

冬季平流層增溫效果與台灣持續性天氣之研究*

洪 理 強

The Study of Effects of the Winter Stratospheric Warmings and the Persistent Weather in Taiwan

Lee-chiang Hong

Abstract

The study is based on the literature dealing with the stratospheric mid-winter warmings, 500mb upper charts and surface data in Taiwan in winters 1957-1964. The results are:

- 1) One must be careful to distinguish between the stratospheric mid-winter warming and the final spring warming, the former warming causes a breakdown of the stratospheric polar vortex, but the later one brings about the change from a winter to summer circulation.
- 2) The stratospheric mid-winter warmings are not a necessary condition for blocking action, but might be taken as a second indicator for forecast of blocking.
- 3) It seems not direct, but indirect, relationship between the stratospheric mid-winter warmings and the persistent weather in Taiwan.
- 4) Our lack of knowledge is due to the relatively infrequent occurrence of large-scale mid-winter warmings as well as the relatively small amount of data available at middle and upper stratospheric levels during warming periods.

前 言

由於高空探測技術之進步，以及火箭被用於高層大氣觀測之後，平流層之資料才逐漸的建立起來，尤其自 1958 年起西德柏林自由大學每日分析並發行 100, 50, 30 (或 25) 及 10 毫巴北半球天氣圖，因此才提供了研究平流層氣象問題之具體條件。

冬季北半球平流層平均高緯度為單一之冷心低壓所盤踞，極地低渦 (Polar Low Vortex) 中心位於北極附近；中緯度為暖區所環抱；低緯度為另一低溫帶。但在隆冬時節平流層中緯度之暖區常有迅速增溫並侵入極地，甚至迫使低渦分裂之現象。自 1952 年 Scherhag 由柏林及維也納僅有之高層探空資料首先報導平流層爆發性增溫 (explosive warming) 後，有關爆發性增溫或突發性增溫 (sudden warming or abrupt warming) 之文獻相繼出現。諸如 Teweles, 1958; Teweles 及 Finger, 1958; Craig 及 Herring, 1959; Scherhag, 1960, 1963; Reed, 1963; Finger 及 Teweles, 1964 等等，甚至資

料稀少之南極區也發現有 此種 增溫現象 (Belmont 等; 1958; Julian 1968)。

本文就 1957 至 1964 年間發生過之平流層增溫資料為主，並參考以後所發生之增溫報告，研究其增溫結果於對流層所產生之效果，並探討其對臺灣冬季持續性天氣之影響。此處所指之持續性壞天氣是連續九天以上降水；若十天以上連續無降水但氣溫均比平年值為低者，則認為是持續性好天氣。

隆冬平流層增溫之生成、發展與路徑

平流層增溫通常始於每年隆冬之十二月、一月及或二月間⁽¹⁾，生成之主要源地為堪察加、阿拉斯加、歐洲大西中部四區⁽²⁾。增溫前源地之地面氣壓顯著降低⁽⁴⁾，隨後極夜噴射氣流 (Polar night jet stream) 強化，風速最大可達每秒 198 公尺 (385 哩/時)，此數值被認為自由大氣中最大風速記錄，發生於 1966 年 2 月 1 日蘇俄 Heiss Island (北緯 81 度，東經 58 度) 39 公里之高空。數日後在噴射氣流之南緣 (北

* 本研究承國家科學會之補助始克完成。

半球)，平流層 10 毫巴 (30公里) 或更高之中氣層 (mesosphere) 增溫形成。增溫率竟達每日攝氏 14 度之多 (Heiss Island, 1966 年二月)，在 30 至 40 公里處曾測得最高溫度為攝氏正 20 度，比增溫前之溫度高出 85 度。增溫中心每日約位移 15 個緯度。平流層增溫依其路徑可分為三種類型：

