

近年來日本中長期預報研究評介

廖學鎰

國立中央大學大氣物理學系

內 容

- 一、緒 論
- 二、長期預報與大氣現象尺度
- 三、冷熱源及地形對大氣環流之影響
 - (1)歐亞大陸積雪面積與遠東天候
 - (2)海洋與大氣環流變動
 - (3)梅雨季阻塞高壓之數值模擬
 - (4)西伯利亞高壓之成因
- 四、長期預報與廣範圍天氣圖分析
 - (1)廣範圍天氣圖的綜觀解釋
 - (2)遠東地區寒潮爆發的綜觀過程
 - (3)日本的大雪形成之綜觀過程
 - (4)台灣低氣壓生成的綜觀過程
 - (5)春季降霜之環流模式
 - (6)夏季天候與大氣環流之季節變動結構
- 五、數值預報資料的檢討
- 六、世界各國之長期預報業務現況

一、緒 論

某一地點的天氣狀態的時間經過，如維持同樣的狀態，或繼續同樣的變動狀態時，此種天氣狀態的綜合，稱之為天候（Wetterung）。數日以上期間，氣壓分佈或其變動有同樣的特徵時，將呈現同樣的天候。通常廣範圍的天候，相互維持一定的關係，作空間分佈。此種天候分佈狀態，稱之為汎天候（Grosswetter）。以一般用語，天候以天氣與氣候的中間觀念而使用，多由半旬，旬，月等氣象要素的平均值，表示天候狀態。

天候富於變化，又年年不同，故天候的預報有

情報價值，而社會上要求，預報愈正確愈好，預報發佈時間愈早愈好。氣象學上，天候的預報其時間較長，因而稱之為長期預報。

近年來，因為社會多方面開發的結果，容易受天候的影響。單獨取水的問題來說，春耕的灌溉用水，梅雨的連續下雨，夏天的乾旱，颱風的洪水，秋霖影響晒稻，冬季的霜雪災害等，對社會及經濟活動都有顯著影響。即近代社會，對天候的變動，變成很脆弱。

通常二十五年才可以發生的天候，稱之為異常天候。近年來由於世界氣候變動的關係，異常天候有頻繁發生的趨勢（Hiyama, 1971; Ootake,

1971)。1978年日本的夏季氣候，是氣象廳開始觀測以來103年中，最酷暑的氣候，而呈現嚴重乾旱（JMA, 1979）。繼之，該年冬季為破記錄的暖冬氣候。又1979年6月的氣溫為破1978年的高溫記錄，但該年梅雨終止日期遲延至7月下旬，因此7月變成冷夏（Cool summer）天候。1980年8月又發生異常冷夏天候。此種異常天候的正確預報，是社會需求的長期預報，也是社會需求的有價值預報。

日本的長期預報研究，由預測暖候期（4~9月）天候的季節預報研究開始，以學問立場而言，是一種很特別的事情（Wada, 1971）。夏季氣溫較低時，日本北部農作物的生育受阻礙而誘致農作物的缺收，甚者生成饑荒。日人稱之為冷害（cool summer damage）。據Mori（1972）的研究，1,600年至1,870年，此270年間日本北部的岩手縣，因冷害而缺收25%以上者有85次。其中缺收一半以上者有36次，缺收75%以上的大饑荒有16次，可見其嚴重性。日本的長期預報研究，以防範日本北部冷害為目的，此種對農民的愛情而開始。故初期的研究主要由農業學者進行。1902, 1905, 1906, 1908, 1913年冷害大饑荒侵襲日本北部（日人稱之為明治凶作群），其慘狀引發農業學者的愛心，開始從事冷害長期預報的研究。1907年Seki主張日本東北方寒海流，為冷害的原因。1915年Ando, K. 使用4月的氣溫，5月的海面溫度以及5月的氣壓分佈，研究出來一種8月的低溫預報方法。

氣象學者Okada（1910, 1934）在他的梅雨論中主張，日本北部冷夏（cool summer）的成因為鄂霍次克海高壓。並計算日本北部各地七、八月氣溫與世界各地的氣象要素間的相關係數。1931, 1932, 1933, 1934年日本北部又連續受冷害（日人稱之為昭和凶作群）的侵襲。為海面溫度觀測的目的，建造海洋觀測船凌風丸，以資冷害的長期預報。

第二次世界大戰後，大氣環流論的進步及高空資料的廣泛使用，對長期預報研究有很大的幫助。

Ando, S.（1956）使用空氣量的變動預測大氣環流的變動，又Takahashi and Iida（1955）作遠東的700mb面高度距平的分類。Wada（1962, 1964, 1969, 1975）及Wada and Asakura（1967）主張熱能南北輸送的重要性，並進行平流層環流的研究。Sekine（1970）導進阻塞高壓於長期預報中，Matsukura（1962）研究6、7年周期的大氣環流變動，認知其影響出現在地軸變動中。Asakura（1968, 1980）及Kuboki（1971）歸納診斷天候經驗，開發廣範圍天氣圖解釋法，促進預報技術的進步。

日本的長期預報原來由農業的需求而發展，但氣溫較低引起的農作物減收比率，隨農業技術的進步而減少。十公畝土地的水稻收量，豐收年與缺收年的差距，在1950年代為116公斤，1960年代為66公斤，1970年代減少至59公斤。1976年的冷害年，日本北部平均收成，每十公畝為464公斤，比較1950年代的大豐收年每十公畝收成431公斤，多收成33公斤。故為農業的長期預報時代，可以說已經過去。

根據Asakura（1980）的見解，長期預報目前已進步到，相似為數值預報開發前的短期預報階段。故中期預報與長期預報，方法上已完全相似。以此種觀念為基礎，茲敘述近年來日本的長期預報研究成果。

二、長期預報與大氣現象的尺度

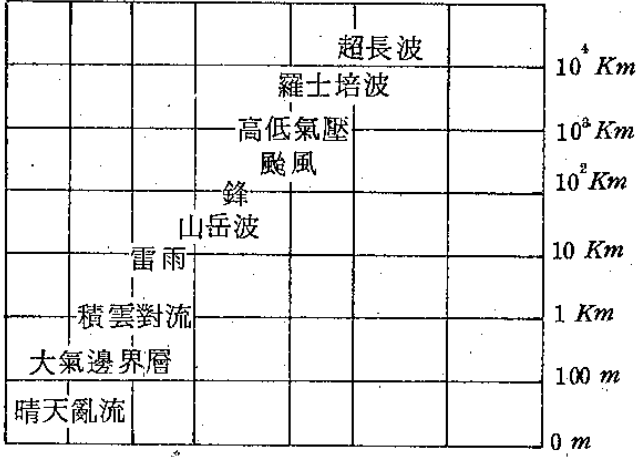
大氣中有各種尺度的大氣現象混合在一起，而其中有物理規則存在。通常天氣現象的壽命 T ，水平尺度 L 以及天氣系的移動速度 U ，此三個物理量中有下式的關係（ \sim 意義同等數量級）

$$U \sim \frac{L}{T} \quad \text{or} \quad T \sim \frac{L}{U} \quad (1)$$

通常 L 取波長的四分之一。大氣現象依據此規則加以分類，可以求得如圖一的關係。即大氣現象的尺度愈大，其壽命愈長。例如雷雨，龍卷風等中尺度（meso-scale）擾動而言，其尺度約為十公里，故其壽命為數小時。故對數小時短期預報而言，以

短期 預報	中期 預報	長期 預報	季節 預報	氣候 變化
----------	----------	----------	----------	----------

0分 10分 1時 6時 2日 20日 1年 10年



圖一 大氣現象尺度與壽命

氣象雷達追蹤降雨區為主要作業之一。對中間尺度擾動 (Intermediate scale disturbances) 而言，其尺度為數百公里，故其壽命約為數小時。至於綜觀尺度 (Synoptic scale) 擾動而言，其尺度約為千公里，故其壽命為數日。故為短期預報而言，追蹤高低壓為重要工作之一。

波長約萬公里以上的大氣波動，常稱之為超長波 (Ultra-long Wave)，其壽約為數十日。換而言之，長期預報的預報時間尺度較大，應該採用壽命較長的現象，來作預報判斷的依據，故超長波為其重要追蹤的對象。比超長波小一個數量級 (order) 的波動為長波，以波數而言約為 6 至 7 的波動，長波平均每日以經度十度的速度移動。長波位置在超長波位置一致時，綜觀尺度擾動，即熱帶外低氣壓即有顯著的發展。此時低氣壓中的暖空氣上昇而冷空氣下降，誘致有效位能轉變動能，同時在上昇氣流中有很多潛熱的釋出，大氣環流由此種能量的供應才可以維持，即超長波的能量多由長波補給。雖然長期預報的對象為超長波尺度大氣現象，但為預報的立場應該重視長波的動態，此為長期預報困難點之一。

另外在長期預報中，非絕熱作用以及地形的作用，變成非常重要的因素。海陸分佈的不均勻，相

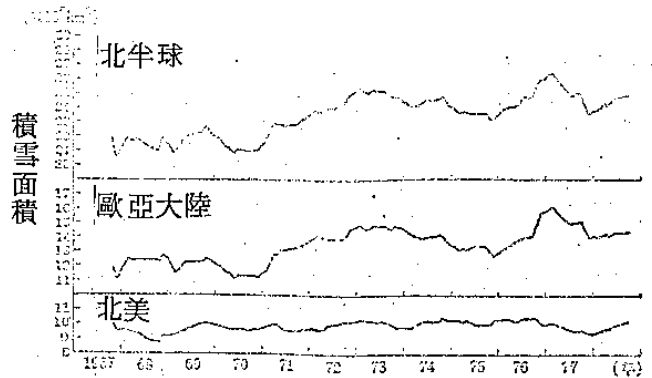
當為冷源，熱源分佈的不均勻，其熱力作用為長期預報的重要因數。地形有阻礙氣流的力學作用以外，尚有以冷熱源作用的熱力作用存在。容後討論冷熱源及地形對大氣環流的晚近研究成果。

三、冷熱源及地形對大氣環流之影響

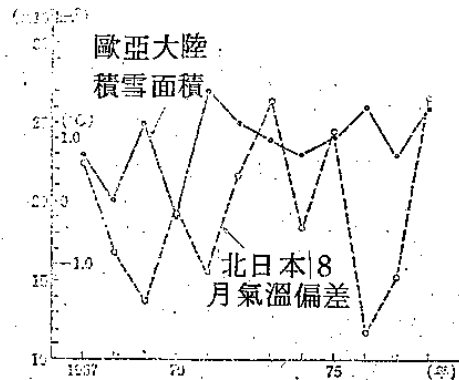
(1) 歐亞大陸冬季積雪面積與遠東天候

通常陸地上有積雪時，日射的反射率較大，進入地球的熱量因而減少，故積雪面積以冷源作用於大氣。

Craig and Michal (1978) 使用氣象衛星所觀測之積雪面積資料分析，得如圖二的結果。北半球的積雪面積年年有變動，但其長期變化有增加的趨勢，扮演近年來寒冷化氣候變化的主要角色。遠東地區位置在歐亞大陸的東端，當然有受歐亞大陸積雪的影響。據 Asakura (1980) 的研究，歐亞大陸 3 月份積雪面積與日本北部六縣的氣溫距平，有如圖三中所示的結果。即歐亞大陸 3 月份積雪面



