

# 2005年6月湖南大暴雨过程的 天气动力学诊断分析

张芳华<sup>1</sup> 杨克明<sup>1</sup> 毛冬艳<sup>1</sup> 罗金秀<sup>2</sup> 郭文华<sup>1</sup>

(1. 国家气象中心, 北京 100081; 2. 西藏自治区气象台)

**提 要:** 利用 NCEP 分析资料和实测资料, 对 2005 年 6 月初湖南大暴雨过程进行了天气动力学诊断分析。结果表明: 暴雨区中上升运动和水汽辐合均大于周围区域, 中低层为对流不稳定层结。暴雨区位于非地转湿  $Q$  矢量辐合强迫的次级环流上升支中, 其南北两侧为非地转下沉气流, 下沉气流的补偿有利于暴雨系统的维持。非地转湿  $Q$  矢量辐合区对 6 小时暴雨落区预报有指示意义。暴雨区位于 700hPa 湿位涡和 850hPa 湿相对位涡负值中心附近偏暖湿气流一侧。低层暖湿平流和强上升运动致使低层湿空气辐合补偿、热量上传, 利于高层辐散增强, 抽吸作用加强低空辐合, 促使暴雨发展。

**关键词:** 大暴雨 非地转湿  $Q$  矢量 湿位涡 非绝热加热

## Diagnostic Analysis of Heavy Rainfall in Hunan Province in June 2005

Zhang Fanghua<sup>1</sup> Yang Keming<sup>1</sup> Mao Dongyan<sup>1</sup> Luo Jinxiu<sup>2</sup> Guo Wenhua<sup>1</sup>

(1. National Meteorological Center, Beijing 100081; 2. Tibet Meteorological Observatory)

**Abstract:** A heavy rainfall in Hunan Province in June 2005 is diagnosed based on NCEP/NCAR reanalysis data and observational data. The results show that the most intensive moisture convergence, the strongest ascending movement and the most instable convection stratification all occur in the rainfall center. The heavy rain region locates at the rising branch of a secondary circulation forced by the convergence of the ageostrophic wet  $Q$ -vector.

资助项目: 本研究受国家气象中心自筹资金项目 (ZK2005-17) 资助

收稿日期: 2005 年 12 月 12 日; 修定稿日期: 2005 年 12 月 22 日

Descending flows prevail at the south and north sides of this convergence center and produce a compensation effect, which is favorable for maintaining the heavy rainfall. Convergence of the ageostrophic wet  $Q$ -vector has a forecast significance for the coming 6h rainfall area through producing a secondary circulation and reinforcing the storm. The rainfall occurs at the warm and wet side of the negative value center of the moist potential vorticity (MPV) at 700 hPa and relative MPV at 850hPa. The warm and wet advection and the strong ascending movement at lower level lead to the compensation of the moist air and the upward transport heat, and strengthen the high-level divergence and low-level convergence, which ultimately reinforce the storm.

**Key Words:** heavy rainfall ageostrophic wet  $Q$ -vector moist potential vorticity (MPV) diabatic heating

## 引 言

2005年5月31日至6月1日, 湖南中西部和贵州中北部等地发生了严重的洪涝灾害, 是一次历时短、范围广、强度强的大暴雨过程酿成的。强降雨集中在5月31日20时至6月1日20时(北京时, 下同), 降雨量普遍在90~130mm, 其中湖南溆浦县檀家湾24小时降雨量达201mm, 6小时110mm。受灾人口473万, 直接经济损失22.9万元; 贵州还出现山体滑坡等地质灾害, 房屋倒塌、农作物受损, 直接经济损失达74万余元。

近些年来暴雨研究工作取得了不少新成果<sup>[1~3]</sup>, 但暴雨这种不同尺度相互作用产生的灾害性天气预测还很困难。为了进一步认识暴雨形成的机理, 提高暴雨的预报能力, 本文利用NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 的6小时分析资料和实测资料, 采用天气动力学诊断分析方法, 综合分析2005年6月初湖南致灾大暴雨过程, 以探讨强降雨影响天气系统的结构特征及形成的物理机制, 寻求有预报指示意义的物理量场。

