最大,並開始北移,阻塞之發生,可能與此強烈之氣旋發展所傳遞之熱及動量有極大之關係,而阻塞之發生,使氣旋受阻,中心氣壓值升高,氣旋趨向西移,北移或消散。

誌 謝

我們誠心感謝審查人費心的指正與寶貴的建議,並感謝李玉偵小姐在資料處理方面上的協助,以及國立台灣大學副熱帶氣象庫提供資料。本研究是在國科會自然處研究計劃NSC80-0202-M003-08支持下完成。

參考文獻

- Charney, J. G., Shukla, J. and K. C. Mo, 1981: Comparison of a barotropic blocking theory with observation. *J. Atmos. Sci.*, 30, 762-779.
- Dole, R. M. and N. D. Gordon, 1983: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: geographical distribution and regional persistence characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1567-1586.
- Green, J.S.A., 1977: The weather during July 1976: Some dynamical consideration of the drought. *Weather*, 32, 120-126.
- Gyakum, J.R., J.R. Anderson, R.H. Grumm and E.L. Gruner 1989: North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1141-1155.
- Hansen, A.R. and T.-C. Chen, 1982: A spectral energetics analysis of atmospheric blocking. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1146-1165.
- Kung, E.C., H.L. Tanaka, and W.E. Baker, 1989: Energetics examination of winter blocking simulations in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2019-2040.
- Lejenas, H. and H. Okland, 1983: Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus* 35A, 350-362.
- Quiroz, R.S., 1987: Traveling waves and regional transitions in blocking activity in the northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 919-935.
- Rex, D.P. 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate (2). The climatology of blocking actions. *Tellus*, 2, 275-301.
- Roderick, S.Q., 1984: The climate of the 1983-84 winter - A season of strong blocking and severe cold in North America. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1894-1912.
- Sander, F. and J.K. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Treidl, R.A., Birch, E.C. and P. Sajecki, 1981: Blocking action in the northern hemisphere: a climatological study. *Atmosphere - Ocean*, 19, 1-23.
- Tsou, C.-H., and P.J. Smith, 1990: The role of synoptic/ planetary-scale interaction during the development of a blocking anticyclone. *Tellus*, 42A, 174-193.
- White, W.B. and N.E. Clark, 1975: On the development of blocking ridge activity over the central North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 32, 489-502.

Characteristics of Northern Hemisphere Blocking Anticyclones and Their Formation

Chih-Hua Tsou Yan-Chi Lin MienTze Kueh

Department of Earth Science
National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 30 October 1991; in final form 27 June 1992)

ABSTRACT

New criteria based on Lejenas and Okland's scheme were developed to objectively identify the presence of blocking. The daily 0000 UTC 500hPa geopotential height data analyzed by ECMWF were used for calculating the zonal index. Simultaneously, blocking episodes were subjectively inspected by the criteria based on Rex's definition using 5 day mean 500 hPa height maps and daily 500 hPa weather maps. Comparing the objectively defined and subjectively inspected cases, we found that the tilted blockings could be obtained by objective method. However, the cut off lows and large amplitude ridges were also included in the objective cases. These non-blocking cases could be easily eliminated by subjective inspection. Overall, 91% of the cases could be first identified by objective scheme and then selected by subjective inspection. Only few cases were exclusive by the objective method and need to be identified by subjective inspection. The overall characteristics of these blocking episodes were greatly consistent with the results of previous studies. There are 2 preferred regions for blocking, the Atlantic-European region ($40^{\circ}\text{W} - 80^{\circ}\text{E}$) and the Pacific region ($170^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{W}$). 54% of the cases lasted between 5 to 7 days. Most cases have a tendency to become stationary or move towards the west. The persistent blockings have a notable tendency to displace toward the west.

Preliminary analysis of the cases during the winter part of the year in the Pacific region were selected to investigate the initiation of the blocks. The occurrence of blockings were accompanied by upstream cyclones. These cyclones formed in preferred geographical area, concentrated to the east of Japan, and coincided with the maximum formation positions of explosive cyclones over the western Pacific. The averaged maximum deepening rate of the upstream cyclones was 20 hPa/24h, while that of the long-lasting blocking reached 22hPa/24h. On an average, these intensive upstream cyclones reached a maximum intensity 1 day prior to the formation of the blockings, and then changed their direction from eastward to northward. The northward transport of heat and momentum associated with the explosive cyclones might be an important factor for the formation of the blockings. Thus, it is suggested that the winter Pacific blockings over the central and eastern Pacific region might own their occurrence to the explosive cyclones formed over the east coast of Asia.

Key words: Blocking anticyclones, Zonal index, Explosive cyclones.