

非地转湿 Q 矢量在川北大暴雨过程分析中的应用

刘运成¹, 王澄海², 隆霄²

(1. 四川省广元市气象局, 四川 广元 628017; 2. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用常规高空和地面实测资料, 对 2005-07-18~19 出现在四川盆地北部的区域性大暴雨天气过程的环流特征进行了分析; 运用非地转湿 Q 矢量理论进行了动力诊断分析。结果表明, 在副高阻挡的形势下, 高低空切变线、地面冷锋和偏南低空急流的共同作用造成了此次暴雨天气过程; 暴雨区位于湿 Q 矢量次级环流上升区附近, 在其东西方向和南北方向上存在明显的次级环流圈; 700 hPa 湿 Q 矢量散度负值中心附近及其西部和北部之间的辐合区是强降水出现的区域, 随着暴雨系统的发展, 其散度辐合区与雨区对应得越好。

关键词: 湿 Q 矢量; 大暴雨; 诊断分析

中图分类号: P458.1+21.1

文献标识码: A

Hoskins 等^[1] 1978 年推导出完全的准地转 ω 方程, 并将准地转强迫项表示成 Q 矢量的散度。此后, Q 矢量理论在强对流和暴雨天气的诊断分析中逐渐得到应用, 在文献^[2]中, Q 矢量方法被誉为业务垂直运动估算的高级方法。郁淑华、骆红^[3] 对川东北暴雨环境场进行了 Q 矢量分析, 发现 Q 矢量对低涡生成、维持的预报提供了有益的思路。张兴旺^[4] 考虑了大气水汽的凝结作用, 从包含非绝热效应的 P 坐标系原始方程组出发, 推导出非地转湿 Q 矢量(简称: 湿 Q 矢量)表达式以及用湿 Q 矢量散度作唯一强迫项的非地转非绝热 ω 方程, 并利用湿 Q 矢量对一次华南暴雨过程进行诊断分析, 发现湿 Q 矢量与次级环流有良好的对应关系, 并且存在湿 Q 矢量辐合区与降水落区对应的配置关系。姚秀萍等^[5] 利用非地转湿 Q 矢量对华北一次特大台风暴雨过程进行了诊断分析, 结果表明, 非地转湿 Q 矢量能较清楚地揭示暴雨过程系统的演变。刘志雄等^[6] 应用湿 Q 矢量诊断梅雨锋暴雨, 发现 700 hPa 湿 Q 矢量散度辐合场分布的不均匀性不仅导致了

中尺度气旋结构的非对称性, 而且造成地面降水强度和分布非均匀性。

四川盆地北部地处青藏高原东侧西风气流下滑区, 海拔一般在 500~1 500 m, 其西端最高山峰海拔 3 800 m 左右, 境内东北角是川陕的界山——米仓山, 海拔 2 000 m 左右, 因此该地区暴雨过程不仅与天气尺度背景特征有关, 而且受特殊地理环境的影响, 暖湿气流在北上的过程中在高山南侧被动地抬升, 导致暴雨的形成呈东北和西南略偏多、中部略偏少的分布规律。2005-07-18~19 四川盆地北部的广元、绵阳和德阳等地区先后出现了一次暴雨天气过程, 广元和绵阳大部 24 h 降水量在 100 mm 以上, 绵阳的北川和安县过程降雨量在 300 mm 左右。在四川盆地北部地区出现这样大范围的强暴雨是不多见的, 对此次暴雨过程形成的物理机制进行深入分析不仅具有科研价值, 而且具有实际的业务意义, 以期能为预报员在局地强暴雨预报方面提供一种有益的诊断方法。

收稿日期 (Received date): 2007-11-30; 改回日期 (Accepted): 2008-04-28

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金项目 (40675032) 和中国气象局成都高原气象研究所开放基金资助。 [Supported by the National Natural Sciences Foundation of China No. 40675032 and the Open Fund of Institute of Plateau Meteorology (CMA, Chengdu)]

作者简介 (Biography): 刘运成 (1970-) 男, 汉, 四川广元人, 气象学硕士, 高级工程师, 主要从事短期天气预报分析与研究。 [Liu Yuncheng male born in 1970 in Guangyuan city, Sichuan province. Master of Science, associate research professor. His research interests focus on weather forecast and analysis.] E-mail: gylw@163.com

1 暴雨过程的天气形势及降水情况

降水的时空分布

2005-07-17下午到18日下午,四川盆地北部到川陕甘交界地带由南向北先后出现了一次强降雨过程,广元大部和绵阳北部观测的总降水量超过100 mm,其中最大的是广元朝天区(加密站)达207.8 mm,降水主要集中在18日凌晨至上午(逐小

时降水量图略),这段时间为暴雨增幅期(强降水期)。从这次降雨的空间分布来看,大暴雨区(日降水量 ≥ 100 mm)主要位于四川盆地的北部地区,呈东北-西南走向,100 mm的雨量外廓线是一个大致为 100×200 km²的区域,空间上具有明显的 β 中尺度特征。另外,从19日凌晨至上午,四川盆地的绵阳和德阳出现了第二次暴雨天气,绵阳西部和北部的部分地方又达到大暴雨天气标准。图1为17T20:00(北京时,下同)至19T08:00的间隔12 h降水量。

