

## 暴雨与次天气尺度扰动和低空急流的生成\*

张 玉 玲

(北京大学地球物理系)

### 提 要

本文利用五层原始方程模式、实际的等压面高度和雨量资料进行了次天气尺度系统生成的数值试验,得到的结果是:考虑了潜热的热源作用,在雨区附近的低空产生了一条辐合线,辐合线上有一次天气尺度的涡旋。低空急流的风速廓线、垂直环流及其与暴雨的关系和平均结构一致。用干模式所作试验不能得到类似的结果。

产生暴雨的同时,在对流层下部常可见到尺度为1000公里左右的次天气尺度系统,例如:1977年7月26日至27日在河北、辽宁发生了一次特大暴雨,其大尺度形势是在副热带高压西部边缘地面有一条切变线(图1)。和六小时暴雨中心相配合,地面风场有次天气尺度的气旋性扰动,尺度约为500公里。同时在暴雨区南方地面东南风加强<sup>[1]</sup>。暴雨的产生与这种次天气尺度系统的生成和维持有怎样的关系,这是一个十分重要的问

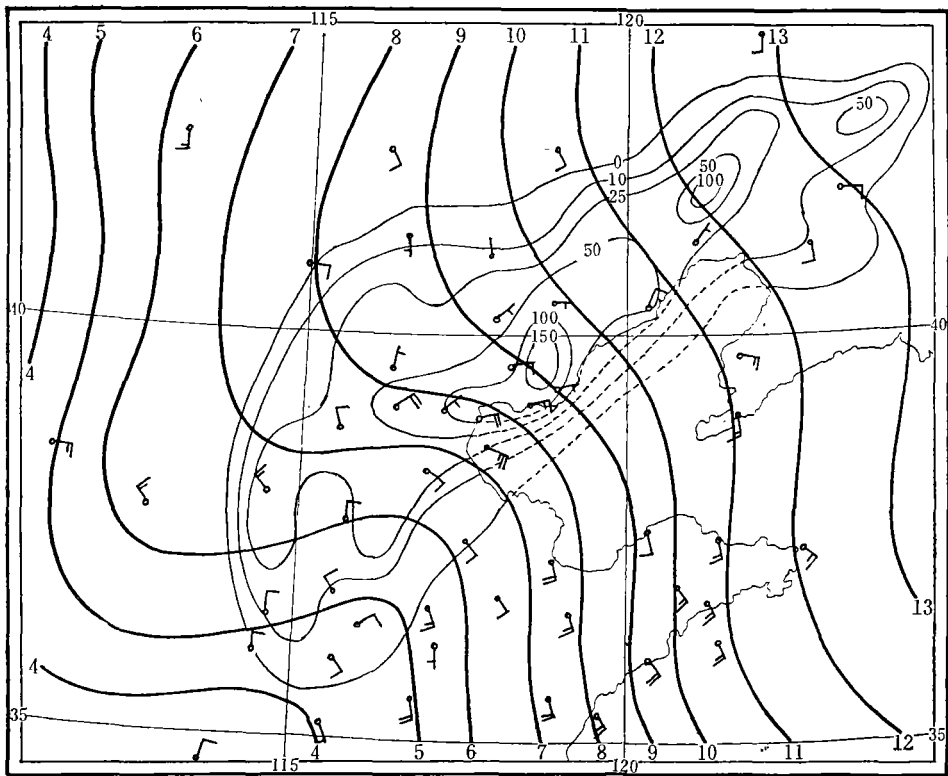


图1 1977年7月26日08时(北京时)地面实况图  
(粗实线为等压线,单位:毫巴;细实线为26日08时至20时的等雨量线,单位:毫米)

