

# 異常氣候之環流特徵與物理機制

陳泰然

國立台灣大學 大氣科學系

## 摘要

本文主要目的在介紹異常氣候之觀測研究，注重在導致異常氣候之物理機制及伴隨之環流特徵。評介內容除了熱帶與中緯度之海洋與大氣交互作用外，並包括中低緯度之交互作用與南北半球之交互作用。此外，南方振盪、瓦克爾環流與海洋阻塞亦加以討論。

## 一、前 言

要了解異常氣候，首先需對天氣與氣候作一明顯區分，再對正常與異常氣候加以區別。所謂天氣乃指某地點、某時間大氣之狀態，包含大氣短時間（由分、時、日至週、旬、月）之變化。一個地方的天氣乃為所有氣象要素，包括溫度、降水、氣壓、風、濕度、雲量、能見度……等之總和。而氣候則指某地區在某段時間內天氣之綜合，為天氣之長期顯示。更確切地說：某地區之氣候乃由該地區在某一特定時間內（通常指30年或數十年）天氣情況之統計集合來表示，以求得天氣變化之一般化及合成特徵。一個地區之氣候除了平均狀態與趨勢之外亦包含變化量。而變化之時間幅度可由月、季、年之氣候變化（Climate Fluctuations），更長期之氣候變動至地質年代之氣候變遷（Climate Changes）。因為氣候包含平均量與變化量，不論所取平均時間之長短，一般說來某一段時間之氣候與平均氣候相同之機率不大。因此，我們也可說與平均值相同之氣候是反常的，而不與平均值相同的氣候才是自然界正常的現象。但是，如果我們把與平均值相同以及差異不大的氣候看成正常氣候，則與平均值差異甚大之氣候即為異常氣候。在此如何劃分正常氣候與異常氣候並無一致標準，但是原則上似乎異常氣候之發生機

率應少於正常氣候之機率且 / 或與平均之差異應大於一個或兩個標準差以上。

溫度與降水量之氣候資料具有顯著之逐年、10年、及世紀之變化，雖然這些氣候變化較之冰河期之氣候變遷來得小，但對於社會、經濟、農業却有重大影響，例如，1972年全球很多地區均有氣候上之大災難發生。印度農業收成比正常減少60%，西非因季風雨未來而成乾旱，撒哈拉沙漠向南擴張，中國大陸因乾旱導致飢荒，蘇俄小麥欠收，中美洲農作物欠收，牲畜餓死。台灣地區1975年與1977年梅雨異常豐富，導致第一期稻作欠收，1980年梅雨缺乏導致異常乾旱（楊與鄭，1980；陳，1981）。

目前我們對於導致氣候趨勢與氣候變化之原因與機制（Mechanism）之了解仍然不足，甚至仍然不清楚它們是由大氣—海洋系統內部改變或由外在因子改變（例如，太陽輻射）而來。而人類活動產生額外二氧化碳、懸浮膠體與廢熱對於氣候之可能改變也使問題變得更為複雜。本文將僅針對大氣—海洋系統內部改變與異常氣候關係之討論，而不涉及外在因素及人為活動對氣候之改變。過去很多研究企圖在氣候資料內尋求循環（Cycle），正常形式或相關，以求取預報法則。一般認為要有預報價值則資料必須包含明確的趨勢，對於趨勢之原因已有充分了解且該趨勢在預報期限內不會有改變之勢，

或資料內有好幾個正常循環且在統計上具有明確定義之週期性，或資料內之變化已證實為由已知之週期性強迫作用所控制。

現今我們對於大氣變化之週期性部份已知的有日夜變化、季節變化及準兩年變化(Quasi-Biennial Oscillation)。對於其他氣候變化我們可有兩個觀點，一則認為大氣可能具有其他長期大幅度週期性振盪，但其特性及原因尚未了解，一則認為氣候變化為海洋及/或冰凍界(Cryosphere)內物理過程反饋(Feedback)或與大氣環流交互作用之結果。本文不擬討論冰凍界與世界氣候之相互關係，有興趣者可參閱Goody(1980)之評介論文，僅將討論海洋一大氣交互作用所導致之異常環流與伴隨之異常氣候。

海洋與大氣之交互作用發生在所有的時間與空間幅度：微幅度(Microscale)交互作用發生於海洋與大氣之邊界層；綜觀幅度(Synoptic-scale)則伴隨氣旋、反氣旋系統；季節及年之幅度則伴隨全球性效應，常稱為遙聯(Teleconnection)；以及長期氣候幅度，由數年至冰河期及地質年代。本文將針對由月、季至年之時間幅度之海洋一大氣交互作用及伴隨之異常氣候，注重在異常氣候個案分析結果之探討，包括熱帶交互作用，中緯度交互作用及南北半球間之交互作用。

## 二、海洋與大氣之交互作用

近10年來大幅度海洋一大氣交互作用之研究非常受到重視，主要是因為它們在長期預報上十分重要。一般認為海溫(SST)可能在氣候預報上有價值，主要乃因SST距平比大氣環流距平有較大之持續性。因此，當海洋之大幅度熱力結構被擾動之後，其距平可維持足夠長的時間以影響次月或次季之大氣環流形式，因此，可能利用SST為大氣

環流改變之預報因子。有大量的研究，係針對SST距平對長短期氣候變化之可能效應，有些則針對大氣對海洋之影響，而較少針對大氣—海洋系統之反饋問題。大部份的研究工作集中在北太平洋，主要乃因它對於北美洲大陸影響最大。Bjerknes(1966、1969、1972)研究熱帶交互作用，Namias(1969, 1971, 1974, 1978a,b, 1980)研究北太平洋中緯度交互作用，Ratcliffe and Murray(1970)與Ratcliffe(1977)研究大西洋之中緯度交互作用。這些觀測資料分析研究結果均顯示，SST距平導致大氣環流之改變，依序地導致異常氣候。另外，Davis(1976)分析北太平洋SST距平及海平面氣壓(SLP)距平之相關，Haworth(1978)分析熱帶東大西洋SST距平與大西洋及歐洲之SLP距平之相關，發現大氣在驅使海洋變化而非相反之情況。但是，後來Davis(1978)重複1976年研究，按季節將資料分開，發現秋冬海洋驅使大氣，即SLP距平可由先前SST求得，而春夏則否，即SLP無法由SST預報。大氣環流對SST之反應，由觀測分析之結果，大部份也可在模式內合理模擬，Rowntree(1972)利用GFDL之北半球GCM證實太平洋熱帶海溫對大氣之效應，Egger(1977)則用北半球線性兩層原始方程模式，合理的模擬大西洋SST對大氣之影響。

## 三、熱帶交互作用—比亞克尼斯(Bjerknes)機制

Bjerknes(1966)研究赤道海洋地區海溫距平對哈德里環流(Hadley Circulation)可能之影響。1957年末期至1958年初期太平洋東部及中部東風減弱或暫時消失，導致赤道湧升流暫停而使得美洲海岸至換日線之熱帶太平洋SST高於平均正常值 $\sim 4^{\circ}\text{C}$ 。此種變化突然對大氣提供大量熱源

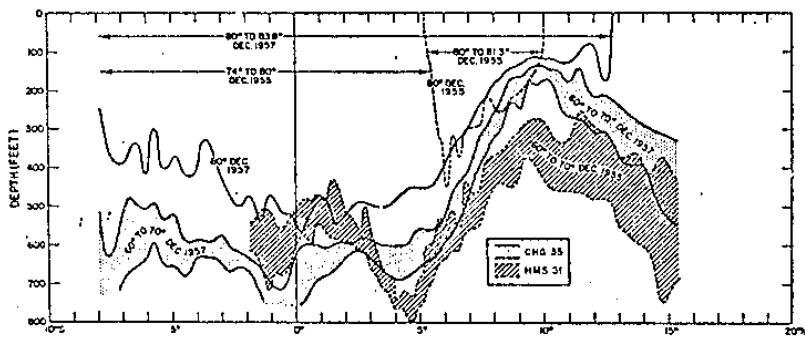


圖1. 太平洋  $140^{\circ} \sim 150^{\circ}$ W赤道附近海溫之剖面分佈，1955年12月（虛線）及1957年12月（實線），單位為 $^{\circ}\text{F}$ 。（Bjerknes, 1966）

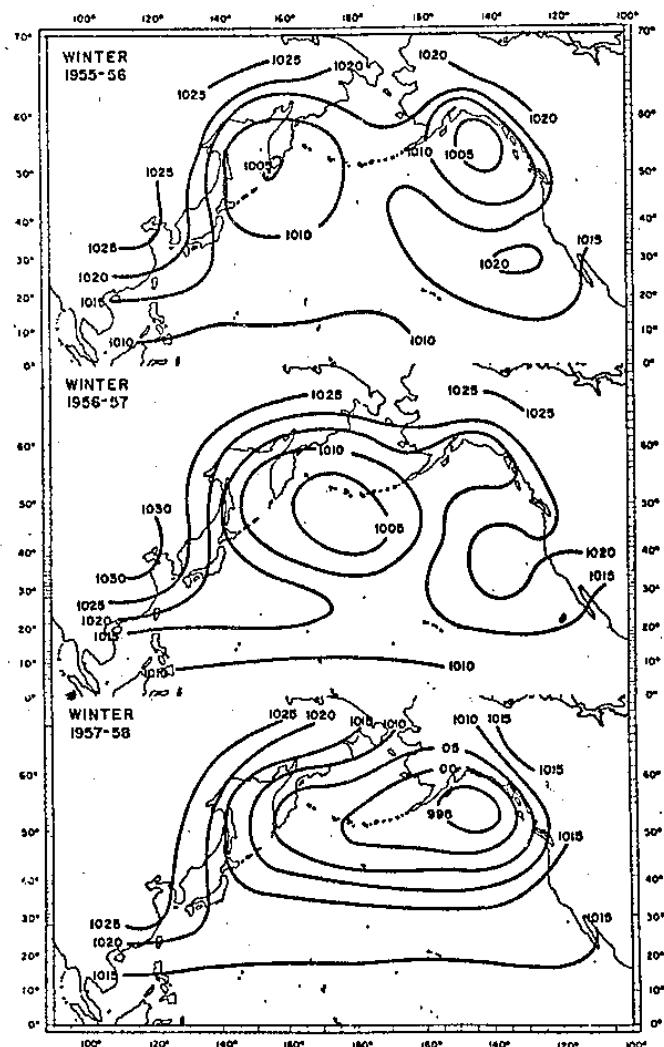


圖2. 東太平洋赤道區海溫增加之前兩個冬季（12月～2月），1955～56，1956～57及增加最强之1957～58冬季之海平面平均氣壓（mb）。（Bjerknes, 1966）

，可能加强大氣之熱力直接環流，在北半球（冬半球）則發生北太平洋冬季西風最大強度之記錄。圖1為1955年與1957年12月赤道太平洋  $140^{\circ} \sim 150^{\circ}$ W地區之海溫比較， $80^{\circ}\text{F}$ 等海溫線主要屬於北赤道逆流，可表示最暖水體之範圍，水平及垂直方向範圍1957年均較1955年大出甚多。圖2為赤道東太平洋加溫前兩個冬季（12月～2月），1955～56，1956～57及加溫最强1957～58冬季之海平面平均氣壓。顯然，北太平洋西風帶之強度於 SST增溫時達到最大值。阿拉斯加灣異常強烈低壓之下游大氣調整反應為冰島低壓之減弱及導致北歐異常冷冬。

這種 SST距平與中緯度環流之反應，Bjerknes提出之物理機制如下。他認為在相當大緯向範圍區域內若有高於正常之赤道 SST存在，將使影響區內之 Hadley 環流更快更強，同時傳送比正常情況更多的絕對角動量至副熱帶噴射氣流。而極向連續的絕對角動量傳送及在地面西風帶下傳之同量絕對角動量也可假定能在中緯度維持較正常為強之西風環流。

Bjerknes 認為東太平洋赤道區 SST增加之主因，為赤道東風減弱至某一個程度而使正常湧生流減弱或消失。地球赤道附近南美洲至換日線東風由南半球東南信風而來，為南半球 Hadley 環流之一部份，此部份環流在南半球夏季最弱，1940～41、1952～53 及 1957～58 微弱到無法維持正常之東太平洋赤道湧生流而產生 SST之正距平。另一方面，Wyrtki (1974、1975) 觀測到在  $10 \sim 20^{\circ}\text{S}$ ， $70 \sim 80^{\circ}\text{W}$  區域緯流地面風切應力之增強發生於 El Niño (即東太平洋赤道區異常暖之 SST) 時及稍前時候。如此，Bjerknes 所持 SST 正距平出現直接由信風減弱產生湧升流暫停或消失之論點，至少在該區必須放棄。Wyrtki 認為 El Niño 機制包含西太平洋水體之聚集由強南