(1) 歐洲型：源於東經 30-70 度之歐洲區，起初均有後退現象，且西歐 500 毫巴及 300 毫巴形成強勁之西北噴射氣流，暖中心在東南歐迅速增溫。此型路徑比較規則，幾乎全與緯度圈平行且與對流層中部 (300 毫巴及 500 毫巴) 之氣流背道而馳，可達大西洋中部或橫越大西洋到達北美洲五大湖甚至遠抵美國西海岸。圖 1 所示，為伴隨增溫區之 10 毫巴反氣旋中心之路徑。屬於此型的有：1958 年 1 月 21 日至同年 1 月 31 日，1958 年 2 月 3 日至同年 2 月 16 日，1960 年 1 月 17 日至同年 2 月 3 日，1960 年 2 月 (確實日期不詳) 至同年 3 月 2 日，以上四次為主要增溫。1962 年 2 月 15 日及 1964 年 1 月 28 日為次要增溫⁽⁴⁾。

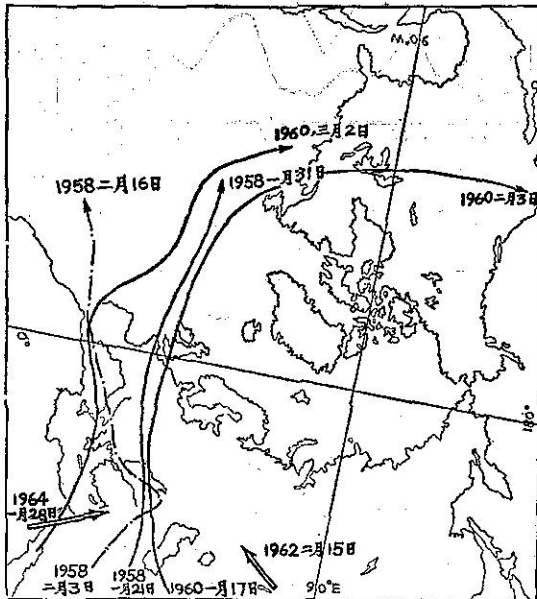


圖 1. 歐洲型增溫期間 10 毫巴面之高壓行徑

Fig. 1. The movements of the highs at the 10mb level during the european type of warmings.

(2) 美洲型：源於阿拉斯加之暖脊沿噴射氣流之南緣，向東南移入美國中南部，對流層噴射氣流在該區以北強化，隨後平流層迅速增溫。初期增溫中心沿緯度圈東移，再北偏進入格陵蘭、冰島區，或沿緯度圈橫越大西洋直入地中海或歐洲。圖 2 亦為伴隨增溫區之 10 毫巴反氣旋中心之路徑。發生於 1957 年 1 月

23 日至同年 2 月 20 日，1959 年 1 月 6 日至同年 1 月 20 日，1960 年 12 月 23 日至 1961 年 2 月 3 日，1961 年 1 月 26 日至 1961 年 2 月 2 日，1963 年 1 月 14 日至同年 2 月 1 日屬於美洲型平流層增溫⁽⁴⁾。

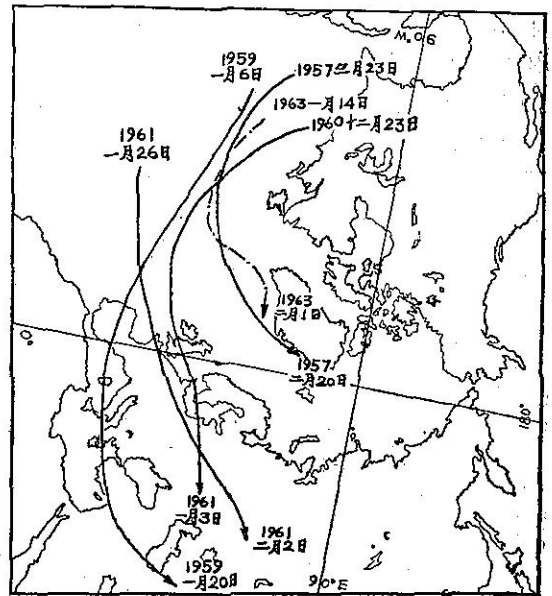


圖 2. 美洲型增溫期間 10 毫巴面之高壓行徑

Fig. 2. The movements of the highs at 10mb level during the american type of warmings.

