

冷高壓與台灣冬季之天氣

文學院 地理系

陳國彥

一、前言

東亞之天氣深受大陸與海洋之影響，亦即受強大季風所左右。尤其在冬季則為大陸冷高壓與阿留申低壓所牽制。每年冬季，西伯利亞與蒙古高原一帶寒冷異常，中心氣壓常高達1040mb以上，此時阿留申低壓中心則降至990mb左右，氣壓分布乃造成「西高東低」之勢（註一）。高低氣壓之差高達40mb以上，因此而形成之氣壓梯度力將大陸性冷氣團（cp）自西伯利亞蒙古地區向東南方移動成為強勁季風。此季風受科氏力之影響，到達台灣時成為北風或東北風，左右台灣之天氣。因為冷高壓有反覆成長然後分裂之趨勢，故台灣冬季之天氣亦受其影響似有週期性變化。

二、冷高壓之性質

在北半球，圍繞某一中心作順時針旋轉之大氣運動系統，在氣象學上稱為反氣旋。反氣旋為中心氣壓比四週高之水平渦旋，從氣壓場而言，反氣旋亦稱為高壓。

高壓按其緯度可分為（註二）極地高壓、中緯度移動性高壓與移動緩慢之阻塞高壓、副熱帶高壓與赤道高壓。按其性質，又可分為冷高壓與暖高壓。冷高壓主要由冷空氣堆積成之中低空現象，位置上亦屬於中緯度移動性高壓。

東亞大陸上之冷高壓亦稱西伯利亞高壓或蒙古高壓，通常在上述地區停留不會超過三天。冬季一月及二月在外蒙與華北之間，有時可能會停留達一個月之久。所有移動性冷高壓自東亞源地至出海平均為六天（註三）。此種冷高壓如勢力強大，南下時則成強烈寒潮。

1關於冷高壓成長至某一程度必然分裂移動之理論由正野（註四）所建立：低氣壓有可能發展至為極強，但高氣壓之成長却到某一程度必受限制。在力學上，用梯度風公式（註五）求 V_θ 之解可得

$$V_\theta = -r\omega \sin\varphi \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{1}{1 + \omega^2 r \sin\varphi} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \right)$$

在低氣壓則因 $\frac{\partial p}{\partial r} > 0$ 之故， $\frac{\partial p}{\partial r}$ 可取任何值，根號內均為正，故有定常解。

但在高氣壓則因 $\frac{\partial p}{\partial r} < 0$ ，而 $\left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right|$ 比 $\omega^2 r \sin^2 \varphi$ 大時，無定常解。臨界狀態為 $V_{\theta} = -\omega r \sin \varphi$ ，故超越此臨界狀態時，運動方程式為

$$\frac{dV_r}{dt} = fV_{\theta} + \frac{V_{\theta}^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$$

右邊為零，因此必然在動徑方向產生加速度，高氣壓因而要崩毀分裂。

正野以此理論導出冷高壓發展至某一程度必定分裂，不能繼續成長。

2 倉嶋（註六）利用東亞地面天氣圖追蹤寒流之移動，將每三小時氣壓上升三 mb 之地區，連續示意於（圖 1.）。由此圖可以窺視高氣壓移動之情形。因為寒潮移動時，流入區必然增加其氣壓。同時 500mb 層則與此相對造成冷氣之散失促成冷域逐漸縮小。

3 關於此種寒潮之氾濫，巴銘（palmén）（註七）等曾利用美國高空氣象資料作精細之分析。此種理論亦適用於亞洲東部。（圖 2）為南北垂直剖面圖。此圖表示：

(1) 位於高緯度占有對流層整層冷氣塊之一部份，隨伴下降運動而南下。在 500 mb 天氣圖則可見寒冷地域之向南擴大。與地面冷鋒相應之高空極鋒急流（Polar front-Jet stream）則與冷氣塊一齊南下（A→B）。

(2) 南下之冷氣塊大規模下降而擴張至低緯度。此時出現於 500mb 面之冷域逐漸縮小，最後終於消失。南下之冷鋒急流與副熱帶急流（Subtropical-Jet stream）結合而加強其勢。南下沈降之冷氣塊與高緯度冷氣塊之間，重新產生新鋒面與冷鋒急流（B→C）。

(3) 南下之冷氣流更擴張至低緯度，最後因變質而與暖氣團合併為一。北方高緯度之冷氣團發達，崩毀、南移、消失、終而復始。（C→D→A）。

4. 在東亞地面天氣圖上，冬季最易出現之形勢為「西高東低」型。如（圖 3）所示，當外蒙古方面出現極強冷高壓達 1072 mb 時，東方西太平洋北部阿留申羣島附近則出現 990 mb 之低氣壓，形成西高東低之勢。此時高低氣壓間，氣壓差達 80 mb 以上，等壓線密集而成南北走向。由此氣壓差所造成之梯度風構成台灣冬季季風之主力，由高壓中心吹向低壓之冷季風極為強勁。翌日河套附近分離出一高壓（1050 mb），原高壓乃降為 1064 mb，此分離高壓往華中、華南方向移動，台灣北部則受此渡海變性高壓之影響吹東北風，台灣北部一帶為下雨之天氣。第三日，兩高壓間形成一低壓槽，兩高壓示度均下降。第四日，分離高壓出海，已成強弩之末，台灣在分離高壓影響下恢復晴天。

