

## 太平洋暖高形成过程的一个分析\*

羅 四 維

(中国科学院地球物理研究所)

### 一. 东部太平洋各站冬夏垂直温度的分佈

在1949年裏, 东太平洋各站上空对流層頂是隨着季節及相對於太平洋高压的位置而變化的。

在6月以前高压中心附近上空經常是有兩個对流層頂, 而高压的南边只有一個对流層頂, 在6月以後高压中心北移, 其中心附近上空只有一個对流層頂, 但有時在高压的極南面可以出現兩個对流層頂。對於同一個站在同一季節內, 當其上空為一個对流層頂時, 則这对流層頂的高度介于有兩個对流層頂的高度中間, 而其温度比兩個对流層頂中之任何一個温度都低。

圖1為1949年2月, 3月东太平洋各站高空探測的平均情况, 其中A為平均高压中心的測站(在 $30^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ , 以後簡稱甲站)上空的平均探空(共51次, 其中有22次達到了100毫巴)。由此曲線可以看出在此時期中, 這個高压中心測站上空有兩個对流層頂: 一在190毫巴高度, 温度為 $-63.4^{\circ}\text{C}$ ; 一在90毫巴高度, 温度為 $-70^{\circ}\text{C}$ , 而中間有一較暖的氣層。此時在高压南面的夏威夷(圖中B曲線)上空只有一個对流層頂, 平均温度為 $-74^{\circ}\text{C}$ , 平均高度為90毫巴。而此時位於北緯 $49^{\circ}$  西經 $148^{\circ}$  的測站(以下稱乙站), 則常有兩種顯然不同的氣团, 一種氣团各層的氣温較高, 对流層頂較低, 另一種氣团各層的温度較低, 对流層頂亦較低, 我們分別用C和C'二曲線(C為直達100毫巴的21次探空的平均, C'為直達100毫巴7次探空的平均)表示這兩種情况: 前者对流層頂的高度為220毫巴, 温度為 $-62^{\circ}\text{C}$ ; 後者对流層頂的高度為280毫巴, 温度為 $-51^{\circ}\text{C}$ 。比較各曲線, 我們可以看出甲站上空160毫巴高度以上的温度分佈, 与夏威夷上空的温度分佈很相似, 只是由於緯度偏北 $10^{\circ}$ , 温度普遍較夏威夷的低一點而已; 而160毫巴高度以下的温度分佈与其較偏北 $19^{\circ}$ 個緯度的曲線C

\* 1955年5月27日收到。中国科学院地球物理研究所論著第275号。

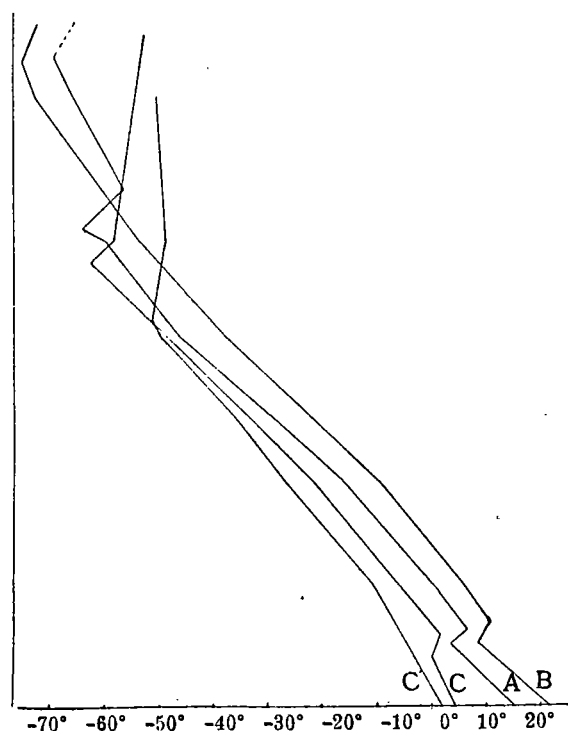


圖 1.