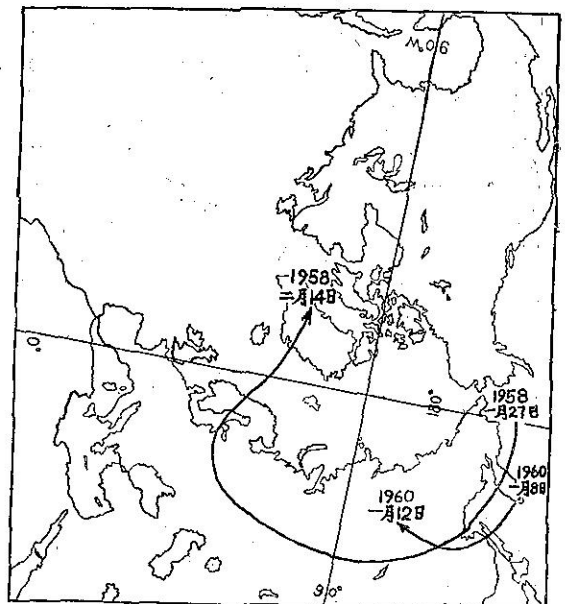


圖 3. 西伯利亞型增溫期間 10 毫巴 24 小時溫度變差大於 25°C 之行徑

Fig. 3. The movements of the 24hr temperature change >25°C at 10mb during the siberian type of warmings

(3)西伯利亞型：源於阿拉斯加及堪察加之暖脊，沿氣流之相反方向往西到達西伯利亞東部再迅速增溫。其路徑先沿緯度圈西進，再偏北到達蘇俄亞洲部份，如1960年1月8日至同年1月12日；或沿緯度圈長途跋涉，越歐亞大陸直抵格陵蘭，如1958年1月27日至同年2月14日所發生之平流層增溫均屬此型。由於蘇俄及中國大陸之資料久缺，對於此型之增溫認識尚不够完整。圖3所示者為伴隨着西伯利亞型平流層增溫之24小時增溫中心路徑，此增溫中心以三天內最大增溫在 25°C 以上作標準⁽¹²⁾。

平流層增溫效果

由於北極地區冬季缺乏日照，隆冬時期，極渦深度達最大值，且中緯度或副極地反氣旋（如阿留申反氣旋）之發展，使中高緯度高空等壓面之高度梯度加大⁽⁷⁾，因此對流層及平流層之極夜噴射氣流隨之強化，通常最大風速之出現比最高溫之出現時間提早了3到10天。

圖4所示為平流層及對流層幾個選定之物理參數在增溫期間之變化狀況。圖中曲線c是由北緯45度以北之10毫巴最高之高度值（即曲線a所示者）減去10毫巴極渦中心之高度值（即曲線b所示者）所得之差，以代表中緯度及高緯度10毫巴等壓面之高度梯度。曲線c之兩個高峯比曲線d之兩個溫度高峯提早三天。曲線c之第一高度梯度高峯顯示阿留申反氣旋之建立及極渦之加深兩種效用而引起了極夜噴射氣流之強化，其中以極渦之加深對噴射氣流之強化貢獻最大。至於高度梯度之第二高峯則純由阿留申反氣旋之加強而來。值得注意的是曲線e之高峯出現於曲線c高峯之前約3至5天，這一點說明了通過100毫巴往上流動之能量極大值比高度梯度之極大值出現為早。

由動能之觀點看，極區波數1之動能增加，對應阿留申反氣旋之發展，在反氣旋區，可測得暖空氣系統穿越高空等壓面圖之等高線向高緯度移動，使原來環繞極地（circumpolar）之低渦被迫向低緯度南移，於是轉換為波數2之動能增加，當動能到達最大值時，低渦隨即崩潰，整個北半球平流層環流成為雙極型態（bipolar pattern）⁽⁶⁾ 每逢增溫中心北上進入極地時，均釀成極渦崩潰之局面，但極渦事後均能復原並回到其北極點附近之正常位置。