赤道流及強信風所造成，當信風減弱時，東西海面梯度無法維持，水向東移動改變SST及斜溫層（Thermocline）結構。

上述1957~58年北太平洋東部中緯度西風帶對赤道SST正距平之高指數反應，在1963~64與1965~66冬季赤道區SST正距平廣泛時再次重現（Bjerknes, 1969）。他分析Canton Island（ $2^{\circ}48'S$ ,  $171^{\circ}43'W$ ）1950~67年逐月降水量與氣溫、海溫，發現大量月降水量僅在SST大於氣溫時發生，即在1957~58、1963~64與1965~66冬季，此時（12月~2月）南美洲沿海亦為濕期。當SST大於氣溫時有利可感熱及潛熱之由海洋向大氣傳送，減小大氣穩定度，增加對流、雲、雨及加強Hadley環流。對於此種SST與降水之簡單關係，Ramage（1977）之分析結果並不支持。他認為SST之降低增高不必一定要反應在局部潛熱及可感熱之傳送，即局部SST與降水不一定偶合（Coupled）。Bjerknes（1972）再分析1964年11月（冷SST）

與1965年11月（暖SST）對大氣之效應。圖3為兩者熱帶月平均探空分佈，1964年之900~800mb存在顯著穩定層，阻止對流及降水，1965年海洋提供大量熱能破壞大氣穩定層，導致大量降水。結果，潛熱釋放導致垂直熱膨脹使1965年在最大SST正距平之上赤道兩旁200mb產生高壓環流（圖4）。同時，副熱帶噴流由中太平洋至地中海由1964年至1965年有顯著加強。

如此，Bjerknes機制包含的物理過程推論由赤道地區之異常海溫開始。暖SST時，則沿ITCZ增加對流及降水，導致高層潛熱釋放及局部Hadley環流之增強，依序地導致極向熱量及動量傳送之增加，故副熱帶噴流之熱力風在高層增加，如此則導致斜壓不穩度之增強。斜壓不穩度之增加亦將導致瑞諾茲切應力（Reynolds Stress）以增加平均緯流西風。反之，冷SST時，中緯斜壓不穩度強度減少，此因較少平均可用位能，Reynolds Stress較弱，平均緯流西風亦弱。這種大氣環流對熱帶海溫之反應亦在GCM裡合理的。

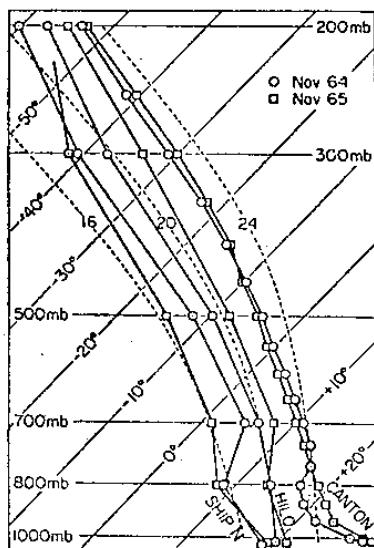


圖3. 1964年與1965年11月Canton Island（ $2^{\circ}46'S$ ），Hilo（ $19^{\circ}43'N$ ）及Ship N（ $30^{\circ}N$ ）之月平均探空，虛線為濕絕熱線。（Bjerknes, 1972）

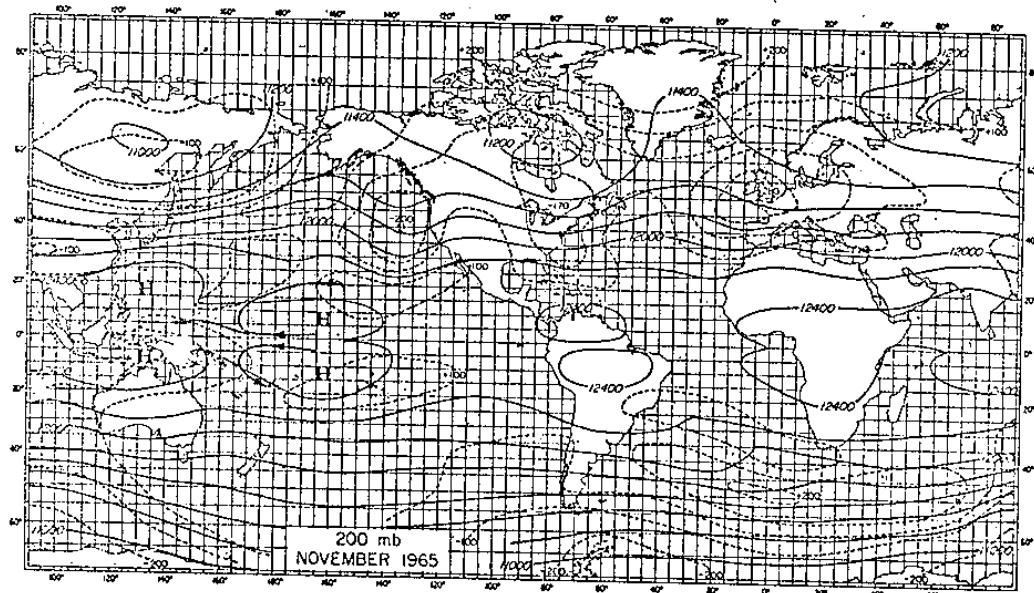


圖4. 1965年11月200mb等高線（gpm）及與1964年11月之差。（Bjerknes, 1972）

被模擬 (Rowntree, 1972, 1976a, b)。Julian and Chervin (1978) 以 NCAR GCM 試驗 1957~58 年由美洲至換日線之熱

帶太平洋暖 SST 之大氣反應，顯示阿拉斯加灣低壓加深與冰島低壓減弱，亦與 Bjerknes 之觀測一致。

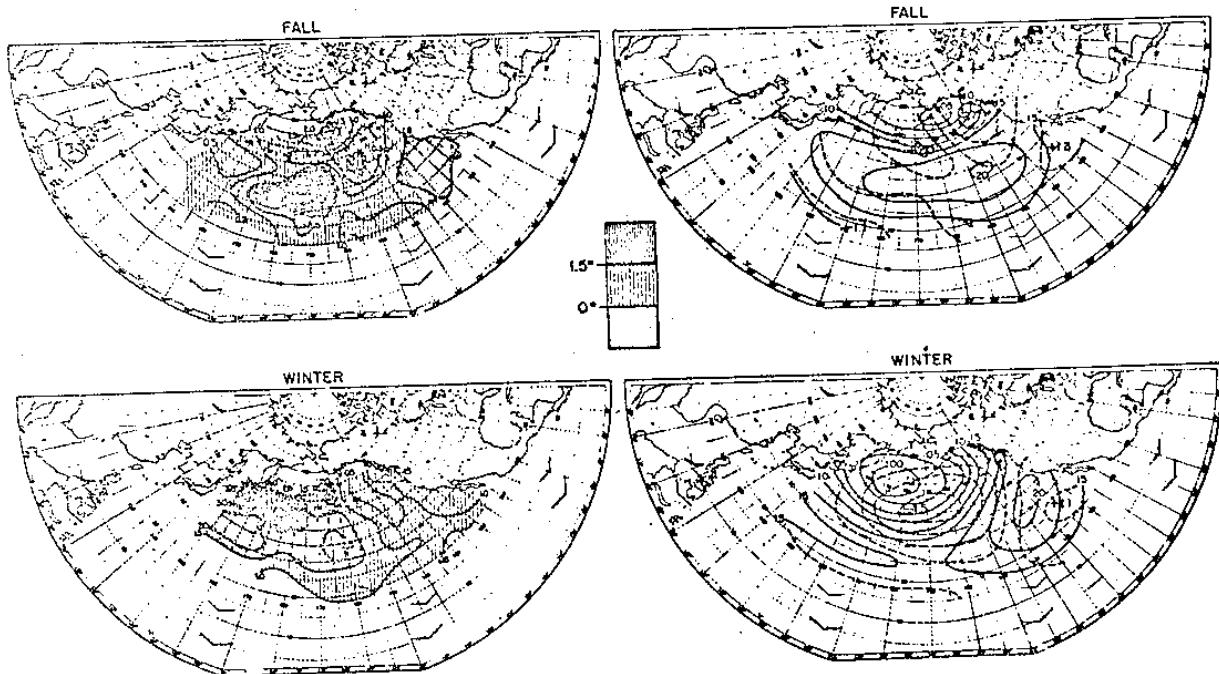


圖 5. 1961~67 秋、冬季平均海溫距平 (左, °C) 及海平面氣壓 (mb) 平均與距平 (虛線) (右)。(Namias, 1969)

#### 四、中緯度交互作用

##### (一) 太平洋

###### 1. 季節間交互作用—美東異常嚴寒

北太平洋東部海溫在連續數年下降後於 1961 年夏秋達到最低，Namias (1969) 認為此冷 SST 似為太平洋高壓於 1961 年秋季強烈發展之原因。冷 SST 之上空氣穩定度增加，混合層變淺，因而摩擦層厚度及外流減小，即較強高壓在較低 SST 上發展。他並認為強烈反旋生則建立一些互助過程而導致北太平洋中部暖 SST 之發生。這些過程包括由南方來的強烈平流，湧升流的消失以及可感熱與潛熱交換的消失。暖 SST 持續數年至 1967~68 年冬季。圖 5 為 1961~67 年秋、冬之海溫距平與海平面氣壓與距平。這

種冬季暖 SST 產生的盛行大氣環流系統，包括強且偏南的旋生，而旋生則在下游產生滯留長波 (圖 6)，導致美國東部、中部占全國  $\frac{2}{3}$  面積地區 1961~67 冬季之異常寒冷 (圖 7)。暖 SST 附近常為異常旋生所在，因為該區可感熱與潛熱通量之增加以及斜壓度之增強有利旋生。又因有多項因素減輕熱量之喪失，例如持續雲、雨減少長波輻射冷卻及蒸發，故暖水體在冬季並未被消除，而能持續數年。

###### 2. 加州冬季異常降水

資料顯示 1968 年 5 月~6 月在北太平洋  $20^{\circ}\text{N}$  以北之東南象限突然且廣泛之異常增溫，主要乃因入射增加及表面層水平輻合與伴隨之下降流 (Downwelling)，潛熱與可感熱喪失量之減少亦有部份貢獻。Namias

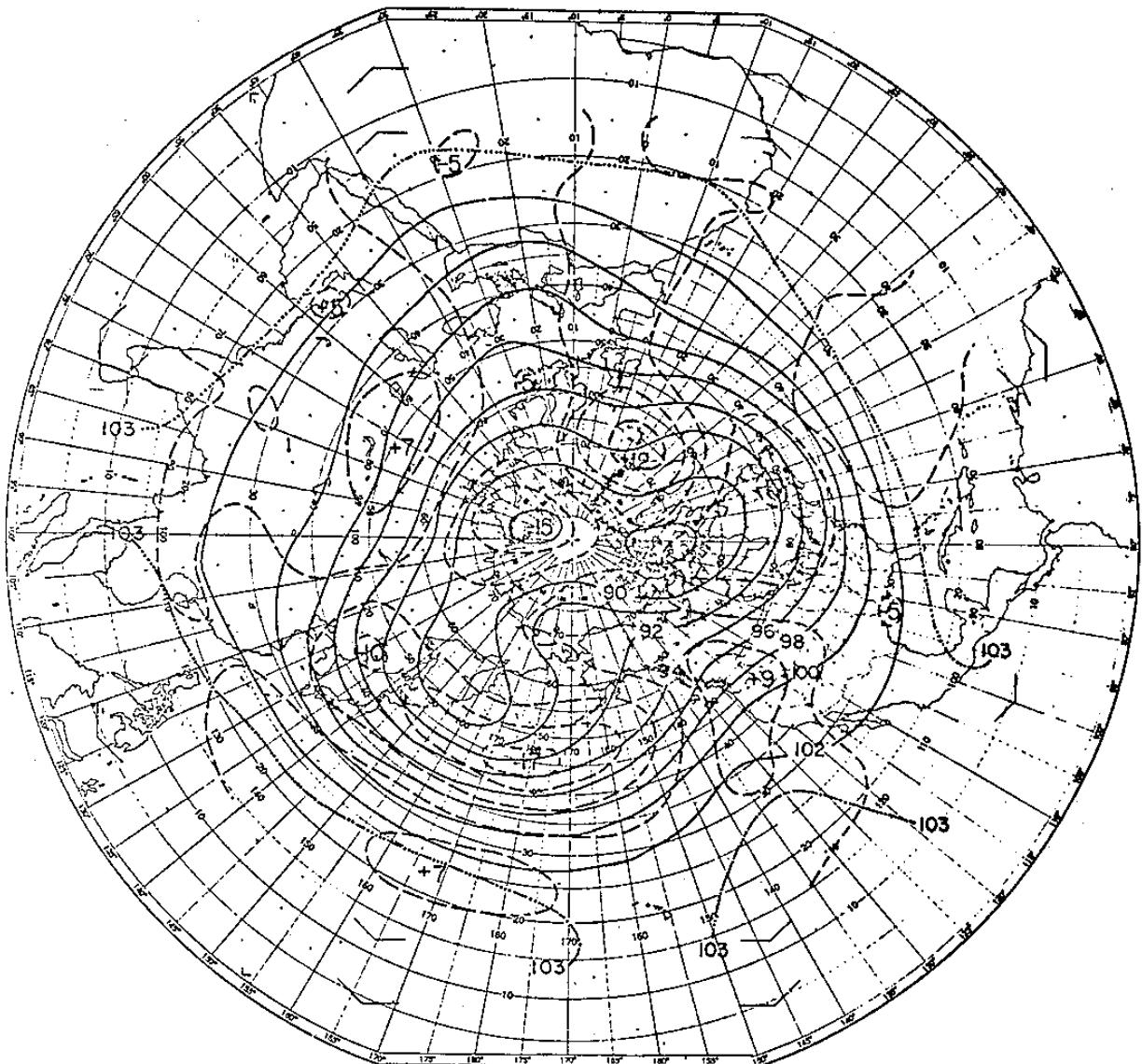


圖6. 1961 ~ 67年7年冬季700mb平均高度(實線, 10呎)與距平(虛線, 50呎)。( Namias , 1969 )



