第30卷 第2期
1959 年 5 月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 30, No. 2
May, 1959

一个东北低压的机制分析*

归佩兰　王作述

（中国科学院地球物理研究所）

提　　要

本文对 1957 年 12 月 16—20 日我国东北地区的一次强烈的气旋發展过程进行了三度空間分析．分析結果指出：由气旋初生一直到填塞，在气旋中心上空各層等压面(200mb 以下)間均出現上升运动，并且在浪空气区域內也几乎全是上升运动．随着气旋的發展，中心上空的上升运动以及輻散輻合的量都一直在增强，无輻散面的高度逐漸下降并趋于对称，当冷空气南下时，在冷堆南部上升运动最强，因而使这部份的冷堆向上延伸，这是促使高空孤立冷渦形成的主要机构．此次气旋內的降水集中在冷堆內，并不像一般冷渦一样祇限于冷堆的东南部．

一、引　　言

1957 年 12 月 17—20 日，在我国东北境內出現了一次强烈的气旋活动．它在东北全境造成了十多年来罕見的大風雪，从 12 月 18 日 8 时至 19 日 8 时（北京时），在鶴崗出現了 42 毫米的降水量，齐齐哈尔降水量达 23 毫米，其他各站的降水量大多在 10 毫米以上．同时，在气旋發展过程中，地面相伴出現大范圍的强風区，風速普遍在 8—9 級以上，而最大風速达 10 級以上．这种大風雪，在东北冬季是少見的．

这一次的气旋在 12 月 17 日在渤海灣生成，然后向我国东北移动并强烈發展．在低压發展的后期，由 850 至 200 毫巴的各層等压面都表現有强烈的閉合低压环流．

本文的目的，想就这次气旋的發生和發展过程进行三度空間的分析，并計算在气旋發展时期中各主要等压面間的垂直速度分布．我們希望通过这样的分析，揭露这次气旋發生和發展的机制，并討論高空冷渦形成以及冷渦区域內降水分布的型式．

二、一般天气过程

圖 1—5 表示 1957 年 12 月 16—20 日的地面及 500 毫巴的形势．在 16 日 08 时圖(1a, b)从西方有一个發展着的高空槽往东移近我国东北边境，与高空槽相伴的地面冷高压及冷鋒均表現甚强烈．到 17 日(圖 2a, b)高空槽已进入我国东北境內并表現加深，在渤海灣的地面冷鋒上有一个气旋初生．气旋發生以后迅速發展，并向东北方向移动．在低压附近地区出現了 7—8 級大風．在 12 月 18 日零捌 (08) 时 (圖 3a, b) 气旋已移至海参威东南，中心气压在 24 小时內加深了 20 毫巴，此时我国的东北位于低压的后部，普遍出現了 8—9 級大風，黑龙江辽宁东部和吉林有中雪到大雪．这时在高空各層等压面上相应于地面气旋的位置附近，出現了閉合的冷气旋渦．在 12 月 19 日(圖 4a, b)气旋趋于填塞，并移

* 1958年10月7日收到．

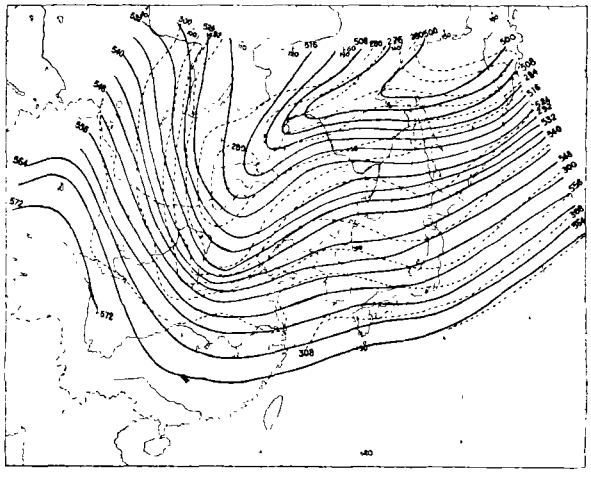


圖 1a. 1957 年 12·16·20 时 500 毫巴圖，实綫为等高綫，間隔为 40 位势米，虚綫为等温綫，間隔为 4°A.

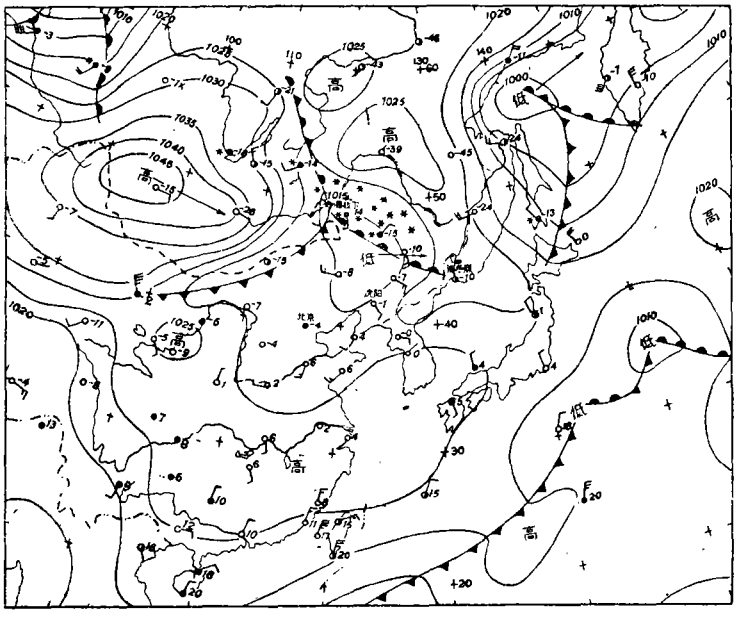


圖 1b. 1957 年 12·16·02 时地面圖.