## 1 大尺度环流特征和主要影响系统

这次大暴雨过程是在欧亚西风带长波槽脊发生演变的过程中出现的。暴雨发生前, 欧亚西风带为一槽两脊形势, 两长波脊分别在欧洲到乌拉尔山和东西伯利亚东部到鄂霍茨克海, 西西伯利亚平原到东西伯利亚西部是一长波槽。挪威海附近的低槽南移加深, 使得环流形势变得不稳定, 欧洲脊开始东移并经向发展; 当其移至西西伯利亚平原时即已形成阻塞高压。阻高后部加深发展的原挪威海低槽也移到了乌拉尔山, 低槽中的冷空气使阻高南端减弱, 长波槽中位于蒙古国西部的低涡明显减弱成低槽并东移至蒙古国中部到我国河套地区, 是该次大暴雨的500hPa主要影响系统(图略)。与此同时, 西太平洋副热带高压(以下简称副高)西伸增强并呈带状分布在南海到菲律宾以东洋面。在中低层, 由于中纬度宽广锋区南北侧风速大小的差异, 上述低槽移速北段快、南段慢, 5月31日在华北到长江中上游地区形成一条NE—SW向的切变线; 在地面图上对应为一条冷锋, 它们分别是中低层和地面的主要影响系统。当切变线移近副高西侧和北侧时, 其西北侧的西南气流显著增强达

低空急流强度。这支气流是 5 月 26 日从南半球越赤道向北抵达南海的(图略),它将低纬海洋上的水汽输向暴雨区。31 日 20 时至 6 月 1 日 20 时,当切变线位于湘、黔上空时,该地突发强降雨;伴随着切变线南压减弱,强降雨过程结束。

## 2 暴雨系统的水汽和稳定度特征分析

图 1a 是 6 月 1 日 08 时沿 28°N 经暴雨区扰动比湿和  $u-w$  的纬向-高度剖面。比湿扰动是将 102~120°E 各格点的比湿值求纬圈平均,然后用格点值减去同纬圈上的平均值得到的,它反映了各纬圈东西向的水汽扰动状况。由图可见,在 110~112°E 400hPa 以下扰动比湿达 0.6~1.35g·kg<sup>-1</sup>,表明中低层有较强的水汽辐合,同时有上升运动相伴,有利于水汽垂直输送。102~108°E 700hPa 以下层是负扰动比湿区,可能与该地区大量水汽已凝结成雨滴降落有关。暴雨区的上升运动和水汽辐合均大于周围地区,扰动比湿几乎呈直立柱状,揭示了暴雨系统的湿气柱结构。

图 1b 是同时次沿 28°N 假相当位温  $\theta_w$  和垂直速度  $\omega$  的纬向-高度剖面。沿 28°N 切变线中低层为对流不稳定层结,暴雨区等  $\theta_w$  线从高层下凹,中低层向上凸起,东西两侧各有一  $\theta_w$  低值舌区,形成了类似于平面图上的鞍形场等值线结构<sup>[4]</sup>,湖南暴雨即发生在该鞍形场中间部位。暴雨中心  $\theta_w$  的垂直梯度较两侧并不是最大,但垂直速度中心达 -1.2Pa·s<sup>-1</sup>,强上升运动将低层暖湿气流抬升到高层,有利于不稳定能量释放。

## 3 非地转湿 $Q$ 矢量分析

非地转湿  $Q$  矢量定义为  $Q^* = (Q_x^*, Q_y^*)$ , 表达式为<sup>[5]</sup>:

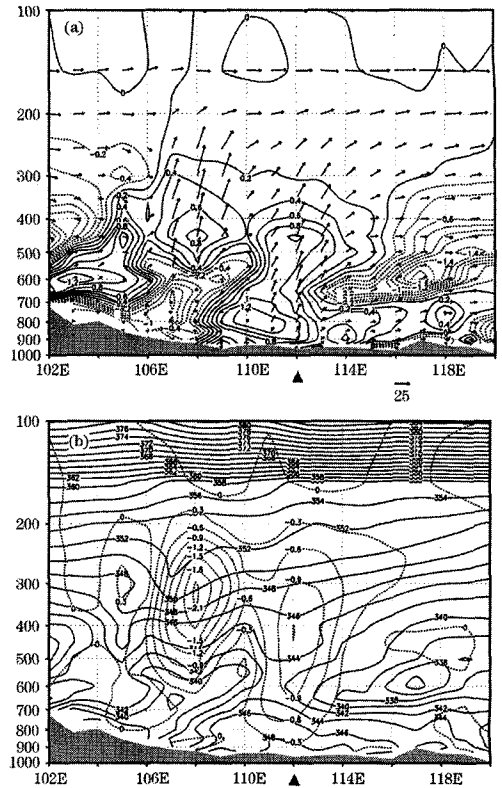


图 1 2005 年 6 月 1 日 08 时沿 28°N 各物理量纬向-高度剖面图

(a) 中等值为扰动比湿(单位: g·kg<sup>-1</sup>), 矢量为  $u-w$  ( $w$  扩大 300 倍, 单位均为 m·s<sup>-1</sup>); (b) 中实线为假相当位温(单位: K), 虚线为垂直速度(单位: Pa·s<sup>-1</sup>). 图中阴影区为地形高度, ▲为湖南大暴雨中心, 下同。

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial v}{\partial x} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{LR\omega}{C_p p} \cdot \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right]$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial v}{\partial y} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{LR\omega}{C_p p} \cdot \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right]$$

式中  $Q_x^*$  和  $Q_y^*$  分别为  $x$  和  $y$  方向上非地转湿  $Q$  矢量分量, 其中  $h = \frac{R}{p} \left( \frac{p}{1000} \right)^{R/C_p}$ 。非地转湿  $Q$  矢量取决于风水平和垂直切变的差异效应、风的水平梯度和

温度梯度乘积以及大气非绝热加热效应。

非地转湿  $Q$  矢量与次级环流的关系为<sup>[5]</sup>：

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left( f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} \right)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left( f^2 \frac{\partial v_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)$$

规定  $Q_x^*$  指向东为正,  $Q_y^*$  指向北为正。以  $x$  方向为例, 假设  $u_a$  随高度增大, 高低层非地转偏差风的切变将产生西边上升 ( $\omega < 0$ ) 东边下沉 ( $\omega > 0$ ) 的次级环流, 即  $f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} < 0, -\sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} < 0$ , 故  $Q_x^* < 0$ , 指向西 (次级环流上升支)。因此湿  $Q$  矢量总是指向气流上升区, 背向气流下沉区。由于湿  $Q$  矢量散度存在, 必然激发次级环流, 使大尺度大气进行调整, 直到重建新的热成风平衡。

湿  $Q$  矢量散度为强迫项的非地转  $\omega$  方程为<sup>[5]</sup>：

$$\nabla^2(\alpha\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2\nabla \cdot Q^*$$

假设大气运动  $\omega$  场具有波状特征, 则有：

$$\nabla \cdot Q^* \propto \omega$$

即：

当  $\nabla \cdot Q^* < 0$ , 则  $\omega < 0$ , 对应上升运动；

当  $\nabla \cdot Q^* > 0$ , 则  $\omega > 0$ , 对应下沉运动。

### 3.1 非地转湿 $Q$ 矢量散度与垂直运动

图 2a 是沿 112°E 非地转湿  $Q$  矢量散度的经向-高度剖面。如图显示, 27~29°N 200hPa 以下  $\nabla \cdot Q^* < 0$ , 该负值区在 400hPa 以上随高度向北倾斜, 表明暴雨区上空是深厚的系统性倾斜上升运动; 上升区南北两侧约 100~200km 外的中低层  $\nabla \cdot Q^* > 0$ , 即是下沉补偿运动。非地转下

沉运动对暴雨发展至关重要, 有利于形成次级环流。从相应的  $\omega$  剖面图上 (图 2b) 可发现相同的垂直运动区, 所不同的是  $\omega$  负值区范围明显越过降水南界 26°N, 下沉运动离暴雨中心更远一些, 所反映的下沉气流补偿作用比较弱。