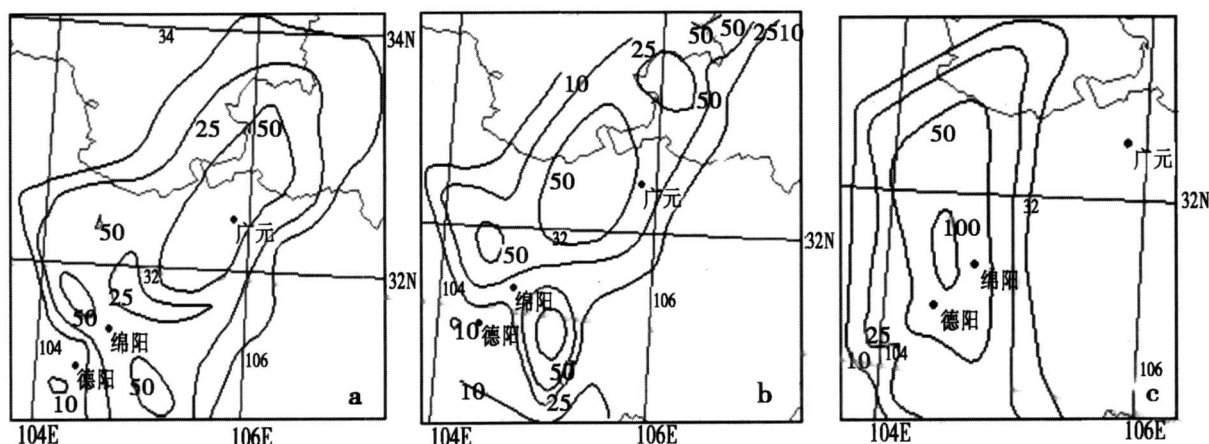


图1 12 h降水量分布图(单位: mm)

(a 17T20:00至18T08:00 b 18T08:00至18T20:00 c 18T20:00至19T08:00)

Fig. 1 The observed 12 h rainfall (unit: mm)

(a from 20:00 July 17 th to 08:00 July 18 th b from 08:00 July 18 th to 20:00 July 18 th c from 20:00 July 18 th to 08:00 July 19 th)

环流形势的特征

进入7月中旬以来,500 hPa(图略)上副热带高压一直较强。17T08:00从巴湖低压分裂出的冷空气在民勤经榆中、红原到川西高原南部形成一低槽,此槽的进一步发展触发了四川盆地北部18日的强降水。17T20:00(图2a),5号台风海棠逼近台湾岛,使得副高西移,对降水系统起了滞留作用,同时激发出西南急流。玉树到昌都为一暖式高原切变线,此切变线的东移出高原,配合西南急流,对盆地北部18日的降水起加强作用。18T20:00(图2b),随着副高的进一步西进,广元处于高压控制,降水基本结束,但绵阳一带仍处于副高西部边缘的辐合区。玉树到托托河有一暖式高原切变线,此切变线的东移,触发了绵阳一带19日的暴雨天气。700 hPa图上,从16~18日云南到四川盆地东部维持着一支西南低空急流,为降水提供了来自孟湾的丰富水汽,并使盆地北部处于其左侧辐合区。18T08:00(见图2a),从合作经成都到西昌有一狭长的风切变线,它

是18日暴雨的主要影响系统。850 hPa图上,16日到18日从广东、广西经贵州到四川盆地为一支逐渐加强的偏南低空急流,将南海的暖湿空气不断地输送到盆地北部,以中尺度扰动形式提供强降水所需的水汽、热量和动量^[7],其风向风速在盆地北部的辐合使得降水得以维持和加强。

地面气象要素的分布表明,在17T08:00甘肃中部到青海中部有一冷锋,17T20:00(图2a)冷锋南部到达川西高原,随着它的进一步东移出高原,触发了暖湿空气中不稳定能量的释放,形成了18日较大强度的降水。18T08:00川陕甘交界地带受上述冷锋后部的冷气团控制,24 h变温均为负值,冷气团的抬升使得暴雨加大和持续。同时在甘肃中部到青海中部一带又出现一条冷锋,18T20:00(图2b),冷锋南部快速南下到川西高原,随着它的进一步东移出高原,触发了绵阳、德阳一带19日的暴雨天气。

