

青藏高原东侧一次连续大暴雨 过程湿 Q 矢量分析

刘运成^{1,2}

(1. 兰州大学大气科学学院, 730000; 2. 四川省广元市气象局)

提 要: 利用常规探空和地面实测资料, 对2005年7月18—19日出现在青藏高原东侧的一次区域性大暴雨天气过程进行了非地转湿 Q 矢量诊断分析。结果表明: (1) 暴雨出现在湿 Q 矢量散度负值中心激发的非地转上升气流区附近, 在强降水期散度负值中心达到最强, 范围较窄, 与暴雨区对应得较好。(2) 700hPa 湿 Q 矢量涡度正值中心与其散度负值中心重叠的区域是中尺度低值系统发展的有利区域, 与暴雨区对应。(3) 700hPa 湿 Q 矢量锋生中心可以对应12小时后的暴雨区; 当有不稳定能量大量释放后, 有锋消作用, 暴雨将逐渐减弱。

关键词: 湿 Q 矢量 大暴雨 诊断分析

Wet Q -Vector Analysis of a Continued Heavy Rain Process over the Eastern Qinghai-Xizang Plateau

Liu Yuncheng^{1,2}

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000;

2. Guangyuan Weather Office, Sichuan Province)

Abstract: Based on the routine observations, an ageostrophic wet Q -vector diagnosis of a heavy rain process over the eastern Qinghai-Xizang Plateau during 18-19 July 2005 is made. The results show as follows: (1) The heavy rain occurred in the updraft area triggered by the convergence center of the wet Q -vector. The convergence center is narrow and strong during the heavy precipitation. (2) The superposition area of the center of the positive vorticity and the convergence center of the wet Q -vector at 700hPa is advantageous to the me-

soscale system. It corresponds well to the heavy rain area. (3) The center of frontogenesis at 700hPa corresponds to the heavy rain area after 12 hours. After the instability energy is released largely, the air mass has frontolysis, and the heavy rain decreases gradually.

Key Words: wet Q -vector heavy rain diagnostic analysis

引言

从 Hoskins 等人^[1]提出准地转垂直运动可由 Q 矢量散度来诊断后, Q 矢量在实际业务工作中逐渐得到了应用^[2-5]。但准地转 Q 矢量受到准地转近似的限制, 不易用于研究次天气尺度运动。张兴旺^[6]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 矢量表达式以及用湿 Q 矢量散度作唯一强迫项的非地转 ω 方程, 并利用湿 Q 矢量的表达式, 对一次华南暴雨过程进行诊断, 指出了湿 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相对应的配置关系。之后, 许多学者利用湿 Q 矢量对暴雨进行了一些诊断分析工作^[7-10], 但是这些工作多是利用湿 Q 矢量散度与垂直速度的关系来进行诊断, 对湿 Q 矢量锋生函数和湿 Q 矢量涡度的分析文章较少。下面利用湿 Q 矢量散度、涡度和锋生函数对 2005 年 7 月青藏高原东侧一次大暴雨过程的诊断分析, 探索这些物理量对暴雨中尺度系统的诊断特性, 从而为暴雨预报提供新的思路。

1 非地转湿 Q 矢量表达式及其物理意义

1.1 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, 由准静力、无粘性摩擦、 f 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 Q^* , 其表达式^[6]为:

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

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

$$Q^* = Q_x^* \mathbf{i} + Q_y^* \mathbf{j} \quad (3)$$

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

其中 Q_x^* 和 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。从式 (1) 和 (2) 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。

1.2 非地转湿 Q 矢量散度为唯一强迫项的非地转 ω 方程

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2\nabla \cdot Q^* \quad (5)$$

式 (5) 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 $\omega \propto \nabla \cdot Q^*$, 当 $\nabla \cdot Q^* < 0$ 时, $\omega < 0$, 上升运动; 当 $\nabla \cdot Q^* > 0$ 时, $\omega > 0$, 下沉运动。因此, 可以用式 (5) 来诊断垂直运动。