\* 本文于1979年10月5日收到,1980年2月7日收到修改稿。

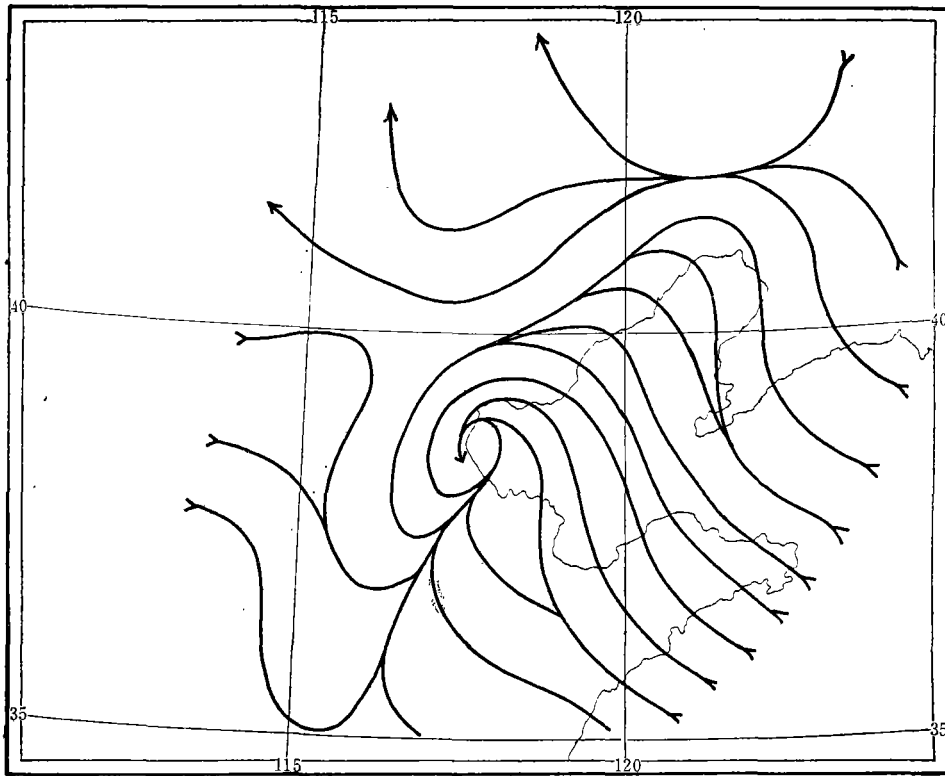


图 2 7月26日20时(北京时)地面流线实况图

题。由于暴雨尺度小,过程发展迅速,应用常规观测资料和天气学方法很难做出连续的跟踪分析,因此,很难做出肯定的结论。目前有些看法认为这种次天气尺度扰动的产生是暴雨过程的结果。例如,我国和日本梅雨期在梅雨锋上有时会出现一些弱的气压系统或波动,在其生成时,先在梅雨锋上有一片雨区,以后在流场和气压场上才有表现。因此,认为这种系统是暴雨系统<sup>[2]</sup>。日本松本<sup>[3]</sup>的统计结果表明,低空急流的加强与六小时以前雨量的相关比六小时以后要好。松本、二宫<sup>[4]</sup>等认为,最大降水区以南低空急流的加强是对流运动将高空动量向低空输送的结果。这些工作都说明,次天气尺度系统的生成和加强,是暴雨过程所造成的。

暴雨雨量十分集中,短时间内即可放出大量潜热(包括大尺度凝结和对流凝结),而凝结潜热的反馈必然会对大气运动产生影响。另一方面,强对流又对热量、水汽和动量产生很强的垂直输送。这两种过程可以认为是暴雨区别于干过程最重要的两个方面。因此,暴雨系统的生成和发展也必然会受到以上两种过程的制约。但是对于两种过程的相对重要性,存在着不同的看法;日本人的工作强调了对流的垂直输送作用,谢义炳提出在研究降水问题时应开展湿斜压大气的天气动力学研究,指出对于暴雨,必须研究湿斜压大气有效位能释放的问题<sup>[5]</sup>。作者认为,强对流的动量输送可以使风速的垂直切变减小,但是否足以在短时间内使低空形成急流中心,还需要进一步证实;另一方面,潜热释放使有效位能增加,由有效位能释放引起的扰动发展,可能是比动量垂直输送更快更

强的过程。为了证实这一点，在完全不考虑对流垂直输送的情况下，进行了一个次天气尺度系统生成的数值试验。使用了初始时刻的高度场和每小时的雨量资料。本文同时也计算了没有潜热反馈的干过程作为对照。

## 一、凝 结 反 馈

潜热释放作为热源，供给大气运动的能量。考虑凝结加热过程可以用两种方法：一种是在模式中明显地包括水汽的变化和凝结蒸发过程；另一种方法也可以在模式中不包括湿绝热过程，而用实际雨量直接计算热源函数。本文采用后一种方法。利用每小时的雨量，反算凝结加热率，作为五层原始方程模式<sup>[6]</sup>的非绝热项。凝结加热率每小时更新一次。五层模式的方程组及垂直分层见附录。

为了提高对次天气尺度系统的分辨能力，水平网格取 50 公里，时间步长取 1.5 分钟，格点数为  $27 \times 23$ 。和方程式中其它项一样，凝结加热函数应代表网格面积内的平均值。但雨量观测为局地降水量，直接用它计算凝结加热率则会扩大后者的作用，最好用网格面积内的平均雨量来计算。网格内的平均雨量比局地降水量小得多，为了简单起见，我们把观测的雨量缩小若干倍，再进行一次空间平滑，作为网格面积内的平均值。计算结果表明，取雨量的 20%，数值试验结果和实况比较接近。