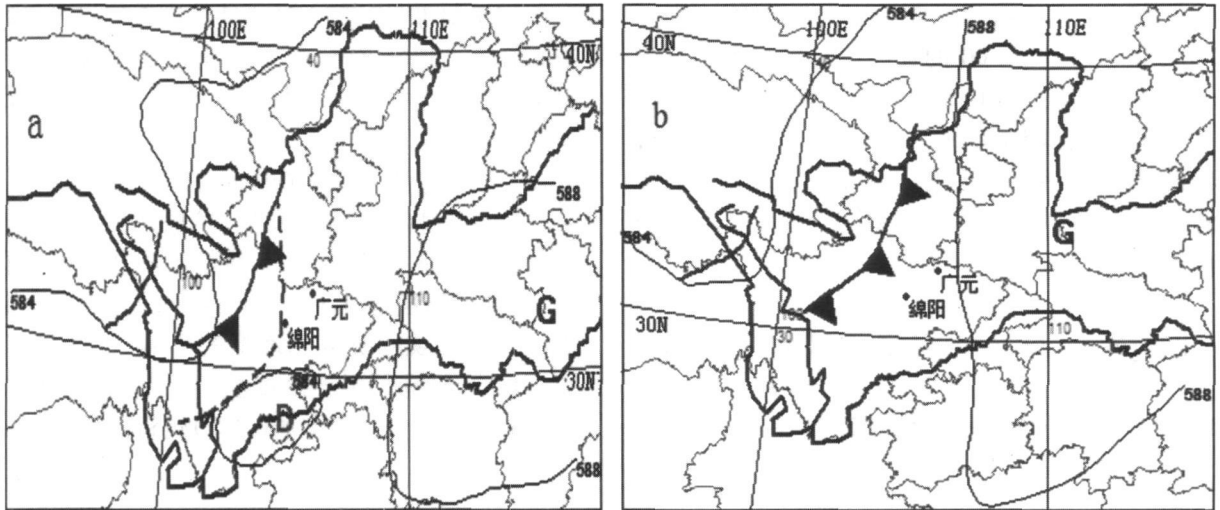


图 2 2005—07—17T00: 00(a)和 18T00: 00(b) 500 hPa高度场、高原切变线(粗实线)、地面冷锋和 07—18T08: 00 700 hPa切变线(粗断线)

Fig 2 500 hPa Height shear line(thick line) and surface cold front at 20 00 on 17 July 2005(a) and at 20 00 on 18 July 2005(b); 700 hPa shear line(thick dashed line) at 08 00 on 18 July 2005

以上分析表明, 此次暴雨过程是在副热带高压阻挡的形势下, 高低空切变线、地面冷锋和偏南低空急流的共同作用, 暴雨中尺度系统发生发展和演变的结果。为了说明该次暴雨过程的非地转特征和凝结潜热释放特性, 本文利用湿 Q 矢量对此次暴雨过程进行诊断分析。

2 非地转湿 Q 矢量及其物理意义

2.1 湿 Q 矢量的表达式

考虑了大气中水汽凝结潜热释放的作用, 由无粘性摩擦、平面的 P 坐标系原始方程组出发, 可以推导出 P 坐标系的非地转湿 Q 矢量, 其表达式^[4]为:

$$\vec{Q}^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) h \frac{\partial}{\partial x} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{IR_0}{C_p} \frac{\partial q}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

$$\vec{Q}^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) h \frac{\partial}{\partial y} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{IR_0}{C_p} \frac{\partial q}{\partial p} \right) \right] \quad (2)$$

$$\vec{Q}^* = \vec{Q}^*_x + \vec{Q}^*_y \quad (3)$$

$$h = \frac{R}{P} \left(\frac{P}{1000} \right)^{R/C_p} \quad (4)$$

式中 \vec{Q}^*_x 和 \vec{Q}^*_y 为 x 方向和 y 方向的非地转湿 Q 矢量分量, ∇ 为水平梯度算子, 其他符号为气象通用

符号。从 (1) 和 (2) 式可以看出, 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的乘积及非绝热效应。

2.2 湿 Q 矢量与次级环流的关系

$$\vec{Q}^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial u}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) \right] \quad (5)$$

$$\vec{Q}^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial u}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \right] \quad (6)$$

式中 u 、 v 为地转偏差。(5) 和 (6) 式表明, 经向和纬向的垂直环流可分别由 \vec{Q}^*_x 和 \vec{Q}^*_y 决定, 因而任一方向垂直剖面上的次级环流, 完全由该方向的 \vec{Q}^* 分量 (或 \vec{Q}^*_y 分量) 所决定, 它描述了湿 Q 矢量与垂直环流之间的方向关系: 湿 Q 矢量方向总是指向气流上升区, 背向气流下沉区。

2.3 非地转湿 Q 矢量散度为唯一强迫项的非地转 ω 方程

$$\nabla^2 (\sigma \omega) + f \frac{\partial \omega}{\partial p} = -2 \nabla \cdot \vec{Q}^* \quad (7)$$

式 (7) 为包含了非绝热效应的完整的非地转 ω 方程。如果大气的垂直运动是一种波动形式, 根据任何波动形式物理量的拉普拉斯与该物理量本身负值成正比的关系, 因而有上式左边与 $-\omega$ 成正比, 也即 $\omega \propto \nabla \cdot \vec{Q}^*$, 当 $\nabla \cdot \vec{Q}^* < 0$ 时, $\omega < 0$ 上升运动; 当 $\nabla \cdot \vec{Q}^* > 0$ 时, $\omega > 0$ 下沉运动。因此, 可以用 $\nabla \cdot \vec{Q}^*$ 来诊断垂直运动。

