



大氣環流、氣候與氣候變化 林碧初節譯

Atmospheric Circulation, Climate and Climatic Variations

任何一地之氣候係取決於：

一、輻射狀況——包括輻射得失之時間分配；此乃受制於所在緯度，離海面之高度（因影響日射與地射透過大氣傳導之量），陸面向背陽光之坡度，以及影響輻射吸收與反射之地表性質。

二、大氣環流——大氣環流輸送熱與潛熱、濕度（包括不可見之水汽及其凝結狀態如霧、雲、雨、及雪等），地表揚起之固體物質（塵、沙、海鹽、煙、冰粒等），以及液態與汽態之污穢物。大氣環流之程序包含垂直運動（絕熱冷卻）引起之雲及天氣、雷雨、陣雨、及連綿雨，乃由於不同形式之垂直運動促成。大氣組成亦決定部份遮蔽，消除或反射回若干進入之日射及放出之地射。

大氣環流實為氣候之基本動力。甚至在撒哈拉沙漠、澳洲沙漠以及南極冰帽之中央區域亦逐年變異，因大氣環流致使正規天文學及幾何學的輻射氣候所控制下之熱力平衡起衝突。

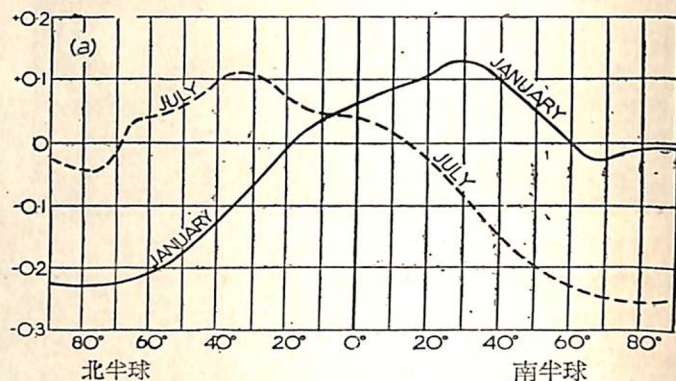
大氣環流乃由於各緯度加熱不等及地表性質迥異，造成暖區之垂直伸展（高層大氣之上舉）與冷區氣柱之收縮。因此，即使吾人假定大氣最初為靜止，且海平面氣壓各處均相一致，暖區至冷區之氣壓梯度必存在於大氣高層，大氣環流於是引發。

圖一示各緯度上一月及七月純淨輻射收受之分佈（即進入日射與施放地射之相平衡）。長期之平衡下，地表及大氣失熱之和與其獲熱相等，部份非常細微之不平衡主要以儲藏於海洋內熱之任何變化及進入之光表示之。全球純淨輻射圖（Simpson 1928, Lamb 1961）已無可置疑，盡管地理及大氣環流本身如何複雜，有效加熱之分佈主要係受制於緯度及季節。圖一中之曲線其主要梯度在兩半球均位於中緯度；有效加熱之全部差異夏季較冬季少得多，雖則 70°N 之夏季有一局部性非常大之梯度帶存在，因該處強烈加熱之陸面却與冰洋之浮冰相毗鄰。

圖二為南北半球約 5 公里上空高層大氣年中氣壓差之平均圖，圖內諸線為 500mb 層之等高線。圖中

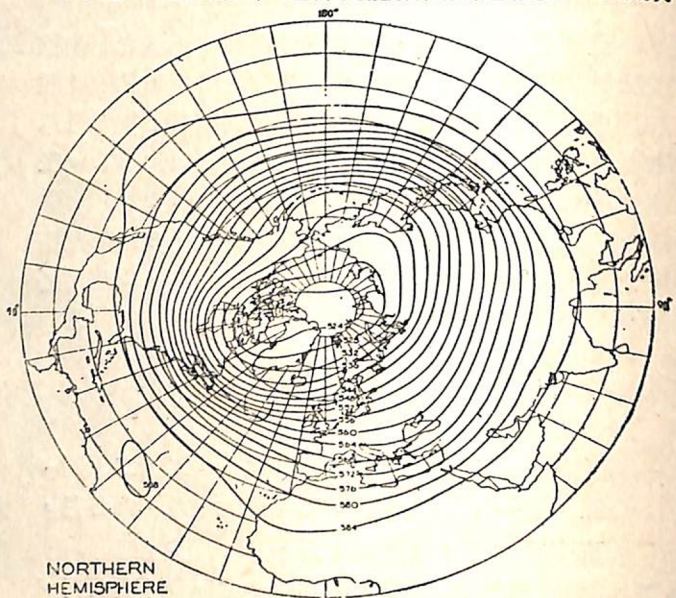
特徵為氣壓場之基本單純行星型頗與加熱之基本分佈相對應——遠較地面氣壓圖上許多反氣旋與低氣壓單純得多。