- A 爲甲站1949年2月及3月的平均上升曲線(共22次達到100毫巴);  
 B 爲夏威夷1949年2月及3月的平均上升曲線(共25次達到100毫巴);  
 C 爲乙站1949年2月及3月的平均上升曲線(共21次達到100毫巴);  
 C' 爲乙站1949年2月及3月的平均上升曲線(共7次達到100毫巴)。

溫度爲  $-67^{\circ}\text{C}$ ; 第二個的高度爲 90 毫巴, 溫度爲  $-70^{\circ}\text{C}$ 。在對流層頂以下兩種溫度的分佈極爲相似, 都有信風逆層, 厚度、高度和強度也都相差不多, 唯一不同之處, 就是在只有一個對流層頂的情況下, 整個對流層的溫度均較低, 較另一種情況的溫度約低了  $1^{\circ}\text{C}$ 。比較冬夏兩季夏威夷的對流層頂, 我們知道, 在大多數情況下(A 曲線)夏季對流層頂低, 溫度高, 在有些情況下(曲線 B), 夏季第二個對流層頂的高度和冬季的相同, 溫度仍然是高, 如以夏季總平均(A 和 B 的平均)來說, 則夏季的對流層頂較冬季的要低一些, 這與同緯度西經  $80^{\circ}$  上空對流層頂的年變化相符合。

在這兩個月中甲站有 27 次達到對流層頂的上空, 圖 2 中 D 爲這 27 次的平均, 它的對流層頂的平均高度爲 120 毫巴, 與夏威夷大多數情況相似。在 200—250 毫巴高度以下, 甲站各層平均溫度, 較夏威夷低  $2-3^{\circ}\text{C}$ , 200—250 毫巴高度以上溫度較夏

的溫度分佈很相似, 因此我們可以推測在晚冬(2, 3月)平均太平洋高壓中心附近的 160 毫巴左右以下的空氣可能爲北方的極地變性氣團所組成, 而此高度以上的空氣爲南方的熱帶氣團所組成。

到了夏季則情況有所不同。圖 2 爲同年 7, 8 兩月東太平洋各站平均上升曲線, 測站與圖 1 同, 不過加了個中途島(該站冬季記錄太少, 故未作平均)。A 和 B 爲夏季夏威夷兩種經常出現的平均探空: 在 A 曲線上(達到 100 毫巴的 40 次平均情形), 我們可以看到一個對流層頂, 高度爲 120 毫巴, 溫度爲  $-72^{\circ}\text{C}$ ; B 曲線上(28 次的平均)有兩個對流層頂: 第一個對流層頂的高度爲 160 毫巴,

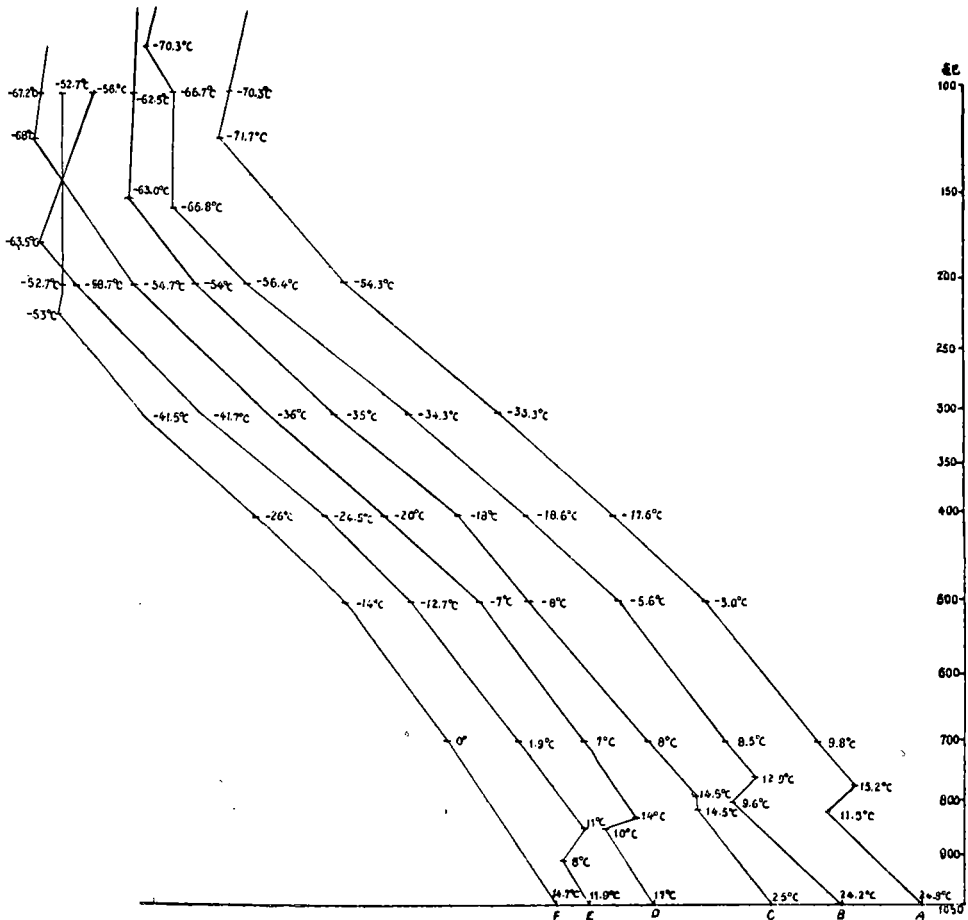


圖 2. 1949 年 7 月, 8 月中上升曲線平均情形

(其中只包括了達到 100 毫巴以上的上升曲線)