本文诊断分析所用的资料是:将 2005-07-16 20:00~19 20:00 的常规探空报文利用克里金(Kriging)方法产生 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的格点客观分析资料,格点域范围为 ($95^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$),非标准层的资料采用拉格朗日插值方法求得。需要指出的是,计算中用到的 ω 是采用运动学方法积分连续方程并进行了修正得到的。

3 非地转湿 Q 矢量对暴雨过程的诊断

3.1 湿 Q 矢量散度场分布特征及其与强降水的关系分析

与暴雨等强对流天气相伴的次天气尺度系统具有很强的非地转特性,湿 Q 矢量散度作为非地转上升运动的强迫因子,在揭示次天气尺度系统的活动中应该有所体现。

3.1.1 湿 Q 矢量散度场的水平分布与演变

在暴雨中尺度系统发生、发展过程中,尤其是在暴雨发生的初期,低层上升运动虽然比中层弱得多,但低层的强迫作用却是产生和维持强对流暴雨的关键。受观测资料 and 地形的影响,选择 700 hPa 以下层次,计算结果会比较差。因此,下面选取 700 hPa 层的湿 Q 矢量散度场(图 3)进行分析。

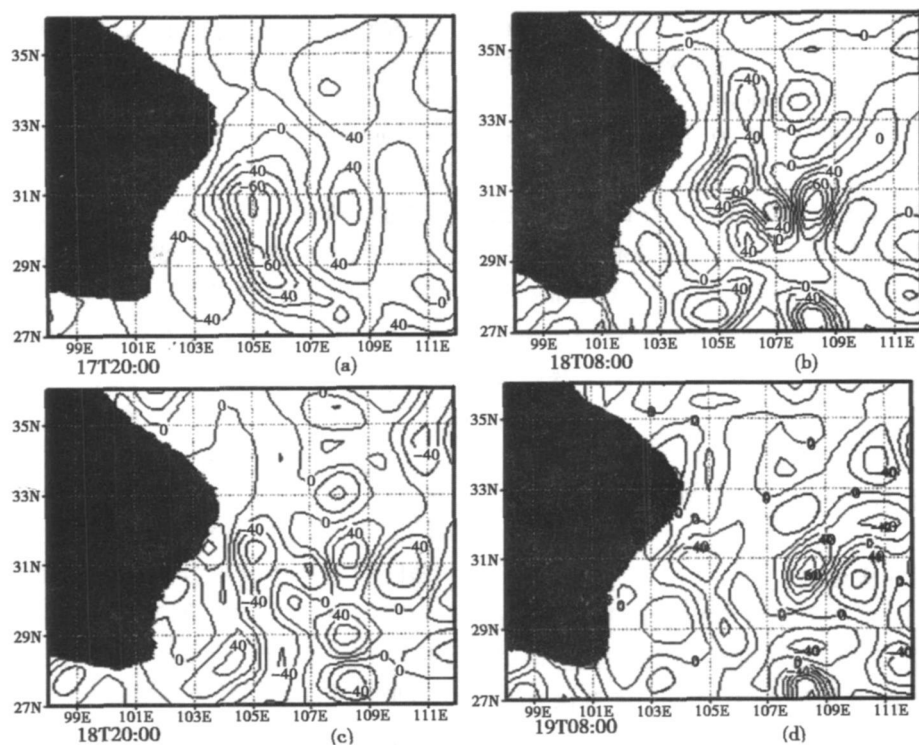


图 3 2005-07-17 20:00~19 08:00 (a~d) 700 hPa 湿 Q 散度场(单位: $1 \times 10^{-16} \text{ h}/(\text{Pa} \cdot \text{s})$)

阴影区为青藏高原

Fig 3 The divergence of the wet Q vector on 700 hPa from 20:00 on 17 to 08:00 on 19 July (a~d) (unit: $1 \times 10^{-16} \text{ h}/(\text{Pa} \cdot \text{s})$) Shaded area is Qinghai-Xizang Plateau

低层非地转湿 Q 矢量辐合区通常是上升运动激发区,非地转湿 Q 矢量散度表示的是产生垂直运动的强迫机制, $\nabla \cdot \vec{Q} < 0$ 的区域,非地转上升运动会在一定时间尺度内得以维持,持续一定强度的上升运动为暴雨提供有利的动力条件。07-17 18:00 (图略) 在四川盆地北部有一辐合中心,中心在

106°E 32°N 附近,中心值为 -51.2 (单位: $1 \times 10^{-16} \text{ h}/(\text{Pa} \cdot \text{s})$),下同, 17 日至 18 日的强降水就出现在中心附近及其中心西部和北部之间的辐合区。17 18:00 辐合中心强度加深至 -100.6 中心位置西南移至 105°E 31°N 附近,整个盆地西部 18 日的强降水就出现在中心区域,最大强降水中心(盆地北部)在辐合中心及其中心以北的辐合区。18 日