空氣之運動受制於氣壓差、地球自轉、空氣軌跡曲率、及摩擦諸力之相平衡。通常除赤道外，風係幾



圖一 純淨輻射強度之緯度分佈

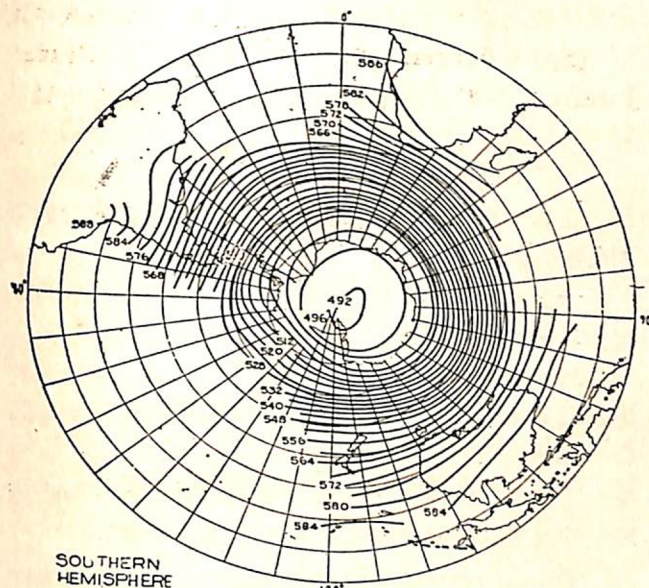
沿氣壓相同之線吹送（等壓線及等壓面之等高線），且該等線係繪製盛行風之簡捷途徑。風在北半球係以反鐘向繞低壓區吹送，南半球則係順鐘向。氣壓梯度或等壓面（如圖二）之梯度能指出風之強度；強則亦