用雨量反算加热函数不能准确地决定其垂直分布。在饱和湿空气中，大尺度上升运动强的地方凝结也强，同时湿对流也多发生在有大尺度水平辐合和上升运动的地方。因此，可近似地假定凝结加热率的垂直分布与上升运动的分布成正比。

设  $S$  为每小时雨量， $R = S/3600 \times 0.2$  毫米/秒。 $\dot{\sigma}_k$  为  $\sigma$  坐标中第  $k$  层 ( $k=2, 4, 6, 8, 10$ ) 的垂直运动，近似有  $\dot{\sigma}_k < 0$  为上升， $\dot{\sigma}_k > 0$  为下沉。只取  $\dot{\sigma}_k < 0$  的层次， $\sum_k \dot{\sigma}_k$  为五层内所有上升运动之和（不包括下沉运动），则第  $k$  层单位质量空气在一个时间步长内的加热率  $Q_k$  为

$$Q_k = LR \frac{\dot{\sigma}_k}{\sum_k \dot{\sigma}_k} \times \frac{9.8}{18\pi} \times \Delta t \quad (1)$$

凝结加热产生的温度变化为

$$\Delta T_k = Q_k / C_p \quad (2)$$

式中  $L$  为凝结潜热， $C_p$  为定压比热， $\Delta t$  为时间步长， $\pi$  为以毫巴为单位的表面气压。对于大尺度凝结，因高空水汽含量少，这样假定可能扩大了高层空气的热流量。但对流运动可将热量输送到高层，对于两种过程总的效果，(1) 式可以认为是合理的。

## 二、计 算 结 果

取 1977 年 7 月 26 日 08 时的等压面高度作为初始场，输入的资料有 100, 300, 500, 700, 1000 毫巴等压面的位势高度和每小时雨量。初始风场是用  $\sigma$  面上的平衡方程计算的。模式不预报地面风场，地面风场用泰勒螺旋线推算。

$$u_s = (\cos \alpha - \sin \alpha)(u_g \cos \alpha - v_g \sin \alpha) \quad (3)$$

$$v_s = (\cos \alpha - \sin \alpha)(u_g \sin \alpha + v_g \cos \alpha) \quad (4)$$

$\vec{V}_g$  为地面地转风, 用  $\vec{V}_0$  ( $\sigma=0.91$ ) 代替,  $\alpha$  为  $\vec{V}_g$  与  $\vec{V}$  间的夹角, 取为  $30^\circ$ 。初始风场是无辐散的, 所以积分的第一小时没有计算凝结加热, 从第二小时开始计算。湿模式积分了 10 小时, 干模式积分了 8 小时。

7 月 26 日 08 时地面图上(图 1)有一条很明显的切变线, 降水主要集中在切变线以西的窄长条区域内。10 小时以后的地面流线图(图 2)上在渤海沿岸有一气旋性环流, 山东半岛风速加大, 最大可达 8 米/秒。用平衡方程计算的初始风场与实况差别很大, 地面没有明显的切变线, 流线和图 1 中的等压线几乎平行(图略)。在  $\sigma=0.91$  面上(约为 910 毫巴)山东半岛风速比较大, 但不能分析出急流轴。

用干模式积分 8 小时后, 地面流场变化很小, 没有次天气尺度系统出现(图略)。 $\sigma=0.91$  流场形势和地面很接近(图 3), 变化也不明显。风速分布也变化不大, 仍是切变线后方风速弱, 前方风速强, 所不同的是山东半岛的强风区有向北扩展的趋势。 $\sigma=0.64$  面上的垂直运动  $\dot{\sigma}$  在倒槽周围都小于零, 但数值很小,  $\dot{\sigma}$  都不超过  $0.5 \times 10^{-5}$  秒<sup>-1</sup>, 约相当于  $\omega=5 \times 10^{-3}$  毫巴秒<sup>-1</sup>(图 4)。