08 时, 上述辐合中心移至 105.5°E 31.5°N 附近, 强度略有减弱, 中心值为 -94.1 , 此时降水最强, 辐合中心与暴雨区对应得最好, 大暴雨就出现在中心附近及其中心西部和北部之间的区域, 向北延伸的中心值为 -46.9 的强度较小辐合中心能够对应甘肃和陕西交界的范围较小的暴雨区 (图略)。18T20:00 川北的辐合中心略向西延伸至 105°E 31.5°N 附近, 中心强度减弱为 -75.3 19 日的强降水 (图 1) 就出现在中心西北的南北向辐合带内。到 19T08:00 辐合中心进一步减弱, 强度为 -48.4 , 辐合区中心西北基本上与 19 日的较大降水区对应。

以上分析表明, 700 hPa 湿 Q 矢量散度负值中心附近及其西部和北部之间的辐合区是强降水出现的区域, 可能在这一区域存在次级环流的扰动, 利于不稳定能量的释放。这与“暴雨位于上升运动区, 但不一定与上升运动最大中心相一致。个例分析表明: 暴雨区的西北面是下沉区, 西南面是上升气流区”的个例分析结论^[7]是相似的。随着暴雨系统的发展, 中尺度特征越明显, 非地转特性及凝结潜热释放特性也就越明显, 非地转湿 Q 矢量的诊断效果也就越好, 其散度辐合区与雨区对应得也就越好。另外, 从前面一系列图可以看出, 湿 Q 矢量散度场, 多呈条块状的辐散、辐合区相间分布的形式, 反映了中小尺度的发展变化情况。在辐合中心 (对应上升气流区) 的东西两侧都有辐散中心 (区) 存在, 从 ω 方程可知是次级环流的下沉区, 从而构成雨带附近的两个次级环流圈, 其上升支输送暖湿不稳定空气是雨带发生的必要条件, 而次级环流圈加强引起暖湿不稳定上升气流的加强是使雨带强盛的重要条件。同时, 上升区东西两侧下沉气流的维持、增强又是使辐合上升及对流运动得到激发、维持和增强不可缺少的因素。

3.1.2 湿 Q 矢量散度场的时间—高度图分析

为进一步说明强降水与非地转湿 Q 矢量散度发展变化的关系, 下面对 ($31\sim33^{\circ}\text{N}$, $104\sim106^{\circ}\text{E}$) 范围内的暴雨所在区域湿 Q 矢量散度进行平均, 制作 $\nabla\cdot\vec{Q}$ 随时间演变的垂直剖面图 (图 4)。可以清楚地看到, 暴雨前的 24 h 内, 随着暴雨的临近, 湿 Q 矢量散度负值逐渐增大, 暴雨增幅期 (强降水期) 的 18T08:00 达到最大, 然后减弱, 降水也就减弱; 由于 18T20:00 湿 Q 矢量散度在低层仍保持负值, 非地转强迫使得对流发展, 出现了第二次暴雨天气, 随着湿 Q 矢量散度变为正值, 降水结束。第二次暴

雨天气湿 Q 矢量散度负值明显较弱, 这是因为 19 日暴雨出现的范围较小 (图 1), 降水区对应的湿 Q 矢量散度负值也相对较小, 而计算平均值的范围未变, 湿 Q 矢量散度被平均之后变小了。

从分析图中还发现, 湿 Q 矢量最强辐合中心出现在对流层中层, 辐合区伸展到 200 hPa 以上, 这是由于产生暴雨的天气系统是一个较深厚的中尺度低值系统。 $400\sim300\text{ hPa}$ 湿 Q 矢量散度较大负值中心的出现, 表明这里的上升运动还将继续加强。可能是在近于饱和的条件不稳定大气中, 由于低层大气流场具有气旋性涡度, 在初始扰动作用下产生上升运动, 发生积云对流。潜热加热加速了上升运动, 引起高层辐散、低层辐合。同时, 低层辐合除了导致边界层内水汽辐合外, 还将引起初始扰动的正涡度增大。这就形成了与环流中心上升、上层辐散、下层辐合的垂直环流之间的正反馈, 促使垂直上升运动更为剧烈, 从而激发中尺度系统的发展, 导致强降水的发生。

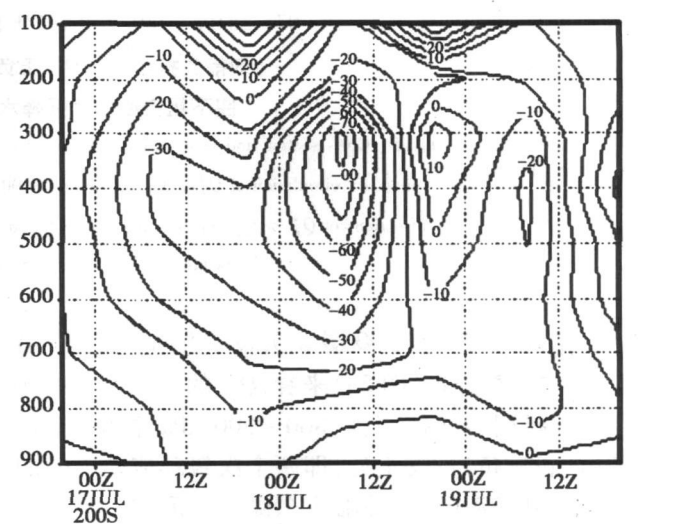


图 4 暴雨区湿 Q 矢量散度随时间和高度的分布 (单位: $1\times10^{-16}\text{ h}(\text{Pa}\cdot\text{s})$)