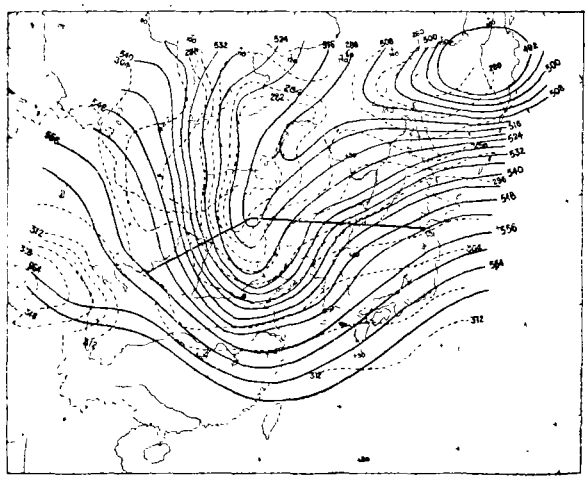


圖 2a. 1957 年 12·17·08 时 500 毫巴圖，粗实綫为圖 6 的剖面位置，其余說明同圖 1a.

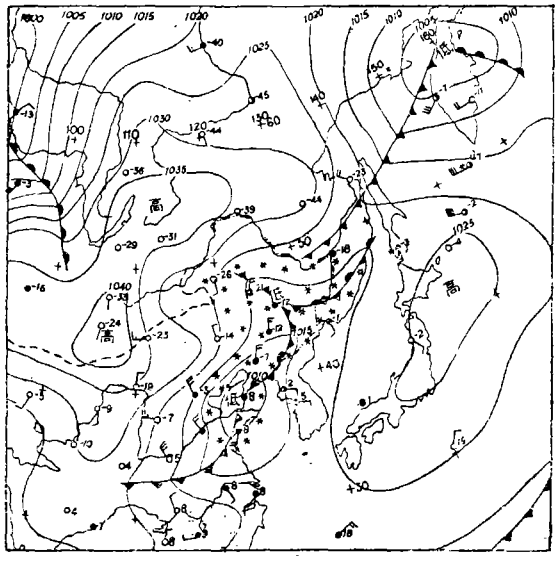


圖 2b. 1957 年 12·17·02 时地面圖.

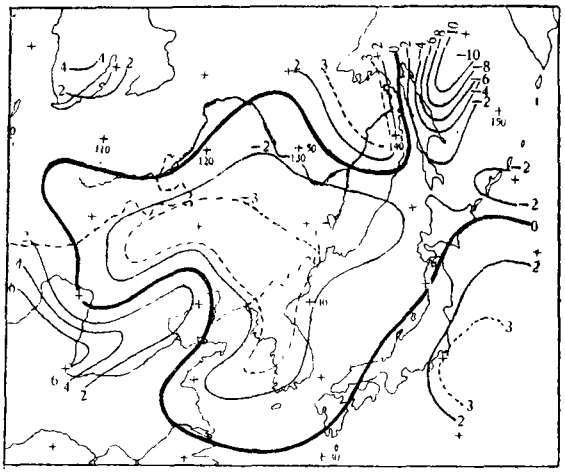


圖 2c. 1957 年 12·17·08 时 700—500 毫巴間的垂直速度圖，單位为 10^{-3} 毫巴 秒.

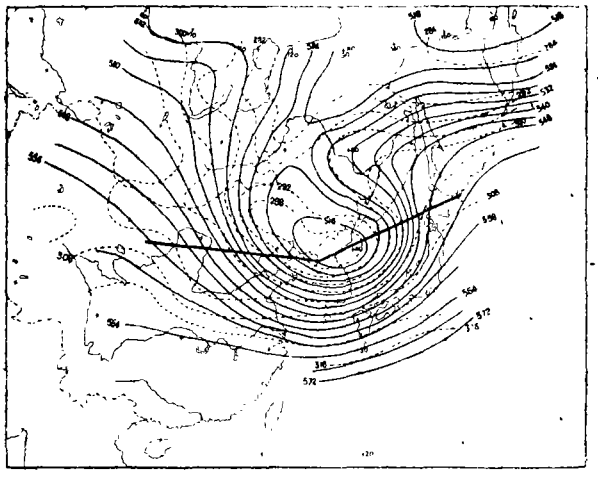


圖 3a. 1957 年 12·18·08 时 500 毫巴圖，粗实綫为圖 7 的剖面位置，其余說明同圖 1a.

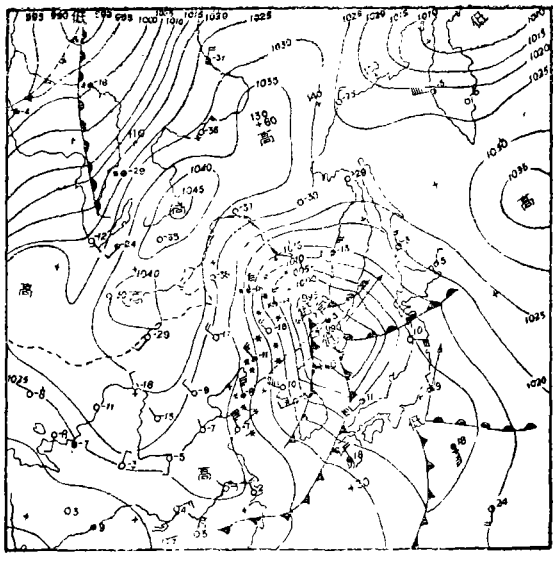


圖 3b. 1957 年 12·18·02 时地面圖.