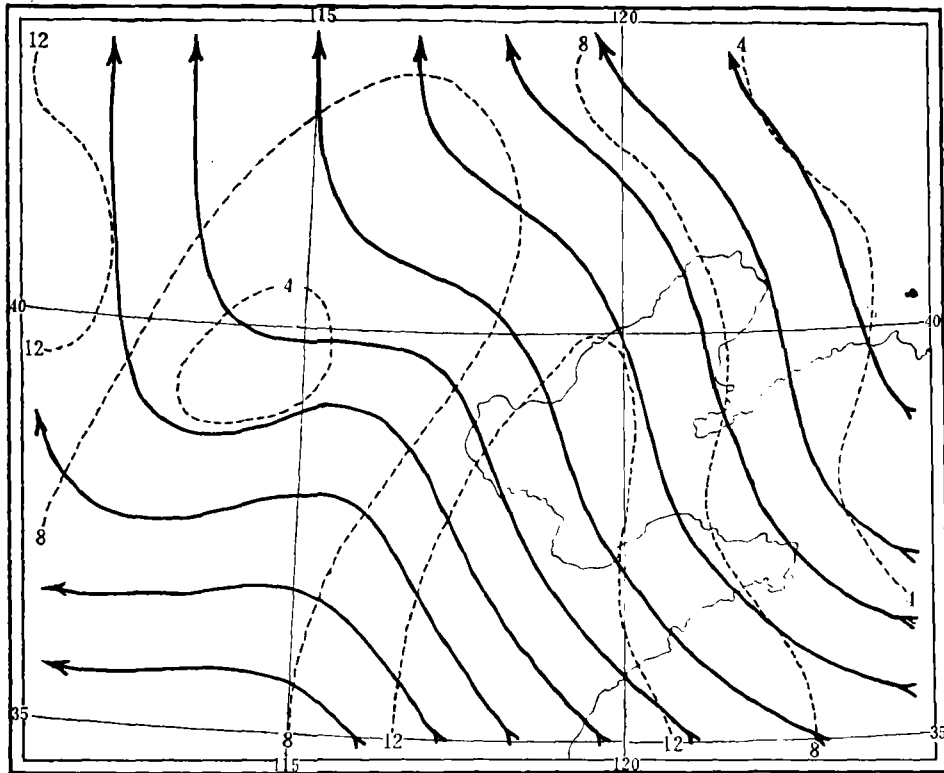


图 3 干模式, 7 月 26 日 16 时  $\sigma=0.91$  的流线(粗实线)和等风速线(虚线, 单位: 米秒<sup>-1</sup>)

考虑了潜热反馈作用后, 低层流场发生了很大的变化。 $\sigma=0.91$  面上, 雨区的西部和北部风向由偏南风转为偏北风, 在保定—天津—唐山一带形成一条辐合线, 辐合线北端有一涡旋(图 5), 水平尺度约为 500 公里。涡旋的东南方有一条长度约为 500 公里

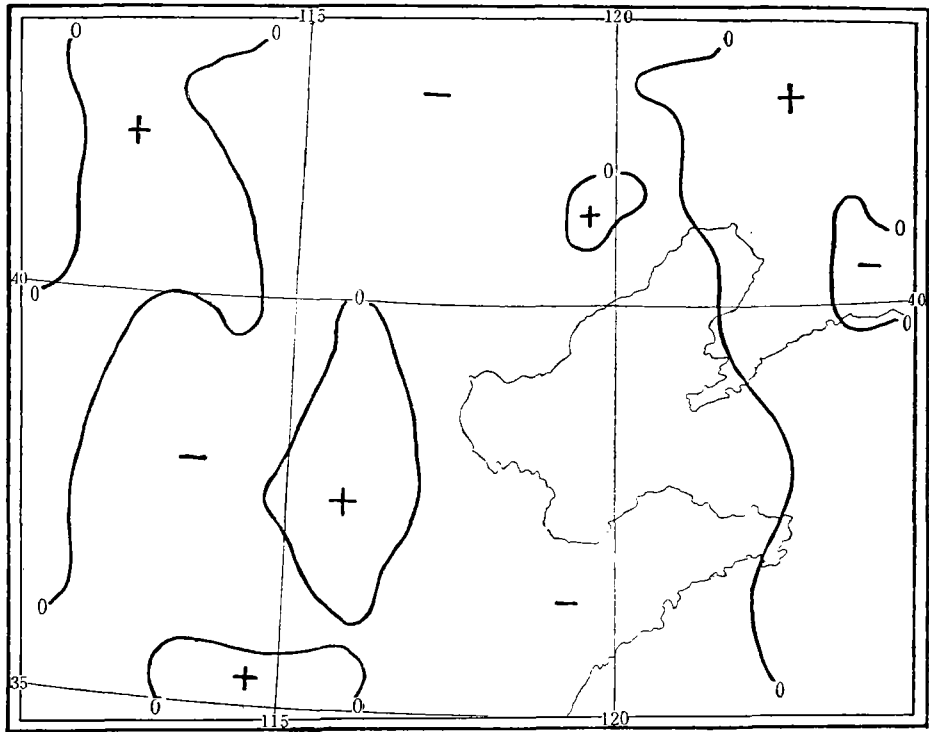


图 4 干模式, 7月 26 日 14 时  $\sigma=0.64$  的垂直速度  $\sigma$  (单位:  $10^{-5}$  秒 $^{-1}$ )