由正野、巴銘之理論與倉嶋之研究，以及由筆者所提出之天氣圖例可知，大陸冷高壓成長至某一程度必形成分裂而東移出海。此間週期大約 6~7 日，此種現象在中緯度如朝鮮半島與日本則形成「三寒四溫」之天氣。台灣則在寒潮後必需等待分離高氣壓靠近始有升溫天晴之天氣。當寒潮強烈南下當中，台灣東北部則在變性氣團下形成降水天氣。

三、冷高壓之移動路徑

冷高壓之移動路徑主要受氣流之操縱。影響我國之冷高壓多從亞洲北部或西北部移入，其中不少源地可追溯至北冰洋地區。影響我國之冷高壓主要路徑有四：

1 高壓發源於北冰洋區，從亞洲大陸西北部經西伯利亞西部、蒙古，然後進入我國。

2 高壓發源於北冰洋地區，從亞洲大陸北部往南或往西南方向移動。在轉向的過程中，有經西伯利亞西部、蒙古進入我國；亦有經西伯利亞東部進入我國東北地區。

3 從中亞移來之冷高壓多數沿 50°N 以南自西向東移動，有直接侵入我國新疆、亦有再折向東北移動經蒙古進入我國。

4 冷空氣在西伯利亞西部或蒙古地區堆積形成冷高壓。發展至某一程度，則迅速向東南方向移動進入我國。

其中由河套、關中直達長江流域，然後往東或往南入海或南下過程中變性或減弱者與台灣之天氣有密切之關係。

四、冷高壓之移動對台灣天氣之影響

控制東亞東部冬季天氣之極地大陸氣團 (cp)，當其在源地成長時，氣溫常在 -20°C 以下，特別酷冷時可達 -50°C ，空氣乾冷，近地面層空氣中之水汽不多，比濕低於 1g ，故為一絕對穩定之氣團（註八、九）。當其南移時，其秉性受地面溫度、水汽之影響，自將變性。cp 氣團由蒙古經華北、華中達華南與東南沿海時，溫度逐漸增加，但水汽增加極少，此種寒潮雖冷却不降水；此氣團如經遼東半島出海、沿黃海南下，則溫度與濕度均增，穩定性變小，而雲量見多；此氣團如經我國東北入日本海，沿黑潮上空南下時，吸取溫度與水汽，穩定度變小。每年冬季台灣東北部之雨季即由此變性氣團所形成。因此，當東北季風來臨時，台灣東北部之雨季即告開始，東北季風始於十月下旬，止於翌年三月下旬，為期約五個月，但實際上，冬季風之起迄各年各地亦頗有出入。

台灣之高山峻嶺均成南北走向，與盛行季風斜交，冬季取道日本南方暖海面之東北季風，在台灣東北部被山嶺抬高而淫雨連綿，因此形成台灣東北部與西南部完全相反之兩種氣候型。

冬季有不少冷高壓移至台灣，此時由於冷高壓變性顯著，一般降溫較少。但有少數情況，當冷空氣不斷有補充、擴散至台灣時，本省亦可出現十分劇烈之降溫。有時其降溫幅度之大，遠超過北方，此對農牧漁業均有嚴重影響。當冷高壓自 2000 公尺以下低層擴展時，可造成大範圍層雲或層積雲，出現穩定性降水。在冷高壓前緣，一般以對流性雲與陣性降水為多見。有些到達海上之冷高壓，由於冷空氣移經較暖洋面，大量雲系發展，但同時又受高壓內逆溫層之抑制，雲系以層雲與層積雲

爲主。常組成 20~50 公里直徑之球形雲團，許多雲團匯集，形成閉合細胞狀雲型。

冷高壓到達海上，造成大風，尤其由中央山脈與福建省武夷山所挾持之台灣海峽造成走廊風（註一〇），對航運與漁業生產有嚴重影響。每當寒潮南下一次，就出現一次東北季風之加強過程，此時台灣之天氣就有一次突變。

五、結 論

東亞大陸冷高壓之堆積，分裂乃至移動均有明顯之週期，故台灣冬季天氣亦受其扼制。

當東亞地面天氣圖成「西高東低」型，而等壓線密集時，寒潮即向東部或南部流出；等壓線鬆弛時，可見分裂高壓牽引低壓槽出海。

冬季由冷高壓所造成之東北季風，引大陸冷氣團變性，在越海時吸收熱與水汽，遇台灣本島中央山脈之阻擋，在向風坡，亦即台灣東北端，基隆、蘭陽平原地區降雨；與此相反，在雨影區，本島西南部形成乾燥天晴之天氣。

至於東北季風所影響之雨區可延伸至何處，則現階段欠缺研究，因此每日天氣預報，對此點頗感棘手。故更準確，更定量化之天氣預報有賴於今後科際如大氣、海洋與地理等之合作研究。