圖7. 1961 ~ 67年7年冬季(平均)氣溫距平，高於(A)，等於(N)及低於(B)正常平均值。( Namias , 1969 )

( 1971 )研究結果，認為這些增溫因子乃伴隨強烈且深厚太平洋高壓在6月發展與維持。高壓與這些增溫因子則似為 $40^{\circ}\text{N}$ 異常強之平均噴流所持續維持與加強。暖SST在6月形成後維持至秋季及初冬。該年秋季暖SST開始影響大氣環流，在夏威夷群島西北增加氣旋活動，該區秋季通常很少氣旋。因為暖SST供給冷氣團、鋒面及氣旋較多熱能及水氣，1968 ~ 69冬季氣旋活動大量增加。顯然，溫帶與熱帶氣旋透過非絕熱過程，穩定度破壞過程及潛熱釋放過程而加強。這些異常氣旋發展由ITCZ傳送深厚暖濕氣流

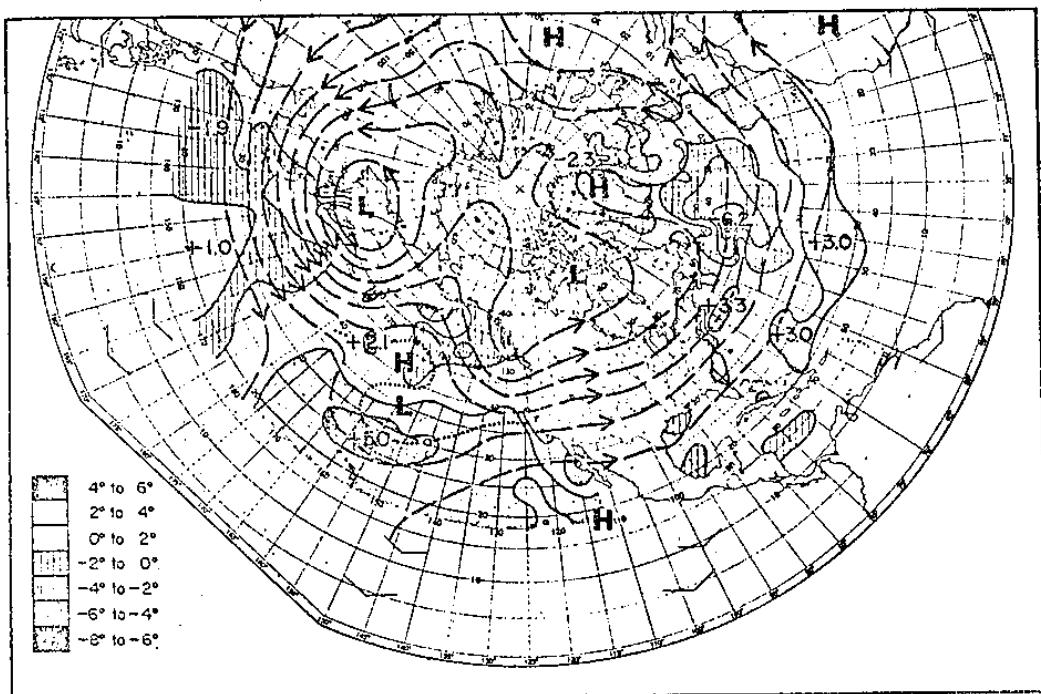


圖8. 1968年秋季(9~11月)海溫距平( $^{\circ}\text{F}$ )及1969年1月700mb平均氣流。(Namias, 1971)

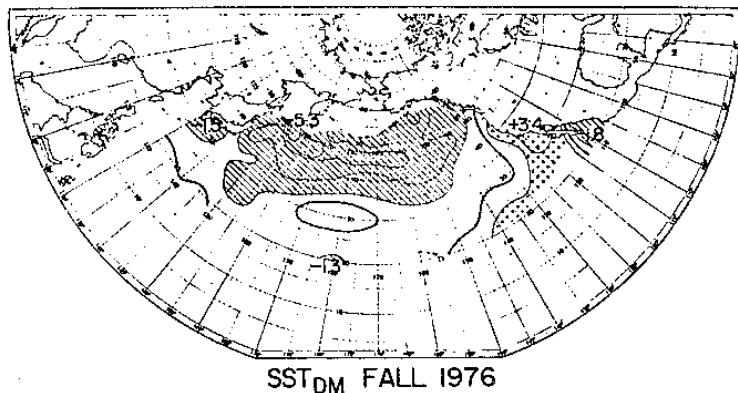


圖9. 1976年秋季(9~11月)海溫距平( $^{\circ}\text{F}$ )。(Namias, 1978b)

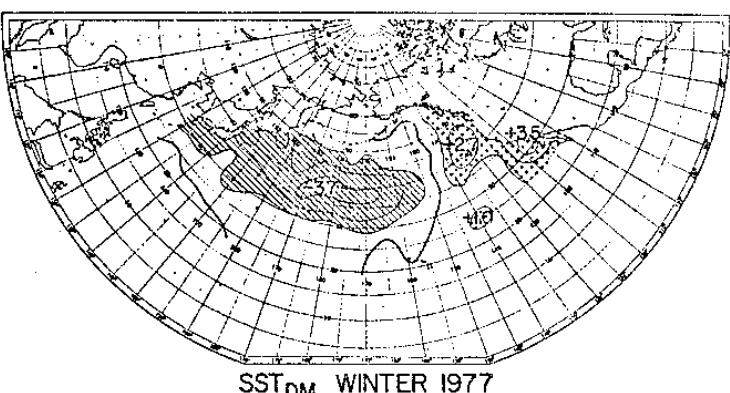


圖10. 1977年冬季(12月, 1~2月)海溫距平( $^{\circ}\text{F}$ )。(Namias, 1978b)

至加州，而導致該區冬季異常降水記錄。圖8為1968年秋季(9~11月)海溫距平及1969年1月700mb平均氣流。

### 3. 冬季美西乾旱與美東嚴寒

研究1976~77冬季北美東部嚴寒與西部乾旱，Namias(1978b)發現此種異常氣候可與先前大氣、海洋及冰凍界等因子相關連。他發現該冬季氣流形式與正常冬季形式同相位，但強度增加，故季節強迫作用(例如：山脈、海岸)並不與導致異常環流形

式之強迫作用衝突抵消。異常強迫作用條件隨前夏極大範圍之冷海面，在秋季時西岸至 $140^{\circ}\text{W}$ 間改變成異常暖SST(圖9、10)，此轉變部份因為該區秋季環流形式較正常有更多南風氣流，因而，在北太平洋東部減少海洋可感熱與潛熱之喪失，減少正常由北向南之冷海水平流，導致暖海水平流並減少沿海湧升流。因此，東太平洋SST改變主要為大氣環流改變之反應。同時，春夏已在北

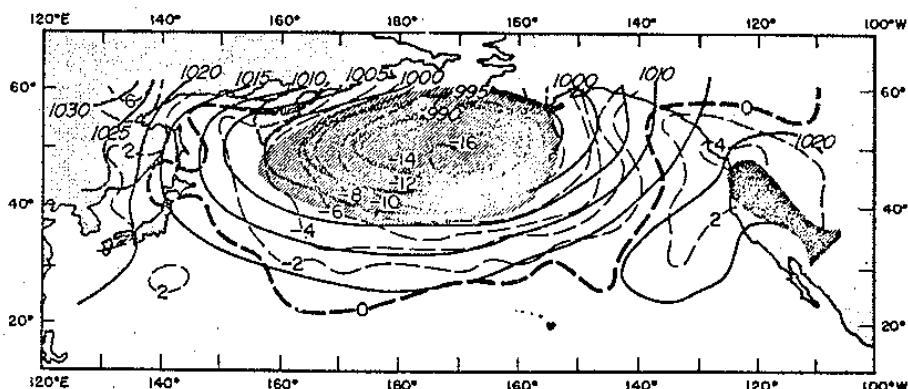


圖11. 1976~77冬季(12月，1~2月  
平均海平面氣壓(實線)與距平(  
虛線)(mb)。(Namias, 1978  
b)

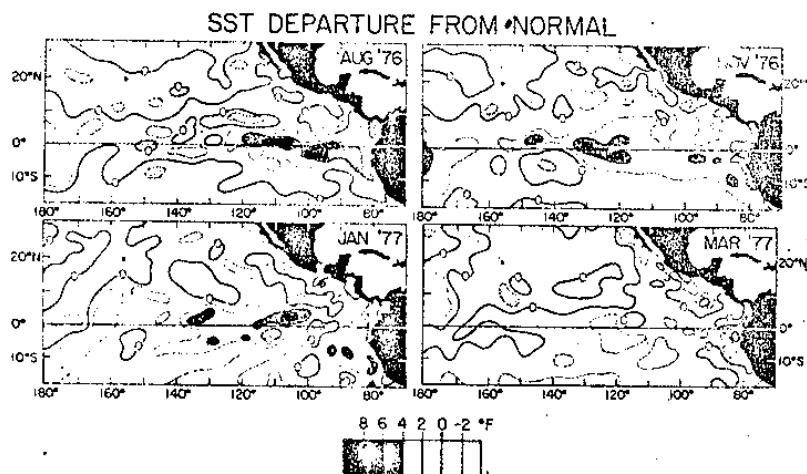


圖12. 热帶太平洋海溫距平(°F)，顯示  
El Niño之盛行於1976夏至1976  
~77冬。(Namias, 1978b)

太平洋中部產生之冷SST一直持續。此冷海水似為持續強烈之阿留申低壓所產生。按Bjerknes理論，強烈阿留申低壓(圖11)係伴隨持續之El Niño，此已在數月前開始且持續整個冬季(圖12)。

太平洋中、西部冷SST雖在前冬季由大氣環流導致，但其能維持經歷秋冬則因冷海面之廣大面積，阿留申低壓對El Niño之反應以及在經向海溫對比顯著區鋒生、旋生之增強。在140°W附近由強SST梯度而來的大氣斜壓度加強鋒面及氣旋活動，此梯度並增加高層南風氣流，駛引風暴使其路徑較正

常偏北。確切地說，增加之緯向異常SST梯度將導致大氣斜壓度之增加，當鋒面伸入冷暖水域間之斜壓區時加強，氣旋有時亦在此區形成。再者，異常暖海面上之空氣加熱膨脹，冷海面上空氣冷卻收縮，因此，增加高空東西方向氣壓梯度導致114°W以東高空氣流由南向北之增強。當此氣流增強則導引氣旋北上至阿拉斯加。如此，使氣旋無法按正常路徑影響西海岸，此為阿拉斯加異常暖及西海岸乾旱之部份原因。西海岸之強脊(圖13、14)除反應SST之異常分佈，透過渦度之正壓重新分配外，亦由山脈地形效應加

強，下游氣流之調整反應勢不可免，故在北美東部生一深槽，導引極冷北極氣團深入美國南部境內。降雪為東部極冷之結果，亦為原因，因為雪導致更高反照率故使侵襲之北極空氣更冷。

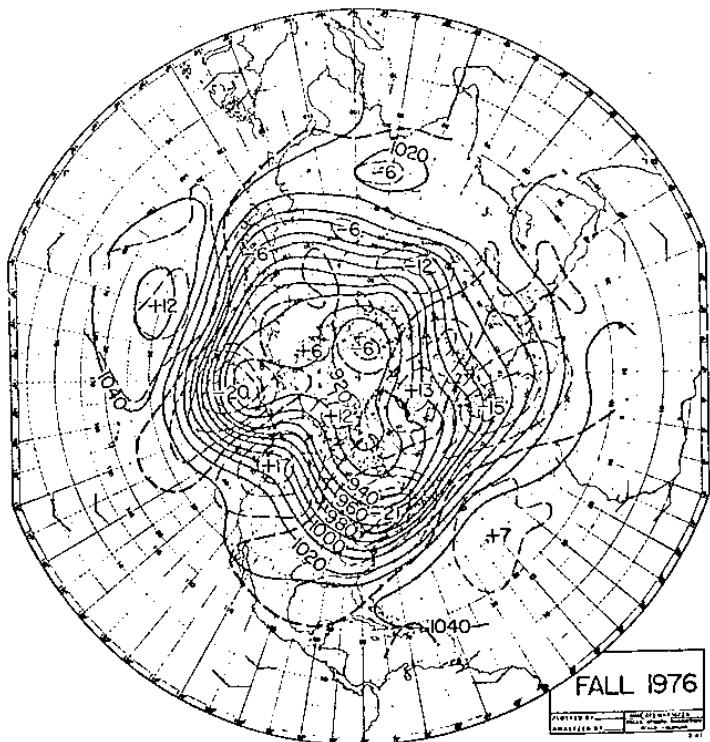


圖13. 1976年秋季(9~11月)700mb平均等高線(實線, 10呎)及距平(虛線, 50呎)。( Namias, 1978b )