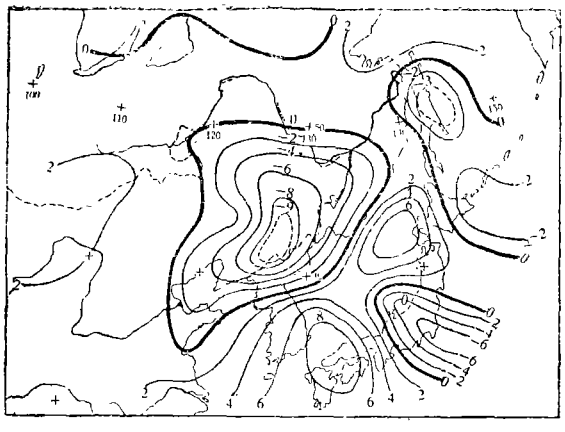


圖 3c. 1957 年 12·18·08 时 700—500 毫巴間的垂直速度圖，單位为 10^{-3} 毫巴/秒.

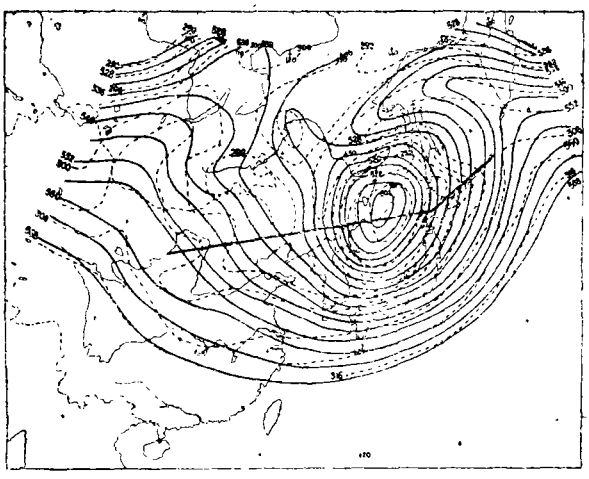


圖 4a. 1957 年 12·19·08 时 500 毫巴圖，粗实綫为圖 8 的剖面位置，其余說明同圖 1a.

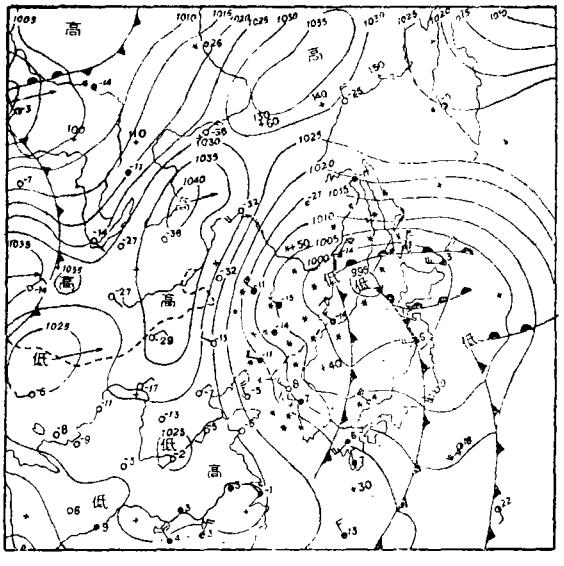


圖 4b. 1957 年 12·19·02 时地面圖.

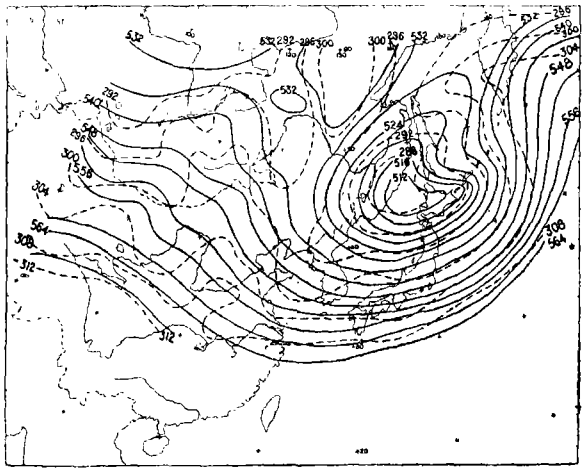


圖 5a. 1957 年 12·20·08 时 500 毫巴圖，其余說明同圖 1a.

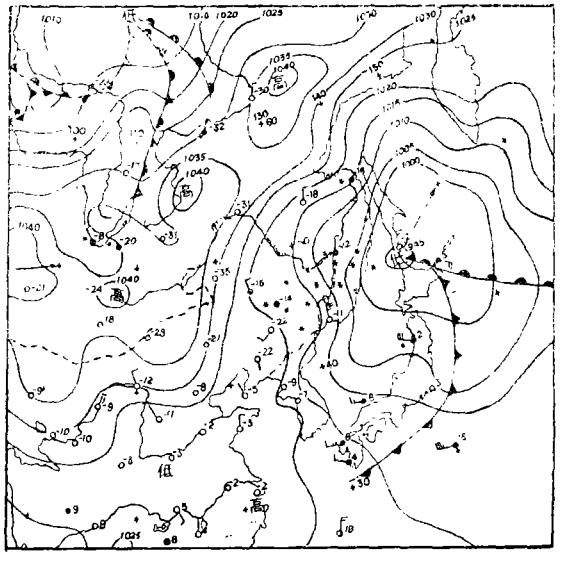


圖 5b. 1957 年 12·20·02 时地面圖.