- |                 |                 |
|-----------------|-----------------|
| A, 夏威夷(共 40 次); | B, 夏威夷(共 28 次); |
| C, 中途島(共 30 次); | D, 甲站(共 27 次);  |
| E, 乙站(共 32 次);  | F, 乙站(共 15 次)。  |

夏威夷高。按上面所討論的溫度分佈, 太平洋高壓軸在 200 毫巴高度以下自下向上向南方傾斜。200 毫巴以上, 則傾斜度反了過來(如果甲站和夏威夷的的探空可以代表這個區域的普遍情況的話)。中途島(30 次平均)的情況如圖 2 中的 C, 逆溫層以下中途島的平均溫度較甲站顯著的高, 兩者之差達  $8^{\circ}\text{C}$ , 逆溫層以上還是中途島的溫度較高, 不過相差不多, 僅  $1^{\circ}\text{C}$  左右, 在個別層中, 中途島的溫度反而較低, 到了對流層頂以上, 二者溫度差又顯著起來, 還是中途島高。中途島在甲站之西(在平均高壓中心的西南), 依照這種溫度分佈, 太平洋高壓軸是自下向上向西南傾斜的。比較中途

島、夏威夷和甲站的逆溫層，甲站(平均高压的东南)的逆溫層最強也最低(逆溫平均爲  $4^{\circ}\text{C}$  多)；其次爲夏威夷(平均高压的正南面)的逆溫層，其高度比甲站高了約 30—50 毫巴，逆溫層的強度爲  $3^{\circ}\text{C}$ ；在中途島(平均高压的西南方)只不过有厚度爲 20 毫巴的等溫層而已。這種逆溫層的分佈(高压东边强西边弱)是与前人所得結果相符的<sup>[2]</sup>。

圖 2 中  $E$  和  $F$  是乙站夏季常見的兩種氣团的平均情况、第一种情况( $E$ )对流層頂高，与中途島、夏威夷的相差不多，溫度介于二者之間，下面有逆溫層，由天氣圖中可以看出在這種情況下，該站南面不遠有鋒面存在，故此逆溫爲鋒面逆溫。第二種情况( $F$ )，对流層頂較低，下面還有逆溫層，整個空氣都屬於極地氣团的性質。

## 二. 暖高形成过程的一個分析

过去對於暖高形成原因有各种不同的解釋，如苗格爾 (Mügge)<sup>[3]</sup> 等人主張完全是由於平流層的輻射冷卻，使空氣加重下降，然後產生高压，然而一般人都不同意此種說法<sup>[4]</sup>；其次如布魯特 (Brunt) 認爲是由南方氣流北上的結果所形成的<sup>[5]</sup>，尤其是 8 千米以上的空氣柱北移引起高压形成的可能性很大<sup>[6]</sup>，羅斯比 (Rossby)<sup>[7]</sup> 等更進一步指出此種暖高形主要是發生在西風環流減弱的時候，也有另一些人如杜斯特 (Durst)<sup>[8]</sup> 及普利斯特萊 (Priestley)<sup>[9]</sup> 自理論上探討過暖高近地面的輻散作用及对流頂下輻合作用的平衡問題。而本文只是根據 1949 年的資料，舉出一個比較明顯的实例，具体地分析在西風環流弱時，先由高空冷平流的侵入，然後形成高压的过程。

在 1949 年中，不論在春季冷高經日本，中途島，夏威夷到甲站轉變成暖高，或者夏季已經存在的高压加強，都是先在高空突然變冷，接着產生下降運動，使冷高轉變爲暖高，或者使已經存在的高压加強。下面描述 1949 年 6 月 15—27 日太平洋暖高形成及其發展時情况。

圖 3 爲 11—15 日高压形成前的發展情形：11 日 500 毫巴圖在西經  $170^{\circ}$  有一很深的低压槽，南伸到北緯  $35^{\circ}$ ，其中心在阿拉斯加半島上空，在北緯  $25^{\circ}$  爲一高压帶；在地面低压中心亦在阿拉斯加半島，北緯  $30^{\circ}$  爲一鋒面，在鋒的南面，只有一很小的低压。12 日高空低压中心雖略有減弱，但低压槽較前一天南伸了 5 個緯度，同時高压帶亦分成幾個小的高压，其东边一個向东北移動了許多，達到北緯  $40^{\circ}$ ；地面低压中心亦減弱了許多(由 980 毫巴升到 990 毫巴)，鋒面亦開始消失，其南面的高压亦消失了。以後低压槽繼續南伸，到 15 日達到北緯  $25^{\circ}$  以南，切斷低压中心在北緯  $35^{\circ}$ ，其