冬季異常副熱帶高壓。此乃因強烈西風之側風切產生沿等熵面之混合，而導致超梯度風吹向西風帶南邊，如此南向非地轉氣流便加強高氣壓強度。強烈西風帶乃由太平洋上SST對比所產生及維持。冷海水在北，暖海水在南，且最大水平SST梯度區域有NE~SW走向趨勢(圖16)，此種SST特殊之分佈形式影響其上空氣而造成斜壓區，以致於一方面導引一方面加強東北向移動之氣旋，同時亦傳送動量至高緯度西風帶(圖17)。如此，1976年冬加州乾旱乃因SST之異常分佈導致高緯度西風加強，依序地加強副熱帶高壓，而高壓盛行下沈氣流於美國西部之故

另外，Namias ( 1978a )分析1975~76年冬季加州乾旱，發現伴隨極強高緯度西風及強烈副熱帶高壓伸入美國西部地區(圖15)。他認為由SST梯度加強之高緯度西風帶右側之異常強之非地轉風向量，產生

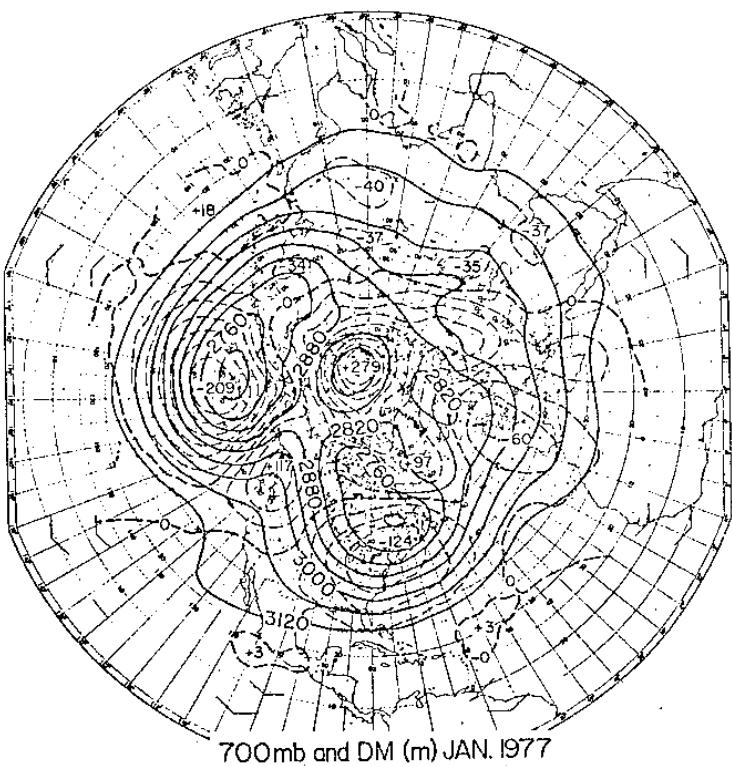


圖14. 1977年1月700mb平均等高線(實線)及距平(虛線)(m)。此為1976~77冬最冷月。( Namias, 1978b )

#### 4. 北半球異常氣候—全美冬季異常嚴寒

1976~77及1977~78冬季美國中部及東部異常嚴寒，但西部則否。而1978~79冬季全美各地僅少數地方溫度接近平均之外，其他各地均低於平均值，為過去20年未曾有過之異常嚴寒現象。Namias ( 1980 )研究此個案，發現北太平洋東北部阿拉斯加灣至阿留申群島中部一帶夏季冷海溫(圖18)導致秋季該區高壓及高壓脊發展(圖19)。此種負反饋現象在過去之研究裡相當普遍，例如Namias ( 1976 )研究此區負反饋效應之物理機制，認為應考慮在此區內大氣

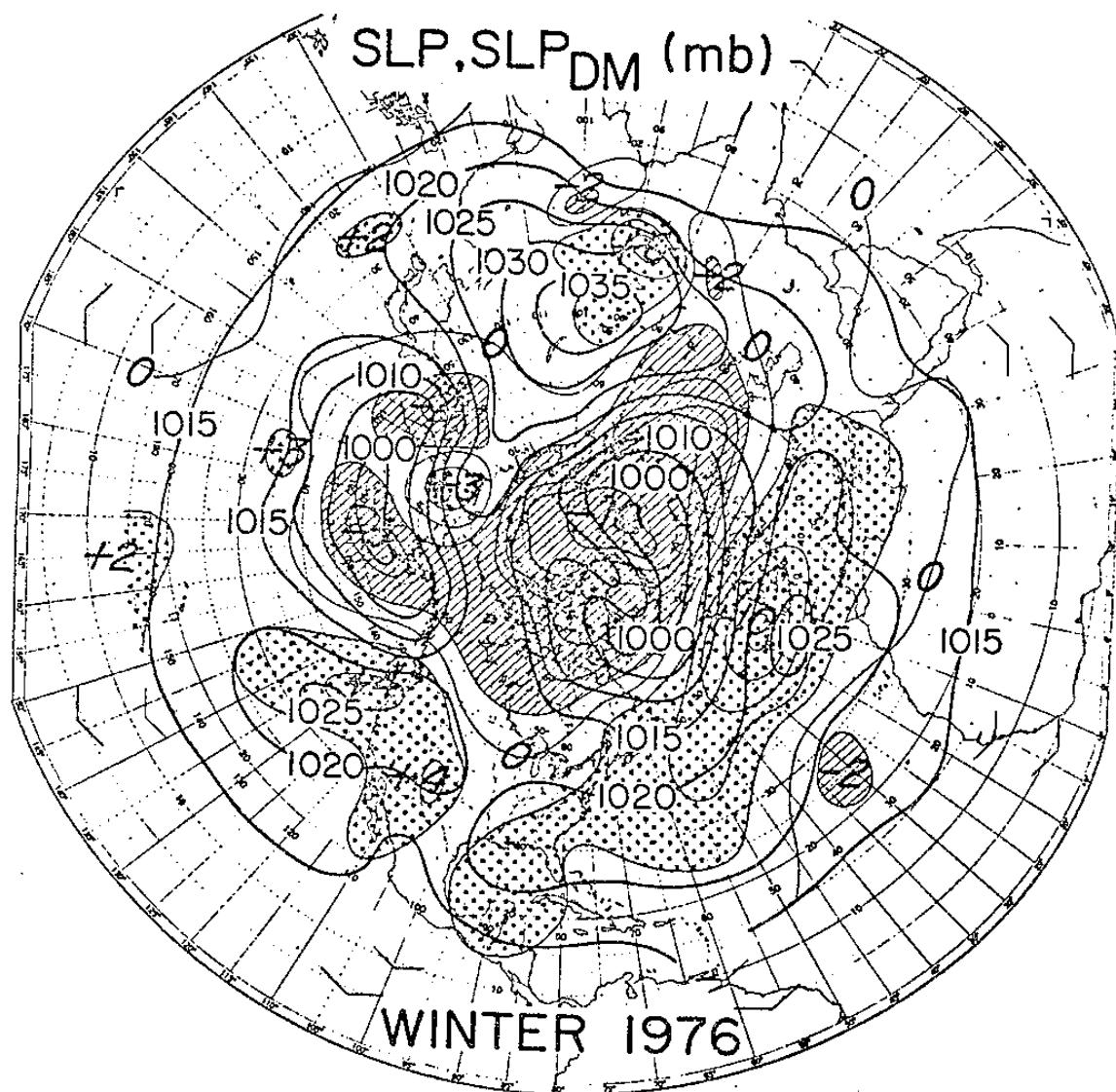


圖 15. 1975 ~ 76 冬季海平面氣壓 ( 粗實線 ) 及距平 ( 細實線 ) ( mb ) 。( Namias , 1978a )

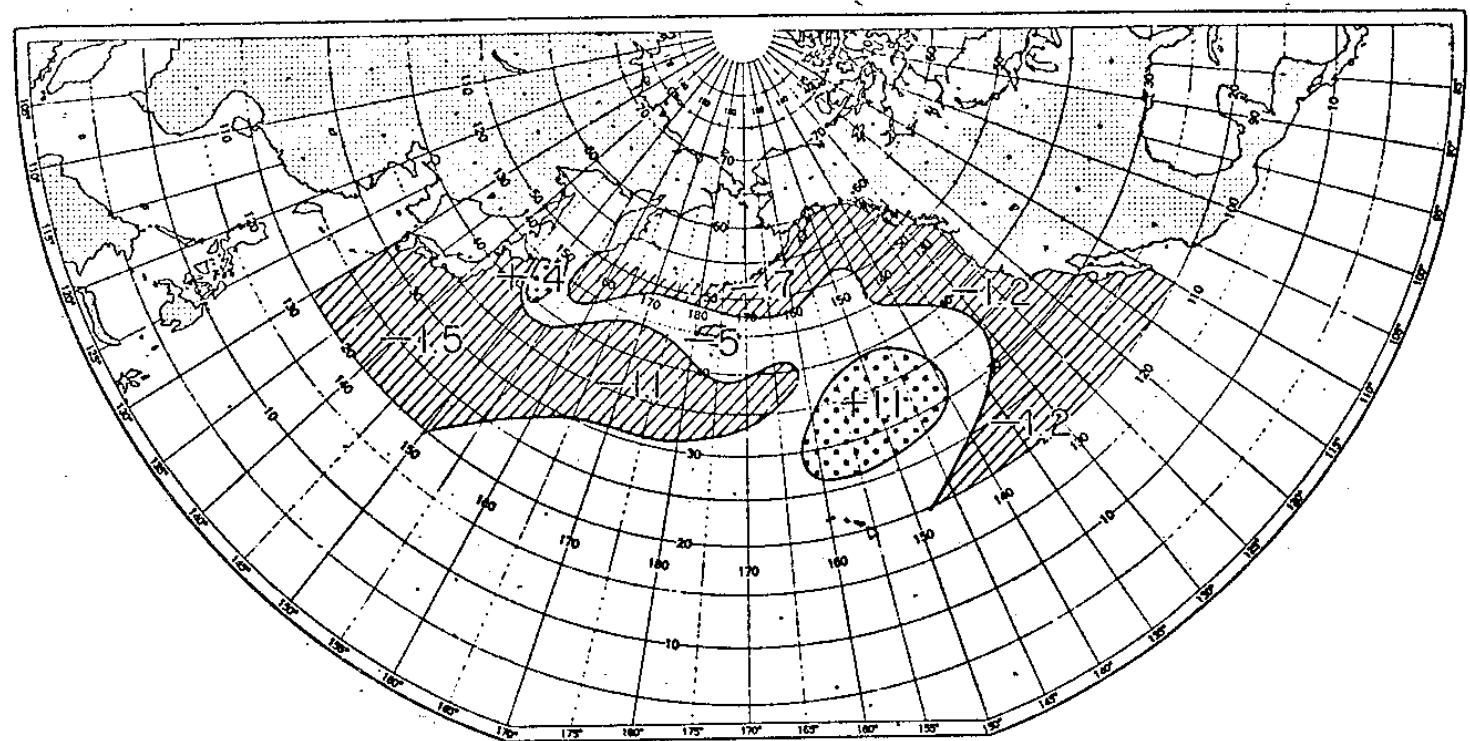


圖16. 1975~76冬季北太平洋海溫距平，  
等值線為±0.3°C之邊界。( Namias , 1978 a )