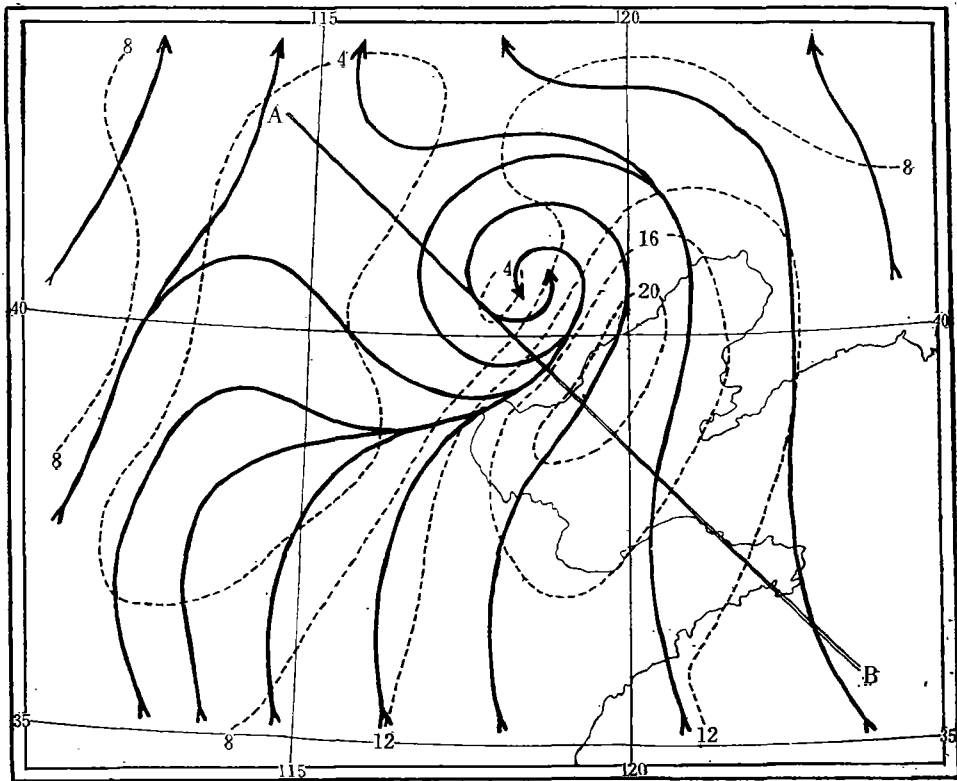


图 5 湿模式, 7月 26 日 18 时  $\sigma=0.91$  的流线(粗实线)和等风速线(虚线, 单位: 米秒 $^{-1}$ )

的强风带，这是次天气尺度的低空急流。其位置在暴雨中心东南方约 100 公里的海面上，最大风速达  $21 \text{ 米秒}^{-1}$ 。急流轴为西南—东北走向，和该高度的风向基本一致。山东半岛的风速也在加强，雨区中心及其西北部风速都很小。因此，急流轴西侧风速的气旋性切变很强，正涡度可达  $5 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。地面流场和图 5 的形势很接近，但急流区为东南风(图略)。

比较图 5 ( $\sigma=0.91$ )和图 2 ( $\sigma=1$ )可看出，计算的系统位置都比实况偏北，造成这种偏差的原因可能有两个：一是海上没有雨量资料，分析时认为海上没有雨，因此，整个雨区可能比实况偏北。另一原因是，用平衡风作为初始风场，在某些形势下也可能使系统偏北。本例中在雨量中心以北平衡风为东南风，实况都是偏北风。尤其是河北的最大降水中心以北，平衡风有很大的南风分量，实况为东北风或东风。因此，初始风场可将潜热向北输送，造成涡旋位置北移。

图 6 为垂直于急流轴的垂直剖面图，其位置如图 5 中 AB 线段所示。垂直剖面图上

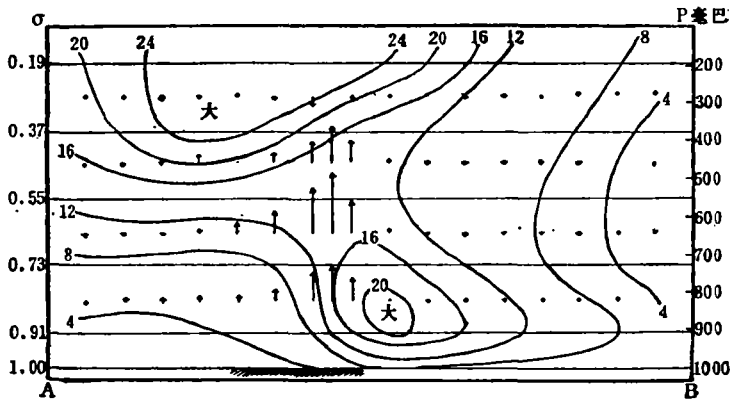


图 6 垂直剖面图。7月 26 日 18 时 实线为等风速线，箭头为  $\sigma$ ，斜线为雨区(单位，同前)