Mahlman (1969)⁽⁵⁾ 並進一步計算極渦崩潰前、崩潰期間及崩潰後之垂直速度面積平均值。（參閱

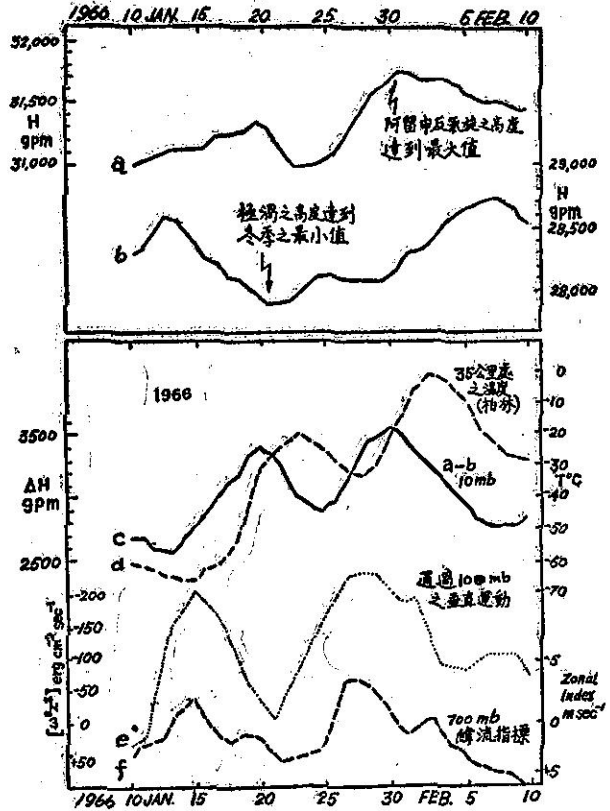


圖 4. 1966年初，對流層與平流層物理參數之變化
 曲線a：北緯45度以北10毫巴之最大高度。
 曲線b：10毫巴極渦之中心高度。
 曲線c：由曲a線減曲線b所得之差。
 曲線d：35公里處之柏林實測溫度。
 曲線e：通過100mb面之垂直運動。
 負值表示上升氣流。
 曲線f：700mb 55°-70°N 緯流指標(西半球)

Fig 4. Tropospheric and stratospheric parameters during early 1966.

- Curve a: max. height of 10mb level N. of 45°N .
- Curve b: Central height of 10mb polar vortex.
- Curve c: difference, a minus b.
- Curve d: temperature at 35km, Berlin
- Curve e: vertical flux of geopotential through the 100mb level. negative value refer to upward flux.
- Curve f: Polar zonal index (55° - 70°N) 700mb

(CHINA) JOURNAL OF METEOROLOGY

The evolution of the polar vortex and the associated circulation

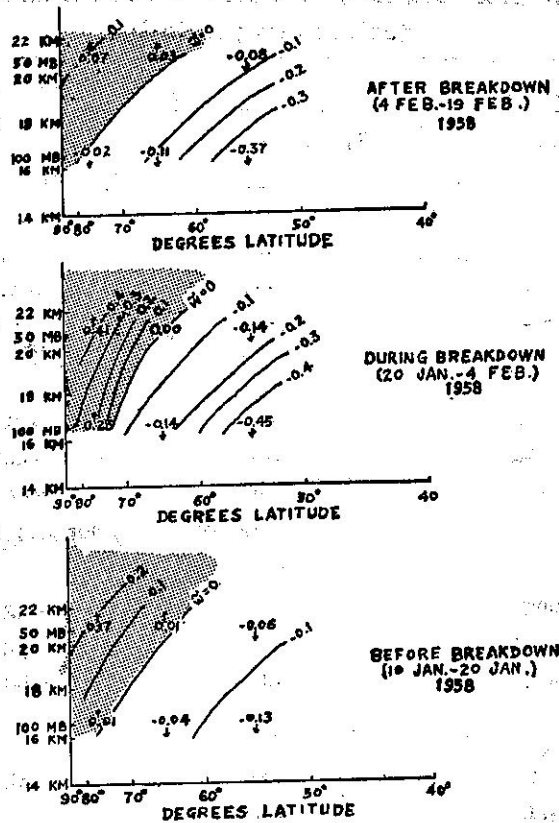


圖 5. 極渦崩潰前(下圖)進行崩潰期間(中圖)及崩潰後(上圖)之面積平均垂直運動 ω , 單位為每日公里, 陰影區為上升氣流。

Fig 5. Area-averaged vertical motion (ω) before, during, and after the polar vortex breakdown, unit in km. per day. Hatching denotes area of rising motion.