Fig 4 The distribution of the divergence of wet Q vector in the heavy rain area with time and height (unit: $1\times10^{-16}\text{ h}(\text{Pa}\cdot\text{s})$)

3.2 非地转湿 Q 矢量次级环流

非地转湿 Q 矢量散度能较好地与降水落区相对应, 其物理机制是源于次级环流的演变和发展。次级环流是叠加在基本环流之上的二级环流, 它的强弱与暴雨的强度有直接关系, 次级环流的增强能激发暴雨的加强, 非地转湿 Q 矢量散度的分布反映了产生暴雨的低压环流附近及其外围的风场和温度

场的不平衡配置关系,因而从温度场和流场上看,这个区域易激发次级环流。根据前面所述,非地转湿 Q 矢量在 x 方向和 y 方向上分量的垂直分布能很直观地揭示系统次级环流的方向和强度,即非地转湿

Q 矢量指向次级环流的上升区、背向下沉区。下面以 07—18 T08:00 暴雨日 Q_x^* 的纬向剖面图和 Q_y^* 的经向剖面图来分析本次暴雨过程的次级环流特征。

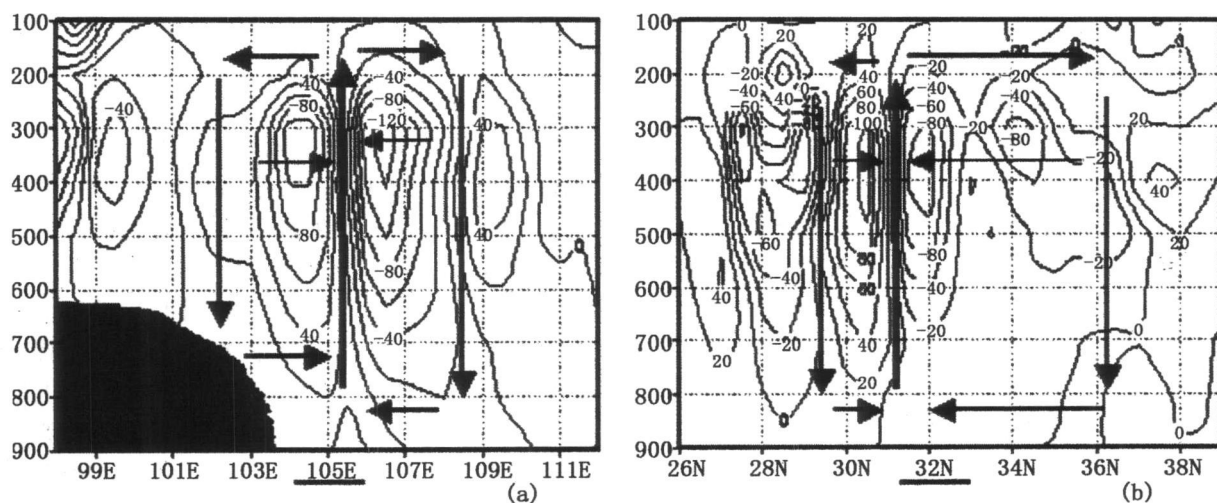


图 5 07—18 T08:00 Q_x^* 沿 32°N 的垂直剖面及纬向次级环流 (a);

07—18 T08:00 Q_y^* 沿 105°E 的垂直剖面 and 经向次级环流 (b)

(细箭头指示 Q_x^* 、 Q_y^* 正负方向,粗箭头示意次级环流,

图下粗实线指示强降水落区)阴影区为青藏高原

Fig 5 Cross section and secondary circulation of Q_x^* along 32°N at 08 00 BT Jul 18 (a), cross section and secondary circulation of Q_y^* along 105°E at 08 00 BT Jul 18 (b) (slin arrows and thick arrows indicate directions of Q_x^* or Q_y^* and secondary circulation respectively. The thick lines below the figure indicate the position of heavy rain. Shaded area is Qinghai-Xizang Plateau