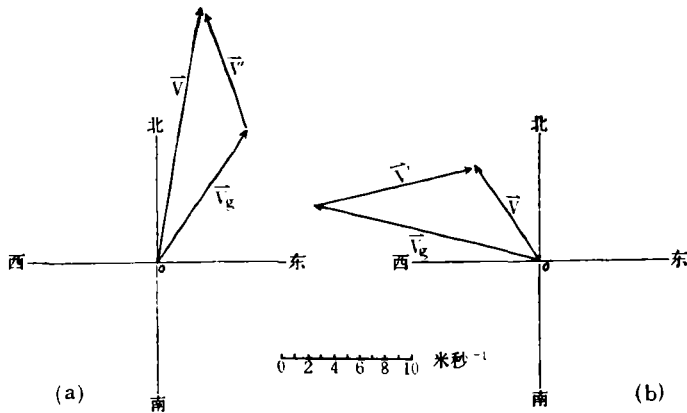


图 7 (a) 急流轴上平均风速  $\vec{V}$  全风速,  $\vec{V}_g$  地转风,  $\vec{V}'$  非地转偏差(单位, 米秒<sup>-1</sup>)

有两支急流，低空急流位置偏南，最大风速中心约在 850 毫巴高度。在其西北方高空还有一支急流，雨区恰在两支急流之间。低空急流中心以下，风速垂直切变很大。而在急流中心以上，风速在垂直方向变化很小，400—650 毫巴之间几乎是均匀的。

松本等人<sup>[4]</sup>指出低空急流是超地转的。本例中在低空急流和涡旋范围内也有很强的非地转风。急流轴附近非地转偏差指向低压，涡旋东部则指向高压。急流加强阶段超地转性质非常明显。图 7 为急流轴上和涡旋东部的平均风速，在这两个区域地转风和全风速的关系相反。急流轴上全风速向低压吹，数值为 20 米秒<sup>-1</sup>，地转风为 12.5 米秒<sup>-1</sup>，为超地转的。涡旋东部全风速偏向高压，数值也比地转风小。

上述有关急流的各种特征和梅雨锋低空急流的平均结构是一致的，也是干模式所不能模拟的。

强的上升运动是暴雨产生的条件之一，而暴雨的产生又可大大地加强上升运动。图 8 为 26 日 14 时  $\sigma=0.64$  面上的垂直运动  $\bar{\sigma}$ 。由图可见，垂直运动分布很集中，暴雨中心周围很小的范围内有强烈的上升运动，数值比四周大片的下沉补偿运动可大一个量级，比干模式也大一个量级。可以看出，潜热反馈可激发很强的上升运动，因而，也可以加大降水强度。