附 註

註一：氣象廳預報部（1973）：天氣預報指針 104-119頁，日本氣象學會 日本。

註二：方宗義、丁一滙（1978）：冷高壓 36-44 頁。

註三：戚啓勳編譯（1974）：中國氣候概論 51-55 頁。

註四：正野重方（1961）：氣象學總論 249-252 頁，地人書館。

註五：
$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = fV_{\theta} + \frac{V_{\theta}^2}{r}$$

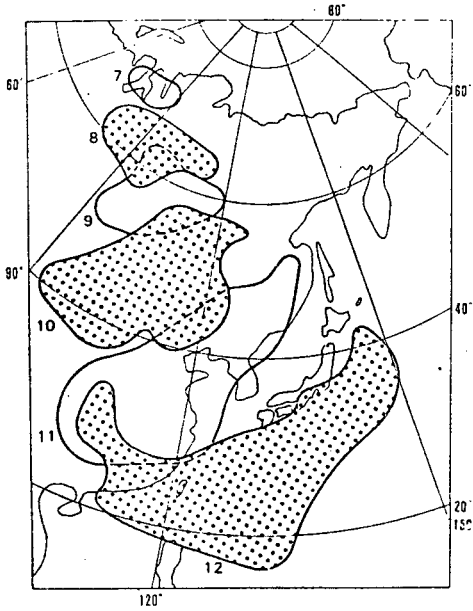
註六：倉嶋厚（1972）：モンスーン 63 頁，河出書房 東京。

註七：Palmen, E. and W. Newton, (1951): On the Three-Dimensional Motions in an Outbreak of Polar Air. Journal of Meteorology, 8. (1)。

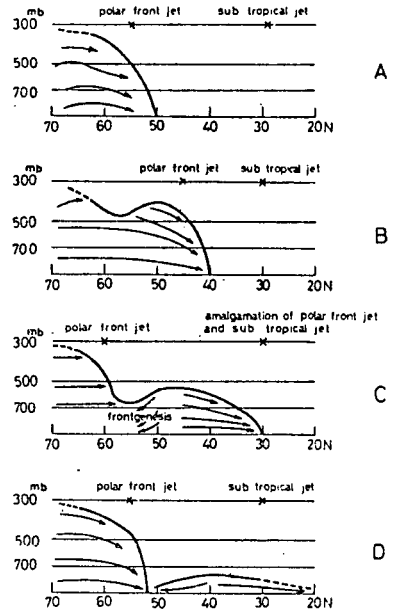
註八：Trewartha, G.T. (1962): The Earth's Problem Climate. pp180-199. Methuen London.

註九：Fukui, E. (1977): The Climate of Japan, pp65-84 Kodansha, Japan.

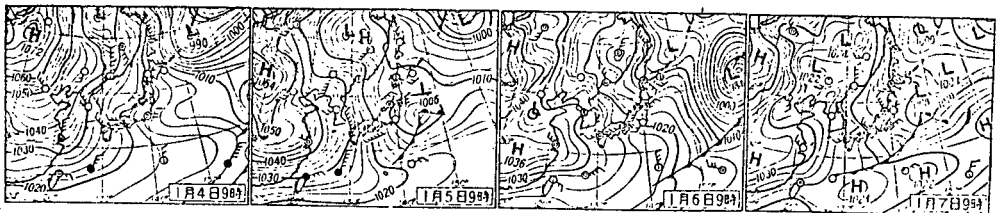
註一〇：陳國彥（1981）：台灣暴潮災害之研究 2~31 頁。



(圖 1) 寒潮南下示意圖 1957 年 1 月
7~12 日 (倉 1972)



(圖 2) 冷高壓崩毀南下示意圖
(Palmen 與 Newton, W. 1951)



(圖 3) 東亞地面天氣圖 1970 年 1 月 4~7 日

Cold Anticyclone and Winter Weather of Taiwan

Chen Kyo-Yen

Department of Geography
College of Liberal Arts

Abstract

Located on the eastern side of the great land mass of Asia and on the western edge of the Pacific Ocean, Taiwan has the kind of wind patterns which are largely determined by the monsoons. In winter the cold Asiatic continent develops an immense thermal anticyclone, as cold air mass (symbol Cp), from which severe great surges of dry and severe cold air periodically spread oceanward, these northwest winds in the continent become a northeast monsoon bringing moisture from the ocean by the time it reaches Taiwan.

Therefore, the winds in Taiwan prevail from the northeast, having its origin over the cold land mass of eastern Siberia. During winter period the northeast winds coincide with the northeast trade winds and the velocity increases immensely, especially in the northern coastal region. These winds contain high moisture after crossing the Taiwan Strait and, as they rise to pass over the high mountains, in Taiwan condensation occurs. Thus, these northeastern monsoon winds provide this part of the island with heavy rainfall and cloudy weather. The south western part of the island, however, has become a rain shadow area, for the central mountain ranges extending from north to south effectively prevent these moisture-bearing winds from bringing rains to the south western section of Taiwan.