从 07—18 T08:00 湿 Q 矢量 x 方向分量 Q_x^* 沿 32°N 的垂直分布 (图 5 a) 来看, Q_x^* 的正负值在纬向上相间排列,暴雨区上空 800~200 hPa 是 Q_x^* 正负值 (西正东负) 的交汇处,即两个次级环流圈中间的较强上升气流区,在暴雨区东侧上空形成一个顺时针的纬向次级环流,而在暴雨区西侧上空形成一个逆时针的纬向次级环流,这正是 Q_x^* 矢量散度场所表现的次级环流。从暴雨日 Q_y^* 沿 105°E 的垂直剖面图 (图 5 b) 可以看出,在暴雨中心上空的北侧有 Q_y^* 的负值区,暴雨中心的南侧有 Q_y^* 的正值区,因此,在 Q_y^* 正、负值的交汇处存在次级环流的上升支,而次级环流的上升支有利于暴雨的产生和发展。由正负 Q_x^* 或 Q_y^* 中心激发的次级环流的上升支向上伸展至对流层中高层,并且在暴雨最强之时达到最大,此时上升支携带着低层的暖湿气流,为暴雨提供了丰富的水汽辐合条件。比较经向和纬向剖面图可以看出,南北方向上的次级环流圈伸展的范围较

宽,可能是因为雨带主要呈南北向所致。

综上所述,非地转湿 Q 矢量的 x 方向、 y 方向分量 Q_x^* 和 Q_y^* 指向气流的上升区、背向气流的下沉区,而上升区也就是非地转湿 Q 矢量散度的负值区即辐合区, Q_x^* 或 Q_y^* 指向系统发展的区域。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,因而总是起到破坏热成风平衡的作用,必然激发次级环流,使得大尺度大气进行调整,重新达到新的热成风平衡。所以,湿 Q 矢量辐合激发的次级环流有利于不稳定能量的释放,促使暴雨产生和发展。因此,在预报暴雨的发生及其落区时,次级环流的分析是十分必要的,非地转湿 Q 矢量分析可为四川盆地北部暴雨天气过程的预报提供新的思路。

4 暴雨过程湿 Q 矢量对比分析

此次暴雨过程发生在青藏高原东侧的山区,是

在高原切变东移和副高西侧西南暖湿气流的作用下形成的, 受地形影响很大, 将本文湿 Q 矢量分析与以往研究的部分结果作简要对比是有益的。

姚秀萍等^[5]对台风暴雨的诊断分析中指出, 非地转湿 Q 矢量辐合中心基本上为暴雨中心, 低层 800 hPa 的非地转湿 Q 矢量辐合中心对降水落区的对应关系最重要。王川等^[8]对陕南一次大暴雨过程的分析结果表明, 湿 Q 矢量散度场随高度呈倾斜状分布, 降水区出现了从地面到 200 hPa 整层的湿 Q 矢量辐合, 暴雨区基本位于湿 Q 矢量辐合、辐散交界处下方。刘志雄等^[6]对梅雨锋暴雨的诊断分析发现, 700 hPa 高度上的湿 Q 矢量散度辐合场对降水预报有很好的指示意义, 最大湿 Q 矢量散度辐合中心位于 650 ~ 600 hPa 高度附近。郭荣芬等^[9]对云南一次冬季强降水的分析中发现, 非地转湿 Q 矢量流场的辐合中心(辐合线)与强降水区吻合, 暴雨区上空湿 Q 矢量散度最强的辐合区位于 550 与 450 hPa 之间, 而最强降雪区则出现在湿 Q 矢量散度正负值交界附近的负值区一侧。李英等^[10]对云南夏季暴雨过程诊断分析表明, 暴雨区上空具有一个较强 $\nabla \cdot \vec{Q}$ 负值区, 最强辐合区位于 600 hPa 与 400 hPa 之间。上述结果表明, 不同的暴雨过程中湿 Q 矢量辐合出现的层次和位置、强度存在着差别。本文分析的结果表明, 暴雨区位于湿 Q 矢量辐合中心附近及其西部和北部之间的辐合区, 湿 Q 矢量散度负值中心出现在 400 ~ 300 hPa, 这与上述分析结果有些差异, 为什么会出现这种差别, 可能与地形有较为密切的关系, 有关这方面的内容, 尚需进一步探讨。

5 结论

综上所述, 本次暴雨过程具有如下特征。

1. 在副高西部边缘的作用下, 偏南低空急流使四川盆地北部高位势不稳定能量不断增强, 切变线和地面冷锋东移下青藏高原后, 触发了不稳定能量的释放, 形成此次暴雨过程。
2. 非地转湿 Q 矢量次级环流上升区对应暴雨区, 暴雨中尺度系统在东西方向和南北方向存在明显的次级环流圈。
3. 700 hPa 湿 Q 矢量散度负值中心附近及其西部和北部之间的辐合区是强降水出现的区域, 可以作为暴雨落区的指标。随着暴雨中尺度系统的发

展, 非地转湿 Q 矢量的诊断效果也就越好, 其散度辐合区与雨区对应得也就越好。

地形是影响湿 Q 矢量辐合的重要因素。四川盆地北部地形复杂, 从东向西海拔逐渐增加, 地形起伏较大, 体现在湿 Q 矢量辐合区与暴雨区的水平对应以及最大辐合区出现的高度和已有的研究结果存在差别。这些差异说明地形在川北暴雨过程中的重要作用。这也是我们进一步研究的内容。

致谢: 本工作得到中国气象局成都高原气象研究所陈忠明研究员的帮助, 在此表示感谢!