圖5)計算結果顯示在極渦崩潰之每一階段,極帽均有顯著之上升氣流出現,而在進行崩潰期間垂直速度之強度達到最大值。由平均主環流胞 (Mean general circulation cell) 所提供之上升氣流及水平渦旋熱流 (Horizontal eddy heat flux) 對增溫率之貢獻加上由輻射散熱率與實測增溫率比較, (參閱表一)說明上升氣流絕熱減溫須由大量之水平渦旋熱流來補償,並認後者為平流層增溫必要之增溫機制 (necessary warming mechanism)。

再參閱圖 4, 由曲線 e 及 f 之近似平行看, 對流層中高緯度高指標之強盛緯向氣流與通過 100 毫巴

之大量上升氣流同時出現, 三至五天之後 10 毫巴之極夜噴射氣流強化, 約三天後平流層增溫出現, 隨後噴射氣流減速, 通過 100 毫巴之上升氣流減少, 對流層緯流指標約一週後陷最低值, 顯示西風帶阻塞作用建立。Labitzke (1964) 也發現在歐洲型平流層增溫發生後十天左右歐洲阻塞高壓形成, 十天大範圍之地面氣壓負距平由大規模之正距平所取代。且歐洲型平流層增溫所形成之歐洲阻塞高壓能持續一至三週之久。當然隆冬平流層增溫並非阻塞作用之必要條件, 但歐洲型平流層增溫不失為作預報歐洲阻塞高壓之次要指標。

表1. 平流層極帽地區之熱力平衡 (單位: 度/日)

Table 1. Heat balance of the polar cap in the stratosphere
(unit in deg. per day)

	實測增溫		估計輻射量		平均主環流胞		水平渦旋熱流	
			崩潰前		1月 10-20日			
100mb								
50°N以北	0.0	度/日	-1		+0.3		+0.7	
60°N以北	+0.1		-1		-0.3		+1.4	
70°N以北	+0.2		-1		0.0		+1.2	
50mb								
50°N以北	-0.4		-1		-0.4		+1.0	
60°N以北	-0.2		-1		-1.0		+1.8	
70°N以北	-0.3		-1		-1.5		+2.2	
			崩潰期間		1月20日-2月4日			
100mb								
50°N以北	+0.4		-1		+1.2		+0.2	
60°N以北	+0.8		-1		-1.1		+2.9	
70°N以北	+1.1		-1		-2.2		+4.3	
50mb								
50°N以北	+0.7		-1		-0.1		+1.8	
60°N以北	+1.0		-1		-1.7		+3.7	
70°N以北	+1.3		-1		-3.9		+6.2	
			崩潰後		2月4日-19日			
100mb								
50°N以北	+0.1		-1		+1.6		-0.5	
60°N以北	+0.1		-1		+0.4		+0.7	
70°N以北	0.0		-1		+0.4		+0.6	
50mb								
50°N以北	+0.1		-1		+0.3		+0.8	
60°N以北	0.0		-1		-0.2		+1.2	
70°N以北	-0.2		-1		-0.4		+1.2	

平流層增溫對臺灣冬季持續性天氣之影響

每屆冬季，臺灣北部地區經常毛毛細雨，連日不絕，此乃受冬季盛行東北季風，加上地形抬舉所影響，北部及東北部地區下雨之機率最大。通常冷鋒通過，連續三五日之降水不足為奇。但連續一週以上甚至整個月連續降水者，必定受到整個半球大規模之環流所牽制，才能迫使鋒面徘徊不前或不斷的有新生鋒面通過。

臺灣地區平均月降水日數超過半個月的月份計北部地區（以臺北為代表）為12, 1, 2, 3及6, 7月份；中部地區（臺中為代表）為6, 7, 8三個月；南部地區（以高雄為代表）6, 7, 8為三個月；東部地區（以花蓮為代表）除7, 8, 9三個月外，其餘月份其降水日數均佔半個月以上（參閱表二）。因此對臺灣冬季持續性天氣之討論可直接以北部地區作為探討對象。何況臺北之雨日串（即連串降雨日數）之平均串長