至日本海东北部，此时我国东北境内虽位于低压区后部，仍維持有大風雪，在高空 700 毫巴以下低压开始填塞，而 500 及 300 毫巴仍繼續加深，同时在 200 毫巴上也出現了閉合环流。500 毫巴的冷渦同样也是向东北移动。到了 12 月 20 日 (圖 5a, b) 气旋已移至北海道以北，我国东北除吉林省仍有小雪外，大部地区开始轉晴．高空的冷渦亦开始填塞．

这次气旋的生命史大致如下：12 月 17 日为气旋的初生期，至 18 日为气旋發展得最强烈的时期，19 日以后已进入衰亡阶段．

在气旋發展的过程中，閉合的气旋性环流是从地面向高空發展的，这也是說低压环流的出現，低層早于高層．并且就气旋在以后的發展和填塞而言，也都是愈往上愈加滯后．所以这次气旋的过程是屬于鋒面气旋的强烈發展过程．虽然由于气旋的强烈發展，在短时間内便在 500 毫巴面上出現具有切断低压形状的冷气旋渦，例如在 12 月 19 日 08 时

(圖 4b)在 500 毫巴面出現了孤立的冷堆及閉合气旋环流，但实际上并不是个切断低压。所以这个气旋的發展与欧洲及美洲一般的切断低压(謝义炳，1949)不同。但高空冷渦的發展以及冷堆的結构是很有意思的，它們与东北境内强烈的風雪天气有联系，在下面我們将对它們作一些分析。

三、气旋区域上空垂直运动及輻合輻散場的分布

为了要說明地面气旋的發生發展的机制，并了解在冷空气堆里面三度空間运动的結构，我們計算了这几天几層主要等压面間的垂直运动。为了簡單起見，所用的計算方法是絕热法，但在本例中气旋区域内出現了相当强烈的降水，因此不考虑凝結潜热可能无影响垂直速度的数值，在这里我們可以定性地对这种作用作一些估計，其方法如下：

把热力学第一定理写成：

$$C_pT\frac{d\ln\theta}{dt}=\frac{dQ}{dt},$$

而

$$W=\left[\frac{1}{C_pT}\frac{dQ}{dt}\right]\Big/\frac{2\ln\theta}{2P}-\left[\frac{2\ln\theta}{2t}+\bar{v}\cdot\nabla\ln\theta\right]\Big/\frac{2\ln\theta}{2P}=W_1+W_2,$$

式中 W 是相对于等压面的垂直运动，Q 是热量收入，W_2 就是我們采用絕热假定算得的結果，下面我們将会看到，在 W_2 为負(上升)的地方，与降水区極为一致，即在这里有潜热釋放，$\frac{dQ}{dt}$ 为正，但 $\frac{2\ln\theta}{2P}$ 总是負数(因在实际大气中，几乎沒有超絕热的情形)，因而 W_1 也为負。即在 W_2 的上升区因考虑潜热而增加的修正項也是上升，可見实际的上升运动比計算結果更要大一些。

圖 6—8 是 12 月 17—19 日 08 时通过冷堆的垂直剖面(大致沿东西方向)，在剖面上附上了各層的垂直速度。我們發現在冷堆里面有强烈的上升运动出現。从 17—18 日，这是气旋發展最强烈的时期，冷堆的頂部由 500 毫巴升到 400 毫巴，到 19 日冷堆的鋒区上

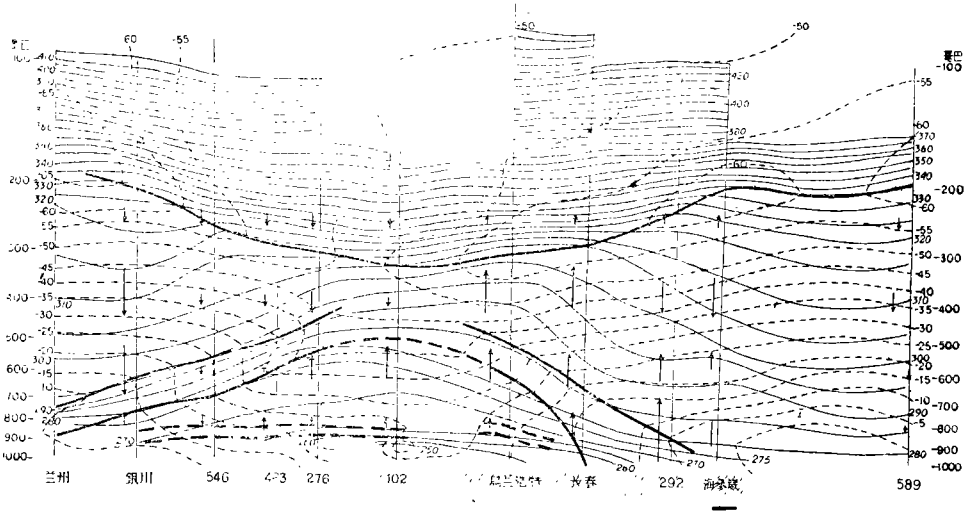


圖 6. 1957 年 12·17·08 时垂直剖面圖。实綫为等位溫綫，虛綫为等溫綫，間隔均为 5°C。粗实綫为鋒区界限及对流層頂。箭头表示垂直运动的大小及方向，剖面下方阴影的濃淡表示过去六小时降水量的大小。