圖二 500mb層之平均高度(十公尺)(a)北半球

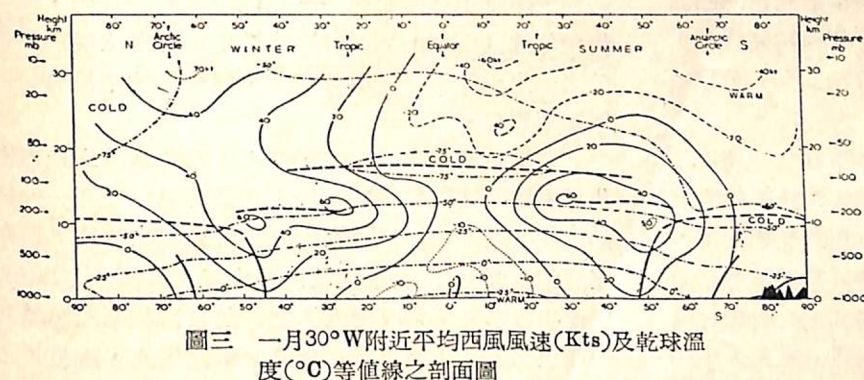
依緯度及在其他物體中之路徑曲率而定。

由此可知圖二顯示出約 5 公里之平均高空氣流型在南北半球內均以單一之大西風旋流（或渦旋）為主

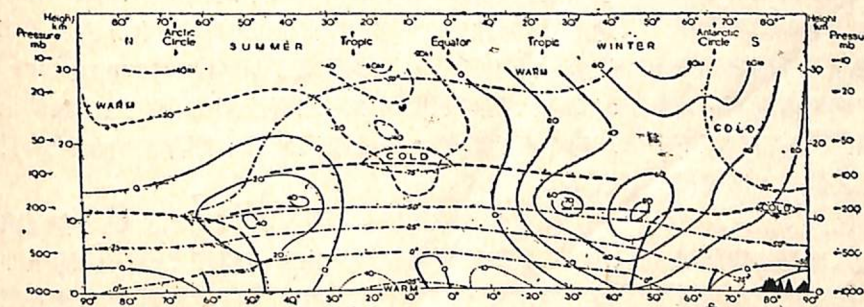


圖二 500mb層之平均高度(十公尺)(d)南半球

氣壓梯度最大處風速最強，通常位於中緯度或地表有效加熱之梯度特強處。冰界與陸海之對比影響其確實位置，且南北半球大氣環流間之差異亦頗有關（



圖三 一月30°W附近平均西風風速(Kts)及乾球溫度(°C)等值線之剖面圖



圖四 七月30°W附近平均西風風速(Kts)及乾球溫度(°C)等值線之剖面圖

Lamb 1958)。因此吾人測知高空大氣環流遠較地表及低層大氣溫度場之廣大特徵單純得多。（可能初看之下有所矛盾，雖則物理學之道理是理直氣壯的）

。此項高空風之分佈包含有大氣環流之基本操縱氣流在內，因氣流型約自 2-5 公里至 15-20 公里間頗為相似，包括 70% 或以上之氣團及多數大氣之動量——參閱圖三及圖四（Lamb 1960）之垂直剖面圖。

高空西風帶內有數個顯著波，以北半球者最為明顯（圖二）。此等波部份取決於地理上各緯度帶之相對冷暖地表，部份取決於因熱之注入或經過山區致使氣流產生亂流之動力效應。大約南北向（子午向）山脈如亞洲西藏高原、落磯山、及安底斯山者，對促成高空氣壓面等高線之經向槽脊尤為重要，並使高空西向風似波樣迂迴而行。此等槽脊之空間間隔與位置（在各緯度帶彼等與相對冷暖區配合）隨盛行氣流之強度而變，且以南北各緯度間之最強風切帶，例如係隨季節而變。

充斥南北半球最為寬廣而深厚之西向風帶內，有著數條「噴射氣流」，其最大風速在 100—200 每時哩或以上。最強之風通常出現於對流層頂附近或恰位於其下方，其分界面介於低層大氣（對流層）與平流層間，具有獨立熱源（臭氧直接吸收某種波長之日射）故為獨立加熱型。最大風層在低層大氣之熱力梯度（在冰界及非常易變之極面附近）促成其最大而完整之效應。

高空氣流之調整，特別在進入及離開噴射氣流時之強烈加速與減速，促成氣團之堆積與輻散，顯示在地面天氣圖上者即為反氣旋及低氣壓，通常環繞地球自西向東行駛或傳播。高氣壓系統沿極面噴射氣流較暖一側（靠赤道一側）佔優勢，其最強氣流在 5 公里高空（圖二），而兩半球之副極地低壓區乃噴射氣流較冷一側以動力造成。一相反之局面，即高氣壓在向極一側而低氣壓在向赤道一側，出現在相當於高空強烈氣流會合處附近之海面。如此則海平面層氣壓及風之盛行型式其主要特徵得以解釋，尤以副熱帶高氣壓帶與副極地低氣壓

帶爲是。此等特徵在任何物理性圖上顯示在氣壓與風之平均圖；較詳細之討論見之於 H.C.Willeff 及 F.Sanders 兩氏 (1959) 所著之教科書，以及 H.H.Lamb 氏之論著。更進一步之研究可參閱科學與技術之刊物，其中最簡明者要算 C.G.Rossby 氏 (1941) 所著「現代氣象學之科學基礎」一文。

長期間或多或少之不正常天氣顯示在某一季節者，乃與高空及地面主要氣流之明顯位移有關。彼等與地面及低層大氣廣大持久而反常之溫度場有關。在某種情況下，地表熱力條件呈現反常（即廣大之暖或冷洋面層），是項巨大熱量（是期間）引起之改變，可能影響大氣環流及氣候型；在另一時期，反常現象可因大氣環流之加強或減弱而引起，其原因迄尚未充分瞭解。

產生在平流層內（高度約爲20—50公里）臭氣層之獨立環流，直接或間接地包含有大氣中約百分之十之空氣。冬季半球內在該高度上空吾人復測得環極之西風渦旋。與低層大氣甚爲令人注意之差異則見於夏季半球內（圖三之南半球）。極區低層大氣在夏季由於極地冰帽上輻射散熱致仍保持寒冷，因此主要對流層之環流包含了環繞寒冷極心之高空西風環流——一如冬季之情形，雖則較弱得多。高空平流層內，吾人發現夏季有一環繞暖極心之東風環流。此乃部份係因夏至時極區24小時爲白晝接受日射較任何緯度爲多，部份則係因平流層大氣環流之子午（南北向）分速造成熱之傳遞及動力效應。