圖二 12 年間 (1967~78) 之積雪面積 (12 個月之移動平均值)



圖三 歐亞大陸積雪面積 (3 月) 與日本北部氣溫偏差

積較大時，日本的夏季氣溫有偏低的趨勢。如1969, 1971及1976年日本地區呈現典型的冷夏年，平均氣溫距平各為-1.6, -1.1及-2.1°C，因受冷害的侵襲，稻米顯著缺收。又計算歐亞大陸積雪面積與一月份北半球500mb面高度的相關關係，得如圖四。圖中的高度正相關意義該區域有氣溫正



圖四 冬季歐亞大陸積雪面積與北半球1月份500mb面高度之相關係數分佈

夏季季風侵入印度中部，誘致季風雨量的減少。

1972年是歐亞大陸積雪面積很少，故印度，東南亞，中國大陸，俄國呈現嚴重的乾旱，誘致世界穀物蓄儲量減少至平年之一半。

總之，歐亞大陸冬季積雪面積較大時，即歐亞大陸北部冷源作用顯著時，遠東將出現暖冬天候，因而誘致夏季西藏高氣壓威力的減弱，呈現遠東的冷夏天候及印度的多雨天候。

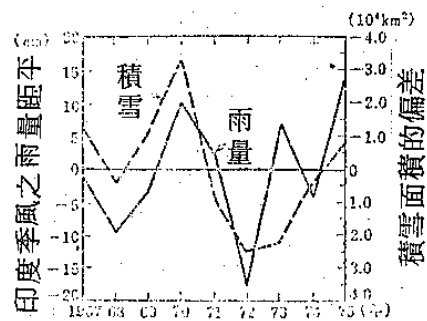
(2) 海洋與大氣環流變動

天候會受海洋的影響，一般而言，大氣供給動量於海洋，而海洋供給熱能於大氣，故兩者相互有所關連。特別對大氣環流而言，海洋的影響相當大，因此長期預報上被重視，Namias (1969, 1976), Ratcliff and Murray (1970), 以及Asakura (1971, 1973) 各主張太平洋、大西洋以及白令海，海面溫度在長期預報上的主要性。

圖六中所示者為印尼雅加達的月平均氣壓的經年變化及中部太平洋赤道區域兩測站的海面溫度經年變化，兩者呈現平行變動維持十三年之久。實際上1920年代Walker已經發見，雅加達的氣壓與太平洋中部的氣壓間，有很高的負相關關係，其相關係數高達-0.80 通常稱之為南方振動 (Southern

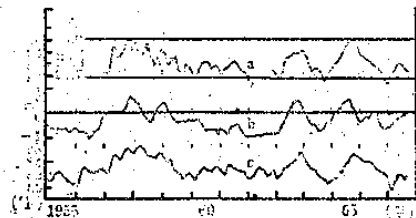
Distance Oscillation)。在大氣中有如次大的相關關係，維持十三年之久，是很稀珍的事實，而不能說是偶然事件。通常此種遠距離關連，一般稱之為自動連結 (Teleconnection)。

Hahn and Shukula (1976) 研究印度中部季風雨量與歐亞大陸積雪面積的關係，得如圖五的關係。積雪面積較小時日射反射量較少，因而進入地球的熱能增加。夏季西藏高壓因而發展，阻止



圖五 歐亞大陸積雪面積與印度季風雨量

Oscillation)。在大氣中有如次大的相關關係，維持十三年之久，是很稀珍的事實，而不能說是偶然事件。通常此種遠距離關連，一般稱之為自動連結 (Teleconnection)。

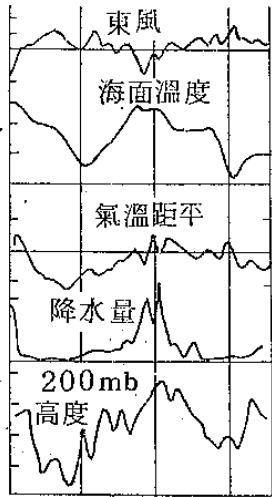


圖六 雅加達月平均氣壓距平的六個月移動平均(b)，與太平洋中部(a) (165°W, 0°N) 及甘通島(c) (2°48's, 171°43'W) 的平均海面溫度的變化

Bjerkness (1969) 主張，赤道地區的海面溫度的東西方溫度差為解答此問題之關鍵。如果太平洋東部的海面溫度較低，而西部海面溫度較高時，西部空氣受海面的加熱氣溫上昇，誘致氣壓的下降與空氣的上昇運動；而東部空氣受海面的冷卻氣溫下降，誘致氣壓的上昇與空氣的下降運動；因而生成東西方的環流系，通常稱之為Walker-Bjerkness環流。Manabe and Bryan (1969) 作大

氣環流數值模擬，理論上證實 Walker-Bjerkness 環流的存在。

圖七中所示者為甘通島 (Canton Island, $2^{\circ}48'S$, $171^{\circ}43'W$) 測到的海洋與大氣的資料。圖中可以看出東風較強時，海水溫度較低，降水



圖七 甘通島 ($2^{\circ}48'S$, $171^{\circ}43'W$) 之海洋觀測資料與大氣變化之關係

量較少。相反的，東風較弱時，海面溫度較高，降水量較多。於此考察其原因。東風較強時在風的應力作用下海流加快，為補償海水在海中生成湧昇流。通常湧昇流的海水溫度較低，故東風愈強海面溫度愈低，相反的東風愈減弱，海水中湧昇流愈小，因此海面溫度較高。在赤道區域尚有一種南北方環流，稱為 Hadley 環流。即赤道以熱源作用生成大規模上昇氣流，此氣流進入中緯度後下降，而生成 Hadley 環流。通常 Hadley 環流有向北輸送熱能與動量，而維持副熱帶噴流效應。故 Hadley 環流較強盛時，中緯度西風將加強，而 Hadley 環流較衰弱時，中緯度西風將減弱。

總之，海洋與大氣有相互作用，海平面熱帶東風系較弱時，海中湧昇流較弱，海面溫度較高，因而誘致 Hadley 環流的增強，降水量的增多，以及熱能與動量的向北輸送增加，而促進中緯度西風帶的加強。同時 Hadley 環流的增強有促進副熱帶高壓的增強，誘致海平面東風系的加強。東風較強時，海中湧昇流較強，海面溫度較低，因而誘致

Hadley 環流減弱，降水量減少，中緯度西風帶的減弱，以及副熱帶高壓的減弱，促進東風系的減弱。晚近 Ueki (1979) 使用氣象衛星資料，證實 Hadley 環流對太平洋高壓，有促進其威力的增加，如圖 7a 及 7b 中所示。

(3) 梅雨季阻塞高壓之數值模擬

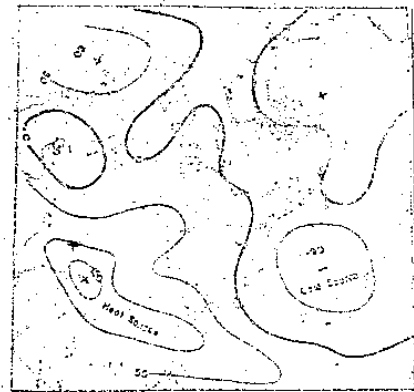
大氣中熱冷源 Q ，由四項作用所組成：

$$Q = Q_{SR} + Q_{LR} + Q_{SEN} + Q_{CON} \quad (2)$$

式中， Q_{SR} 代表日射吸收引起的加熱率， Q_{LR} 代表長波輻射引起的加熱率， Q_{SEN} 代表地球表面供給的可感熱供應引起的加熱率， Q_{CON} 代表潛熱釋出引起的加熱率。直接由(2)式計算冷熱源很困難，Asakura and Katayama (1964) 使用力學的方法，即由熱力方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot (\nabla \theta) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = \left(\frac{p_{00}}{p} \right) \frac{R}{c_p} \frac{Q}{c_p} \quad (3)$$

計算左邊各項，求取冷熱源 Q 。圖八中所示者為六月份冷熱源分佈狀態，即西藏高原有巨大熱源，而



圖八 6月之大氣冷熱源之分佈

日本東北方至白令海為巨大冷源。亞洲的季風區域，分佈在此熱源與冷源之間。Asakura (1970)，以五月份標準天氣圖為初期條件，使用雙層斜壓模式，加六月份冷熱源分佈，由數值模擬方式，討論冷熱源分佈對梅雨季大氣環流的影響，結果列如圖九。計算第十日完成梅雨季天氣型勢與阻塞高壓的數值模擬。

據 Sasaki (1966)，Katayama (1969)

Sekine, Y (1971) 的研究，北半球的阻塞高壓生成源地有四處(圖十)。太平洋東北部及大西洋

東北部生成最多，在此兩地生成的阻塞高壓較強盛。又在歐亞大陸中北部及鄂霍次克海生成的阻塞高

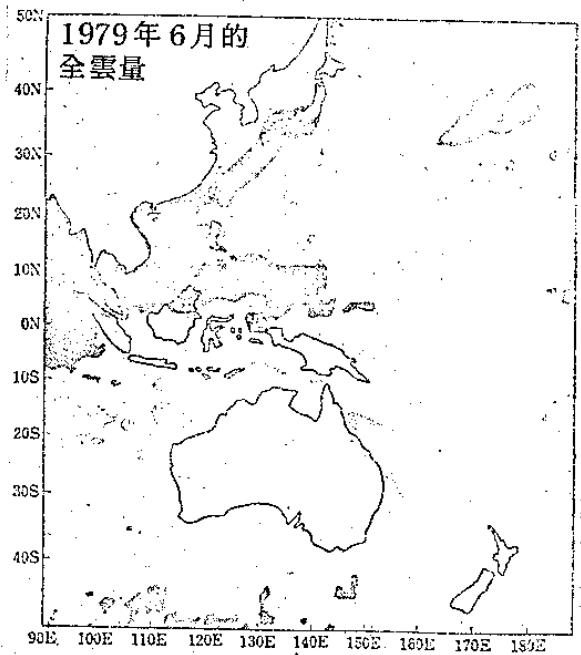
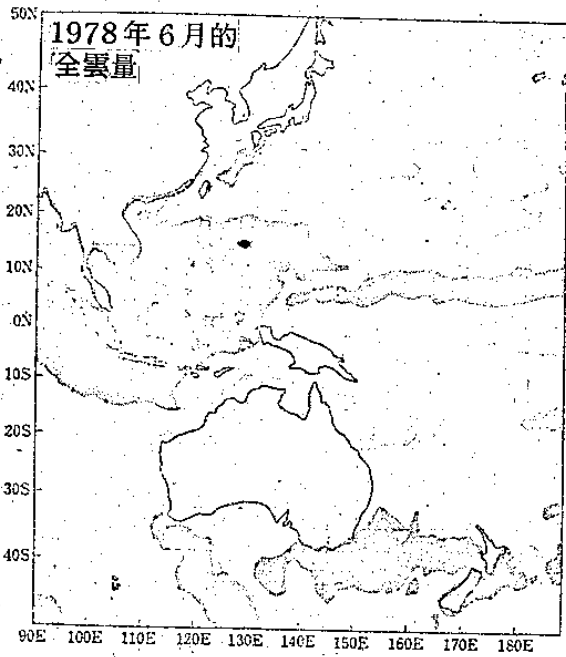
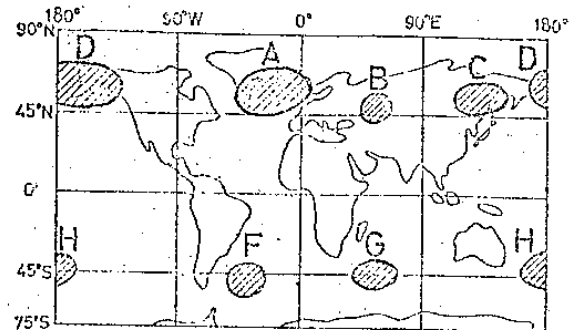
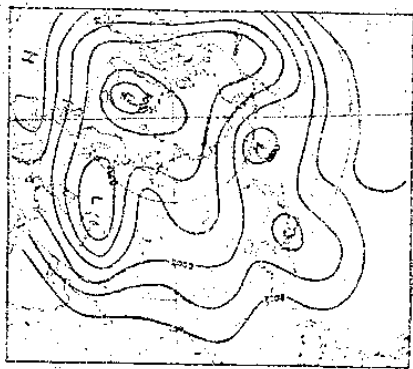