以三月份為最長(13)，串長1至6天之頻率較多，對於冬季持續性雨日均以連續九日及九日以上作為標準。但串長為9天之頻率竟比6天之頻率為多。因此本文

表 2. 臺灣各區平均降水日數

Table 2. Average number of days with precipitation in Taiwan

地 區 \ 月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
臺 北 1897—1960	16.3	16.4	17.1	15.0	16.1	16.1	14.3	14.3	13.9	15.0	15.0	16.1
臺 中 1897—1960	7.5	9.9	11.9	11.1	12.9	16.7	15.9	17.1	8.8	3.4	4.5	6.2
高 雄 1932—1960	3.6	4.4	5.6	6.2	8.9	16.8	17.6	17.6	12.1	4.9	2.8	3.8
花 蓮 1911—1960	17.0	17.6	19.1	18.4	21.5	16.3	10.9	12.9	14.9	15.6	15.9	16.4

檢查 1957 至 1964 年間1月至3月份臺北連續九天以上(含九天)雨日之發生時間與增溫發生時間作比較(參閱表3)，就時間而言，兩者似無相關可

尋，很難看出平流層增溫與臺灣冬季持續性壞天氣有某些直接關係。但每次發生持續性天氣時則與阻塞高壓息息相關。

表 3. 平流層發生增溫期間與連續降水九天以上之日期

Table 3. Periods during stratospheric warmings and durations of precipitation over 9 days:

年	平流層發生增溫期間	連續降水九天以上之日期	持續天數
1957	1月23日 — 2月20日	2月3日 — 3月2日	28
1958	1月21日 — 1月31日 2月3日 — 2月16日 1月27日 — 2月14日	—	—
1959	1月6日 — 1月20日	2月3日 — 2月11日 2月20日 — 3月2日	9 11
1960	1月8日 — 1月12日 1月17日 — 2月3日 2月7日 — 3月2日	1月22日 — 2月2日 3月14日 — 3月27日	12 14
1961	1960年12月23日 — 1961年2月3日 1月26日 — 2月2日	2月15日 — 2月25日 3月5日 — 3月16日	11 12
1962	2月15日 — ?	—	—
1963	1月14日 — 2月1日	—	—
1964	1月28日 — ?	1月22日 — 2月1日 2月19日 — 3月1日	11 12