大氣環流之平均垂直向分速及子午向分速遠較平均緯向環流弱得多，惟垂直運動却與雲型及天氣密切相關。因此吾人發現平均下降氣流出現在乾燥地帶，至上升運動見之於赤道帶與極面雨帶。甚至季風亦必與平均氣流之位置及動力有關；詳情非短文所能討論，自然在大西洋區之剖面圖上亦不出現。

大氣剖面圖表示出垂直向及子午向環流之双重結構，冬夏半球之特徵頗爲類似；僅南北半球與冬夏季節上，其位置及強度有所差異。大西洋區洋面之純淨環流爲其中之一，表面層洋流自南極或副南極直指北極（可能繞南北大洋反氣旋區數圈）。補償回流下降至海洋深處。通常此乃屬於地理上之問題，即繞南大洋反氣旋之赤道暖洋流在巴西東端 5°S 附近分支；其中部份表面洋流離開南大洋進入加勒比海然後注入墨西哥灣流內。顯然地此點在海洋環流上頗堪重視，因洋流系統之稍微南偏（受大氣環流系統之支配）將影響及由巴西沿海赤道洋流「分支」(Spitting

off) 出之暖水量，並間接影響墨西哥灣流之暖水供應。

北大西洋之洋面海水似乎亦較其他海洋更受極海冰量改變之影響，因介於東北格陵蘭及斯匹次卑爾根 (Spits-bergen) 與法蘭茲約瑟夫島 (Franz Josef's Land) 間之地區爲北極冰之唯一實際出口。

氣候變化之可能原因

吾人今考慮氣候如何在改變。可能原因或許與下列各項有關：

- 一、天文學的變化。
- 二、太陽的變化。
- 三、地理的改變。
- 四、大氣的雲量、反照率、混濁度/透明度、混合物與熱量之變化。
- 五、海洋的熱量、冰量與洋流之變化。（海底地理上的改變其影響及洋流者列入三項內討論）

天文學的變化主要爲週期性軌道上的變化，影響地球環繞太陽運行時季節之長短，此項週期以好幾萬年計算。到目前爲止尚無任何變化比太陽變化更重要。通常假定太陽變化之週期有好幾百萬年。太陽排泄物的變化較爲規律者有11年，22年及較長之太陽黑子週期，暗示但並非證明——在此等太陽週期內，僅改變紫外線 (Ultra-violet) 波長影響所得太陽能量百分之一之小部份。（可假設此項變化促使平流層之臭氣層起變化。）

在地理的變化項目下，吾人注意及地球之地形變化，必造成地質學時間尺度上重要的氣候差異——例如地極（及赤道）位置及大陸相對位置之改變，陸海範圍的改變，主要地理及海底山脊之改變。其中某些此項因子必極端改變大氣之加熱及冷卻型式與熱力梯度之強度。山脈之分佈影響大氣之氣流，產生強而子午向之暖脊冷槽，最常見於中高緯度。海底山脊之地形，如地表之海峽者，能影響海洋之洋流及熱之輸送。此項關係，從第四紀冰期 (Quaternary ice ages) 大內陸冰層及冰河之形成與融化結果，致使全球海平面之改變，對北極與低緯度間洋流之增減甚爲重要。

今考慮數千年或較短期間之週期性改變必有（或已有）氣候的影響存在。由各種原因造成火山的上沖與腐蝕作用，繼續不停地在改變地球之地理形勢。調查地理學、植物學、動物學、以及歷史學的證據，使吾人亦明瞭氣候變化的發生仍以短期爲主。的確，自

氣象儀器發明並普遍啓用（約自公元1700年以後）以來，氣候變化已可予證實。某些實在的改變甚且至今尚存在多數人類之印象與經驗中者：即近百年以來，全地球已在顯著增暖中——自從1850年以來，全球地表溫度平均升高約 1°C ，北半球之高緯度地帶尚不止如此。此項改變導致約四十年（1896—1937）期間，在英國僅有兩次嚴寒之冬季及兩次（1930及1940）酷熱天氣，其溫度與過去數世紀以來之紀錄顯不配合。自1950年以來，增暖現象是否繼續進行頗值置疑，近年來北半球甚多地區曾報告有一新的溫度下降之趨勢（例如北極冰量之稍微增加）。