圖 7(a) 1978 年 6 月氣象衛星 GMS 測得之月平均雲量分佈，Hadley 環流強盛，7 月份太平洋高壓異常發展。

圖 7(b) 1979 年 6 月氣象衛星 GMS 測得之月平均雲量分佈，Hadley 環流微弱，7 月份太平洋高壓減弱。



圖九 10 日後之 700mb 天氣圖

圖十 南北半球阻塞高壓之源地

壓較微弱。於梅雨季生成的阻塞高壓是位置在鄂霍次克海，其尺度較小威力較弱。威力較強盛的阻塞高壓生成時，常有異常天候發生，1963 年及 1977 年的日本豪雪及北美的破記錄寒冬，是其好例。晚近 Kikuchi (1971, 1977) 作阻塞高壓數值模擬證實，考慮海陸分佈的熱力作用以外，增加地形的力學作用時，模擬成績可以昇高。

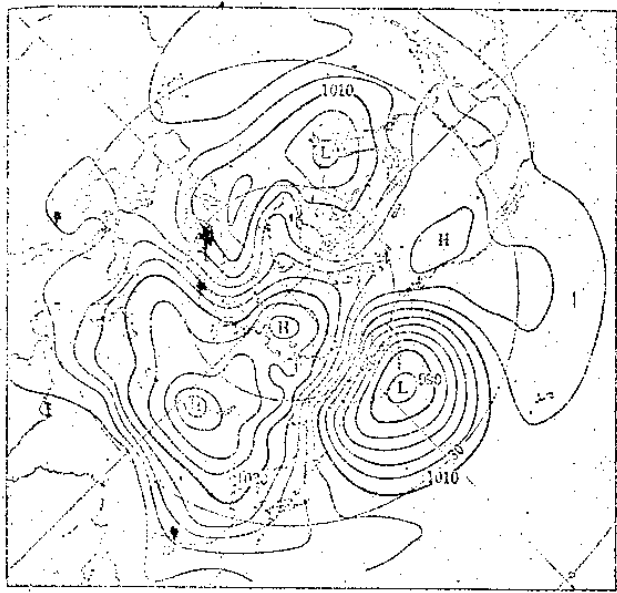
置在西伯利亞及北美大陸，而巨大低氣壓位置太平洋及大西洋北部，表現波數二的超長波尺度擾動分佈。通常氣象教科書中記載，冬季遠東的寒冷天候，是寒冷西伯利亞高壓的寒潮暴發所引起。西伯利亞大陸上的空氣，不但受大氣長波輻射而冷卻，同時受地面積雪的吸熱而冷卻，因而生成冷氣團。但考察每日天氣圖可以看出，西伯利亞高氣壓通常以十數天的週期，作發展及衰弱的生命史，而其動態與西風帶之長波及超長波有密切的相關關係。由此觀測事實顯示，西伯利亞高壓的生成，單獨歸納為

(4) 西伯利亞高壓之成因

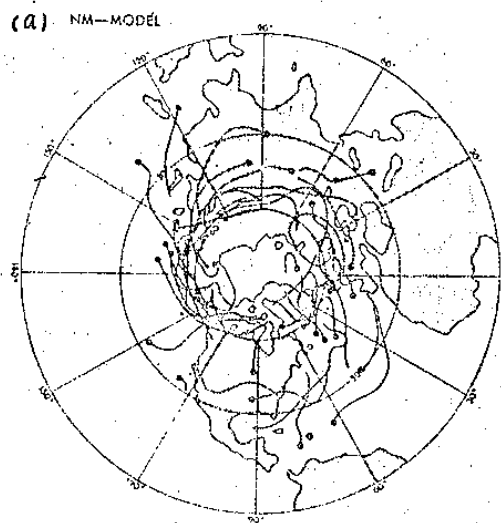
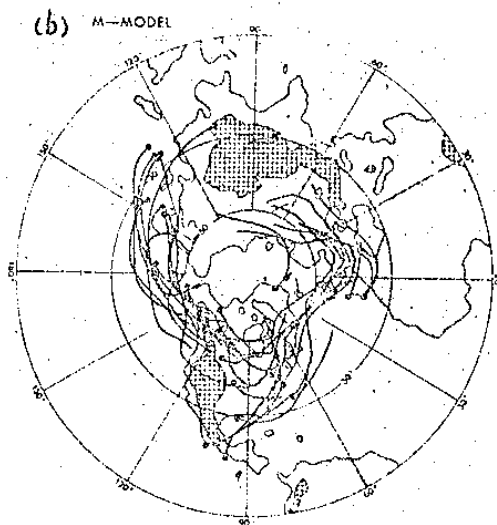
1977 年 1 月為遠東及北美呈現大寒冬，茲該年一月平均海平面天氣圖例如圖十一。巨大高壓位

長波輻射冷却是不夠的。

Kasahara and Washington (1971, 1979) 研究顯示，海陸分佈為上述波數二的超長波生成的主因。Manabe and Terpstra (1974) 主張，阿留申低壓生成的主因為海陸分佈引起的熱力作用，不必考慮山的影響。但Mintz (1965) 主張，單獨輻射冷却作用，未能形成西伯利亞高壓。如果沒有西藏高原，西伯利亞高壓冷氣團，將與印度洋上的暖氣團，作熱交換因而未能蓄儲冷氣。西藏高原的存在，相當於屏風的存在，阻礙西伯利亞冷氣團與印度洋暖氣團的混合，故冷氣可以蓄儲於西伯利



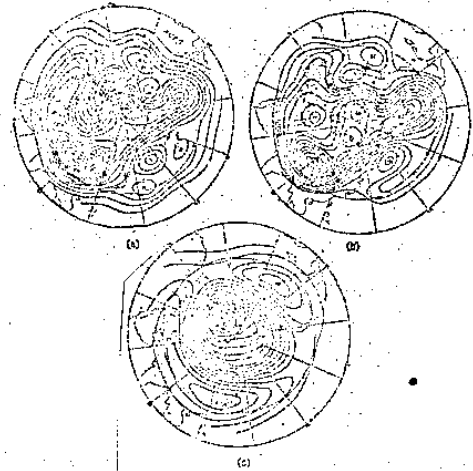
圖十一 1977年1月平均海平面天氣圖



圖十三

亞地區，生成強烈寒冷高氣壓。即對於西伯利亞高氣壓的生成，輻射冷却以外，西藏高原扮演重要角色。Kikuchi (1971, 1979) 再作詳細研究得如圖十二的結果。僅考慮海陸分佈時，亞洲及北美各形成一高壓帶，西伯利亞高壓及北美高壓未能形成。如果海洋由平地代替，僅考慮地形影響，可以形成西伯利亞及北美高壓。如果再加海洋分佈，數值模擬成績更好。故長波輻射冷却以外，地形的影響可以算是，亞伯利亞高壓生成的主因。

以上所討論者為準定態的天氣形勢的研討，對非定態的形勢而言，可以由Manabe and Terpstra



圖十二 西伯利亞高氣壓之數值模擬 (Kikuchi 1979)

(a)考慮海陸分佈與地形。

(b)考慮地形。

(c)考慮海陸分佈。

(1974) 研究中看出低氣壓的路徑(圖十三)。如果唯有考慮海陸分佈時,低氣壓路徑集中於北極圈周圍,與實際情形不相似。如果考慮海陸分佈與地形的影響時,低氣壓路徑與實際觀測結果很近似。

總之,考慮海陸分佈及地形的作用,可以模擬冬季的大氣環流形勢。但對於夏季環流而言,數值模擬成績,未見有良好的成就。

四、長期預報與廣範圍天氣圖分析

相關法、類似法、周期法等長期預報中有悠久的歷史,但經嚴格的研討(Wada, 1969, 1971; Asakura, 1980),已經知道其預報正確度不太好。晚近的長期預報的研究結果顯示,廣範圍天氣圖分析為基礎的預報法,逐漸變成長期預報的主流。最有力的客觀化預報法,當然是物理定律為基礎的長期數值預報法,但目前未達實用階段。目前在長期預報上,以廣範圍天氣圖分析為基礎,統計的方法有補助手段,求取預報規則的方法,是最有客觀性而正確度較好的預報方法。技術觀點而言,長期預報目前已進步到,相似為數值預報開發前的短期預報階段。

(1) 廣範圍天氣圖的綜觀解釋

長期預報上,由於時間及空間尺度較大,天氣圖應採用北半球天氣,才可以達成分析的目的。又為消去小尺度擾動,通常採用五日平均或月平均的北半球天氣圖,來作分析的基本天氣圖。自1977年11月,氣象廳已收集南半球氣象資料,以資長期預報上的使用。

短期預報中,主要追蹤長波的槽線及脊線,但在長期預報中,主要注意移動較慢的超長波及其變動,即分析在何處,何時,有多少期間,發生大尺度南北熱交換,而判斷此熱交換對今後天候的影響,來作預報的依據。通常熱的南北交換指標是取下述三個量:

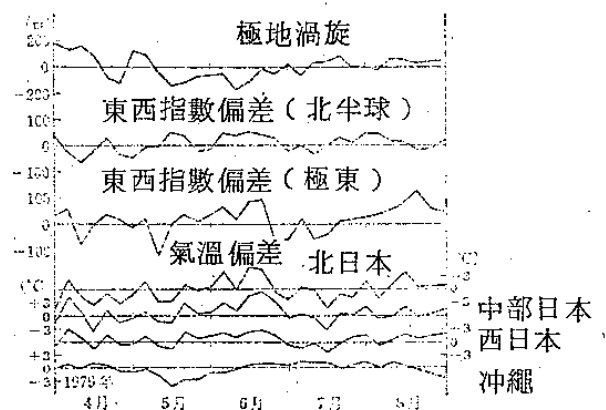
(a) 西風帶的基本型:以遠東區域的西風帶流動場,分類為西風較強的東西流型及西風較弱的南北流型兩類型。東西流型時,遠東區域北方有冷氣,南方有暖氣,而中緯度的氣溫梯度大,熱的南北交換