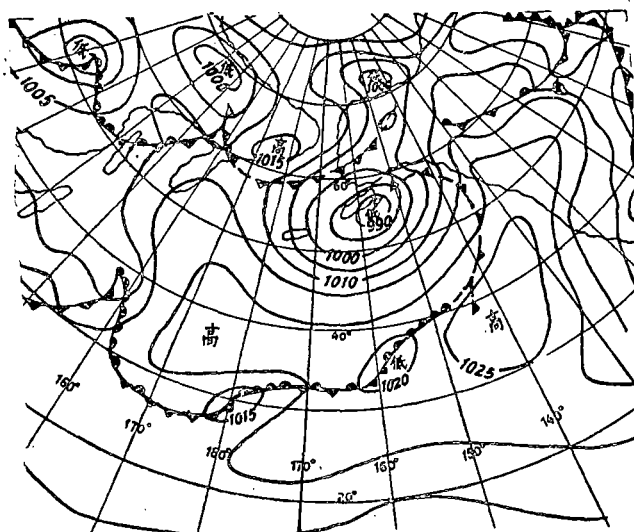


圖 3a. 1949 年 6 月 12 日 1200 GMT 地面圖

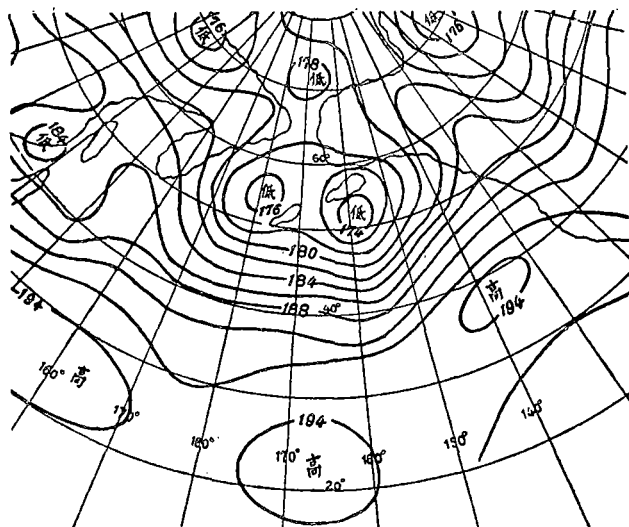


圖 3b. 1949 年 6 月 12 日 0300 GMT 500 毫巴圖

东边的高压亦有相当的加强；地面低压於 15 日已基本形成，中心在北緯  $47^{\circ}$ ，强度為 1035 毫巴，較 12 日增加了 10 毫巴。以後高压繼續加强，所有东移的低压都被阻高压的西边。

在这一時中高压中心附近上空的温度變化，可由圖 4 看出。圖 4 是幾乎在高压中心的測站(位於  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ ，以後簡稱乙站)6 月 12—19 日的上升曲線，由圖上可