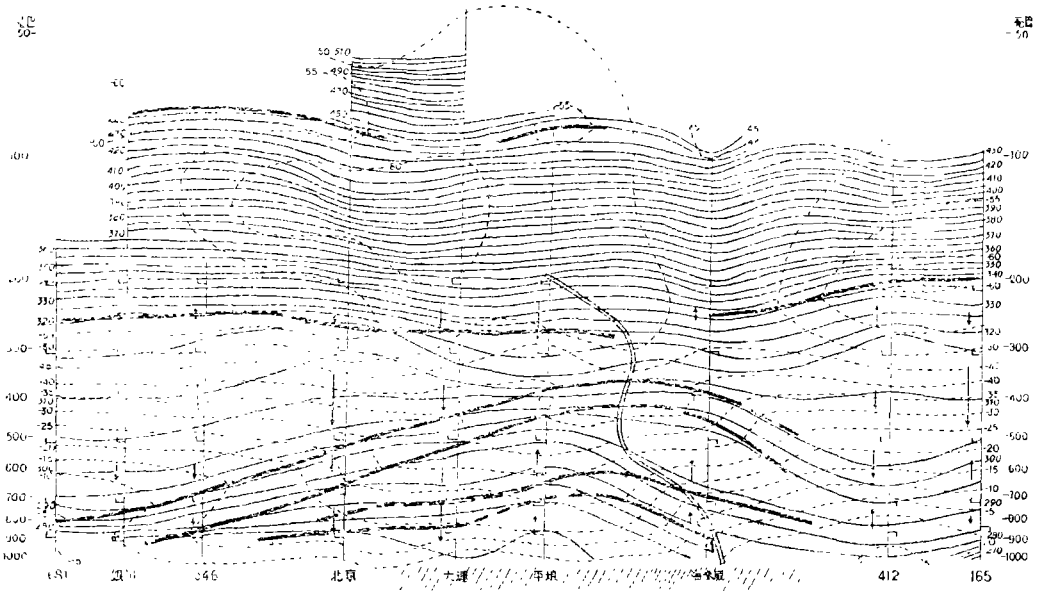


圖 7. 1957 年 12·18·08 时垂直剖面圖，水平羽枝表示風沿剖面的分量，双实綫为高空槽綫位置，其余說明同圖 6.

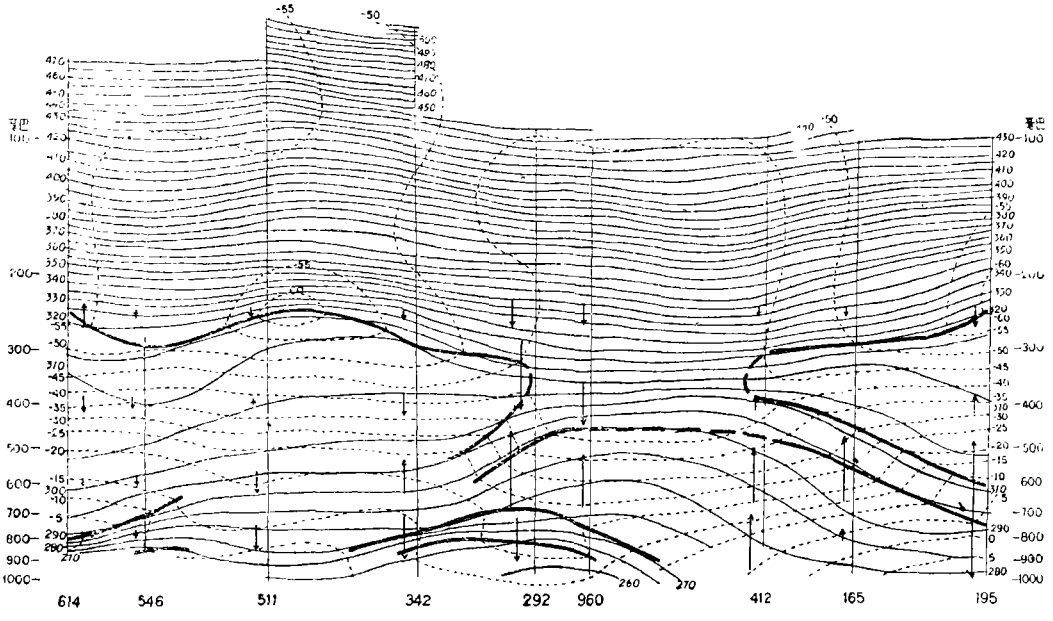


圖 8. 1957 年 12·19·08 时垂直剖面圖，說明同圖 6.

界已与对流頂連接在一起了. 至于在暖空气中，垂直运动便比較不均匀，并非是單一的下沉运动.

圖 9—12 是 16—19 日沿地面气旋中心路徑上及通过中心并垂直于此路徑的垂直剖面圖，剖面圖的方向大致分别是东北至西南及西北至东南. 圖上表示了垂直运动的空間分布，由此并根据水平輻散 $D=-\frac{2W}{2P}$ 还可以推論出水平輻合輻散区的分布，同时还可

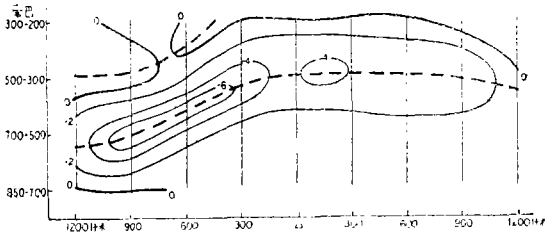


圖 9. 1957 年 12·16·08 时沿地面气旋路徑的垂直速度空間分布圖. 实綫为垂直速度等值綫,間隔为 2×10^{-3} 毫巴/秒. 粗虛綫为无輻散面. ○及△分别表示当日及次日地面气旋中心位置.

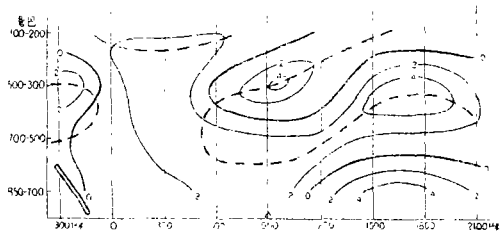


圖 10a. 1957 年 12·17·08 时沿地面气旋路徑的垂直速度空間分布圖, 双实綫为高空槽綫位置, 其余說明同圖 9.

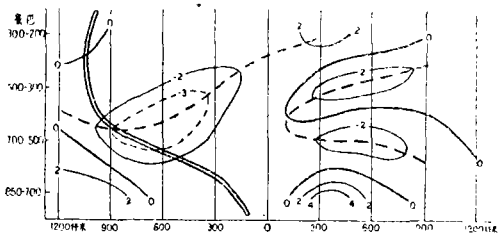


圖 10b. 1957 年 12·17·08 时通过地面气旋中心垂直其路徑的垂直速度空間分布圖, 双实綫为高空槽綫位置,其余說明同圖 9.