微弱。南北流型時,遠東區域北方冷氣與南方暖氣的熱南北交換旺盛。

(b) 緯流指標:使用北半球及北半球東半部兩種緯流指標來判斷北半球及其東半部的環流特性。緯流指標距平為正值時,西風比標準值大,熱的南北交換較弱,北極地區蓄儲冷氣,副熱帶地區蓄儲暖氣。緯流指標距平為負值時,西風比標準值小,西風流蜿蜒的作蛇行運動,而放出蓄儲在北極區的冷氣。故緯流指標為正值期間為冷氣的蓄儲期,而負值時為冷氣的放出期。

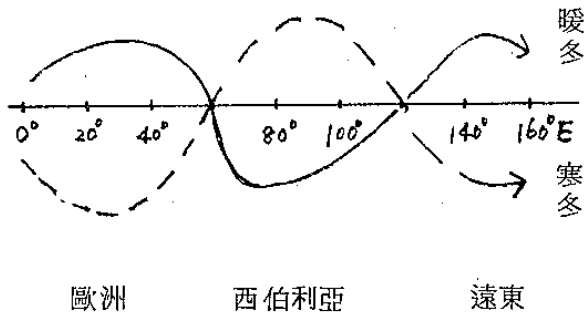
(c) 極地渦旋(Polar vortex):西風帶通常圍繞北極的寒冷低氣壓流動,此低氣壓稱為極地渦旋。極地渦旋僅為一個並發展時,為冷氣的蓄儲期,而極地渦旋分裂為兩個並南下時,為冷氣的放出期。(Wada, 1962, 1975; Wada and Asakura, 1967)。

通常冷氣的蓄儲及放出,以周期性的反覆,而形成遠東的寒暖天候。於圖十四中所示者,為極地渦旋,緯流指標距平,以及日本氣溫距平的關係。由此圖可以看出,上述的冷氣蓄儲及放出的周期性變化。長期預報上重要者,是如何求取此種冷氣蓄儲及放出的巨視的綜觀過程。



圖十四 極地渦旋,緯流距平,以及日本各地的氣溫距平間的關係

求取上述的巨視的綜觀過程的第一步驟是使用合成圖的方法。收集暖冬天候及寒冬天候的北半球天氣圖,而製作各種天候的合成天氣圖來作比較。通常此兩種天候的超長波的相位,在歐洲、西伯利亞、遠東等地區,完全呈現相反相位,如圖十五中

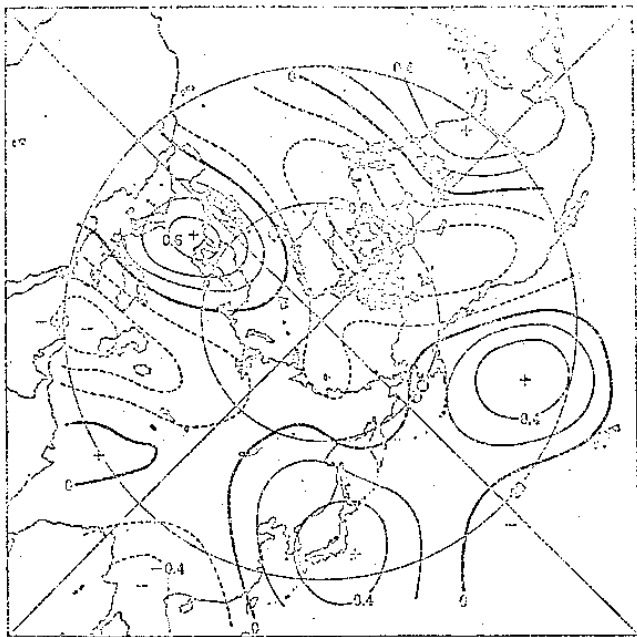


圖十五 遠東為暖冬及寒冬天候時西風帶超長波的分佈狀態

所示。

求取巨視的綜觀過程的第二步驟，是使用已往的資料，計算預報地點的氣候與北半球的等壓面高度間的相關係數，而以其分佈作天氣圖分析相似的分析，求取作用中心及其效應。此種方法日人稱之為相關 Synoptics (Asakura, 1965; Kuboki 1965; Tashiro 1965.)。

圖十六中所示者為，日本中部一月平均氣溫與



圖十六 日本中部一月平均氣溫與十二月 500mb 平均高度的相關係數分佈圖

十二月 500mb 平均高度的相關係數分佈圖 (Yamasaki, 1971)。此分佈圖表示，超長波的大尺度分佈，有下述的綜觀氣象學的意義。十二月中，極地渦旋偏向加拿大而加強，並寒冷槽線向大西洋伸展。此種大氣形勢，促進歐洲波脊的發展，以及中東波槽的發展，使西伯利亞冷氣，指向中東方向放出。遠東即有波脊的發展，因而形成一月的暖冬天候。相反的，十二月中大西洋至綠島附近，如果有波脊發展時，一月的遠東將形成寒冬天候。

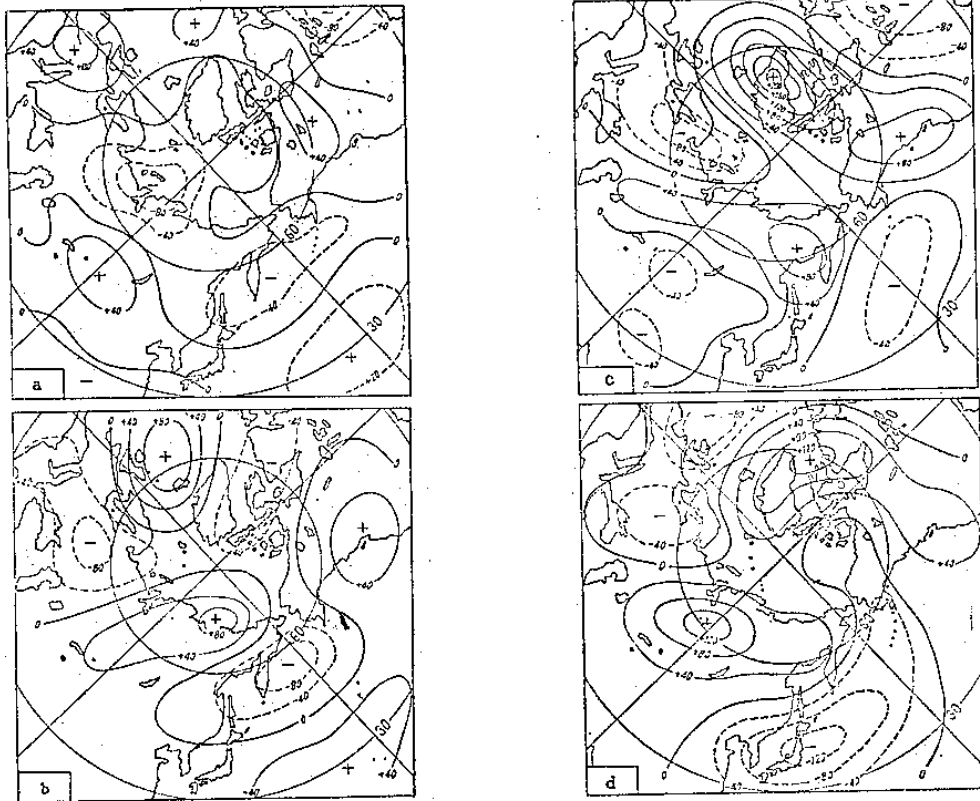
(2) 遠東地區寒潮爆發的綜觀過程

Asakura (1966) 以上述的方法，求得遠東地區寒潮爆發的綜觀過程。首先收集日本全國冬期，繼續有十五日以上低溫天候的五例，製作五日平均 500mb 高度距平合成圖 看成為寒潮爆發圖。並製作至三十天前的五日平均距平合成圖，得如圖十七的結果。由圖中可以看出寒潮爆發的綜觀過程如下：

(a) 圖十七(a)中所示者，為寒潮爆發，二十五日前距平圖。極地渦旋位置在克拉海 (Kara Sea)，波槽通過烏拉 (Ural) 地方向中東延伸。北極冷氣位置在西伯利亞北部，僅有一部份流出中東方向。此天氣形勢是高指標環流，為北極地方冷氣的蓄儲期，也是有效位能的增加期。遠東區域由高壓帶籠罩而呈現暖和天候，歐洲及大西洋同樣的由高壓帶籠罩，而呈現暖和天候。二十日前也維持同樣的高指標環流。

(b) 寒潮爆發的十五日前，如於圖十七(b)中所示。由歐洲向西北推進的波脊，抵達北大西洋冰島附近，誘發冷氣向歐洲南下，歐洲逐漸變成寒冷天候，同時在西伯利亞逐漸形成波脊。此為高指標環流逐漸崩潰，而指向低指標的時期，但遠東尚在暖和天候。根據波數分析及能量計算，波數二的超長波由緯流及波數一的超長波，接受能量而發展。

(c) 寒潮爆發的十日前，北大西洋的波脊發展成為阻塞高壓，而輸送暖氣進入北極地區，原來在北極的冷氣因而指向歐洲及西伯利亞南下。天氣形勢轉變成為低指標環流，冷氣由蓄儲期指向放



圖十七 寒潮爆發的綜觀過程

a : 25 日前 ; b : 15 日前 ; c : 5 日前 ; d : 爆發時

出期變化。根據波數分析及能量計算，波數二的超長波，將能量輸送至波數三、四及五的波動。

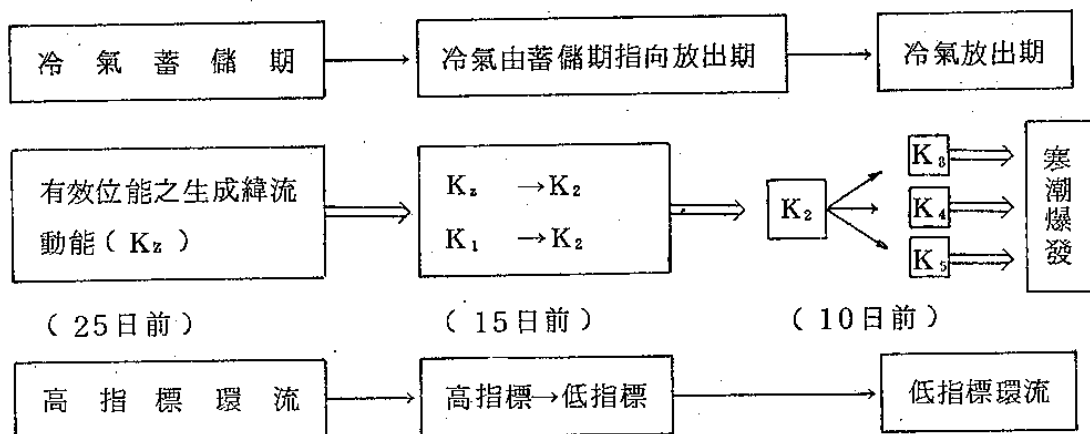
(d) 寒潮爆發的五日前，如圖十七(c)中所示。正距平將覆蓋北極地區，而呈現典型的低指標環流狀