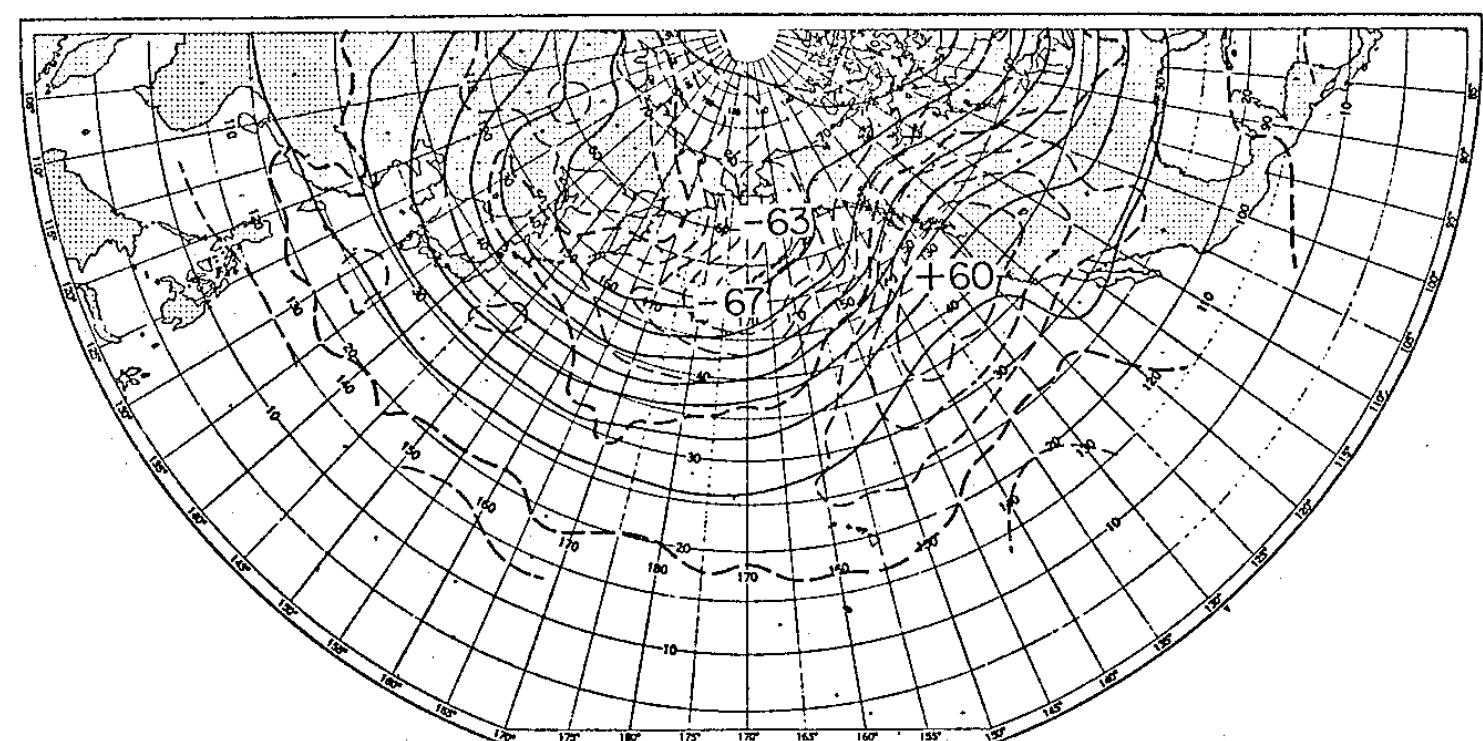


圖17. 1975~76冬季700mb高度及距平  
( mb )。 ( Namias , 1978a )

環流對季節強迫作用背景之敏感度，即當海陸之熱力角色由暖季至冷季轉變時，若連續較冷氣團由北邊陸地出海時，不同非絕熱加溫及潛熱交換在旋生或旋消扮演重要角色。而反旋生則常在冷海面上發生，此乃因大氣摩擦層厚度變小與穩定度增加，減少空氣外流，故冷海面將在秋季伴隨強脊發展。此種負反饋效應亦明白顯示於圖20之點相關分佈內，即阿拉斯加灣與阿留申群島一帶夏季冷SST將跟隨當年秋季700mb與地面正距平，暖SST跟隨低壓。

秋季高壓之發展導致暖海面溫度之建立（圖19），因冷SST沿西海岸，故東西SST梯度增加。如此，導致大氣熱力風反應而在脊線以東產生由北向南氣流之加強，以及冷空氣之入侵西部。11月暖SST建立後一直持續整個冬季，此種SST分佈形式可能再加強東太平洋高壓脊，而且透過渦度之正壓再分配幫助氣流調整於美西產生槽。東北太平洋脊及下游槽之形式通常導致百慕達高壓及伴隨暖空氣入侵東南部（圖21），但斯堪地那維亞半島至阿拉斯加之大範圍阻塞（圖22），使風暴路徑偏低緯度而減小高壓強度，此與圖21所示統計之遙聯有別。

在太平洋東部及中部SST由冷變暖伴隨大氣強脊之發展，暖SST伴隨下降流或湧升流暫停以及比正常大的南來氣流與較暖氣團，此則減少潛熱及可感熱之逃離海面且允許更多從較南緯度而來之暖水平流。西海岸之冷SST則伴隨在脊以東異常強之由北向南氣流以及較強之沿岸湧升流與較正常為大之潛熱，可感熱流失量。

## (二) 大西洋

Ratcliffe and Murray (1970)研究大西洋海溫與大氣之交互作用，發現大西洋SST距平具有顯著持續性，其距平形式持續時間在2.5~5.4月之間。他們並發

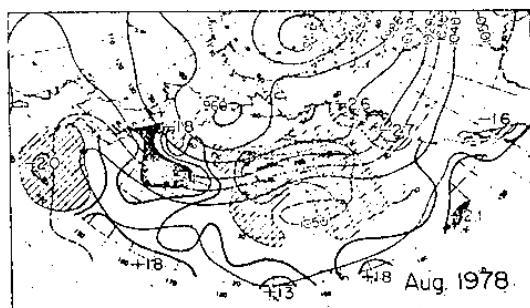


圖18. 1978年8月700mb等高線(實線)，  
10呎)及海溫距平(°F)。(Namias, 1980)

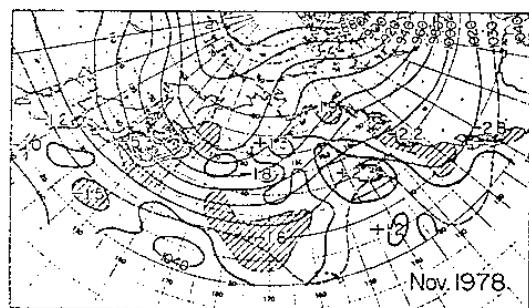


圖19. 1978年11月700mb等高線(實線，  
10呎)及海溫距平(°F)。  
(Namias, 1980)

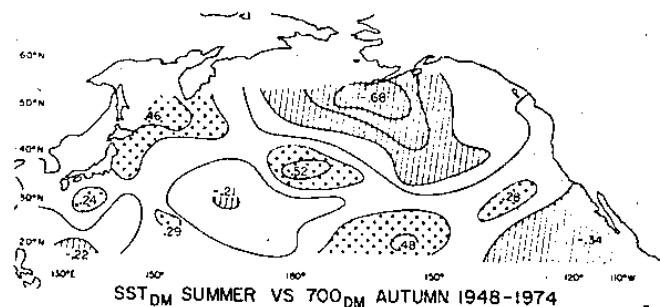


圖20. 夏季阿留申群島附近海溫距平與700  
mb當年秋季距平之點相關。(Namias, 1980)

現紐芬蘭南邊廣大海面冷SST伴隨次月西歐、北歐阻塞，暖SST則伴隨移動性綜觀系統。他們推論暖SST距平在紐芬蘭南部區域時，增加潛熱及可感熱供應量，有利大西洋低壓發展。低壓通常在紐芬蘭附近向東或東北移動，且通常在下游達最大強度，確切路徑則由大氣一般氣流決定。額外水氣可帶至下游遠處地區再行釋放潛熱。這些過程之運作時間幅度為數天，但在一個月的時間內重複

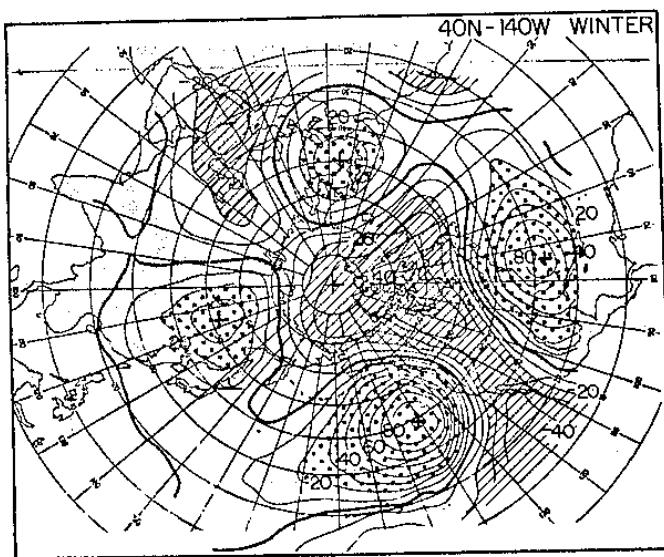
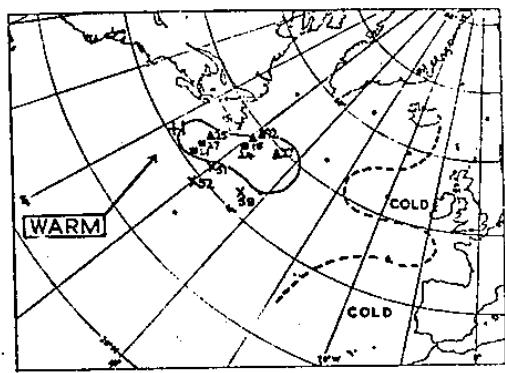
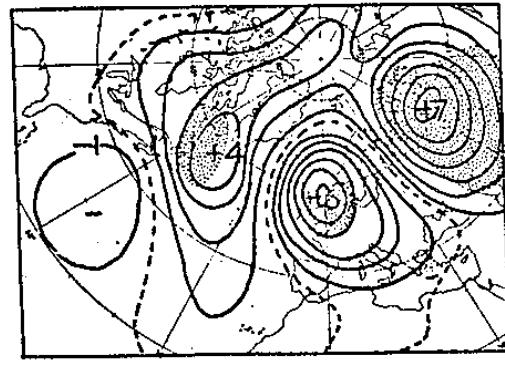


圖21. 冬季  $40^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$  之 700mb 高度  
與其他各地高度之交互相關。( Namias, 1980 )

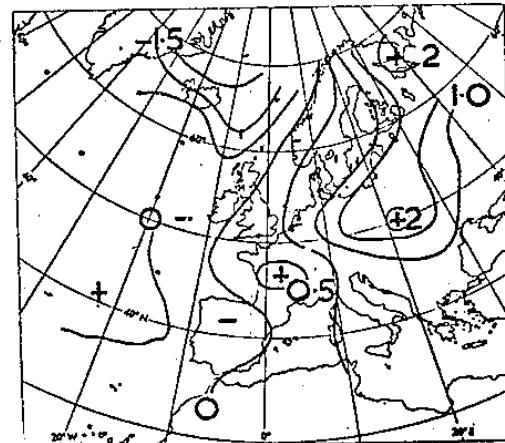


(a)



(b)

A



(c)

C

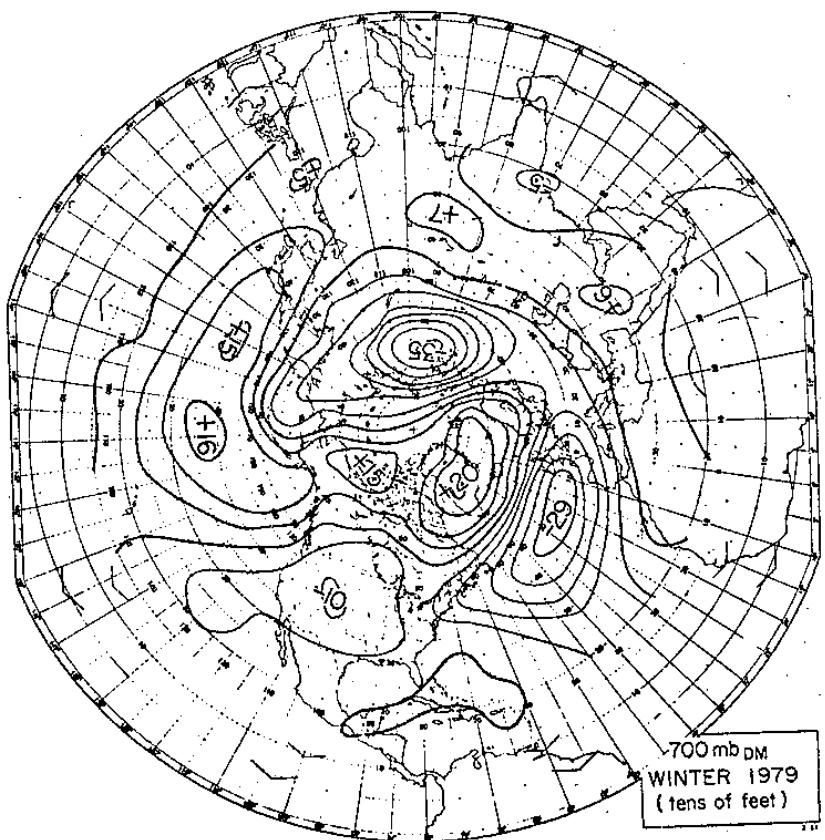
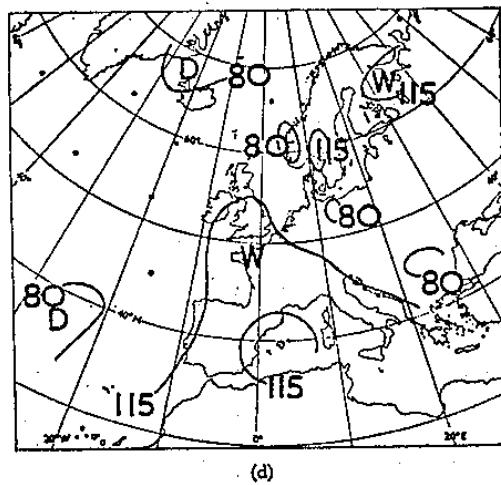