1.3 湿 Q 矢量的涡度^[3]

$$\zeta_Q^* = \frac{\partial Q_y^*}{\partial x} - \frac{\partial Q_x^*}{\partial y}$$

$$= \frac{1}{2} f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial u_a}{\partial x} - \frac{\partial u_a}{\partial y} \right) \quad (6)$$

式 (6) 表示非地转风涡度的垂直梯度与湿 Q 矢量的涡度成正比。

1.4 湿 Q 矢量锋生函数

用 θ_* 代替 T 计算锋生函数

$$F = Q^* \cdot \nabla \theta_* = Q_x^* \frac{\partial \theta_*}{\partial x} + Q_y^* \frac{\partial \theta_*}{\partial y} \quad (7)$$

2 暴雨天气过程概况

2005 年 7 月 17 日下午到 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 100mm，其中最大的是广元朝天区（气象哨）达 207.8mm，降水主要集中在 18 日凌晨至上午。从这次降雨的分布来看，大暴雨区（日降水量 $\geq 100\text{mm}$ ）主要位于四川盆地的北部地区，呈东北—西南走向，100mm 的雨量外廓线是一个大致为 $100\text{km} \times 200\text{km}$ 的区域，空间上具有明显的中 β 尺度特征。另外，从 19 日凌晨至上午，四川盆地的绵阳和德阳又出现了第二次暴雨天气，绵阳西部和北部的部分地方达到大暴雨天气标准。图 1 为 17 日 20 时（北京时，下同）至 19 日 08 时的间隔 12 小时降水量。

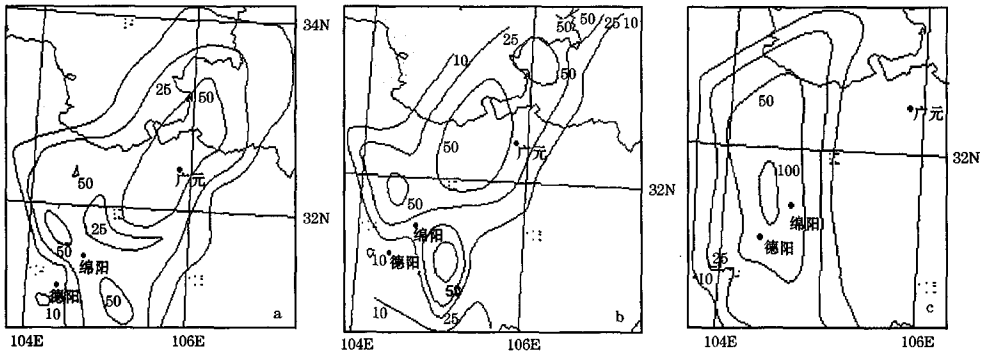


图 1 2005 年 7 月 17 日 20 时—19 日 20 时 12 小时降水量分布图

a. 17 日 20 时—18 日 08 时； b. 18 日 08—20 时； c. 18 日 20 时—19 日 08 时

3 非地转湿 Q 矢量对暴雨过程的诊断

利用 2005 年 7 月 16 日 20 时—19 日 20 时的常规探空资料，运用克里金 (Kriging) 方法进行客观分析，得到网格分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的网格点资料，格点域范围为 ($25 \sim 40^\circ\text{N}$, $95 \sim 115^\circ\text{E}$)，计算中 ω 用运动学法 (积分连续方程法) 求得，并进行了修订。下面具体分析一下湿 Q 矢量散度、涡度和

锋生函数在暴雨过程中的变化特点。

3.1 Q^* 矢量散度场的垂直分布与演变

为了揭示 Q^* 矢量散度与强降水的关系，沿 32°N 大暴雨区中心附近作纬向剖面图，分析暴雨天气过程中 Q^* 矢量散度在东西方向上的垂直分布情况。

16 日 20 时，在四川盆地北部的中低层是 Q^* 矢量散度值为 -10 左右 (单位: $1 \times 10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) 的辐合区，在副高西部边缘偏南暖湿气流和高空槽前的有利条件