態。

(e) 以後五日將出現寒潮的爆發，如圖十七(d)中所示，遠東將呈現十五日以上的寒冷天候。

如果寒潮爆發的綜觀過程，以模式表示得如圖

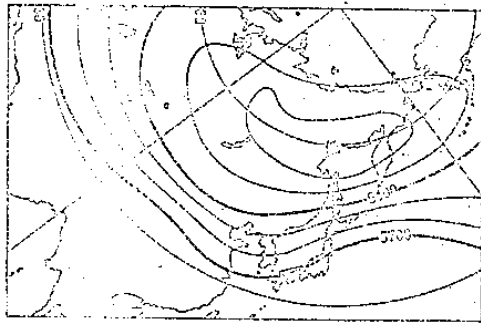
十八。



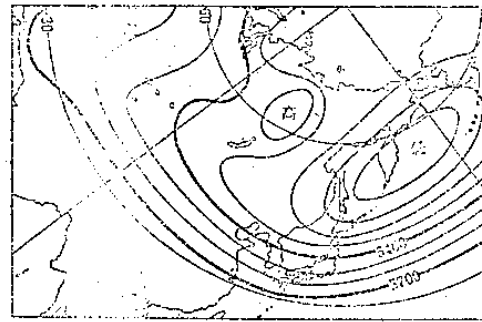
圖十八 寒潮爆發的綜觀過程 (K_n 代表波數 n 的波動動能)

在第三章第四節中已敘述，對冬季氣壓分佈的形成，西藏高原扮演重要角色。根據圖十五及圖十七可以看出，如果西南風吹進西藏高原時，將生成遠東的暖冬天候，而西北風吹進西藏高原時，將生

成遠東的寒冬。西藏高原上流的西風帶主風向各為西北及西南的場合，使用四層北半球原始方程模式 (ECC, 1979)，計算西藏高原下流的天氣形勢，得如圖十九。西藏高原上流為西南風時，遠東的



(a)



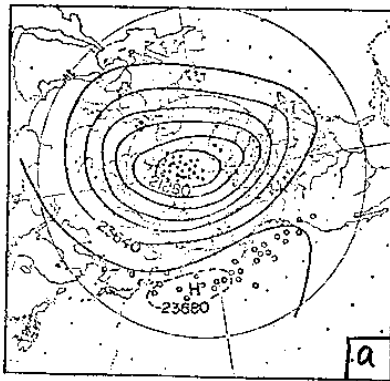
(b)

圖十九 西藏高原上流為(a)西南風時及(b)西北風時的高原下流天氣形勢

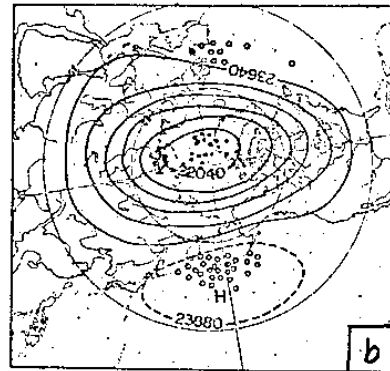
天氣形勢變成暖冬氣候型，而西藏高原上流為西北風時，遠東將呈現寒冬氣候環流型。

以季節預報觀點而言，寒冬及暖冬環流合成圖，將有二波型，三波型等各種型式，很難辨別。如

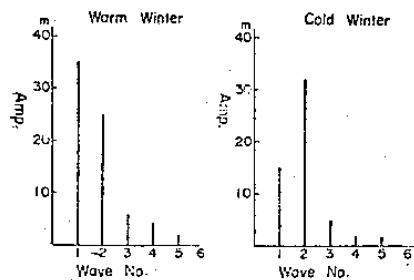
果使用平流層 30mb 面作成圖，寒冬時呈現波數二較顯著的環流，而暖冬時呈現波數一較顯著的環流，如圖二十中所示 (Asakura, 1971; Yamasaki, 1971)。又 Kitahara (1973) 研究 Smog 的生



a



b



圖二十 遠東之(a)暖冬及(b)寒冬之 30mb 月平均圖及其波譜

成與大氣環流的關係，發現高指標環流時，移動性高壓路徑較偏南時，生成在移動性高壓或其後面。

(3) 日本的大雪形成之綜觀過程

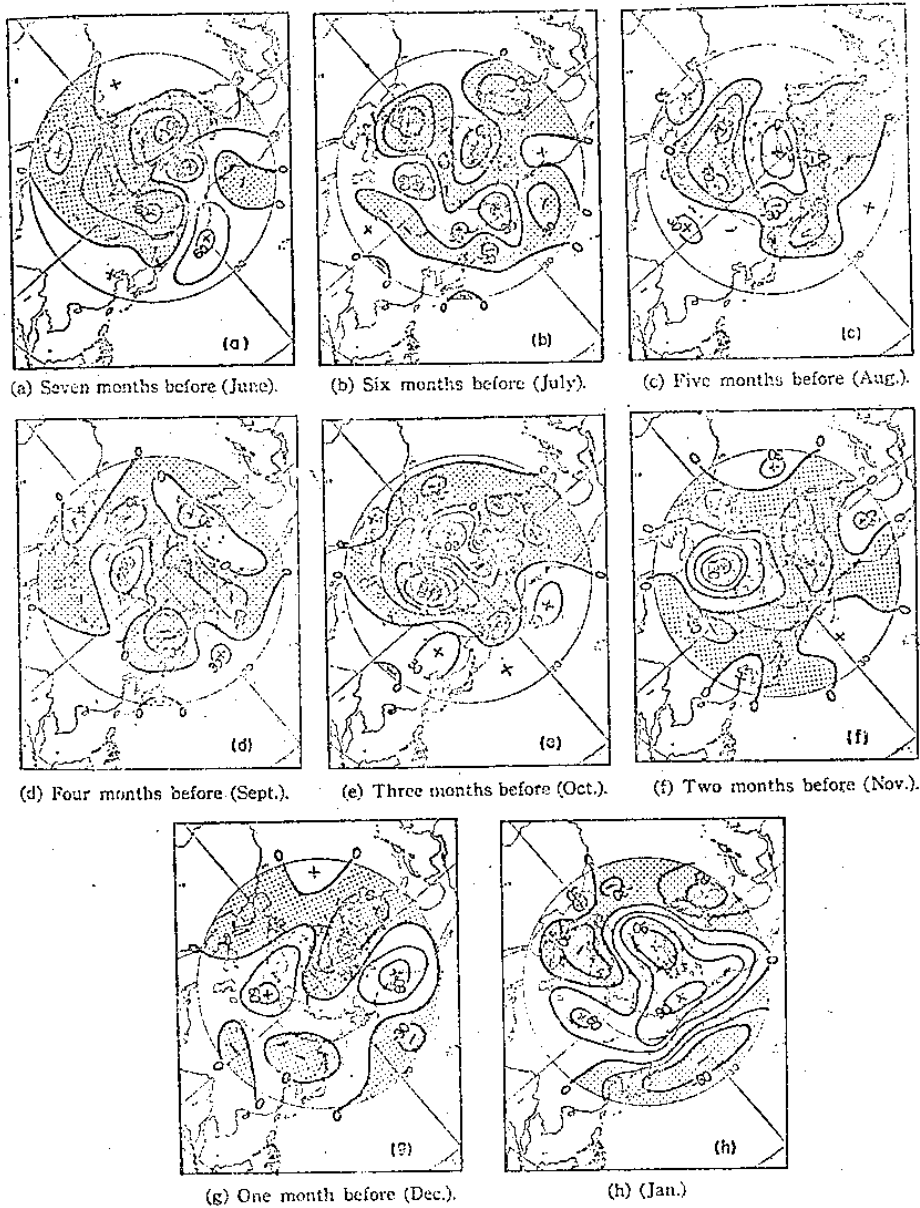
以日本的大雪形成為例，使用月平均 500mb 距平合成圖，考察比較長期的綜觀過程。(Sakuma, 1971; Wada, 1971, 1973)，此過程也可以說是季節變化過程。

出現豪雪的月份為起點，製作前七個月的每月

500mb 面距平合成圖，得如圖二十一的結果。

(a) 看豪雪前夏季環流特性，7月出現北半球的低指標環流，此距平合成圖與1月份距平圖很相似。綠島附近為正距平，歐洲為負距平，此特徵維持7、8兩個月。

(b) 秋季比較夏季，其環流特徵較明顯。九月為克拉海附近及太平洋為正距平，英國附近及西伯利亞東部為負距平。十月為北大西洋及東歐的負



圖二十一 日本之大雪形成之綜觀過程

距平，非常顯著。十月位置北大西洋的波脊為重要作用中心之一，長期預報上要特別加以注意。十月間位置在東歐的顯著負距平東移的結果，十一月份東歐將轉變成顯著正距平區。於此應注意者，自七月至十一月間，東歐地區每月相互出現波脊及波槽的規則性變化。

(c) 十一月中出現在東歐的波脊，至十二月向東

方延伸，與阿拉斯加的波脊連接，在美國西岸形成顯著的波脊。

(d) 一月中，美國西岸的顯著波脊的發展與西進，配合歐亞大陸中部的波脊發展，形成日本的豪雪。

以上所敘述者為日本大雪的綜觀過程，即豪雪前的秋季遠東天候，一般出現正距平的暖在天候，

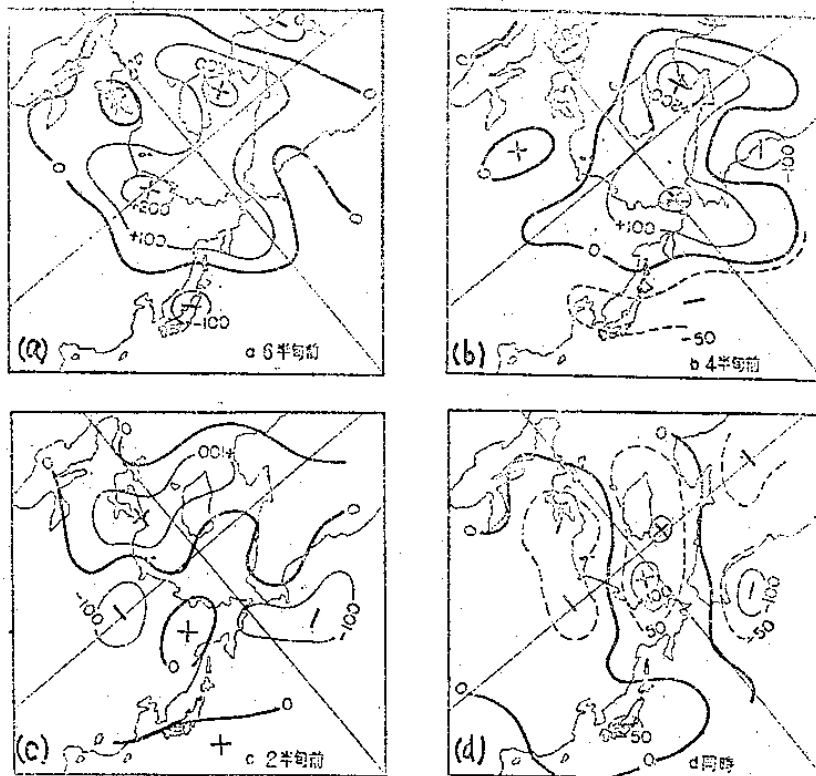
大尺度南北熱交換較少。

在豪雨長期預報中，應該注意者為降雪形態有兩種；降雪量在山區較多的所謂山雪型，以及降雪量在平地較多的所謂里雪型的差別。Wada (1971) 主張此兩種降雨類型，與堪察加半島附近及西伯利亞的兩波脊的動向，有密切的關係。