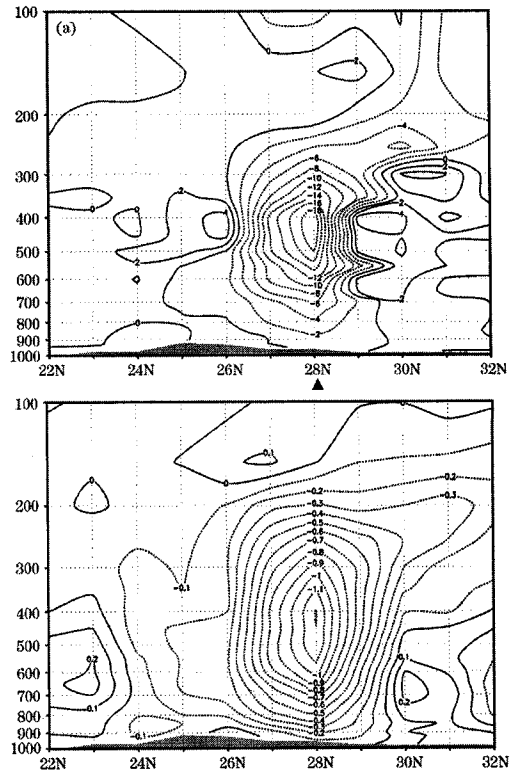


图 2 2005 年 6 月 1 日 08 时沿 112°E 非地转湿  $Q$  矢量散度 (a, 单位:  $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ) 和垂直速度 (b, 单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 的经向-高度剖面图

就  $\nabla \cdot Q^*$  的水平分布来看, 300~800hPa 各层  $\nabla \cdot Q^*$  与强降水区的对应关系均较好, 其中 800hPa 和 400hPa 的  $\nabla \cdot Q^*$  对强降水区有提前 6 小时的指示作用。6 月 1 日 02 时, 800hPa 上 (图略) 黔中北、湘中北及赣、皖、浙三省交界处有  $\nabla \cdot Q^*$  辐合中心, 均对应  $\omega$  负值中心, 此后 6 小时降

水量  $R_6 \geq 20\text{mm}$  的站点基本都在  $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$  辐合中心内。 $\omega$  负值区比  $\nabla \cdot \mathbf{Q}^*$  辐合区宽阔, 难以较准确地预计暴雨落区, 如赣中处在  $\omega$  上升区中却无雨, 而相应的  $\nabla \cdot \mathbf{Q}^* > 0$ , 表征该处是非地转下沉运动区。可见,  $\nabla \cdot \mathbf{Q}^* < 0$  区域对 6 小时强降水落区有更确切的预报指示意义。

### 3.2 非地转湿 $Q$ 矢量与次级环流

非地转湿  $Q$  矢量考虑了大气非绝热效应, 能较好地对应降水落区, 其物理机制源于次级环流的发展。次级环流的强迫作用在暴雨发生发展中起了重要作用, 其强弱与暴雨强度有直接关系, 次级环流增强能激发暴雨增幅。非地转湿  $Q$  矢量在  $x$  和  $y$  方向上的分量能直观地揭示暴雨系统次级环流的方向和强度。

图 3 是经暴雨区  $Q_x^*$ 、 $Q_y^*$  的垂直剖面。在纬向剖面上,  $Q_x^*$  呈正负相间分布, 暴雨区附近  $Q_x^*$  的大值中心在 500~300hPa 之间。108~110°E 600~200hPa  $Q_x^*$  为负, 指向西, 中心达  $-19 \times 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ; 以西  $Q_x^*$  为正, 指向东, 中心值为  $24 \times 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 。即在贵州暴雨区 600~200hPa 形成较强的非地转湿  $Q$  矢量辐合上升。112°E 东西两侧中低层  $Q_x^*$  也呈正负交错分布, 虽中心强度较弱, 但非地转湿  $Q$  矢量辐合造成的次级环流上升支倾斜伸展到 200hPa 以上, 形成一深厚的倾斜上升气流。在经向剖面上, 27°N 和 29°N 400hPa 上分别有  $11.6 \times 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$  和  $-12 \times 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$  的  $Q_y^*$  正、负极值, 28°N 的暴雨中心则位于  $Q_x^*$  正负值交汇强迫产生的次级环流上升支中, 有利于暴雨产生和维持。 $Q_x^*$ 、 $Q_y^*$  指向气流的上升区, 即非地转湿  $Q$  矢量辐合区; 故  $Q_x^*$ 、 $Q_y^*$  指向系统发展区域, 背向气流下沉区。由于考虑凝结加热作用的次级环流本身比较强, 非地

转湿  $Q$  矢量使得流场和温度场的热成风关系发生变化, 起到破坏热成风平衡的作用, 就必然激发次级环流, 使大尺度大气进行调整, 重新达到热成风平衡。因此, 非地转湿  $Q$  矢量辐合激发的次级环流有利于不稳定能量释放, 促进暴雨发生发展。