参考文献 (References)

- [1] Hoskins B J, Davies H C. A new look at the ω -equation. J. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1978, 104(1): 31 ~ 38
- [2] Lawrence B. Dump. Evaluation of vertical motion. Past, Present and Future. J. Wea. Forecasting, 1991, 6(1): 65 ~ 73
- [3] Yu Shuhua, Luo Hong. The environment field and the Q -vector analyses for heavy rain of vortex over Northeast Sichuan Basin. J. Plateau Meteorology, 1991, 10(1): 70 ~ 76 [郁淑华, 骆红. 川东北涡暴雨环境场及 Q 矢量分析 [J]. 高原气象, 1991, 10(1): 70 ~ 76]
- [4] Zhang Xingwang. The expression of the modified Q vector and its application. J. Meteorological Monthly, 1998, 24(8): 3 ~ 7 [张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用 [J]. 气象, 1998, 24(8): 3 ~ 7]
- [5] Yao Xiaoping, Yu Yubin. Non-geostrophic wet Q -vector analysis and its application to typhoon torrential rain. J. Acta Meteorologica Sinica, 2000, 58(4): 436 ~ 446 [姚秀萍, 于玉斌. 非地转湿矢量及其在华北特大台风暴雨中的应用 [J]. 气象学报, 2000, 58(4): 436 ~ 446]
- [6] Liu Zhixiong, Yue Caijun, Shou Shaowen et al. Using the wet Q -vector to diagnose a process of Mei-yu Front heavy rain. J. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2003, 26(1): 103 ~ 109 [刘志雄, 岳彩军, 寿绍文, 等. 应用湿 Q 矢量诊断梅雨锋暴雨 [J]. 南京气象学院学报, 2003, 26(1): 103 ~ 109]
- [7] Ding Yihui. Advanced Synoptic Meteorology [M]. Beijing: Meteorology Press, 1991: 420 ~ 576 [丁一汇. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 1991: 420 ~ 576]
- [8] Wang Chuan, Du Chuanji, Shou Shaowen. Application of Q -vector theory to "02.6" Heavy storm rain on the east side of Qinghai-Xizang Plateau. J. Plateau Meteorology, 2005, 24(2): 261 ~ 267 [王川, 杜川利, 寿绍文. Q 矢量理论在青藏高原东侧大暴雨过程中的诊断应用 [J]. 高原气象, 2005, 24(2): 261 ~ 267]
- [9] Guo Rongfen, Li Ying, Yang Xiangdong et al. Non-geostrophic wet Q -vector analysis and application of heavy precipitation in winter in Yunnan. J. Meteorological Monthly, 2005, 31(2): 12 ~ 16 [郭荣芬, 李英, 杨向东, 等. 非地转湿 Q 矢量在云南冬季强降水中的分析应用 [J]. 气象, 2005, 31(2): 12 ~ 16]
- [10] Li Ying, Zhang Tengfei, Guo Rongfen. A geostrophic wet Q -vector Analysis of a persistent rainstorm process in Yunnan. J. Journal of

Nanjing Institute of Meteorology 2002 25(4): 259 ~ 264 李英, 张
腾飞, 郭荣芬. 云南一次持续性暴雨过程的非地转湿 Q 矢量分析

[J. 南京气象学院学报, 2002 25(4): 259 ~ 264]

Ageostrophic Wet Q-Vector Analysis and Its Application to a Heavy Rainstorm in North Sichuan Basin

LIU Yuncheng, WANG Chenghai, LONG Xiaob

(1 GuangYuan Meteorology Bureau, GuangYuan 628017 China; 2 College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Using the routine observation data, the circulation feature of a regional heavy rain process in North Sichuan Basin on 18 ~ 19 July 2005 was analyzed. A dynamic diagnosis was made by using the ageostrophic wet Q-vector theory. The results showed as follows: This heavy rain process attributed to the influencing of upper and lower shear lines, the surface cold front and the southerly low-level jet streams blocked by Northwest Pacific subtropical high together. The heavy rain occurred in the area of updraft triggered by the wet Q-vector. There was obvious secondary circulation around the updraft. The convergence center of the wet Q-vector and the convergence area between the north and west of the center on 700 hPa were the areas where the torrential rain occurred. Along with the development of heavy rain system, the convergence area could correspond to the heavy precipitation area better.

Key words: Wet Q-vector; heavy rain; diagnosis

《如何防范地震次生灾害·地质灾害》科普读物出版

由中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所编写的《如何防范地震次生灾害·地质灾害》科普宣传读物,已由科学普及出版社出版。该读物系中国科学技术协会科普专项资助出版。读物图文并茂、简明易懂,重点介绍了与地震有关的山地地质灾害的防治知识,以求服务灾区,在帮助当地群众防范地震次生山地地质灾害,恢复生产、生活等方面发挥积极作用。其中部分图片由成都山地灾害与环境研究所等赴抗震救灾一线的科研人员提供,真实地反映了“5.12”汶川大地震前后重灾区山地景观变化及山地地质灾害状况。

(卞哲)