(4) 台灣低氣壓生成的綜觀過程

SDMO (1971) 使用顯著發展的台灣低氣壓為例，製作一系列五日平均合成圖，研究其綜觀過程得如圖二十二。

台灣低氣壓生成前三十日至前二十日，如圖二十二(a)及(b)中所示，由加拿大至西伯利亞北部的北



圖二十二 台灣低氣壓生成之綜觀過程

半球高緯度區，完全由正距平覆蓋，形成阻塞型環流。歐洲也有此種趨勢，但威力較弱。其後環流逐漸轉變成為低指標型，至台灣低壓生成十日前，歐洲的環流變成強盛的低指標型。此後十日，北極圈由正距平覆蓋，而歐亞大陸至遠東由負距平覆蓋，呈現典型低指標環流時，即有台灣低壓的生成。此綜觀過程顯示，台灣低氣壓扮演，大氣環流的熱能南北交換的重要角色。

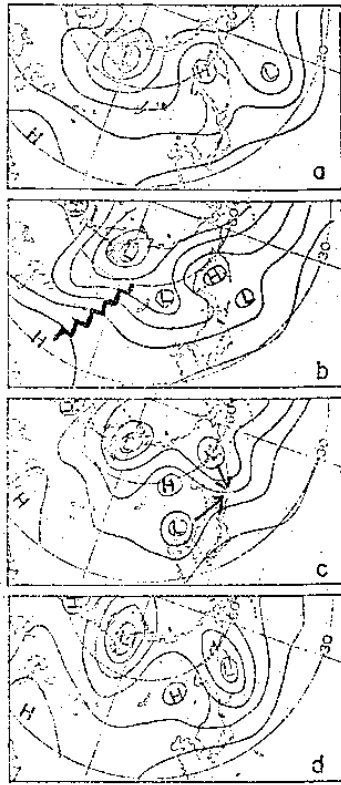
Wada (1973) 對日本海生成的低氣壓，以及生成在日本南方海面的低氣壓，也有作同類的研究。

(5) 春季降霜之環流模式

春季在日本北部，因降霜農作物蒙受嚴重損害，故降霜預報為長期預報的重要項目之一。降霜常發生於移動性高氣壓中，如果追蹤此高氣壓的源地，其在東經 90 度以西的歐洲高緯度生成者，通常

霜害較嚴重，而自生成至抵達日本約需要 12 天在東經 90 度以東生成者，霜害較輕微。

Kojima (1974)，使用五日 500mb 面高度平均圖，建立誘發嚴重霜害的綜觀過程的環流模式，如圖二十三中所示。霜害發生前二十日，在鄂霍次克海及北歐生成阻塞高壓，呈現低指標環流狀態。至十五日前東歐的波槽前，約在東經 90 度附近生成波脊，誘致北極圈冷氣南移至西伯利亞東部。霜害五日前鄂霍次克海阻塞高壓，與西伯利亞波脊合併為一個高壓，而促進阻塞型環流之加強。此後西伯利亞東部的寒冷低壓與堪察加的寒冷低氣壓合併而發展為一個大低氣壓。此低氣壓與阻塞高壓間，生成顯著北風流進日本北部。在地面圖上將有寒冷高氣壓，南移至日本北部，而誘發嚴重霜害。



圖二十三 春季降霜的環流模式

(6) 夏季天候與大氣環流之季節變動結構

冷夏、暑夏、乾旱、颱風等，為夏季長期預報上的重要對象。茲根據晚近研究成果Nakanishi, 1972; Fujimoto, Watanabe and Taniguchi, 1972; Matsukura, 1972; Ozaki, 1972;

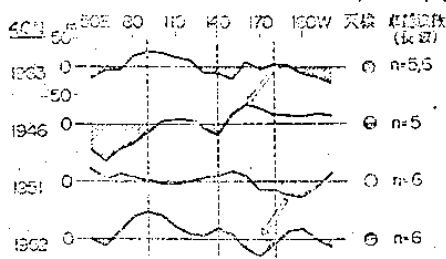
Neyama, 1972; Sato, 1972; Takida, 1972; Tsuboi and Nemoto, 1976; Sugimoto, 1976; Ueda, 1979; Kuboki, 1979; JMA, 1979; Matsukura and Sekine, 1979; Mori, 1980, 敘述大氣環流場的季節變動結構與夏季天候的關係。

日本的夏季天候分類為全國的冷夏型、全國的暑夏型、北冷西暑型、北暑西冷型等四類，研究遠東的氣流場，以及卓越波數的關係，得如圖二十四的結果，通常北冷西暑年，容易引起西部的乾旱。如果注意中緯度的副熱帶高壓發展位置，以沿緯度40度圈500mb 高度距平與夏季典型天候的關係，得如圖二十五，此圖有下述三種意義：

- (a) 在冷夏年日本附近為氣壓槽，高氣壓在太平洋中部東經180度附近發展。但北暑西冷年，太平洋高壓偏西位置在東經160度附近，而日本西方變成氣壓槽。
- (b) 暑夏年的高氣壓發展在東經150度附近，太平洋中部西經170度附近變成氣壓槽。但北冷西暑年時，氣壓槽偏西位置在東經160度，在日本東方形成波槽。
- (c) 暑夏年與冷夏年，又北冷西暑型與北暑西冷型，超長波有逆相位的關係。

天候	冷夏 ●	暑夏 ○	北冷西暑 ☉	北暑西冷 ☌
超長波	60°N n = 1 or 2	60°N n = 1 or 2	n = 3	n = 1, 2
長波	40°N n = 1			
	60°N n = 4	n = 4		
	40°N n = 5	n = 6	n = 6	n = 5, 6
流動場				

圖二十四 天候型與卓越波數的關係



圖二十五 天候型與副熱帶高氣壓之位置

為探討太平洋高氣壓及西藏高壓，對遠東天候的關係，計算日本各地氣溫與北半球500mb 高度及100mb 高度的相關係數，得下述的結果：

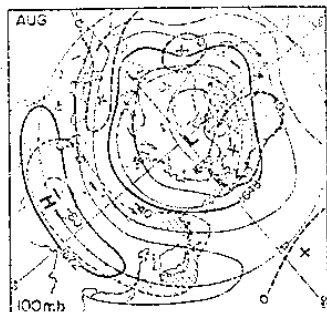
- (a) 日本西部，由7月至8月前半，主要受西藏高壓的影響。8月後半隨西藏高壓的衰減，逐漸

蒙受太平洋高壓的影響。

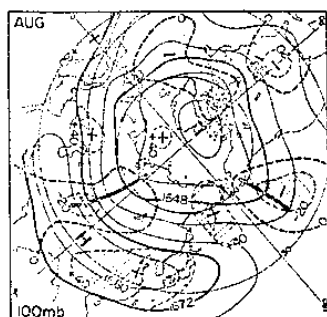
(b) 日本東部，7月中有受西藏高壓的影響，但至8月西藏高壓的影響很少，相對的太平洋高壓的影響有增大，但其絕對值較小。

(c) 日本北部，7、8月西藏高原的影響均很少，其高溫天候由移動性高壓，或偏北的太平洋高壓覆蓋時出現的。

晚近長期預報的研究，普遍使用平流層資料，容後討論其成果。為探討平流層的副熱帶高壓及緯流中擾動對遠東天候的影響，製作遠東冷夏年及暑夏年的100mb高度合成圖，得如圖二十六(a)。冷夏年的合成圖中西藏高壓顯著的減弱（高氣壓中心



冷夏年合成圖 (100mb)
(1956, 1957, 1963, 1965, 1968, 1971年)



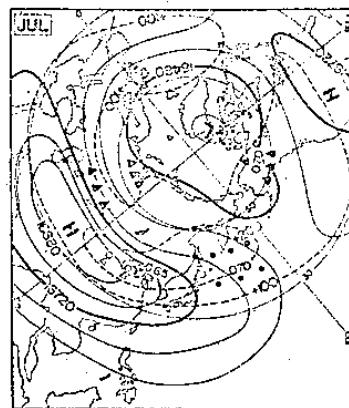
暑夏年合成圖 (100mb)
(1960, 1961, 1967年)

圖二十六(a) 冷夏年及暑夏年之100mb合成圖有-80 gpm距平)，16,720 gpm高度線沒有出現在日本高空。暑夏年的合成圖中西藏高壓很強盛，而在中高緯度有氣壓槽發展在東經80度及西經165度附近。16,720 gpm等高線伸張至北海道，而堪察加半島附近就變成正距平。

根據7、8月的標準100mb面高度場與日本北部及日本西部的氣溫、降水量（1956~1971）的高相關區域的合成圖（圖二十六(b)）可以看出下述各點：

對七月而言；

(a) 北緯40度，東經120度的100mb高度，與日本西部氣溫，有0.85的正相關；降水量有-0.59的負相關；相反的沖繩的降水量有0.65的正相關。此意義西藏高壓發展而向東北伸展時日本西部將呈現高溫、乾旱天候，但沖繩將受東風系的擾動影響，呈現多雨天候。



圖二十六(b) 100mb 7月平均圖與日本北部以及日本西部之氣溫、降水量高相關區域複合圖。

（實線為等高線，破線為1000~500mb厚度之前月差）

日本北部：氣溫正相關：●，降水量正相關：▲

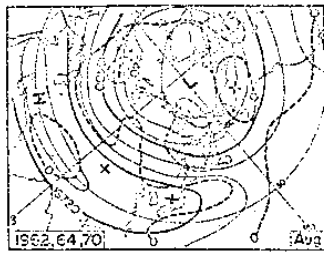
日本西部：氣溫正相關：○，降水量正相關：△

(b) 日本北部與北海道東北方的（50°N，160°E）點，有最大相關，其相關係數為0.69。通常札幌的100mb面高度高達16,700 gpm時，北海道將呈現其最高氣溫天候。相反的，通常滯留在白令海的氣壓槽，如果偏西於北海道東方發展時，北海道將呈現寒冷而多雨的天候。日本北部的7月降水量與阿拉斯加氣壓脊的（60°N，140°W）點有0.70的正相關關係。

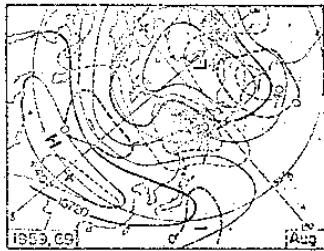
對8月而言；

(a) 日本北部的氣溫與西伯利亞西部的100mb高度有負相關；與秋田（40°N，140°E）的100mb高度有0.54的正相關。又日本北部的降水量與阿拉斯加附近的點（50°N，160°W）有0.66的正相關。通常生成8月的北冷天候的