圖22. 1978 ~ 79 冬季 700mb 高度距平(10呎)。( Namias, 1980 )



(d)

D

圖23. 1月紐芬蘭附近具有顯著正海溫距平之各年平均海溫( $^{\circ}\text{C}$ )分佈形式(A)，具有(A)性質年份之2月海面平均氣壓距平(mb)(B)，2月平均溫度距平( $^{\circ}\text{C}$ )(C)，與2月平均降水量占1931~60平均值百分比(D)。(Ratcliffe and Murray, 1970)

發生將導致統計上有利之下游區，而這些複雜過程之結果則以負海面氣壓距平中心出現(圖23)。反之，在紐芬蘭南邊之能源提供區若為冷SST距平，則下游發展將有所不同，特別是氣旋式與反氣旋式傾向區，即正負海面氣壓距平中心將與暖SST距平所伴隨者有不同地理位置分佈(圖24)。如圖所示，1月暖SST距平將導致2月大部份歐洲較平均暖，冷SST距平則較平均為冷，某些地方距平超過 $-3^{\circ}\text{C}$ 。降水分佈亦異，例如英國及西歐在冷SST距平時乾，暖SST距平時濕。

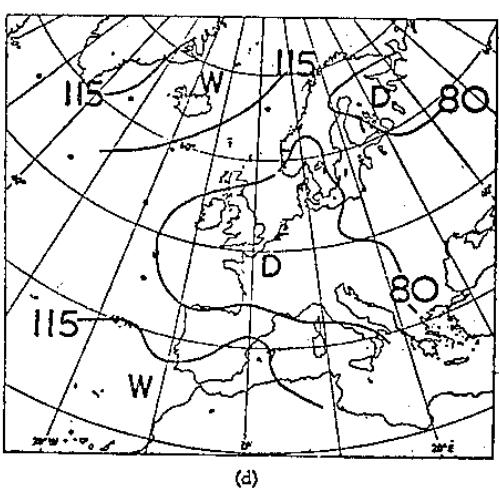
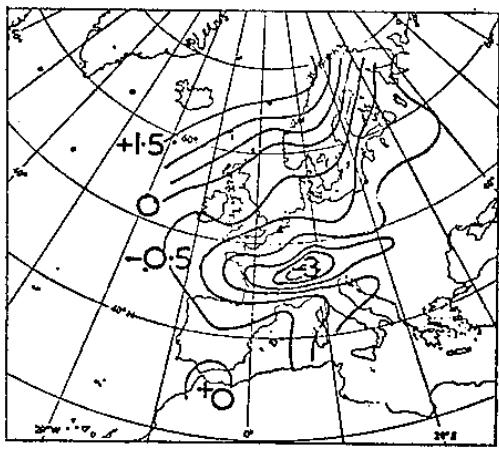
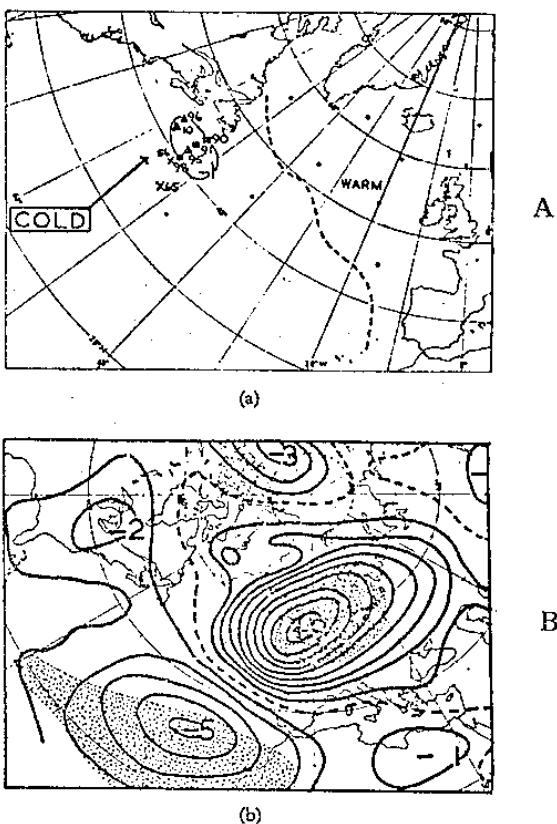


圖24. 同圖23但為1月紐芬蘭附近具有顯著負海溫距平情況。(Ratcliffe and Murray, 1970)

## 五、南北半球之交互作用

### (一)副熱帶乾旱

Kraus (1977) 分析 1968 年開始並於 1972 年達到高潮之乾旱，此發生於副熱帶地區之撒哈拉、蘇丹、印度沙漠邊緣及中美洲等處，發現 1972 乾旱伴隨南半球副熱帶較低氣溫及南極較高氣溫。如此，則南半球南北溫度梯度較正常為弱，500mb 等壓面斜率變小，經向平均斜壓度變小，此非僅存在於 1972 年乾旱，其他副熱帶乾旱年亦然。Kraus 推論弱經向溫度梯度及 500mb 等壓面異常水平與斜壓度減小等將導致溫帶擾動減少，因此，導致由熱帶而來之熱量與緯向

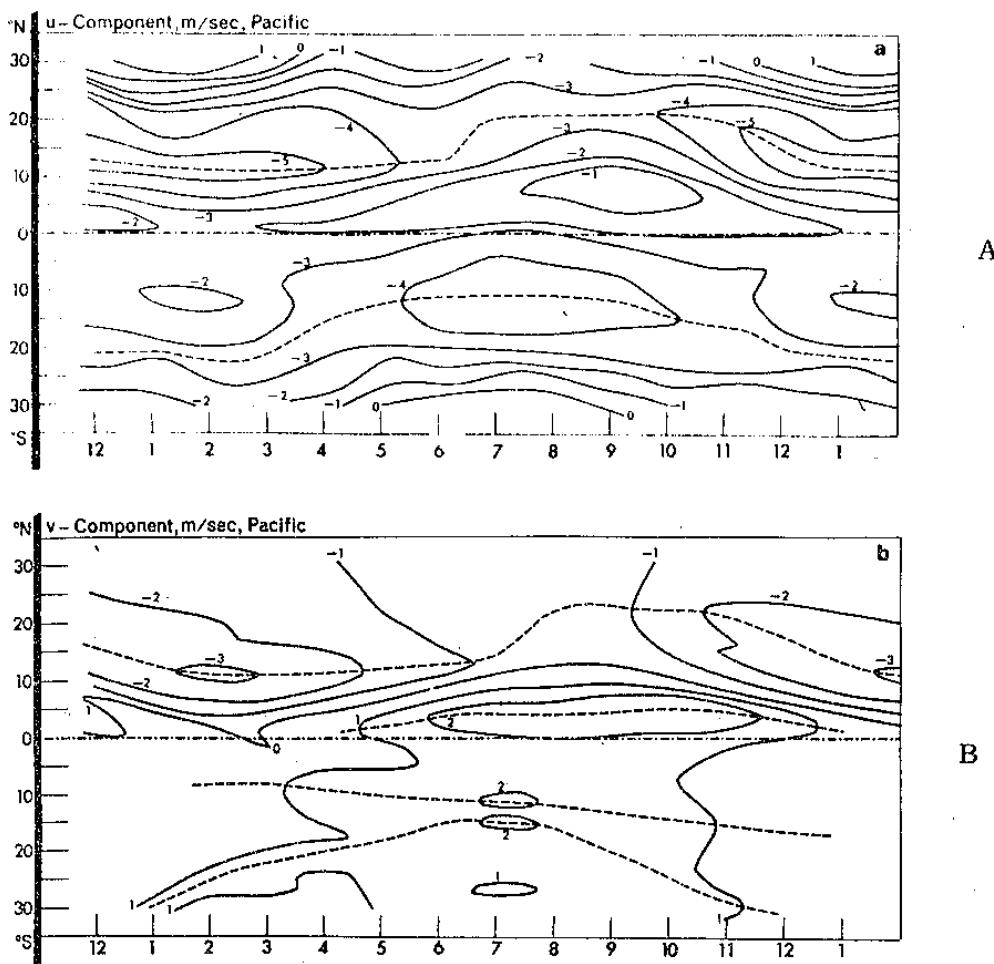


圖25. 1947 ~ 73年太平洋信風區地面平均  
東西風分量 ( $\text{ms}^{-1}$ ) (A) 與南北  
風分量 ( $\text{ms}^{-1}$ ) (B) 之經向時間  
剖面分佈。( Reiter , 1978 )

動量需求量之減少，故將伴隨微弱之 Hadley 热力直接環流，結果此環流未能在北半球其北緣季風區帶來正常降水。

副熱帶季節性降水變化由 ITCZ 決定，大陸上 ITCZ 之南北位移比海洋上者為大，季風區之 ITCZ 亦影響較大區域。夏季少雨可能伴隨 ITCZ 較小之季節位移，因而減少導致降水之綜觀幅度系統之影響面積或減少該區水氣之輻合量。資料顯示，1972 年副熱帶乾旱伴隨 ITCZ 北移程度之減小及相當微弱熱量之南傳入南半球。如果熱量南傳入南半球之需求量減少，如上推論則 ITCZ 北移距離將減少。

夏季雨在撒哈拉、印度半島及中美洲均伴隨大幅度跨越赤道之季風環流，此環流為提供季節能量、水氣跨越赤道之主要機制。當積分全球所有大氣之能量傳遞，發現永遠由夏半球指向冬半球，此乃因高層跨越赤道之位能傳遞較低層相反方向之可感熱與潛熱傳遞為大之故。因此，我們可期待當熱量在冬半球喪失太大時，則 ITCZ 之經向位移將增大；反之，則減小。Kraus 因而認為北半球夏季大陸上 ITCZ 所能抵達之緯度為跨越赤道能量通量與能量由熱帶傳至南半球較高緯度之直接函數。當南半球冬季經向溫度梯度小時，熱量與緯向動量之需求量少，Hadley 環流弱，ITCZ 在此半球夏季之經向位移小，反之則大。

## (二) 海洋一大氣系統之年變化

Reiter (1978) 研究發現 1963 ~ 1976 太平洋 850mb 與 300mb 高度之月平均最大值與最小值均較 SST 極值約較早發生 2 個月，此表示海洋外圍陸地對大氣有比 SST 較大之影響效應。比較太平洋 SST 之季節變化趨勢，亦發現 850 ~ 300mb 厚度之季節趨勢亦較 SST 提早。春季平均經向對流層氣溫梯度亦較 SST 經向梯度之變化為早，顯示春季大陸效應之重要性。但是，夏末及秋季海溫與氣溫趨勢變成極相近，顯示熱量由海釋放，即在夏秋北太平洋 SST 距平對大氣環流形式有最大影響。因此，我們可認為夏末、秋季至冬季之大氣與海洋最有偶合，即交互作用重要，而春季、夏季則大陸之熱力強迫效應較重要。

Reiter 又分析太平洋熱帶地區信風年變化，發現最强信風在兩半球均發生在冬季，平均年循環之振幅北半球約較南半球大 2 倍。信風為 Hadley 環流之一部份，冬季強烈 Hadley 環流約以  $10^{\circ}\text{N}$  為中心，導致地面強烈東北氣流。3 ~ 5 月 Hadley 環流減弱，但中心仍在  $10^{\circ}\text{N}$ 。6 ~ 8 月南半球之 Hadley 環流入侵北半球，使太平洋區 8 ~ 9 月南風侵至  $12^{\circ}\text{N}$ ，此時東風最弱（圖 25）。南北太平洋信風之平均南北風分量產生之輻散輻合

將影響北半球之緯向平均可用位能及半球之平均溫度，此種影響乃透過 ITCZ 內潛熱釋放過程。輻合距平導致 ITCZ 大量降水，此潛熱釋放過程透過 Bjerknes 機制加強 Hadley 環流，導致更強之信風氣流及輻合。當熱帶中太平洋冷海面溫度出現時，此種自我加強機制突然被破壞。而冷水到達海面乃由艾克曼幫浦作用（Ekman Pumping）而來，即與信風同時增加之風切應力之旋轉（Curl）而來，信風之加強則因 Hadley 環流之加強。如此，信風內南北風分量之輻合正距平加強 ITCZ 強度，透過 Bjerknes 機制加強 Hadley 環流，依序地加強信風，加強冷湧升流，破壞自我加強機制迫使 Hadley 環流重新調整。Reiter 認為 El Niño 僅為中太平洋廣大區域這種調整過程中所伴隨之一個局部現象而已。

## (三) 巴西東北部乾旱

巴西東北部 12 月 ~ 5 月之逐年極大降水量變率主要由 ITCZ 所在位置決定（圖 26）。Namias (1972) 分析巴西東北部代表性測站 Quixeramobim ( $5^{\circ}12'\text{S}$ ,  $39^{\circ}18'\text{W}$ ) 降水量與北半球冬春 700mb 之相關，發現降水量年變化與紐芬蘭、格陵蘭區域之氣旋活動或阻塞息息相關（圖 27），紐芬蘭、格陵蘭 700mb 高度距平與副熱帶大西洋