下, 17 日 08 时出现了低层到高层的较强 Q^* 矢量辐合, 中心强度达 -60 , 在 400hPa 左右。由于 Q^* 矢量散度的强迫作用, 16—17 日四川盆地北部出现了阵雨, 部分地方大雨。17 日 20 时, 辐合中心进一步增强, 中心值为 -80 , 辐合中心位置与 18 日暴雨区逐渐趋向一致。在暴雨增幅期 (强降水期) 的 18 日 08 时 (图 2a), Q^* 矢量散度负

值达到最大, 中心值为 -140 , 在对流层中层的 300hPa , 辐合中心区较好地与暴雨区对应。此时, 由于整层辐合, Q^* 矢量强迫的非地转上升运动最强。18 日 20 时, 随着强降水的减弱, 辐合中心强度减弱。19 日 08 时 (图 2b), 辐合中心区从 700hPa 到 400hPa 向西倾斜, 辐合中心与 19 日的暴雨区对应较好。

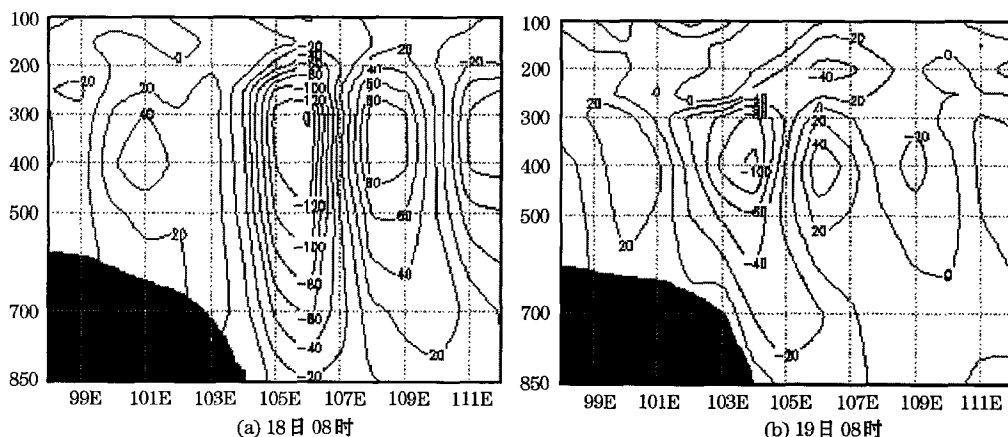


图 2 2005 年 7 月 18 日 08 时 (a) 和 19 日 08 时 (b) Q^* 散度场沿 32°N 垂直剖面
单位: $1 \times 10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$, 阴影区为青藏高原, 图下粗实线为暴雨区

从纬向剖面图还可以看出, 从低层到高层的东西方向上, 正负值中心相间分布。由于辐合区激发和维持非地转上升运动, 辐散区激发和维持非地转下沉运动, 这就形成了负值中心东西方向上的两个次级环流圈, 暴雨区就出现在两个环流圈共有的上升气流区附近。在暴雨增幅期散度负值中心达到最强, 范围较窄, 与暴雨区的对应较好, 同时, 正值中心一般也达到最强。

沿强降水区中心附近所在的 105°E 作经向剖面 (图略), 分析发现, Q^* 矢量散度场在南北方向上的垂直分布及变化有类似纬向剖面的情况, 只是暴雨区上空的辐合区范围略宽, 辐合中心两侧的辐散区 (中心) 没有纬向上明显, 这可能是因为雨带 (对应 Q^*