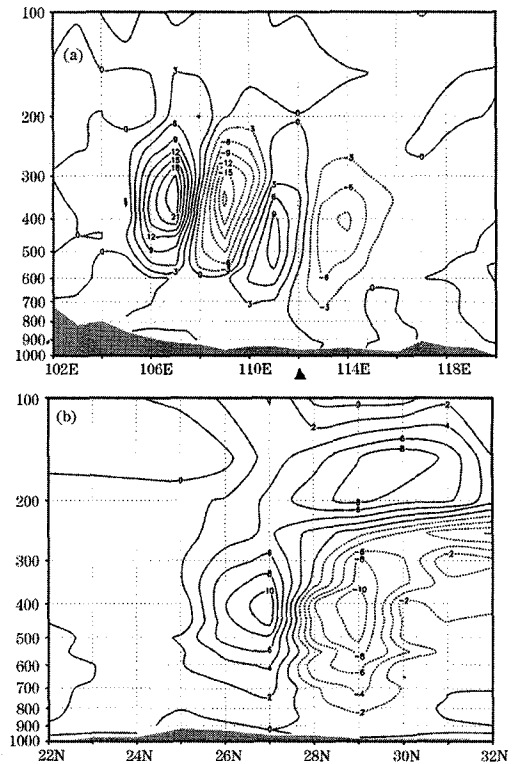


图 3 2005 年 6 月 1 日 08 时沿 28°N  $Q_x^*$  (a) 和 112°E  $Q_y^*$  (b) 的垂直剖面图  
(单位:  $10^{-10} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ )

### 4 湿位涡分析

国内外有关位涡理论的研究和应用取得了显著成果, 认为位涡场比涡度场能更好表征暴雨落区和强度的变化, 可用对流层低层湿位涡来判断暴雨区。

等压面上湿位涡  $MPV$  可表示为<sup>[6]</sup>:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$$

湿相对位涡可表示为：

$$RMPV = -g\zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$$

两公式相比，RMPV缺少大气背景湿位涡项 $-gf \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ ，故可看作大气的扰动湿位涡。对于北半球天气系统， $f > 0$ ，低层 $\zeta > 0$ 、 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$ 和高层 $\zeta < 0$ 、 $-\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 的配置有利于强天气发展，所以用 $-g\zeta \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 可来定性解释强天气系统发展之动力学成因。

从6月1日08时700hPa风场、MPV和6小时降水量 $R_6 \geq 20\text{mm}$ 的以上降水区分布(图略)可见，在700hPa上从滇东、黔东经湘北、赣西到皖南有一MPV的负值区，表明这里大气是湿对称不稳定的。该负值区自5月30日20时形成后向东南方向移动，6月1日02时暴雨开始后负值有所减小，反映对称不稳定能量有所释放；08时MPV负值又继续增大并与NE-SW向低层切变线相伴，其上有4个中心，其中湘东北和黔东北两个中心最强，中心值达 $-0.75 \sim -0.84\text{PVU}$ ， $R_6 \geq 20\text{mm}$ 的降水区位于这两个密集区中心附近偏暖湿气流一侧。

从逐时次850hPa RMPV的演变可知，5月30日08时开始从川东、渝西有RMPV负值区东移发展，6月1日02时呈准E-W向带状分布在黔中、湘北到皖南，位于低涡中心和切变线附近及其东南方的中心值为 $-0.19 \sim -0.27\text{PVU}$ ，08时 $R_6 \geq 20\text{mm}$ 的降水区落在RMPV负值中心附近偏暖湿气流一侧(图4)<sup>①</sup>，对暴雨落区预报有一定指

示意义。1日20时以后，湘中北和黔大部RMPV由负转正，降水明显减弱南压。

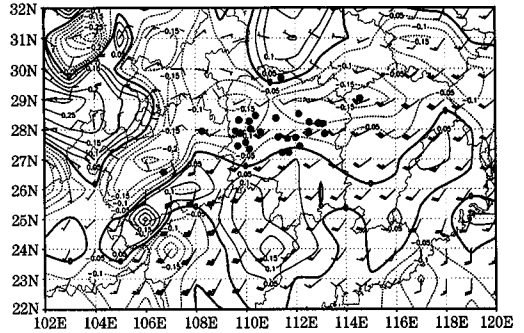


图4 2005年6月1日02时850hPa风场、湿相对位涡(等值线,单位:PVU,粗线为湿相对位涡零线)及08时 $R_6 \geq 20\text{mm}$ 的降水站点(圆点)

### 5 非绝热加热的分析

利用对流层收支方案来估算大气视热源( $Q_1$ )和视水汽汇( $Q_2$ ),计算方案为<sup>[7]</sup>:

$$Q_1 = \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$

$$Q_2 = -\frac{L}{C_p} \left[ \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right]$$