環流，有兩種，西北流型與分流型，如圖二十七中所示，故氣溫的相關較小。



(a)西北流型

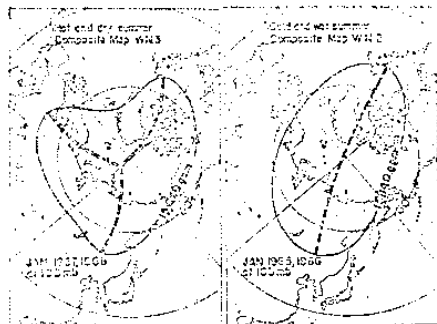


(b)分流型

圖二十七 北冷西暑之兩種環流型 (100 mb)

(b) 日本西部的氣溫與 (40°N, 110°E) 點的高度有 0.66 的正相關；與阿拉斯加的 (60°N, 150°W) 點高度有 -0.66 的負相關。此意義西藏高壓在 8 月繼續發展，並向東北伸展時，日本西部呈現暑夏。相反的，如果阿拉斯加附近有氣壓槽發展時，極地渦旋將偏向東半球，而誘致亞洲大陸的氣壓下降時，日本西部將呈現冷夏而多雨的天候。日本西部的 8 月降水量與阿拉斯加的 (60°N, 140W) 點高度有 0.73 的正相關。此意義阿拉斯加附近的 100 mb 高度正距平的生成，為日本西部冷夏的重要過程。

圖二十八中所示者為冷夏及暑夏的 100 mb 高度 1 月平均環流合成圖。冷夏年的 1 月環流為波數 2 的高指標型環流，而暑夏年的 1 月環流為波數 3



圖二十八 冷夏多雨及暑夏乾燥之 100 mb 合成圖

的低指標型環流，此為很明顯的特徵。

繼之，討論極地渦旋與副熱帶高壓的動態間的關係。使用 8 月平均場的相關圖，可以求得下述的關係：

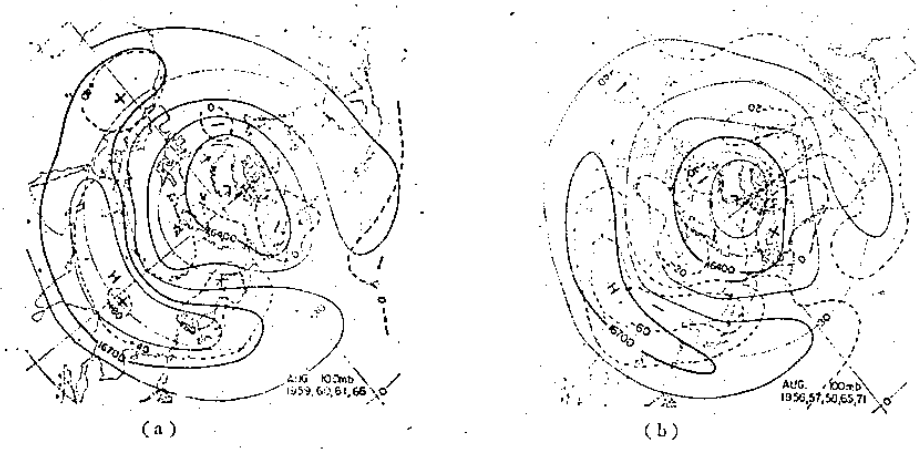
(a) 在 500 mb 面上，極地渦旋位置偏向歐洲方向時，副熱帶高壓通常不會發展；相反的極地渦旋位置偏向白令海方向時，副熱帶高壓有發展的趨勢，如圖二十九中所示。如果使用五日平均場作同樣的研究，可得相似的結果。



圖二十九 極地渦旋偏向白令海時的北半球 500 mb 同時相關係數 ($r \times 10^{-1}$)

(b) 在 100 mb 面上，製作西藏高壓的盛衰與 8 月平均高度及距平合成圖，得如圖三十的結果。西藏高壓較發展時及較衰滅時，極地渦旋位置沒有生成任何差異，但其伸展方向有若干差異。西藏高壓較發展時，極地渦旋伸展阿拉斯加方向，而生成阿拉斯加附近的負距平區。相反的，西藏高壓較衰滅時，原位置在阿拉斯加的氣壓槽偏向西方，位置在白令海附近，而阿拉斯加變成氣壓脊，而生成一正距平區。

最後探討 10 mb 平流層環流與遠東的夏季天候的關係。冬季平流層的作用中心，為極夜渦旋 (Polar night vortex) 及阿留申高壓。平流層的多型環流通常由 9 月開始，至次年的三、四月才完畢，此期間分為成前期 (9 至 12 月) 及後期 (1 至 3、4 月)。繞極環流構成的極夜渦旋，發展至其中心高度，降低於 30,360 gpm 以下時，極夜渦旋的伸展軸可以明顯的訂定出來。通常此伸展軸隨極

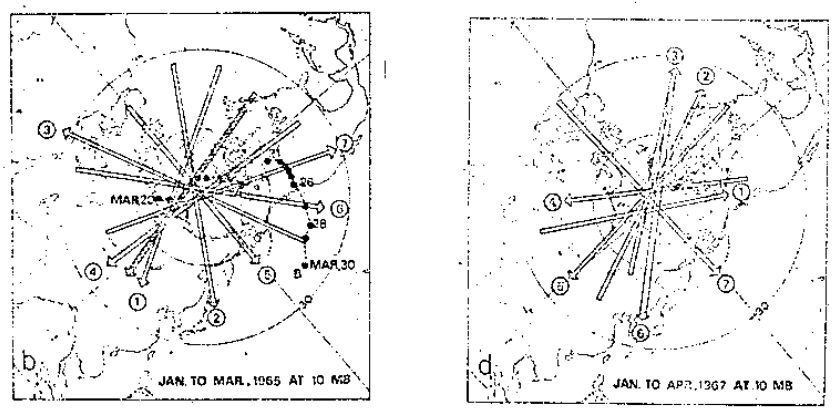


圖三十 西藏高壓(a)強盛年與(b)衰弱年之月平均 100 mb 高度圖及距平之合成圖

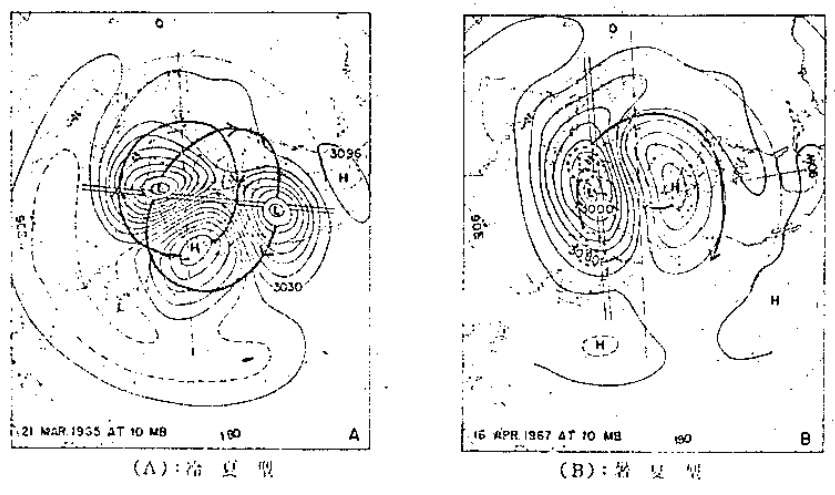
夜渦旋的發展，將生成低氣壓性轉動（北極為中心作反鐘向轉動），冬季間可以轉動數回轉，如圖三十一中所示。但暑夏年（1967年）的3月下旬，由於阿留申高氣壓的發展，誘發伸展軸作高氣壓性回轉，此為一種很有特徵的現象。至極夜渦旋的崩

潰過程，於冷夏年（1965年）及暑夏年（1967年），有明顯的不同如圖三十二中所示，但兩者均在阿拉斯加灣附近消失。

綜合以上研究 Ueda（1979）提出夏季長期預報用，大氣環流季節變化模式。



圖三十一 1965年（冷夏年）及1967（暑夏年）之極夜渦旋伸展軸之旋轉運動



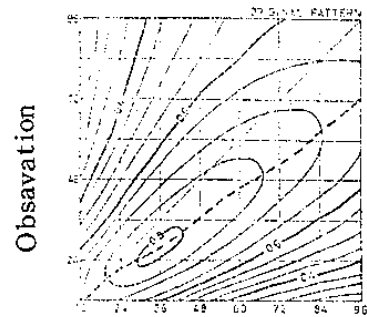
圖三十二 (A)冷夏年（1965）及(B)暑夏年的極夜渦旋崩潰過程

五、數值預報資料的檢討

現在氣象廳預報部電子計算室，使用四層 primitive model (ECC, 1979)，製作北半球的 48、72、96 小時預報圖，供應週間預報業務上使用。因為預報時間較長，未免有較大誤差。據 Tani (1976, 1977) 的檢討，知道預報圖的誤差一般特性如下：

- (a) 預報誤差以大陸東岸為界，在大陸內陸中，預報值比較觀測值為低，而在海洋上有較高的趨勢。
- (b) 喜瑪拉雅山脈為中心的山岳區域，無論任何季節，預報值比較觀測值為低。日本東方至北太平洋中部海洋上，有較高的趨勢，而氣溫愈高，正誤差區有向東移動的趨勢，呈現波數 2 的誤差分佈。
- (c) 春季至梅雨季，喜瑪拉雅山為中心的負誤差區，隨時間有加深並向北伸展的趨勢。而大陸東岸至日本附近的正誤差，隨時間有增大並向東移動的趨勢。
- (d) 秋季日本附近的負誤差區，隨時間有減深並向東南方移動。但喜瑪拉雅山脈附近的負誤差有北移的趨勢。因此日本附近負誤差區才有季節變化。

(e) 對海平面低氣壓而言，隨時間比較觀測值的遲延將擴大如圖三十三中所示，此趨勢在中緯度以南地區較顯著。



圖三十三 96 小時數值預報誤差

(f) 低氣壓發展的預報，比較實際為微弱，中心氣壓隨時間，誤差有擴大的性質。

週間預報以外，對長期預報，目前尚無適當的長期預報數值模式，但對長期預報而言，迫切需要開發的問題。於日本已着手此方面的研究，預定 1985 年完成全球四層模式的一個月預報法。(Nitta, 1979)

六、世界各國之長期預報業務現況

日本氣象廳在 1978 年，對世界 59 個國家發出問卷，調查世界各國的長期預報業務現況。結果有 32 個國家有回答，茲調查概列如表一，以資參考。

表一 各國長期預報業務概要

國名	預報期間	預報項目
保加利亞	1 個月	氣溫，降水量
緬甸	1 個月，2 個月	降水量
加拿大	3 個月	氣溫
捷克斯拉夫	1 個月，3 個月	氣溫，降水量，雲量
東德	1 個月 (試辦)	氣溫，降水量，雲量
西德	1 個月，3 個月	氣溫，降水量
法國	1 個月	氣溫，降水量
瓜地瑪拉	6 個月 (計畫中)	
香港	3 個月，6 個月以上	降水量
匈牙利	1 個月，3 個月	氣溫，降水量
印度	1 個月，3 個月，6 個月	降水量，季風開始日期，終止日期