值得注意的是美洲型平流層增溫大多數長途跋涉後到達東歐止步，高溫區約1至2日後可反映於500毫巴東經70至90度之暖脊，東亞東經100至120度

有一對應冷槽，但並不能構成阻塞作用，尚須阿拉斯加及北歐阻塞高壓之配合，才能構成顯著阻塞作用，使臺灣附近之鋒面滯留一相當長時間。

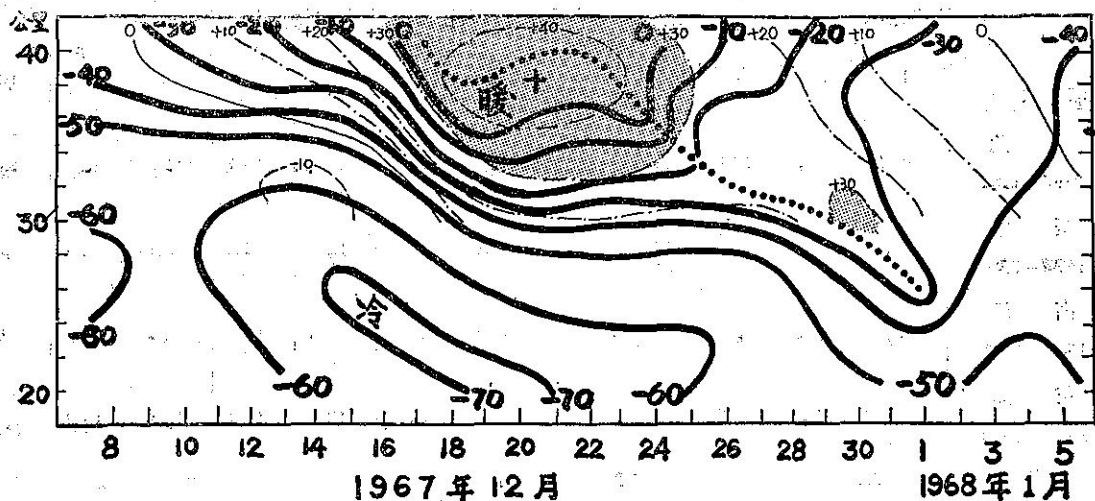


圖 6. 西德柏林之溫度時間剖面圖。

粗實線為等溫線，以攝氏溫度表示。

細線為與國際太空研究委員會之參考大氣之偏差，也以攝氏度表示。

陰影區表偏差攝氏正30度以上之區域。

平流層頂以點線表示。

Fig 6. Time section of temperature for Berlin, Germany.

Isotherms are solid lines labeled in degree Celsius.

Deviations from the Committee on Space Research International Reference Atmosphere are plotted as thin lines labeled in degree Celsius with deviations over +30°C shaded.

Stratopause is shown by dotted line.

結 論

- 一、隆冬平流層增溫與暮春平流層增溫有別，前者常可導致極渦崩潰，進而造成阻塞作用；而後者則可使平流層冬型環流轉變為夏型環流。
- 二、隆冬平流層增溫並非阻塞作用之必要條件，但可作為預測阻塞高壓之次要指標。
- 三、平流層增溫對臺灣冬季持續性天氣似未構成直接影響，但有間接影響。
- 四、由於大規模之隆冬平流層增溫比較不常發生，且在增溫期間，平流層中部及上部可獲得之資料較少，對於平流層增溫之知識仍然缺乏。

參 考 文 獻

(1) Hering W. S. and Craig R. A. 1959
The stratospheric warming Of Jan-Feb 1957
Journal of Meteorology. Vol. 16, No. 2.
pp 91-107

(2) Johnson K. W. 1969
A Preliminary Study of the Stratospheric Warming of Dec. 1967-Jan. 1968
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8. pp 553-564.

(3) Johnson K. W. and Gelman M. E. 1968
Temperature and Height Variability in the Middle and Upper Stratosphere During 1964-1966 as Determined From Constant Pressure Charts
Monthly Weather Review Vol. 96, No. 6. pp 371-382.

(4) Labitzke K. 1964
On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter.

W. M. O. Technical Note No. 66

W. M. O. No. 162, TP. 79. pp 249-261

- (5) Mahlman J. D. 1969
Heat Balance and Mean Meridional Circulation in the Polar Stratosphere during the Sudden Warming of Jan 1958
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8, pp. 534-540
- (6) Miller A. J. and Johnson K. W. 1970
On the interaction between the Stratosphere and Troposphere during the Warming of Dec. 1967-Jan. 1968
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 96, No. 407, pp 24-31
- (7) Quiroz R. S. 1969
The Warming of the Upper Stratosphere in Feb. 1966 and the Associated Structure of the Mesosphere
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8, pp. 541-552
- (8) Scherhag R. 1960
Stratospheric Temperature Changes and the Associated Changes in Pressure Distribution
Journal of Meteorology, Vol. 17, No. 6, pp. 575-582
- (9) Teweles S. 1958
Anomalous Warming of the Stratosphere over North America in early 1957
Monthly Weather Review, Vol. 86, No. 10, pp. 377-396
- (10) Teweles S. and Finger F. G. 1958
An Abrupt Change in Stratospheric Circulation beginning in mid- Jan. 1958
Monthly Weather Review, Vol. 86, No. 1, pp. 23-28
- (11) Wilson C. V. and Godson W. L. 1963
The Structure of the Arctic Winter Stratosphere Over A 10-yr Period
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 89, No. 379, pp. 205-224
- (12) 戚啓勳 1970
冬半年平流層中部環流之變化及其爆發性增溫現象。
颱風預報研習會教材，第一號，臺灣省氣象局，東亞大氣環流研究，第42-47頁。
- (13) 彭立 1968
臺北雨日之機率與持續性
國立臺灣大學理學院地理學系研究報告
第五期，民國57年6月，第107-114頁