视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 可分为局地变化项、水平平流项和垂直输送项三项,表达式为:

$$Q_{1T} = \frac{\partial T}{\partial t}, Q_{1H} = \mathbf{v} \cdot \nabla T,$$

$$Q_{1\omega} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

$$Q_{2T} = -\frac{L}{C_p} \frac{\partial q}{\partial t}, Q_{2H} = -\frac{L}{C_p} (\mathbf{v} \cdot \nabla q),$$

$$Q_{2\omega} = -\frac{L}{C_p} \omega \frac{\partial q}{\partial p}$$

经湖南暴雨区(27~29°N、109~114°

① 本研究仅使用了湖南省自动站雨量资料,其它地区均为常规雨量资料

E) 平均  $Q_1$ 、 $Q_2$  和垂直速度  $\omega$  的时间-高度剖面如图 5 所示。 $Q_1$ 、 $Q_2$  和  $\omega$  具有相同的变化趋势。暴雨初期, 在中高层已有  $2\sim 3K \cdot (6h)^{-1}$  的加热存在, 中层略大于高层。随着对流活动发展, 高层迅速增温,  $Q_1$  不断增大, 并在 6 月 1 日 08 时降水最强时达最大, 中心位于 350hPa, 极值达  $9.9K \cdot (6h)^{-1}$ 。暴雨初期, 低层  $Q_2 < 0$ , 为水汽源区, 表明有明显的水汽辐合; 1 日 08 时  $Q_2$  达最大, 值略小于  $Q_1$ , 垂直方向上  $6.4K \cdot (6h)^{-1}$  和  $5.9K \cdot (6h)^{-1}$  两个中心分别在 400hPa 和 700hPa 上; 14 时以后,  $Q_1$ 、 $Q_2$  迅速减小, 降水亦随之减弱; 20 时降水结束时,  $Q_1$ 、 $Q_2$  变得很小开始为负值。 $\omega$  也有相同的变化, 1 日 08 时达最大值  $0.7Pa \cdot s^{-1}$ , 位于 300~400hPa 之间。在同时刻沿  $112^\circ E$  的剖面上 (图略), 也可看到  $Q_1$ 、 $Q_2$  大值区和强垂直上升区位于  $27\sim 29^\circ N$ , 而暴雨区南边低层  $Q_2$  为负值, 其南边约 650hPa 和北边 700hPa 出现了下沉运动区。

从  $28^\circ N$ 、 $112^\circ E$  视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  的局地变化项、水平变化项和垂直输送项的垂直廓线图上看 (图略) 可看出, 暴雨发生前,  $Q_{1T}$  和  $Q_{1H}$  呈反位相分布, 均使气温升高;  $Q_{2T}$  和  $Q_{2H}$  使低层湿度增大;  $Q_{1\omega}$  和  $Q_{2\omega}$  都为较小正值, 此时降雨区中有弱上升运动, 故  $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ ,  $\frac{\partial q}{\partial p} > 0$ , 大尺度场是静力稳定的。低层湿而冷, 高层干而暖, 上升运动将低层水汽输送到较高层。暴雨发展时, 整层  $Q_{1H}$  为负值,  $Q_{2H}$  在 400hPa 以下是正值, 说明低层有明显的暖湿平流,  $Q_{1\omega}$ 、 $Q_{2\omega}$  均增至最强, 其分布分别与  $Q_1$ 、 $Q_2$  类似, 说明它们是  $Q_1$ 、 $Q_2$  的主要作用项。 $Q_{1\omega}$  增至  $18K \cdot (6h)^{-1}$  以上,  $Q_{2\omega}$  的两个峰值在 650hPa 和 450hPa 附近, 略小于  $Q_{1\omega}$ 。暴雨减弱时,  $Q_1$  各分量均明显减小, 中低层  $Q_{1H}$  为正值, 即  $-\mathbf{V} \cdot \nabla T < 0$ ;  $Q_{2T}$ 、 $Q_{2H}$

反向增大, 即  $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$ ,  $-\mathbf{V} \cdot \nabla q < 0$ , 揭示了暴雨区中低层已被北方入侵的冷空气所控制。