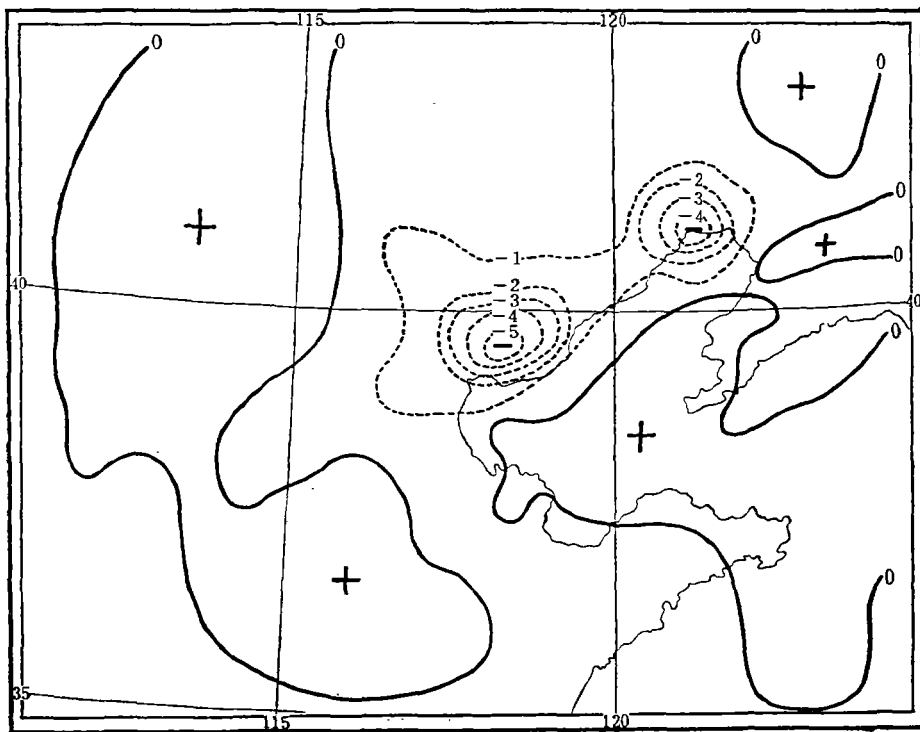


图 8 湿模式，7 月 26 日 14 时  $\sigma=0.64$  的垂直运动  $\bar{\sigma}$  (单位同前)

图 6 也给出了垂直运动的垂直分布。上升运动在对流层中部最强，向上逐渐减小，到 200 毫巴可能变成下沉运动。这说明高空有很强的辐散。最大上升运动在低空急流以北，二者关系也和实际资料的分析结果一致<sup>[4]</sup>。

### 三、暴雨与次天气尺度系统的生成

暴雨的产生要有一定的大尺度环境条件,例如,这次暴雨就是在副高中心西移,在其后部形成大尺度切变线,为暴雨提供了水汽输送和低空辐合的有利条件下产生的。当然,暴雨的产生还受许多复杂的局地条件所限制,所以雨团的尺度一般是很小的。但是不能认为暴雨的尺度就决定它所影响的天气系统的尺度。若干雨团作为总体,影响所及远比个别雨团尺度为大,也就是说,不同尺度系统之间存在着相互影响。因此,可以认为,某些次天气尺度系统的形成是和暴雨的产生有着密切的关系。从与实测风场相差很大的平衡风出发,用湿模式计算 10 小时,能够得到和实况基本一致的低层系统,但由于干模式却不能得到类似的结果。这就有力地说明,湿斜压大气的重要过程——潜热反馈——对低层次天气尺度系统生成的重要作用。

潜热释放使空气柱增暖、高层等压面升高,从而加强了高层的辐散。在低层气旋形成阶段,由于低层辐合不能完全补偿高层辐散而使得地面气压降低,在风场向气压场调整中形成了地面的气旋性环流。为了说明低空急流形成的原因,计算了气压梯度力所作的功,并取其平均值,得到平均功

$$\bar{W} = \frac{1}{3} \sum_{z=2,6,10} - \left\{ m \vec{V} \cdot \left( \nabla \phi + \frac{RT}{\pi} \nabla \pi \right) \right\}_r$$

图 9 为  $\sigma = 0.91$  面上的平均功。急流区域为正,涡旋北部为负,和非地转偏差的分布是完全对应的。暴雨一般产生在偏南气流里,雨区以南气压梯度力做正功,雨区以北不做功或做负功。因此,次天气尺度的低空急流一般在雨区以南加强。由图 5、图 9 看出,低空急流恰好在最大正功中心。用风速计算的动能增加率为  $5 \times 10^1$  尔格秒<sup>-1</sup>。雨区中心及其北部风速减弱,实况风速也是很弱的。

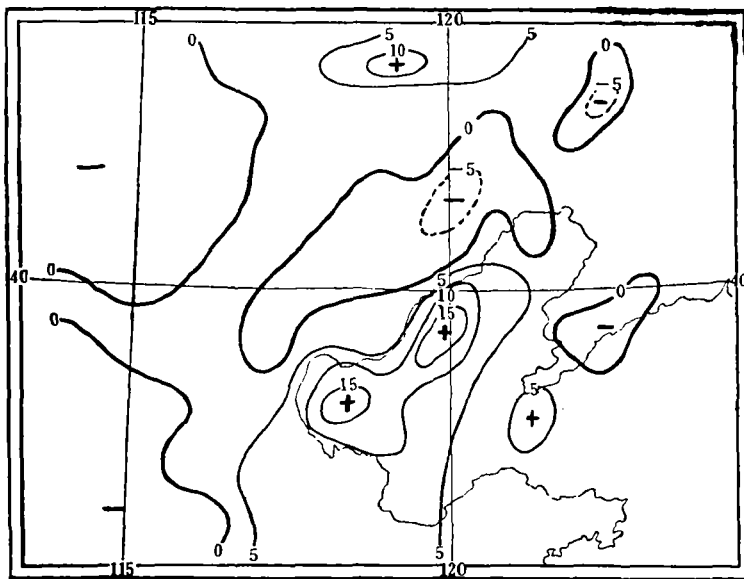


图 9 湿模式的动能产生率(单位:  $10^1$  尔格秒<sup>-1</sup>)