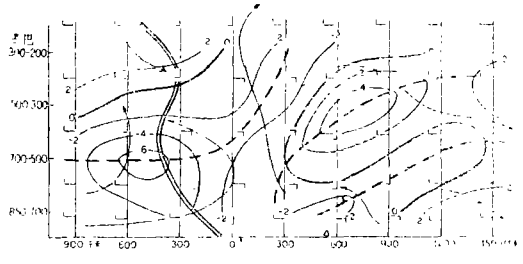


圖 11a. 1957 年 12·18·08 时沿地面气旋路徑的垂直速度空間分布圖. 水平羽枝表示水平風沿此剖面的分量,箭头表示气流在剖面上的运动状况,其余說明同圖 11a.

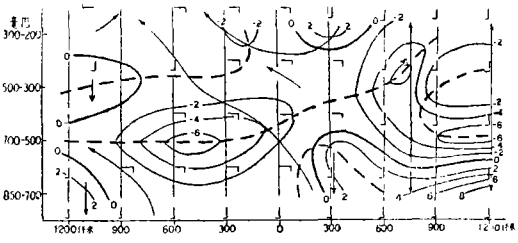


圖 11b. 1957 年 12 月 18 日 08 时通过地面气旋中心垂直气旋路徑的垂直速度空間分布圖. 說明同圖 11a.

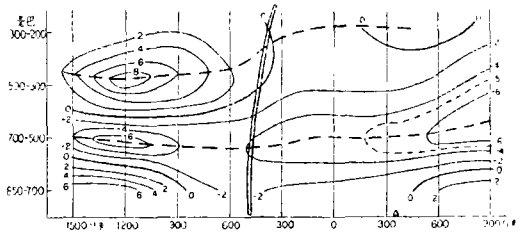


圖 12a. 1957 年 12·19·08 时沿地面气旋路徑的垂直速度空間分布圖. 說明同圖 10a.

以估計輻合輻散强弱程度. 在圖的底綫上我們还标上当时及 24 小时以后气旋中心的所在位置.

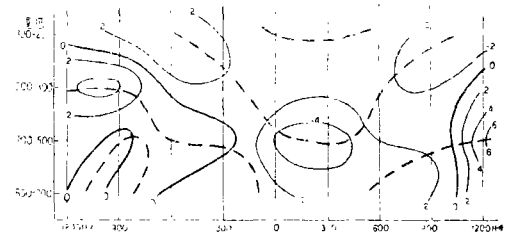


圖 12b. 1957 年 12·19·08 时通过地面气旋中心垂直其路徑的垂直速度空間分布圖,說明同圖 9.

首先从 16 日的圖上,可以看到在未来有气旋波初生的位置上空, 恰有一个上升速度最大区,在低空有明显的水平輻合,这表明这个气旋的發生, 正如其他一些作者指出的一样 (例如 Newton 1956[4]) 是与上升运动向上增加而引起的气柱的拉長有关,由于气柱的拉長便引起水平輻合,因而产生气旋性渦度. 从圖 10a—12a 还可看到, 在当时的气旋中心上空, 輻合輻散并不是最

强，而在它前方，次日气旋中心上空，却有着很强的輻散．而在下層补償这輻散的輻合，造成了气旋性渦度的增加，这可能是气旋在次日移往該处的原因之一．

在17—19日三天中，气旋中心上空一直是整層有上升运动，而且随着气旋的發展上升运动逐漸加强．至于輻合輻散区的分布，变化就不是这么單調．在17日初生阶段，在气旋中心低空的輻合还甚弱，无輻散面在200—300毫巴的高空，以后，无輻散面逐漸下降，气旋中心上空无輻散面上下的輻合輻散都逐漸加强．在无輻散面逐漸下降的同时，300毫巴附近的上空，另有一无輻散面出現．到了19日，二个无輻散面已經明显形成，下面一个位于700—500毫巴，这位置与正常的600毫巴无輻散面比較符合．总的来說，輻合輻散的分布在气旋最初發展的阶段比較零乱，但过了气旋最强阶段到它开始填塞时期，輻合輻散的分布就比較对称，无輻散面的高度也变得均一起来，特别是在沿路徑的剖面上．

关于在冷性低气压中有上升运动，过去已不断有人提到[謝义炳[2]，Riehl[5]]，但他們对垂直运动只是由定性地估計推得．至于冷气旋区域中有沒有反环流圈的問題，目前意見还不一致．如要探討这一問題，至少要把水平風速与垂直运动配合起来考虑，單有冷空气的上升或暖空气的下沉并不足以証明有反环流圈存在．

在这个例子里，我們亦曾尝試对反环流圈作一些粗淺的探索．我們根据了高空冷气旋渦范圍內垂直运动的空間分布，并在通过地面气旋中心的垂直剖面圖上，求出各層水平風沿这些剖面的分量的方向，根据这些三度空間运动的資料，繪出剖面上的流場（圖7，11a，11b），我們并未發現有很明显的垂直环流圈．这种結果也很容易理解，因为这次冷渦旋系統發展时軸綫随高度虽有傾斜，但各層等压面上气压形势是很相似的，因此上下層的水平風向比較一致，很难找到二个相反方向的水平風速分量以构成一个垂直环流圈．另外，实际大气的情况比数复杂，暖空气中并不都是下沉运动．当然也可能这个高空冷渦在某二層等压面內存在几个小型的反环流圈，或在某瞬时內有环流圈存在，由于現在資料条件及計算方法的精确度等条件的限制，无法定出这些小型的反环流圈来．