此項較短期間氣候之變化，似頗有利於考慮陸海大氣系統 (Earth-Ocean-Atmosphere System) 各種要素之已測得與可測得的變化——例如地表反照率之改變隨有植物及可用陸地之改變，深海熱量緩慢輸送之改變，在平流層成一一遮蔽幕之火山塵（及其他固體份子）之數量以及大氣中因工業區化石燃燒之加增致二氧化碳（吸收及反射回地射）量增加之改變。二氧化碳之改變，顯然無法估計過去及現在近數十年以及較長期間氣候之冷卻程度，但吾人所關心者乃各方面所得成就之平衡。

氣候改變之證據

所有氣象要素之影響（溫度、雨量、盛行風、風暴頻率、霧、霜等）證實每年，前十年至後十年，近百年至次一百年均在不斷變化中。統計的標準足以確

定何種變化爲重要。

大氣氣壓（訂正至海平面層）及盛行風之平均圖，類似自然地圖，但各月不同或同月不同年代而異，使吾人能够追隨大氣環流包括吾人所關注之氣候變化在內。檢視1957、1959、及1940年一月份之平均氣壓圖，知英倫三島分別位於低壓之東南方，西南方，及高壓之西南方，使英倫三島出現之盛行風分別各爲西南向風、北向風、及東南向風，其天氣即爲最常見之溫和天氣型，與兩種不同型式之寒冷冬季天氣，是爲明顯特例。

某種情勢出現頻率之改變，似乎多少能左右近數十年及近數百年之氣候變化。例如1800年係英倫三島之大陸氣團及寒冷冬季天氣較爲頻見之年代，該區之一般大氣環流亦較近年來者爲弱。

大氣環流百分之幾之改變，足以暗示可能與某些重要實質之原因相一致。其中之一似乎合理而曾爲多人所偏愛者，即爲火山的爆發，在地球之許多地方，火山的爆發曾出現反常之頻率，至少北半球如是，均在1500至1900年間，曾有好多次之火山塵彌漫高空，足以減低太陽對地表之輻射，高緯度冰雪之加增，亦反射消耗不少日射。一次由火山爆發後之火山塵，上衝至30公里左右之高空，能在平流層浮懸二至三年之久，由於平流層之子午環流而向高緯度集中，連帶影響此時極區冰層之厚度與範圍，並使融冰時間延長。若干測量及數值估計，已有利地支持此項火山塵之現象，更進一步之研究仍屬需要。

原文刊於 "Weather" March 1962

泰洛斯彌補了全球性氣象守視的漏洞 (封底明說)

一九六二年三月十四日泰洛斯四號在南半球攝得一連串雲層分佈的照片。在前後十小時期間，泰洛斯四號環繞了地球六週，每次均俯瞰着南太平洋及印度洋的風暴地區。本圖涵蓋的總面積超過千萬方英里，並包容了環繞地球一週過半的路程。

由數次軌道所獲照片，經併合後附於本圖的下半部。圖的上中部爲三月十四日 0000 GMT 南半球的地面天氣圖及覆蓋其上的雲像。

圖左上方A區的螺旋形渦旋，爲一位於新西蘭東方約1,000哩的強風暴區。清楚雲型確定出該風暴的位置，顯示該風暴充分發展成熟，已屆其生命過程的末期。

相對地，圖右方諸渦旋尚未屆成熟，雖則十分強壯的風暴已有冷空氣正開始旋向中心。該等風暴預期在未來二十四小時內將繼續發展。

陣雨區形成於澳洲的南方外海 (C)。該區之正北方部份澳洲的海岸可見，包括泰斯瑪尼亞島 (Tasmania) 全部在內 (O)。非常明亮的雲帶與澳洲海岸線平行，其明亮的情形足以表示該區有陣雨及雷雨。濱岸的海上却爲碧空無雲。此爲陸上極強日射加熱的結果，促使空氣在陸面上升而在鄰近的冷水面下沉，實爲該區典型海風的成因。

該圖較近極區部份，爲廣大的雲層區與具有小積雲的碧空區交錯出現。此項型式對氣象學家而言，即爲分開暖濕密雲氣團與來自南極乾冷氣團的界面帶。天氣圖中的等壓線以及界面，示此等氣團與其交界如何移動。乾冷氣團由南極外旋，造成間歇性帶有小積雲的碧空區自各界面向西伸展。強西向風帶稱爲「咆哮的四十緯度」(Roaring forties)，「怒號的五十緯度」(Howling fifties) 及「尖號的六十緯度」(Screaming sixties)，氣旋風暴孕育其間致使近南極處爲密雲區。今由泰洛斯四號之偵測，吾人可見此等舉世聞名的風帶，其雲層及天氣的型態。