由以上分析看出，潜热反馈可以导致次天气尺度系统的生成。而在系统形成的过程中，高低层的散度和垂直运动都可加强。因此，潜热反馈也可以加强暴雨过程本身。有些暴雨开始时，天气图上系统并不清楚，雨量也不大，在系统形成过程中降水强度也同时增加。这种情况就可能是潜热反馈又加强了降水过程的结果。

致谢：陈受钧同志对本文提出宝贵意见，特此致谢。

### 附 录

#### 基本方程组

五层原始方程模式采用  $\sigma$  坐标， $\sigma = p/\pi$ ，基本方程组为

运动方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi u}{m} \right) &= -m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} u \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} u \right) + f \frac{\pi v}{m} - \pi \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial x} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi v}{m} \right) &= -m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} v \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} v \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} v \right) - \\ &\quad - f \frac{\pi u}{m} - \pi \left( \frac{\partial \phi}{\partial y} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

静力方程

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -RT/\sigma$$

连续方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi}{m} \right) = -m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right)$$

热力学方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi T}{m} \right) = -m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} T \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} T \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} T \right) + RT/C_p \left[ \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi}{m} \right) + \right.$$

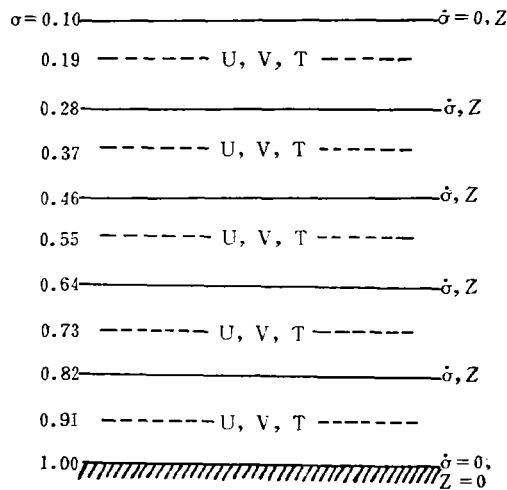


图 10 模式大气的垂直分层及变量分布

$$+ u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \Big] + RT / (C_p \sigma) \frac{\pi \dot{\sigma}}{m} + \frac{\pi}{m} F_H / C_p,$$

状态方程

$$\alpha = RT / (\pi \sigma)$$

其中  $\pi$  为地面气压,  $F_H$  为非绝热加热率。模式大气由  $\sigma=1$  到  $\sigma=0.1$ , 按  $\sigma$  等距分为五层,  $\Delta\sigma=0.18$ 。垂直边界条件为  $\sigma=1$ ,  $\dot{\sigma}=0$

$$\sigma=0.1, \dot{\sigma}=0$$

倾向方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi}{m} \right) = - \frac{1}{0.9} \int_{0.1}^1 m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma$$

$\dot{\sigma}$  方程

$$\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} = - \int_{0.1}^{\sigma} m \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma - (\sigma - 0.1) \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\pi}{m} \right)$$

### 参 考 文 献

- [1] 赵景忠等, 一次次天气尺度气旋性风场扰动的特大暴雨过程, 气象学报, 38(2), 1980。  
 [2] 陶诗言等, 中国之暴雨, 科学出版社。  
 [3] Matsumoto, S., *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 101-107, 1973。  
 [4] Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 267-281, 1971。  
 [5] 谢义炳, 湿斜压大气的天气动力学, 科技资料, 1978年第2期。  
 [6] 北京大学数值预报协作组, 一个用于降水预报的五层原始方程模式, 第二次全国数值预报会议文集, 1978。

## HEAVY RAINFALL AND FORMATION OF SUB-SYNOPTIC SYSTEMS

Zhang Yu-ling

(Department of Geophysics, Beijing University)

### Abstract

A five-level PE-model was applied to simulate the formation of sub-synoptic systems using real data of rainfall amount and geopotentials. Experiment indicates that due to release of latent heat through condensation process in the numerical model a convergence zone and a sub-synoptic vortex develops in the precipitation region. The low level jet stream with scale about 500 km is located along the south side of heavy rain area. The wind profile, vertical circulation and location of low level jet relative to the heavy rain area are in agreement with average structures of Mei-Yu front. The dry numerical model can not give similar results.