日 本	1 個月，3 個月，6 個月	氣溫，降水量
約 旦	3 個月，6 個月	降水量
利 比 亞	6 個月（3～10 月）	降水量
馬 達 加 斯 加	1 個月，3 個月，6 個月（以上）	降水量
蒙 古	1 個月	氣溫，降水量
荷 蘭	1 個月	氣溫
澳 洲	計畫中	
巴 基 斯 坦	3～4 個月	氣溫，降水量，喜馬拉雅山積雪
秘 魯	1 個月	氣溫，濕度
波 蘭	1 個月，3 個月	氣溫，降水量
葡 萄 牙	1 個月，3 個月	降水量
沙烏地阿拉伯	1 個月～1 年（預定 1980 年開始）	
蘇 丹	1 個月	氣溫，降水，天候
突 尼 西 亞	1 個月，3 個月	降水量
英 國	1 個月（試辦）	氣溫，降水量，日照時間，霧
俄 國	1 個月	氣溫，降水量
南 斯 拉 夫	1 個月	氣溫，降水量
美 國	1 個月，3 個月	氣溫，降水量
印 尼	1 個月，1 個月以上	降水量
義 太 利	1 個月（計畫中）	

參考文獻

- Asakura, T. 朝倉正, 1965: 相關 Synoptics と大氣大循環の季節變化, 昭和 39 年度全國長期預報技術檢討會資料。
- Asakura, T. 朝倉正, 1966: 持續的な全國的低溫に至るまでの總觀過程, 昭和四十年年度全國長期預報技術檢討會資料。21-55。
- Asakura, T. 1968: Dynamic climatology of atmospheric circulation over East Asia centered in Japan. Papers in Meteor. Geophys., 19, 1-67.
- Asakura, T. 朝倉正, 1970: 日本の氣候變動と大氣の冷熱源の研究 I, II, III, 氣象研究 Note, 13-55。
- Asakura, T. 朝倉正, 1971: 海洋と大規模な大氣

- 環流の變動, 海と空, 47, 23-34.
- Asakura, T. 朝倉正, 1971: 日本の冬の天候と北半球の大循環季節豫報指針上卷, 氣象廳。169-183
- Asakura, T. 1974: The role of the Bering Sea in the long-rang weather forecasting in Japan. Oceanography of the Bering Sea, 467-473. Alaska Univ. Press.
- Asakura, T. 朝倉正, 1980: 長期預報, 朝倉書店, 202 pp.
- Asakura, T. and A. Katayama, 1964: On the normal distribution of heat sources and sinks in the lower troposphere over the Northern hemisphere J. Met. Soc, Japan, 42, 209-244.

- Ando, K. 安藤廣太郎, 1915 : 東北地方の稻の凶作を誘致すべき夏期低溫の原因およびこれが豫報につて、*氣象集誌 I* , 第34年, 387-409.
- Ando, S. 安藤正次, 1956 : 北半球の空氣量の變動からみた大氣環流(第1-3報), *研究時報* , 7, 755-764, 8, 541-551, 9, 870-877.
- Bjerkness, J. 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific, *Mon. Wea. Rev.* , 97, 163-172.
- Craig, P. and Michal. M. 1978 : The 12-year satellite snow cover record and the record winter snowcover of 1967-78. *Proceeding of the third annual climate diagnostics workshop*, NOAA.
- ECC, 1979, 電子計算室報告, 別冊第25號 : 4層北半球 primitive model の改良について。氣象廳 96pp.
- Fujimoto, K., H. Watanabe, and J. Taniguchi, 藤元國夫, 渡邊春海, 谷口二孝, 1972 : 日本の夏の天候と北半球の大循環, 季節豫報指針下巻, 氣象廳, 305-323.
- Hiyama, K. 檜山國雄, 1971 : 最近の世界の氣候變動。季節豫報指針、上巻、氣象廳。47-58.
- JMA, 1979 : 昭和53年夏の干魃調査報告, 氣象廳技術報告, 第98號, 145pp.
- Kasahara, A. 1979 : Influence of orography on the atmospheric general circulation, GARP Publication
- Kasahara, A and W. M. Washington, 1971 : General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudness and surface temperature calculations, *J. Atmos. Sci.* , 28, 657-701.
- Katayama, A, 片山昭, 1969 : 大氣大循環と熱, *グロース・ペフター* , 7(2), 1-69.
- Kikuchi, Y., 1971 : Influence of mountains and land-sea distribution on blocking action, *J. Met. Soc. Japan*, 49, Special Issue, 564-572.
- Kikuchi, Y. 菊地幸雄, 1977 : 數値 Simulation 12する blocking 現象の研究, *天氣* , 24, 721-730.
- Kikuchi, Y., 1979 : The Influence of orography and land-sea distribution on winter circulation. *Papers in Met. Geophys.* 30, 1-32.
- Kitahara, H, 北原福二, 1973 : Smog 發生の potential の1個月預報, *研究時報* , 25, 356-357.
- Kojima, O. 小島修, 1974 : 高氣壓の追跡, *Pattern Model* および相關, *研究時報* , 26, 531-532.
- Kuboki, M. and E. Kitahara, 久保木・北原 1965 : 相關 Synoptics と大氣大循環の季節變化, 昭和39年度全國長期預報資料檢討會資料。
- Kuboki, M. 久保木光照 1971 : 5月の500mb 循環と梅雨期の天候, *天氣* , 18, 132-140.
- Kuboki, M. 久保木光照, 1979 : 1 個月の豫報の立場からみた梅雨期の天候豫想の檢討, *研究時報* , 31, 1-44.
- Manabe, S. and T. B. Terpstra, 1974 : The effects of mountains on general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.* , 31, 3-42.
- Matsukura, H. 松倉秀夫, 1962 : 緯度變化と氣候變動について, *氣象研究 Note* , 12, 418-443.

- Matsukura, H. and Sekine, Y. 松倉秀夫, 關根勇八, 1979 : 1 個月豫報の立場からみた冷夏の検討。研究時報, 31, 157-176.
- Matsukura, H. 松倉秀夫, 1972 : 北日本の冷夏とその豫報, 季節豫報指針下卷, 氣象廳, 325-356.
- Mintz, Y. 1965 : Very long-term global integration of primitive equations of atmospheric motion. WMO. Tech, Note, 66, 141-167.
- Mori, N. 森信成, 1980 : 1 個月豫報の立場からみた秋(10月)の検討, 研究時報, 32, 211-233.
- Mori, Y. 森嘉兵衛. 1972 : 岩手縣の歴史, 山川出版。
- Nakanishi, S. 中西盈, 1972 : 亞熱帶高氣壓, 季節豫報指針, 下卷, 氣象廳, 245-271.
- Namias, J. 1969 : Use of sea-surface temperature in long-range prediction, in Sea Surface Temperature, WMO Publ, 247, Tech, Note 103.
- Namias, J. 1976 : Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in transition from warm to cold seasons. Mon. Wea. Rev., 104, 1107-1121
- Neyama, Y. 根山芳晴, 1972 : 成層圈循環と季節豫報, 季節豫報指針, 下卷, 氣象廳, 421-452.
- Nitta, T. 新田尙, 1979 : 數值的中期豫報の最近の話題, 天氣, 26, 429-439.
- Okada, T. 1910 : On the Bai-u or Rainy Season in Japan. Bull. Japan Met, Obs., 1, No. 5, 1-82.
- Okada, T. 岡田武松, 1934 : 東北地方凶冷の原因。天氣と氣候, 1, 338-342.
- Ootake, I. 大竹市郎, 1971 : 最近の日本における氣候變動, 季節豫報指針上卷, 氣象廳。59-71。
- Ozaki, K. 尾崎康一, 1972 : 西日本の干魃とその豫報, 季節預報指針下卷, 氣象廳, 357-376。
- Ratcliff, R. and R. Murray, 1970 : New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting, Quart. J. Roy, Met, Soc., 96, 226-246.
- Sakuma, I. 佐久間市藏, 1971 : 大雪とその長期豫報。季節豫報指針上卷, 氣象廳。213-235.
- Sasaki, R. 佐佐木良一, 1966 ; 極東にすける blocking 活動の統計的調査, グロース・ベクター, 4(2), 26-24.
- Sato, K. 佐藤和敏, 1972 : 梅雨とその長期豫報, 季節豫報指針下卷, 氣象廳, 377-400.
- SDMO, 札幌管區氣象台, 1971 : 500mb 平均氣壓配置上天候の推移, 研究時報, 23, 462-464.
- Seki, T. 關豐太郎, 1907 : 東北凶冷と潮流の關係。
- Sekine, Y. 1970 : The relationship between the stratospheric contour pattern in autumn and appearance of blocking anticyclone during the succeeding winter in the Far East. Geophys, Mag., 35, 71-96.
- Sekine, Y. 關根勇八, 1971 : Blocking 高氣壓につて, 季節豫報指針上卷, 氣象廳, 111-131.
- Sugimoto, u, 杉本豐, 1976 : 1 個月豫報の立場からみた梅雨期の天候豫想の検討, 研究時報, 28, 71-113.

- Takahashi, k. and Iida, M, 高橋浩一郎, 飯田陸次郎, 1955 : 700mb 偏差圖型の分型について, 研究時報, 7, 687-695.
- Tani, M. 谷正之, 1976 : 電計資料の利用と問題點の検討, 第3章週間豫報への利用, 研究時報, 28, 340-367.
- Tani, M. 谷正之, 1977 : 電計資料の週間豫報への利用。研究時報, 29, 192-220
- Tashiro, S, 田代茂夫 : 相關 Synoptics と大氣大循環の季節變化, 昭和39年度全國長期豫報技術検討會資料。
- Tokida, M. 時田正康, 1972 : 颱風の長期豫報, 季節豫報指針, 下卷, 氣象廳 401-420。
- Tsuboi, Y., and Nemoto, J. 坪井八十二, 根本順吉, 1976 : 異常氣象と農業, 朝倉書店, 211pp.
- Ueda, K. 上田君雄, 1979 : 1個月豫報の立場からみた暑夏の検討, 研究時報, 31, 18-44.
- Wada, H. 1962 : A study on the behavior of the polar vortex and its application to long-range forecasting. Geophys. Mag., 31, 411-504.
- Wada, H. 1964 : Some aspects of the general circulation of atmosphere in winter to summer, Geophys. Mag. 32, 77-106.
- Wada, H. 和田英夫, 1969 : 長期豫報新講, 地人書館, 229pp.
- Wada, H. 和田英夫, 1971 : 長期豫報の歴史, 季節豫報指針上卷, 氣象廳, 7-10.
- Wada, H. 和田英夫, 1971 : 長期豫報法とその方法, 季節豫報指針上卷, 氣象廳, 10-17.
- Wada, H. 和田英夫, 1971 : 氣象災害の potential の1個月豫報, 研究時報, 23, 471-474.
- Wada, H. 和田英夫, 1973 : 特異現象の potential の1個月豫報, 研究時報, 25, 355-357.
- Wada, H. 1975 : Long-range weather forecasting, Geophysical Surveys, 2, 1-43.
- Wada, H. and T. Asakura, 1967 : Some relations between the behaviour of the polar vortext and long-range forecasting. Polar Meteorology, WMO Technical Note, 87, 292-303.
- Yamasaki, M. 山崎道夫, 1971 : 北日本の寒冬とその豫報, 季節豫報指針上卷, 氣象廳。185-212.