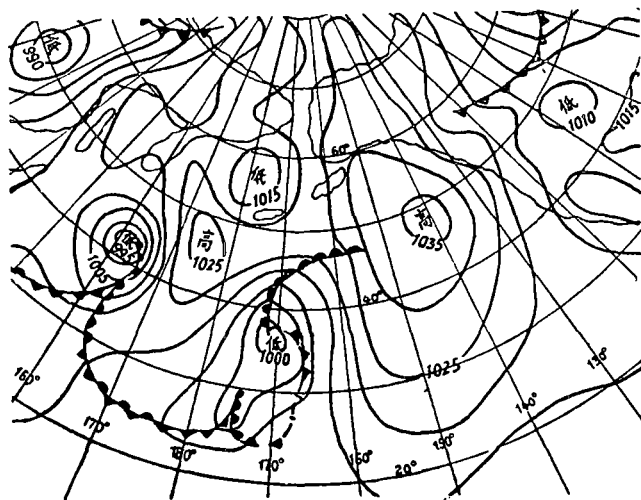


圖 3b. 1949 年 6 月 15 日 1200 GMT 地面圖

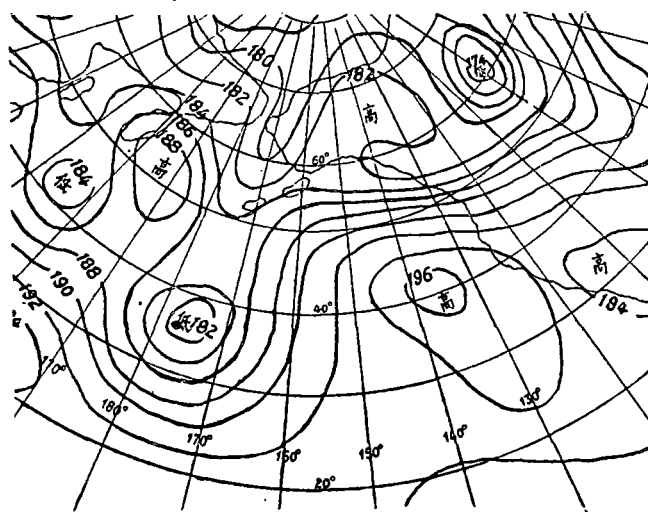


圖 3c. 1949 年 6 月 15 日 0300 GMT 500 毫巴圖

以看出, 对流層頂的温度自 13 日起開始降低, 13 日降低了  $8^{\circ}\text{C}$  (由  $-48 \rightarrow -56^{\circ}\text{C}$ ), 14 日降低了  $2^{\circ}\text{C}$  (由  $-56 \rightarrow -58^{\circ}\text{C}$ ), 15 日降低了  $7^{\circ}\text{C}$  (由  $-58 \rightarrow -65^{\circ}\text{C}$ ), 16 日降低了  $5^{\circ}\text{C}$  (由  $-65 \rightarrow -70^{\circ}\text{C}$ ), 以後温度又升高了一些, 平均為  $-65^{\circ}\text{C}$  上下; 13, 14 和 16 日 (15 日的探空 100 毫巴及 200 毫巴缺温度記錄) 100 毫巴高度上的温度變化分別為:  $-3, -3, -3^{\circ}\text{C}$ ; 200 毫巴高度上的温度變化分別為:  $-6, -3, -2^{\circ}\text{C}$ . 300 毫巴以下的温度都在升高 (除 700 毫巴以下的温度在 13 日略有降低外), 以 15—16 日升

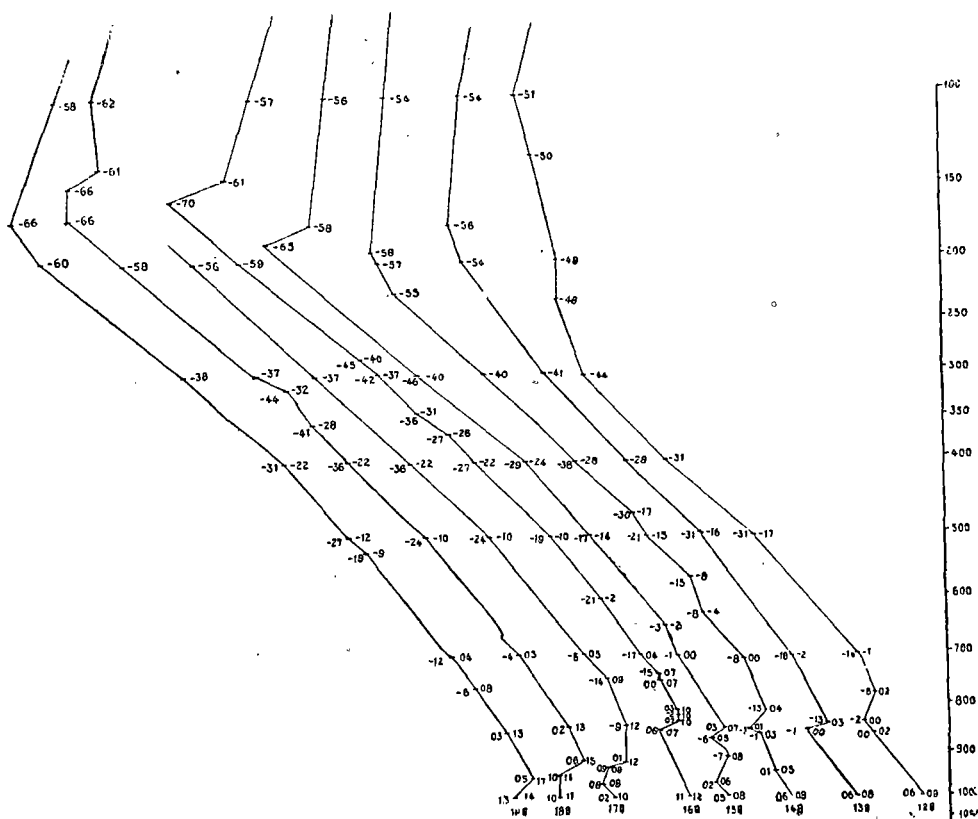


圖 4. 乙站 1949 年 6 月 12—19 日的上升曲線  
(曲線右边的數字表示溫度, 左边數字表示露點)