在这种冷空气上升的情况下，动能及位能的来源，是一个相当重要的問題，可能它来自系統以外或水汽的凝結，但在这里我們不想討論这种来源及轉換机构．

四、高空冷渦旋形成的机构

在气旋的發展过程中，在12月18日08时（圖3c）500毫巴面上已有一个孤立的冷气旋渦出現．从外表上看，这个冷渦似乎是由于从蒙古东部侵入我国东北境內的冷空气与北方母体隔离的結果．但在12月17日08时在冷空气中心附近广大地区內500毫巴面上θ的数值在282°A以下，而在18日冷中心地区內位温的最低值也有287°A，这种24小时內位温的差别，很难用平流和輻射来解释．下沉运动虽有利于500毫巴面上θ的增加，但无論是17日还是18日，冷堆中都是显著的上升运动，对这样的問題必須考虑潜热释放对500毫巴温度增加的效应．对这种作用，可以大致估計一下，从降水量圖上可以看到，在这区域中24小时（17日08时—18日08时）降水量平均超过1厘米，即在1平方厘米的地方有一克降雪，从而释放潜热約700卡（蒸發潜热加凝結潜热）．另外又假定凝結現象全發生于850—500毫巴間，即在1平方厘米底面上得到潜热的气柱限于850—

500 毫巴間約 350 克的空气(由各站地面气温这二天絕大多数下降 5—10 度这一点看来，考虑得到潜热的空气限于 850 毫巴以上是合理的)．700 卡的潜热可使这整層空气温度升高(考虑等压过程，用 C_p)

$$\Delta T = 700/350 \times 0.238 \simeq 8^\circ,$$

相应的

$$\Delta Q \approx 10^\circ.$$

将它与前述的 θ 升高值 5° 相較，可見这种解釋是合理的．正是由于这种非絕热效应，使我們无法明显的从剖面圖上看到因上升运动而引起的等熵面抬高．而且这种巨大的能量，还可能是气旋發展动能来源之一(尽管冷空气上升)．

由垂直运动分布圖看来，在 18 日 08 时 500 毫巴冷渦中心处也正是上升运动最强的地方(圖 3c)，同时在 17 日 08 时冷槽的南端也有較强的上升运动 (圖 2c)，在高空槽的北部上升运动就很快减弱．这表明在 500 毫巴上孤立冷渦的形成跟在南北方向上上升运动分布的差异有很大的联系．如果說因为在冷堆北部有較强的下沉运动可以导致高空孤立冷渦的出現 (Palmén[1]) 那么，在冷槽处上升速度自南向北的迅速减小，也可导致南部的冷堆向上延伸至高空并形成孤立的冷渦．在我們这个例子中，500 毫巴面上冷气旋渦的出現，一方面固然与地面气渦發展有关，在另一方面这种垂直运动的分布亦起着相当的作用．18 日冷渦形成时，通过 500mb 冷渦中心及切断处的垂直剖面 (接近 NW-SE) 上的垂直运动分布 (圖 13a) 明显表示出这种上升运动在切断处的迅速减少 (最大上升运动接近冷渦中心，而切断处也是上升运动)．这样看来，似乎可以在 Pettorssen[3] 書中所列举的冷渦形成时垂直运动分布的两种模式外，再增加一类模式如圖 13b 所示．

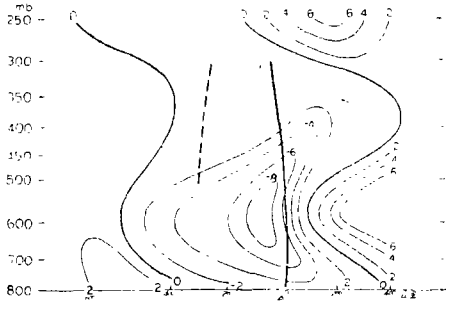


圖 13a．1957 年 12·18·08 时通过 500mb 冷渦中心及切断处的垂直运动剖面，实綫是冷气堆軸綫，虛綫是切断位置，等值綫間隔为 2 (單位 10^{-3} 毫巴/秒)．

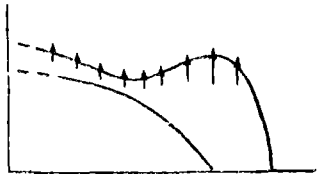


圖 13b．高空冷渦旋形成时的垂直速度．

至于这次气旋發生發展的預报問題，顧震潮[6] 曾經提出过的一条規則相当适用，即冷(暖)平流向上增强(减弱)，那么中間等压面的高度升高，即低槽减弱，高压脊加强．反之，則低槽加强，高压脊减弱．在我們这个例子里，500 毫巴面上低渦的發展，是符合这一規則的．比較 17 日 850—300 毫巴各層(圖略)，可以看到在高空槽后部冷平流很显著，但冷平流愈往上去逐層减弱，至 300 毫巴槽綫附近已变为暖平流，所以在 12 月 18 日 08 时，700 毫巴的低中心显著加深了 140 位势米，并且在 500 毫巴面出現了閉合气旋渦．另外在 16 日 00Z 与 17 日 00Z 在海平面鋒帶之上，恰是 300 毫巴上正渦度平流的区域，17 日 00Z 与 18 日 00Z 这里有地面气旋新生并大大發展，这与彼得逊(1955)[7] 提出的“当对流層上

部正渦度平流的区域恰巧重叠在海平面鋒帶之上时，在海平面便无有气旋發展"亦很相符合。与高空这种正渦度平流相連系的水平輻散在圖 9 上看得很清楚。

五、降水分布与垂直速度

从圖 2—4 我們看出，在地面气旋后部冷空气区域內，以及在以后高空冷渦的范圍內，大片地区都有强烈的降水，但在冷堆前后的暖空气中就很少有降水，所以降水区的分布并不像 Palmén[1] 的模式那样只限于冷渦东南部。