矢量辐合区) 主要呈南北向所造成的。

从上面的分析中发现, 最强辐合中心出现在对流层中层, 而且是整层辐合, 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, 湿 Q 矢量辐合区可伸展到 200hPa 以上。 $400 \sim 300\text{hPa}$ 湿 Q 矢量散度较大负值中心的出现, 可能是因为在近于饱和的条件不稳定大气中, 由于低层的上升气流在中层的加速作用形成的, 在静力不稳定能量最大区附近不稳定能量得以释放, 从而激发中尺度系统的发展, 导致雨量的突然增幅。

3.2 非地转湿 Q 矢量涡度场分析

当 $\zeta_Q^* > 0$ 时, 表示非地转风气旋涡度

(正涡度) 随高度的升高而减小 (由式 (6) 可知), 若存在上升运动 (ω 为负值), 就有向上输送的正涡度平流存在, 有利于低值系统的垂直发展。在一些研究中, 低值系统的移动和发展与 Q 矢量正涡度中心^[3] 或 Q 矢量正涡度带^[4] 的移动和加强相联系。在暴雨和强天气预报中, 一般认为 500hPa 强的正涡度是有利的大尺度条件^[11], 因而低层低值系统的垂直发展对强对流天气的形成起着非常重要的作用。因此下面以 700hPa 层湿 Q 矢量涡度的变化来分析此次暴雨天气过程中低值系统的变化特性。

17 日 08 时, 700hPa 湿 Q 矢量涡度在四川盆地北部是一个中心值为 -2 (单位: $1 \times 10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$, 下同) 的负涡度中心, 由前面的分析可知, 此时的 ω 为负值, 因此有向上输送的负涡度平流存在, 不利于低

值系统的垂直发展。同时, 在四川盆地西部维持着一个中心值为 $+4$ 的正涡度中心, 暴雨增幅前期的 17 日 20 时, 正涡度中心向南北方向扩展, 使得四川盆地北部出现了中心值为 $+2$ 的正涡度中心, 由于上升气流增强, 向上输送的正涡度平流较强, 有利于低值系统的发展。18 日 08 时 (图 3a), 正涡度中心增强, 中心值为 $+5$, 由于负 ω 值也达到最大, 此时湿 Q 矢量涡度正中心与湿 Q 矢量散度 (图略) 负中心重叠, 向上输送的正涡度平流最强, 非常有利于中尺度低值系统的发展, 造成了 18 日的暴雨天气。18 日 20 时, 随着降水的减弱结束, 正涡度中心值减小, 到 19 日 08 时 (图 3b), 又增强为中心值为 $+4$ 的正涡度中心, 低值系统的发展形成了 19 日的暴雨天气。

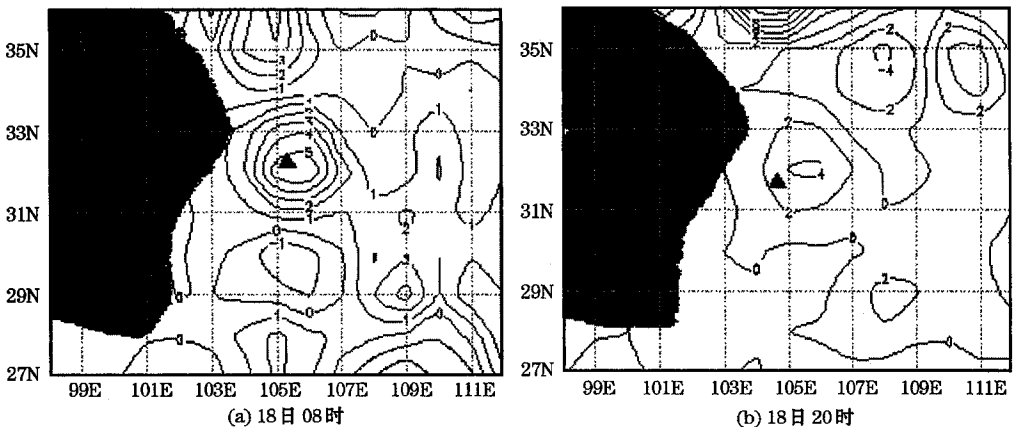


图 3 2005 年 7 月 18 日 08 时 (a) 和 19 日 08 时 (b) 700hPa Q^* 涡度场

单位: $1 \times 10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$, 阴影区为青藏高原, \blacktriangle 为暴雨中心