高得最多, 該日 300 毫巴以下平均升高了  $4^{\circ}\text{C}$ , 隨着溫度的增高, 各層露點降低, 如 16 日在 700 毫巴露點比 15 日下降了  $16^{\circ}\text{C}$  (由  $-1 \rightarrow -17^{\circ}\text{C}$ ), 該日並於 740 到 750 毫巴間出現了逆溫層, 其上下頂的露點相差  $15^{\circ}\text{C}$ 。17 日的探空僅達到了 200 毫巴, 但在 13 千米以上有質量的增加 (表 1), 故可以推測在 13 千米以上仍有冷平流。16 日到 17 日, 700—300 毫巴間的溫度無變化, 700 毫巴以下則溫度繼續增加, 如 700 毫巴增加了  $1^{\circ}\text{C}$ , 850 毫巴增加了  $5^{\circ}\text{C}$ , 並且出現了很强很低的逆溫層, 同時地面高压中心亦有顯著的加強。

在這個例子中各層高度之間的質量變化也是值得分析的。表 1 為這段期間乙站上空各層高度之間質量的變化 (由各等壓面高度的變化及靜力公式計算得來的), 由圖中可以看出由 12—14 日各層高度之間的質量均在增加, 到了 15 日 0.2—1.7 千米間的質量開始減少了  $0.3$  克/厘米<sup>2</sup>, 到了 16 日這種質量減少現象達到了 3.5—6 千米之

表 1. 1949 年 6 月 13—17 日乙站各層高度之間空氣柱的質量變化 (單位: 克/厘米<sup>2</sup>), 16 日中無括号的數字表示 14—16 日的變化, 而括号中的數字表示 15—16 日的變化.

|       | 13日  | 14日  | 15日  | 16日            | 17日  |
|-------|------|------|------|----------------|------|
| 無窮高处  | +0.2 | +1.1 | ?    | +3.1           | ?    |
| 18千米  | +3.4 | +2.2 | ?    | +5.4           | +0.8 |
| 13千米  | +2.3 | +2.0 | ?    | +2.3           | +0.7 |
| 10千米  | 0.9  | 0    | +5.9 | +1.6           | +1.1 |
| 6千米   | +3.1 | 0    | +1.1 | (-1.2)<br>-0.1 | -0.6 |
| 3.5千米 | +2.4 | +0.3 | +0.7 | (-1.1)<br>-0.4 | -0.2 |
| 1.7千米 | +1.9 | +0.2 | -0.3 | (-2.6)<br>-2.9 | -0.2 |
| 0.2千米 |      |      |      |                |      |

間的空氣層, 質量減少的強度是向上減小的, 而這天 6 千米以上的質量則大大增加, 而增加最多的是在 13—18 千米之間為 5.4 克/厘米<sup>2</sup>, 到 17 日 6 千米以上各層的質量繼續增加, 6 千米以下各層的質量繼續減少, 不過不論是高空質量增加的強度, 或是低空減弱的強度都較前一天大為減弱, 且質量減少最多的空氣層是在 3.5—6 千米之間。

上面所講的溫度變化及質量變化是完全可以解釋的。300 毫巴 (相當於 13 千米) 以上有了冷平流, 增加了質量, 產生下降運動, 於是下層的溫度增加, 同時發生輻散作用。凡是冷平流愈強, 下降運動亦愈強, 下層的溫度增加亦愈多, 同時所發生的輻散作用亦愈強, 地面高壓亦愈強。可以看出在 15 日以前, 雖有水平輻散, 但在三度空間裏則仍是輻合, 故各層之間的質量均在增加。到了 15 日, 0.2—1.5 千米之間發生了三度空間的輻散, 質量減少, 到 16 日這種三度空間的輻散作用達到了 6 千米高, 但這種輻散的強度在 0.2—1.5 千米氣層中最大, 且較前一天增了很多, 就在這一天高空冷平流最強, 質量增加得多, 500 毫巴高度以下空氣的下降運動加強, 其溫度也升高得最多最明顯, 地面高壓的強度達到頂點; 第二天, 即 17 日, 高空冷平流減弱, 增加的質量較小, 低空 (6 千米以下) 的三度空間輻散強度亦減弱, 隨之地面的高壓亦減弱了一些。