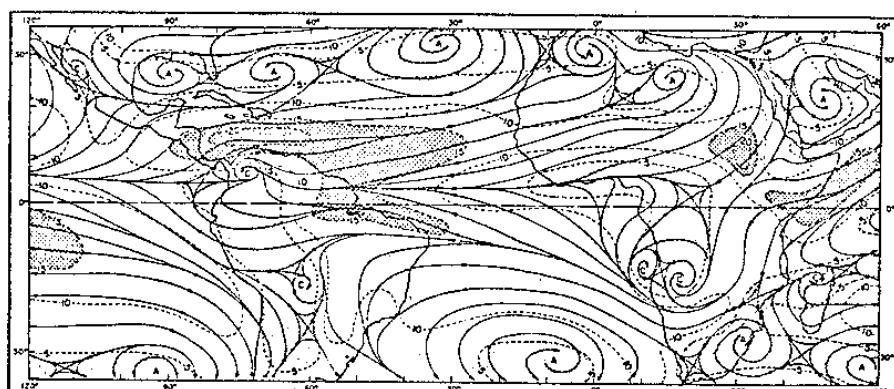


圖 26. 1 月梯度風層合成風及等風速線（浬 / 時）。( Namias, 1972 )

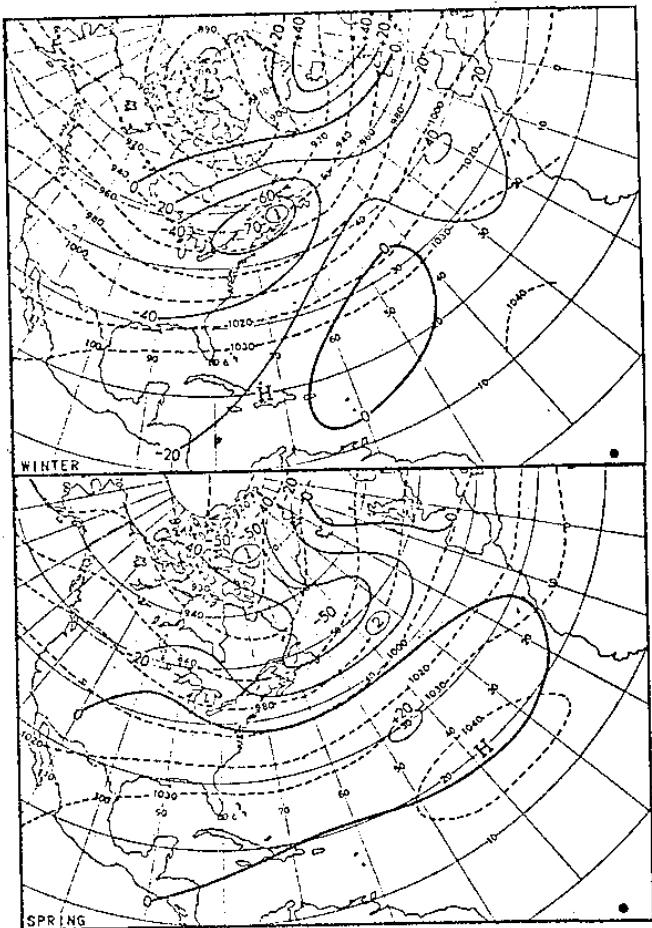


圖27. Quixeramobim(右下方黑點)季節  
降水量與北半球冬季，春季700mb  
高度之相關。虛線為700mb平均等  
高線。( Namias , 1972 )

高壓所在處之距平成負相關(圖28)。Namias 認為強東北信風將增強 ITCZ 內之上升運動並使 ITCZ 位置偏南。東北信風加強則增強之上升運動與伴隨之潛熱釋放將迫使東南信風增強，而由南大西洋傳送更多水氣至巴西東北部。如此，東北信風增強導致之 ITCZ 增強與偏南至巴西東北部，以及東南信風傳送水氣量之增加，因而導致巴西東北多雨。反之，則少雨乾旱。東北信風強弱取決於大西洋副熱帶高壓之強弱，而副熱帶高壓之強弱與上游西風及長波活動，特別是紐芬蘭附近之槽脊活動(圖28)相關連。因此，Namias 認為巴西東北部異常降水乃透過南北半球交互作用機制而來，即紐芬蘭 700 mb 高度負距平伴隨副熱帶高壓加強，因而加強東北信風，加強 Hadley 環流及 ITCZ，加強東南信風及水氣傳送，導致多雨。反之，紐芬蘭高度正距平則導致乾旱。

## 六、南方振盪與瓦克爾環流

南太平洋東部與印尼之間相當大範圍大氣質量之非週期性振盪稱為南方振盪(Southern Oscillation)(圖29)。其伴隨之

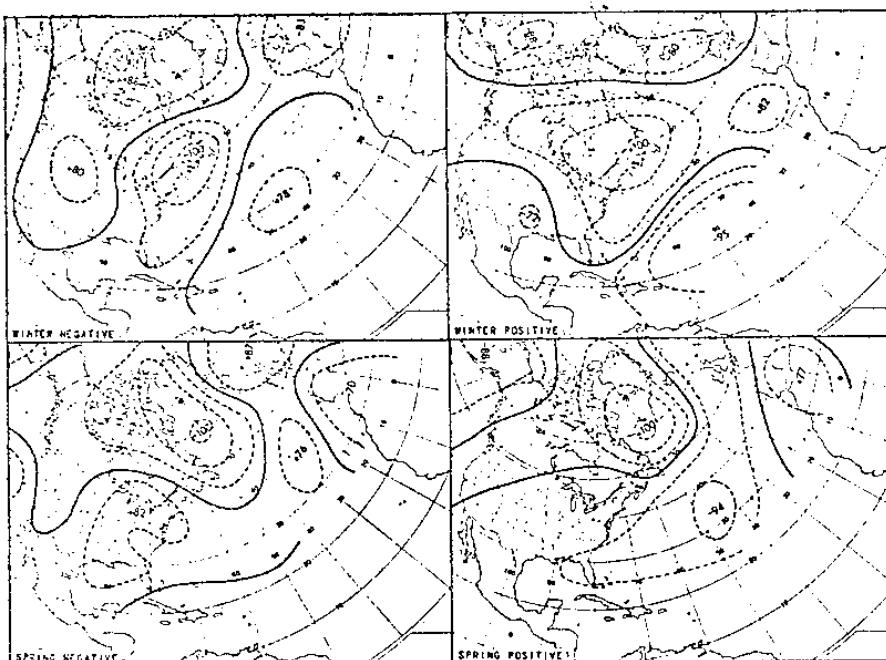


圖28. 在數字 100 所指處有最大 700mb 高  
度距平時，其他各處距平符號分佈機  
率。( Namias , 1972 )

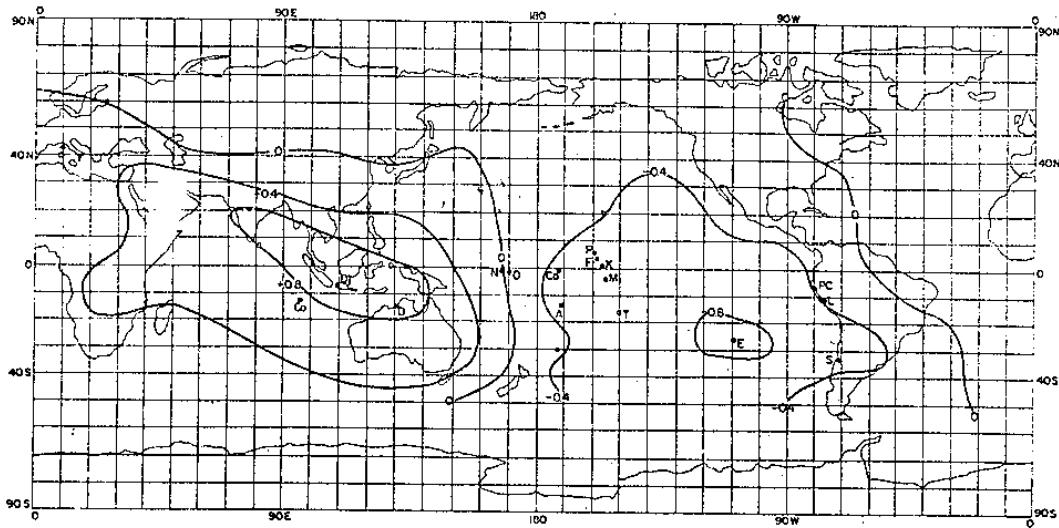


圖29. 各地月平均氣壓與雅加達( Dj )之相關，其他地點為 Cocos Island ( CO )，Pot Darwin ( D )，Nauru ( N )，Ocean Island ( O )，Palmyra ( P )，Christmas Island ( X )，Fanning ( F )，Malden Island ( M )，Apia，Samoa ( A )，Tahiti ( T )，Easter Island ( E )，Puerto Chicama ( PC )，Lima ( L )及 Santiago ( S )。( Julian and Chervin , 1978 )

風場環流為瓦克爾環流( Walker Circulation ) ( 圖30 )。Bjerknes ( 1969 )研究發現，赤道上緯向剖面氣壓梯度在太平洋上低層向西，高層向東，西部上升區較窄，東部下降區較寬。觀測資料顯示高層東西風約以  $150^{\circ}\text{E}$  為分界，西風由  $150^{\circ}\text{E}$  向東伸展至  $160^{\circ}\text{W}$  以東之赤道冷 SST 之上 ( 圖30 )。此東西環流可視為東西溫差導致之熱力直接環流，即 Walker 環流，其能源來自東西溫差 ( 圖31 )。在 Walker 環流底層之東西氣壓梯度增大時，將伴隨赤道東風增大及湧升流增強，依序地將增加東西太平洋之 SST 梯度。如此，東西溫度梯度提供 Walker 環流能源，而 Walker 環流加強時將加強

東西溫度梯度。反之，若赤道東風減弱，則減少赤道湧升流，依序地赤道太平洋東部增暖而減少 Walker 環流內之東西溫度梯度，使 Walker 環流減慢。

Julian and Chervin ( 1978 )分析 1950 ~ 1973 年間南美海岸 SST 所有最冷月與最暖月所伴隨太平洋赤道附近 4 個測站  $850\text{mb}$  ( 或  $700\text{mb}$  ) 與  $200\text{mb}$  風與月平均風之偏差，結果如圖32所示。此種東西方向之 Walker 環流與傳統之 Hadley 環流具有相同統計上或物理上之意義，均為熱力直接環流。他們利用 NCAR GCM 試驗 SST 距平之反應，所得熱力直接環流與圖32所示者相近。

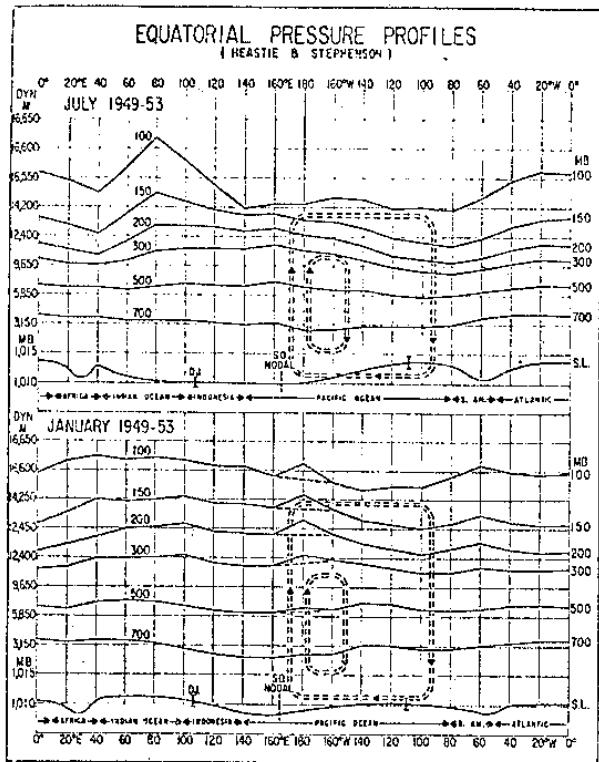


圖30. 7月與1月太平洋赤道東西方向標準等壓面高度( m )及瓦克爾環流。  
( Bjerknes , 1969 )

## 七、海洋阻塞

White and Clark ( 1975 )利用 1950 ~ 70 年北太平洋月平均大氣資料研究海上之阻塞脊( 高壓 )活動。他們去除北美西岸可能由山脈波加強而來之阻塞，並定義由上游緯流形式突然轉變成經流形式之振幅超過 5 個緯度者為阻塞脊。結果發現，阻塞脊為中緯度準緯流西風帶之準滯留長波，主要波長幅度為 7000 公里，最常集中於 170°W 之太平洋上。阻塞脊成長時間為兩週，阻塞時間很少超過兩個月。阻塞最多發生在秋冬月份，此時海洋傳至大氣之熱量最大，且阻塞發生在太平洋中心。因此，空間與時間幅度之考慮均指示此區阻塞活動之存在可能因為海洋環境而來。為了校驗此觀念，他們利用 Haltiner ( 1967 )之理論研究結果，即斜壓不穩度過程被由海傳給大氣之可感熱