由上分析得出, 700hPa 湿 Q 矢量涡度正值中心与湿 Q 矢量散度负值中心重叠的区域是中尺度低值系统发展的有利区域, 与暴雨区对应, 为预报暴雨落区提供了依据, 具有一定的预报参考价值。在本次暴雨形成和维持的过程中, 非地转风正涡度的垂直向

上输送对低值系统的发展起了重要的作用。

3.3 非地转湿 Q 矢量锋生函数分析

湿 Q 矢量锋生函数是反映锋区加强或减弱的物理量, 当湿 Q 矢量与 $\Delta\theta_e$ 的交角小于 90° 时, 锋生函数 $F > 0$, 气团锋生, 并有

一个热的直接环流产生^[12], 且数值越大, 锋生作用越强; 而当 Q^* 矢量与 $\Delta\theta_e$ 的交角大于 90° 时, 锋生函数 $F < 0$, 气团锋消, 且 $|F|$ 越大, 锋消作用越明显。文献 [7] 指出, 就非地转湿 Q 矢量锋生函数 F 场的含义而言, 在 F 场的正值区上升运动很强, 水汽条件有利, 且层结不稳定, 是产生强降

水的必要条件。有人^[3] 研究指出, 用 Q 矢量计算的锋生函数具有预报性, 为预报员提供了产生强降水天气过程的大尺度系统发生发展信息。比较各层湿 Q 矢量锋生函数与强降水的对应关系, 低层锋生函数好于高层。下面以 700hPa 层各时次锋生函数的变化来分析此次暴雨天气过程中的锋生作用。

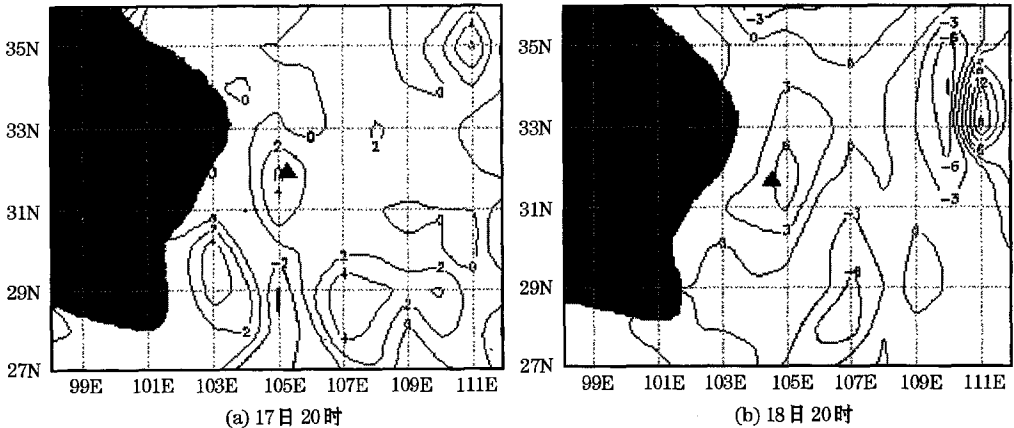


图 4 2005 年 7 月 17 日 20 时 (a) 和 18 日 20 时 (b) 700hPa Q^* 矢量锋生函数分布
单位: $1 \times 10^{-15} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$, 阴影区为青藏高原, \blacktriangle 为未来 12h 后的暴雨中心