在此時期中, 甲站各層的溫度變化可由圖 5 看出 12 日低空有很強的下降運動, 700 毫巴的溫度較前一天增高了 4°C (由 4→7°C), 同時逆溫層增強很多。13 日記錄只達到了 145 毫巴, 沒有出現對流層頂, 各層溫度與前一天沒有什麼變化, 但 200 毫巴的高度升高了 43 米; 14 日的記錄只達到了 105 毫巴, 但已能看出 105 毫巴比 12 日變冷了 3°C (-66→-69°C), 且 200 毫巴 (100 毫巴缺記錄, 200 毫巴缺溫度記錄) 的

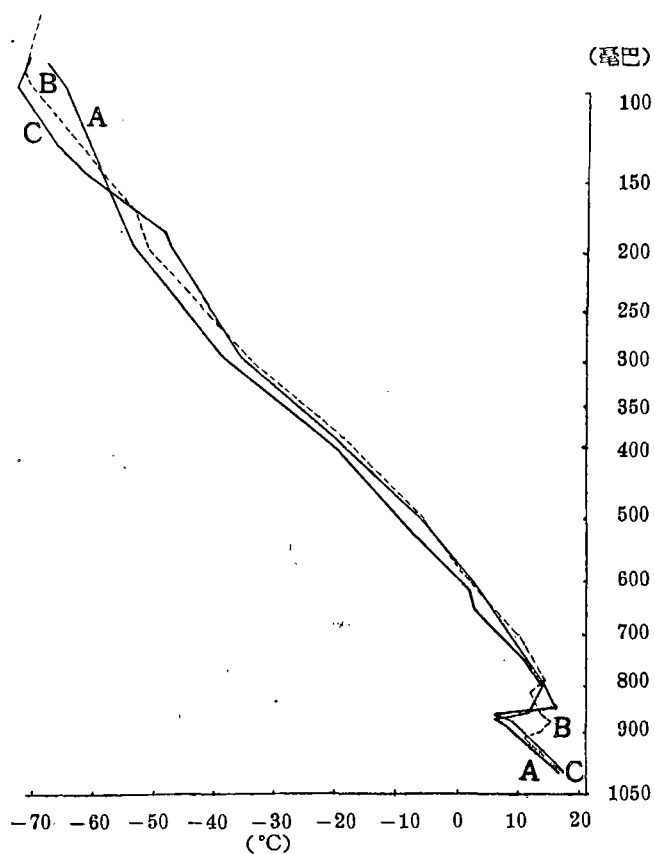


圖 5.

A, 12 日上升曲線; B, 15 日上升曲線; C, 16 日上升曲線.

高度又較 13 日增加了 57 米, 15 日記錄達到 17 毫巴, 对流層頂在 95 毫巴, 溫度為  $-73^{\circ}\text{C}$ , 105 毫巴的溫度較 14 日變冷了  $2^{\circ}\text{C}$ , 300 毫巴以下產生下降運動, 400, 500 及 700 毫巴各層的溫度分別增加了  $3^{\circ}\text{C}$ ,  $2^{\circ}\text{C}$  及  $2^{\circ}\text{C}$ . 其下面一個逆溫層雖然減弱很多, 而在 790—810 毫巴之間出現了新的逆溫層, 16 日高空繼續變冷, 低空繼續產生下降運動, 逆溫層大大加強. 以後高空溫度升高, 低空逆溫層亦升高且減弱, 由於離高压中心太遠, 不再作討論. 此時夏威夷雖位於高压之南面, 離中心的距離更遠了, 但是亦可以很明顯地看出, 在高空 100 毫巴處的溫度由 15 到 17 日降低了  $5^{\circ}\text{C}$ , 同時低空 16 及 17 日連續產生下降運動, 溫度升高, 逆溫層降低.

由此可見在高压形成以前, 首先是在高空較大範圍內的溫度有顯著的降低, 質量有顯著的增加, 然後產生下降運動, 在高压中心上空 (13—18 千米), 溫度降低最多, 質量增加也較多, 所以產生下降運動亦較強, 空氣質量的減少主要發生在 0.2—1.5 千米