圖 14a，b 是地面气旋初生及發展最强阶段中 6 小时降水量及 850—700 毫巴間的垂

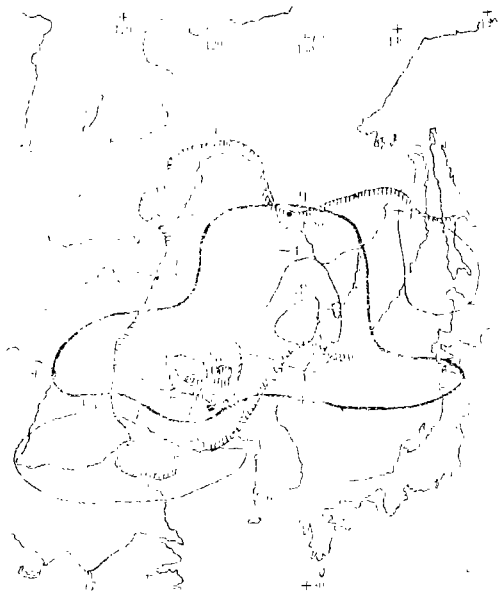


圖 14a. 1957 年 12·17·02—08 时的 6 小时降水量及 850—700 毫巴間的垂直速度。⊖为气旋中心，实綫为垂直速度等值綫，斜綫区表示降水区域。

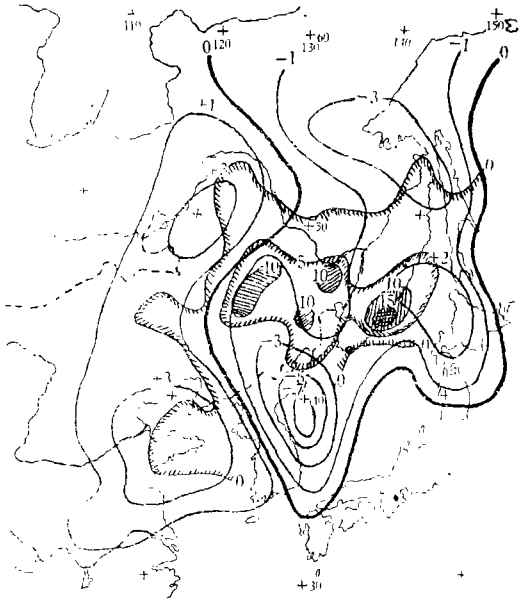


圖 14b. 1957 年 12·18·02—08 时的 6 小时降水量及 850—700 毫巴間的垂直速度，說明同圖 14a.

直速度的分布圖，从圖上看出，降水区与上升运动相当符合，降水最大区在地面低压中心附近，但最大降水区并非卽在上升运动最强的地方。这是可以理解的，因为垂直速度并不是决定降水的唯一因子，还有其他的重要因子，如水汽含量、穩定度、地形影响等都能影响降水强度。因为在本文中我們只考虑气旋發生和發展的机制，所以对控制降水的其他主要因素并不想去一一考虑。

六、結 論

通过这个例子的分析，我們得到下列几点結論：

1. 由气旋初生一直到填塞的整个时期，在气旋的冷空气区域內几乎全是上升运动，而在暖空气区域內，垂直运动則比較零乱。气旋內的反环流圈可能并不存在。

2. 由气旋初生一直到填塞，在气旋中心上空一直至 200 毫巴止始終出現有上升运动。随着气旋的發展，中心上空的上升运动以及輻合輻散的量都一直在加强。同时无輻

散面（亦就是最大上升运动的地方）则逐渐下降，并且在沿气旋路徑方向上及在垂直气旋路徑的方向上无輻散面逐渐趋于对称。当气旋填塞时，在高層对流層中另有一新的无輻散面出現。

3．在气旋中心上空上升运动向上增大，这引起气柱拉長并有水平輻合，这是造成气旋新生的因素。

4．冷空气南下时，在冷堆南部，上升运动最强，因而使这部分的冷堆向上延伸。这是高空渦旋形成之一重要机构。

5．降水集中在冷气堆区域內，并不只限于冷堆的东南部。上升运动与降水区很符合，但最大降水区域并非在上升运动最强的地区。

在本文进行过程中蒙陶詩言先生热情指导，特此致謝。另外，黄月英、王婧嫏两同志参加了本文的部份填圖及計算工作。

参 考 文 献

[1] Palmén, E., Origin and Structure of high-level cyclones sonth of the maximum westerlies. *Tellus*, **1** (1949), 22—31.

[2] 謝义炳：北美高空冷渦旋的研究。中国近代科学論著丛刊——气象学，267—284頁。原載 *J. Met.*, **6** (1949).

[3] Petterssen, S., *Weather Analysis and Forecasting.*, 1956, vol. 1, p. 248.

[4] Newton, C. W., Machanisms of circulation Change during a lee cyclongenesis. *J. Met.*, **13** (1956), 528—539.

[5] Riehl, H. and S. Teweles, JR, A further study on the relation between the jet stream and cyclone formation. *Tellus*, **5** (1953), 66—79.

[6] 顧震潮：阻塞流型發展的一个分析。科学通报，1957, p. 215.

[7] Petterssen, S., A general survey of factors influencing development at sea level. *J. Meteoro.*, **12** (1955), No. 10.

AN ANALYSIS OF THE MECHANISM OF DEVELOPMENT OF A CYCLONE IN NORTHEASTERN CHINA

KUEI PEI-LAN WANG ZUO-SHU

(*Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

In this paper three-dimensional analysis of an intensely developed cyclone in Northeastern China in Dec. 16 to 20 1957 is presented.

It is found that at all levels in the center of this cyclone there is ascending motion during the development. Within the cold dome, there is also ascending motion at all levels. Accompanying development of this cyclone, the ascending motion, divergence and convergence over the center are intensifing, and the level of non-divergence subsides and tends towards symmetry.

A schematic distribution of vertical motion associated with the formation of anisolated cold vortex are proposed. It shows that the ascending motion centers nearly over the cold center and it rapidly decresses northward to the cut-off area. Due to this type of distribution of ascending motion the cut-off vortex is formed.

Precipitation is concentrated in the area of the cold air dome, which is in agreement with the result of the computed vertical motion.