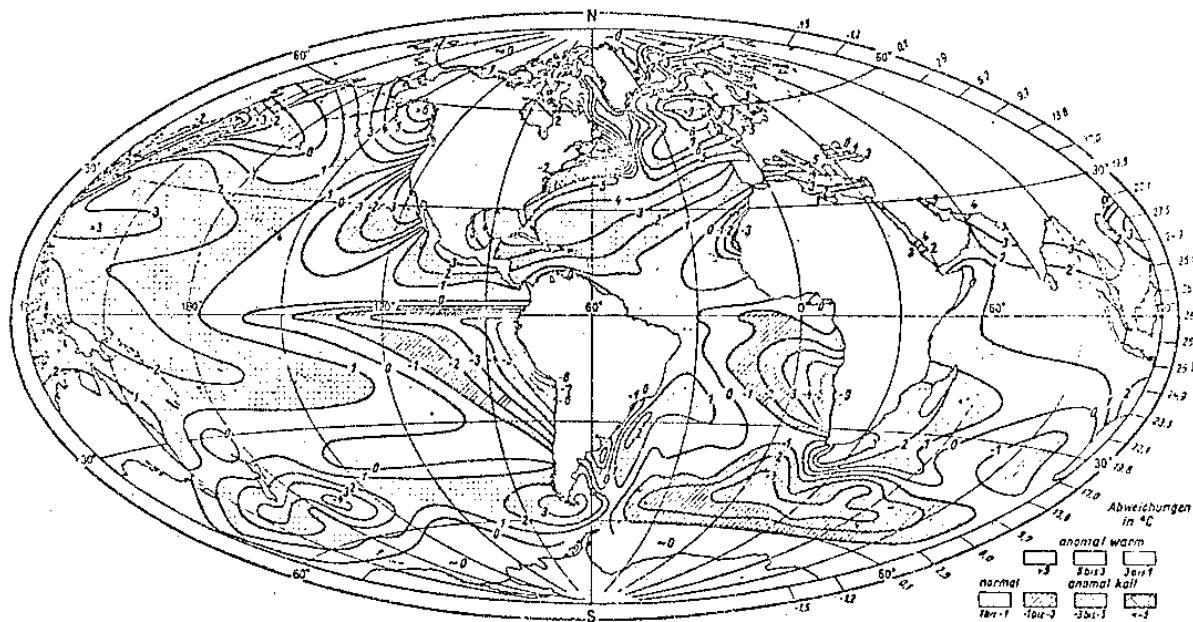


圖31. 海面溫度與緯向平均海溫之差( °C )  
( Bjerknes , 1969 )

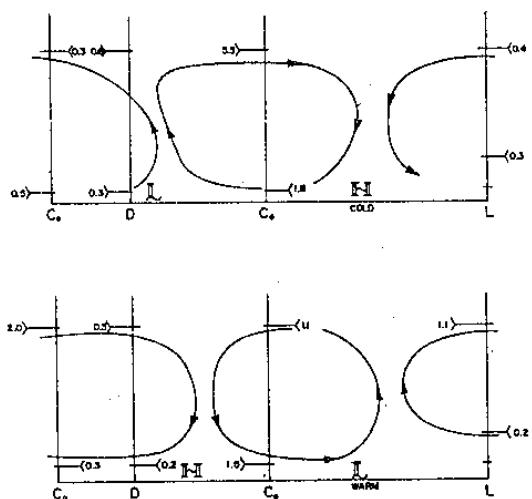


圖32. 南美沿海冷 SST 時（上圖）與暖 SST 時（下圖）所伴隨之合成瓦克爾環流。風向量為 Cocos Island ( Co ) , Port Darwin ( D ) , Canton Island ( Ca ) 及 Lima ( L ) 四站 200mb 與 850mb ( 或 700mb ) 緯向風與平均風之平均差異 (  $\text{ms}^{-1}$  ) 。（ Julian and Chervin , 1978 ）

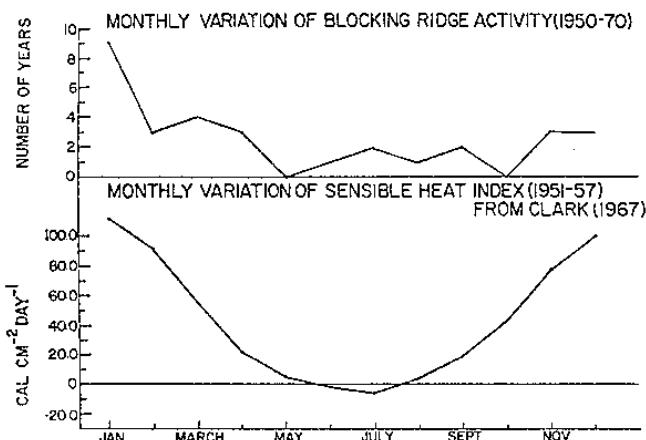


圖33. 太平洋阻塞數目與可感熱指數（定義見本文）之季節分佈。（ White and Clark , 1975 ）

所改變。 Haltiner 發現，以冬季平均氣流而允許可感熱傳送時，原穩定滯留長波變成不穩，此不穩定滯留長波之波長為 7000 ~ 8000 公里，成長時間幅度為 2 週，約與北太平洋觀測到的阻塞脊相同。

White and Clark 定義可感熱指數為  $135^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{W}$ ,  $32.5^{\circ} \sim 47.5^{\circ}\text{N}$  之平均。圖33所示可感熱指數與阻塞活動之季節變化形式相近，5 ~ 8 月北半球可感熱加溫幾乎為零，按 Haltiner 理論此期間將無阻塞脊存在，事實上此期間之阻塞受到很大抑制。故 Haltiner 理論亦可解釋阻塞之季節變化。

圖34為秋冬季逐年阻塞活動變化與中緯西風帶強度之相關。當地面風與低對流層熱力風較正常微弱時，阻塞活動比正常多。其負相關係數達  $-0.78$ ，顯著性在 95 % 信心度。Rowntree ( 1972 ) 以 GCM 試驗 Bjerknes 機制時，發現當赤道太平洋中部、東部有較正常高之 SST 時，則對流活動增強，局部 Hadley 環流增強，太平洋中部、東部之中緯西風加強且南移，不伴隨任何阻塞活動。當 SST 低時，Hadley 環流減弱，中緯西風帶阻塞與不阻塞均有。因此，由觀測及模擬試驗得知，阻塞在中緯度海洋發展之必要條件，非充分條件，為在赤道太平洋中部、東部之 Hadley 胞內之對流活動比正常微弱，此伴隨中緯西風帶高低對流層平均緯流西風之減小。

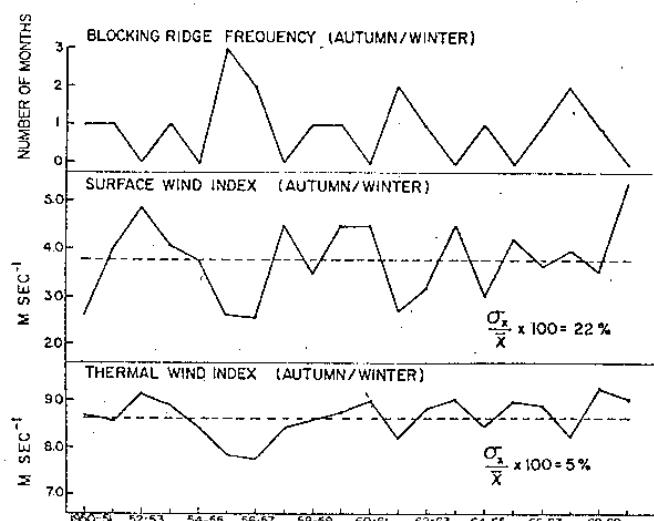


圖34. 秋冬季太平洋阻塞數目，地面風指數與熱力風 ( $1000 \sim 700\text{mb}$ ) 指數之逐年分佈。指數定義為  $32.5 \sim 47.5^{\circ}\text{N}$ ,  $135^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{W}$  之平均。（ White and Clark , 1975 ）

## 八、結 語

由於地球上海洋面積之廣大、熱容量之龐大以及海溫距平之持續性，故近年來月、季、年之海洋與大氣交互作用研究受到極大的重視。研究結果顯示至少在秋冬季節海洋下游之環流形式較受海洋影響，而春夏季大氣可能較受陸地影響。個案之深入分析研究，為了解導致異常氣候之環流形式之發展、維持與消逝之物理機制之先決條件，故本文主要在介紹近年來有關海洋與大氣交互作用導致異常氣候之觀測研究，包括熱帶交互作用、中緯度交互作用、中低緯度交互作用與南北半球交互作用，與所伴隨之物理機制，唯這些由觀測分析所獲得之定性物理機制有些仍需藉助數值模式之模擬試驗加以證實或排除。

台灣地區除災變天氣頻繁之外，異常氣候可能亦相當普遍，而這些異常氣候預報之經濟價值極高，例如降水量之長期預報。因此，有關單位，例如國科會、農發會及氣象局，對於異常氣候之研究實應予重視並積極推動支援。個人認為研究之第一步工作在於辨認經濟價值較高之異常氣候，其次進行個案之深入分析，最後利用研究結果配合統計技術以發展或設計預報方法。

## 參考文獻

- 陳泰然，1981：1975年與1977年顯著梅雨之特徵。異常氣候研討會，氣象局，19頁。  
楊之遠、鄭淑賢，1980：梅雨期間本省農業氣象災害之檢討，氣象學報，26,3, 49-53。  
Bjerknes, J., 1966 : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. Tellus, 18, 820-829.

- \_\_\_\_\_, 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon. Wea. Rev., 97, 163-172.  
\_\_\_\_\_, 1972 : Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. J. Phys. Oceanogr., 2, 212-217.  
Davis, R.E., 1976 : Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 6, 249-266.  
\_\_\_\_\_, 1978 : Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 8, 233-246.  
Egger, J., 1977 : On the linear theory of the atmospheric responses to sea surface temperature anomalies. J. Atmos. Sci., 34, 603-614.  
Goody, R., 1980 : Polar processes and world climate (A brief overview). Mon. Wea. Rev., 108, 1935-1942.  
Haworth, C., 1978 : Some relationships between sea surface temperature anomalies and surface pressure anomalies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 131-146.  
Julian, P. R., and R. M. Chervin, 1978 : A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. Mon. Wea. Rev., 106, 1433-1451.

- Kraus, E. B., 1977 : Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1009-1018.
- Namias, J., 1969 : Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 173-192.
- \_\_\_\_\_, 1971 : The 1968-69 winter as an outgrowth of sea and air coupling during antecedent seasons. *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 65-81.
- \_\_\_\_\_, 1974 : Longevity of a coupled air-sea-continent system. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 638-648.
- \_\_\_\_\_, 1976 : Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1107-1121.
- \_\_\_\_\_, 1978a : Recent drought in California and western Europe. *Rev. Geophys. Spa. Phys.*, 16, 435-458.
- \_\_\_\_\_, 1978b : Multiple causes of the North American abnormal winter 1976-77. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 279-295.
- \_\_\_\_\_, 1980 : Causes of some extreme Northern Hemisphere climatic anomalies from summer 1978 through the subsequent winter. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1333-1346.
- Ramage, C. S., 1977 : Sea surface temperature and local weather. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 540-544.
- Ratcliffe, R.A.S., 1977 : A synoptic climatologist's viewpoint of the 1975/76 drought. *Meteor. Mag.*, 106, 145-154.
- \_\_\_\_\_, and R. Murray, 1970 : New lag associations between North Atlantic sea surface temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 226-246.
- Reiter, E. R., 1978 : The interannual variability of the ocean-atmosphere system. *J. Atmos. Sci.*, 35, 349-370.
- Rowntree, P.R., 1972 : The influence of tropical east Pacific Ocean temperatures on the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98, 290-321.
- \_\_\_\_\_, 1976a : Tropical forcing of atmospheric motions in a numerical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 583-605.
- \_\_\_\_\_, 1976b : Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 607-625.
- 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.
- Wyrtki, K., 1974 : Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 372-380.

\_\_\_\_\_, 1975 : El Nino-the dynamic  
response of the equatorial Pacific  
Ocean to atmospheric forcing. J.  
Phys. Oceanogr., 5, 572-584.

## R Review on the Characteristics of Circulation Systems and the Physical Mechanisms for Abnormal Climates

George Tai-Jen Chen

National Taiwan University

Department of Atmospheric Sciences

### Abstract

The main purpose of this paper is to review the observational studies on abnormal climates. Special efforts are focussed on physical mechanisms responsible for the abnormal climates and characteristics of the associated circulation patterns. Air-sea interactions over the tropics and mid-latitudes as well as low and mid-latitude interactions and northern and southern hemisphere interactions are presented. In addition, Southern Oscillation, Walker circulation and oceanic blocking are discussed.