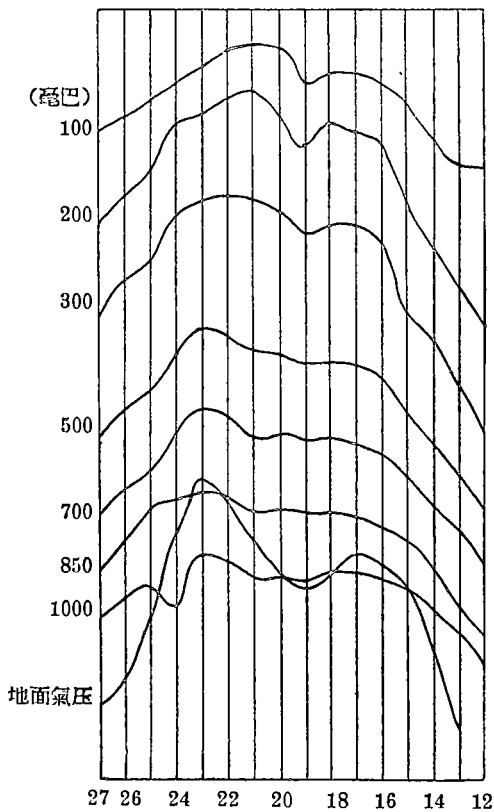


圖 6. 1949 年 6 月 12—27 日乙站高空各等压面的高度變化及地面氣压的變化情形

之間。在離高压中心較遠的地方如甲站上空，比高压中心上空冷得較少，空氣質量的增加亦較少，而主要的質量輻散區在 3.5—6.0 千米之間(圖略)。

最後還要討論一下，地面中心強度的變化与高空各層等压面高度變化的關係。圖 6 是 1949 年 6 月 12 日到 27 日各層等压面上高度的變化情形，在整個高压的發展过程中，地面最強的時候是在 23, 24 日以後開始減弱(19 日，以後曾一度略有減弱，各層高度上的變化都一致，可以看作是整個高压發展中一個小現象，這裏不作討論)。1000, 850, 700 及 500 毫巴等等压面，都是与地面一致的，其高度在 23 日都達到最高，但 300 毫巴的高度是 22 日最高，而 200 及 100 毫巴都是 21 日的高度最高，也就是說在高空減弱的現象比地面要早一天到二天，並且這種現象在这一年中是很普遍的。至於其

原因有待以後更進一步的研究。

致謝：這篇文章是在葉篤正同志指導之下完成的，特此致謝。

### 參考文獻

- [1] Hess, S. L., 1948, Some now mean meridional cross sections through the atmosphere. J. of Met. 5. 293—300.
- [2] Byers, H. R., 1944, General meteorology.
- [3] Mügge, R., 1927, Über warme Hochdruckgebiete und ihre Rolle in atmosphärischen Wärmehaushalt. Voröff. geophys. Inst. Univ. Lpz., (2) 3: 239—266.
- [4] Gowan, E. H., 1947, Night Cooling of the Ozonosphere. Proc. Roy. Soc., (A) 190: 227-231.
- [5] Brunt, D., 1944, Physical and Dynamical Meteorology. 2nd ed. Chambridge University Press. p. 378.
- [6] Wexler, H., 1951, Anticyclones, Compendium of Meteorology. American Meteorological Society.

- [7] Berggren, R. Bolin, B. and Rossby, C-G. 1949, An Aerological Study of Zonal Motion, Its Perturbation and Break Down. *Tellus*, 1, 14—37.
- [8] Durst, C. S., 1933, The Intrusion of Air into Anticyclone. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 59, 231—234.
- [9] Priestley, C. H. B., 1947, Atmospheric Pressure Change: The Importance of Deviations from the Balanced Wind. *Austr. Journal Science Res.* Vol. 1, No. 1.

## АНАЛИЗ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕПЛОГО АНТИЦИКЛОНА

Ло Сэ-ве

РЕЗЮМЕ

За февраль и Март 1949 г. над центром среднего антициклона всегда имеется два тропопаузы, которые образовались от двух воздушных масс. Столб воздуха ниже 160 м., может быть, относится к полярному воздуху, а столб воздуха выше 160 м., может быть, относится к тропическому воздуху. Летом высота тропопаузы над Хонолулу ниже, чем зимой, а температура тропопаузы летом выше, чем зимой.

До времени образования тихоокеанского антициклона, сначала в верхнем пространстве в значительно крупной области температура резко падает, особенно над центром антициклона. Выше 6 км масса воздуха резко возрастает. За 24 часа над центром в слое воздуха между 13—18 км масса воздуха возрастает наиболее. Только после возрастания массы воздуха в верхнем пространстве, в нижнем пространстве возникает нисходящее движение: Температура каждого слоя возрастает; интенсивность инверсии усиливается и её высота падает. Когда антициклон образовался, в приземном слое (0.2—1.5 км) начнет возникать пространственная дивергенция массы. Когда в верхнем пространстве (13-18 км) имеется резкое возрастание массы, в нижнем пространстве (0.2—3 км) возникает интенсивная пространственная дивергенция массы, в особенности, в приземном слое (0.2—1.5 км).