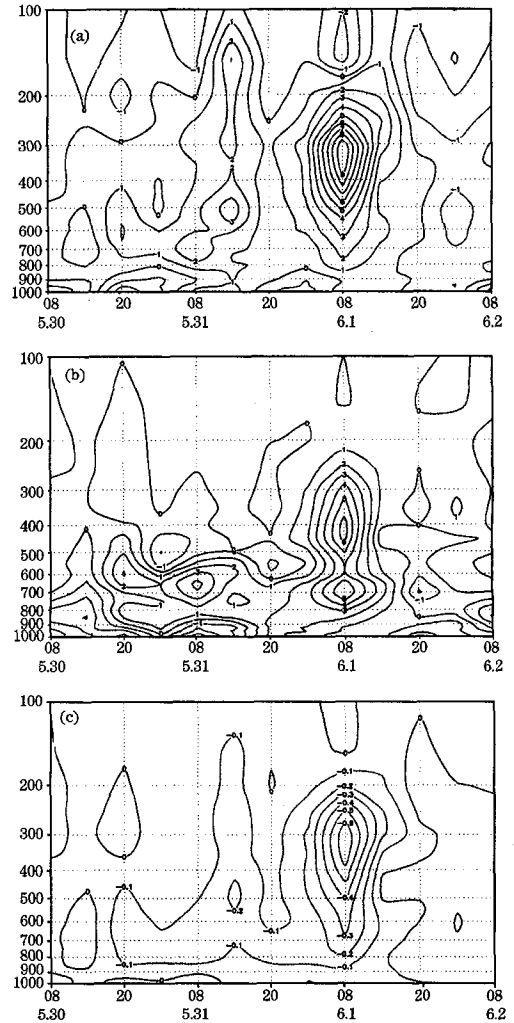


图 5 湖南暴雨区 ( $27\sim 29^\circ N$ ,  $109\sim 114^\circ E$ ) 平均  $Q_1$  (a)、 $Q_2$  (b) 和  $\omega$  (c) 的时间-高度剖面图 ( $Q_1$ 、 $Q_2$  单位:  $K \cdot (6h)^{-1}$ ;  $\omega$  单位:  $Pa \cdot s^{-1}$ )

## 5 结语

(1) 本次湖南大暴雨过程发生在欧亚中

高纬从一槽两脊型转换为两槽一脊型经向环流形势下, 主要影响天气系统是蒙古国低槽和中低层低涡切变线。

(2) 暴雨区上升运动和水汽辐合均大于周围区域, 中低层为对流不稳定层结。强上升运动将低层暖湿气流抬升到高层, 有利于不稳定能量释放。

(3) 暴雨区位于非地转湿  $Q$  矢量辐合强迫的次级环流上升支中, 其南北两侧约 100~200km 外为非地转下沉气流, 下沉气流的补偿有利于暴雨系统的维持。较之垂直速度  $\omega$ , 非地转湿  $Q$  矢量辐合区对 6 小时强降水落区预报有更确切的指示意义。700hPa 湿位涡和 850hPa 湿相对位涡负值区与低涡切变线相伴, 暴雨区位于该负值中心偏暖湿气流一侧, 对暴雨落区预报有一定的指示意义。

(4) 视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  变化与暴雨发生发展有很好的对应关系,  $Q_1$  和  $Q_2$  大值区对应强降水中心, 对流降水产生的凝结潜热加热区位于对流层中高层。暴雨发生

发展阶段, 低层的暖湿平流和强上升运动致使低层湿空气辐合补偿、加热区热量上传, 有利于高层辐散增强, 通过抽吸作用加强低空的辐合, 有利于暴雨发展。

### 参考文献

- 1 倪允琪, 周秀骥. 我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展. 气象, 2005, 31 (1): 9~12.
- 2 孙建华, 赵恩雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究. 大气科学, 2000, 24 (3): 381~392.
- 3 刘志雄, 戴泽军, 叶成志等. “04.6” 湘西北特大致洪暴雨形成机理分析. 气象, 2005, 31 (10): 61~67.
- 4 杨克明, 张守峰, 张建忠等. “0185” 上海特大暴雨成因分析. 气象, 2004, 30 (3): 25~30.
- 5 张兴旺. 湿  $Q$  矢量表表达式及其应用. 气象, 1998, 24 (8): 3~7.
- 6 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 1996, 7 (1): 19~27.
- 7 周兵, 徐海明, 谭言科等. 1998 年武汉大暴雨过程的切变涡度及非绝热加热垂直结构分析. 气象学报, 2001, 59 (6): 707~718.