16 日 20 时, 四川盆地北部位于较弱的锋生区域, 到 17 日 08 时, 发展成中心值为 +3 (单位: $1 \times 10^{-15} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) 的锋生中心, 由于此时受冷平流控制 (温度平流图略), 存在明显的冷锋锋生作用, 它表明有北方冷空气入侵。17 日 20 时 (图 4a), 冷锋锋生中心强度进一步加强, 中心值为 +4。锋生作用是湿 Q 矢量由冷空气指向暖空气形成的, 这造成了暖湿空气被抬升、冷空气下沉的热力直接垂直运动, 促使不稳定能量释放。由于它属于天气尺度系统, 故导致大范围的降水, 抬升强度最大的中心附近, 中尺度系统得以生成和发展, 出现区域性暴雨。18 日 08 时, 四川盆地北部出现了中心值为 -4 的锋消中心, 有明显的锋消作用, 这是由于区域性强降水使低层的空气由暖变

冷 (降水区 24 小时变温均为负值, 图略), 导致湿 Q 矢量由暖空气指向冷空气造成的。锋消作用同时说明了强降水使不稳定能量大量释放, 大气趋于稳定层结, 暴雨将逐渐减弱, 实况也是如此。由此可知, 把低层 Q^* 矢量锋生函数和 Q^* 矢量散度以及水汽条件相结合, 可以预报暴雨的落区、强度和维持时间。18 日 20 时 (图 4b), 四川盆地北部又出现了中心值为 +6 的锋生中心, 从温度平流图可知, 与 17 日的锋生作用不同, 是暖锋锋生作用, 它造成了 19 日的第二次暴雨天气过程, 19 日 08 时, 锋生中心变成了锋消区, 暴雨将逐渐减弱结束。

从上述分析得出, 700hPa 湿 Q 矢量锋生中心与 12 小时后的暴雨区具有一定的对应关系; 当强降水使不稳定能量大量释放

后, 有锋消作用, 大气趋于稳定层结, 暴雨将逐渐减弱。可见, Q^* 矢量锋生函数具有一定的预报意义。

4 小 结

综合前面的分析, 得出以下结论:

(1) 暴雨出现在湿 Q 矢量散度负值中心激发的非地转上升气流区附近, 在强降水期散度负值中心达到最强, 范围较窄, 与暴雨区对应得较好。

(2) 700hPa 湿 Q 矢量涡度正值中心与其散度负值中心重叠的区域是中尺度低值系统发展的有利区域, 与暴雨区对应。低层非地转风正涡度的垂直输送对这次暴雨的形成和维持起了重要作用。

(3) 700hPa 湿 Q 矢量锋生中心可以对应 12 小时后的暴雨区; 当强降水使不稳定能量大量释放后, 有锋消作用, 大气趋于稳定层结, 暴雨将逐渐减弱。

本文采用湿 Q 矢量分析方法揭示的青藏高原东侧暴雨天气的物理成因, 为暴雨短期天气预报提供了一定的线索。然而, 这仅仅是一个初步的分析, 需要更深入研究来加以证实。

致谢: 在本工作的进行过程中, 得到兰州大学王澄海教授和隆霄博士的指导, 在此表示感谢!

参考文献

- [1] Hoskins. D I, Davies H C. A new look at the ω -equation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1978, 104 (1): 31-38.
- [2] 白乐生. 准地转 Q 矢量分析及其在短期天气预报中的应用 [J]. 气象, 1988, 14 (8): 25-30.
- [3] 杨小燕, 曹希孝. 准地转 Q 矢量诊断与暴雨关系的分析 [J]. 气象, 1995, 21 (11): 17-21.
- [4] 董安祥, 郭慧, 贾建颖等. 青藏高原东部一次大雪过程的 Q 矢量分析 [J]. 南京气象学院学报, 2001, 24 (3): 405-409.
- [5] 李英, 段旭, 潘里娜. 昆明准静止锋的准地转 Q 矢量分析 [J]. 气象, 1999, 25 (8): 6-10.
- [6] 张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用 [J]. 气象, 1998, 24 (8): 3-7.
- [7] 姚秀萍, 于玉斌. 完全 Q 矢量的引入及其诊断分析 [J]. 高原气象, 2001, 20 (2): 209-213.
- [8] 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] 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.
- [10] 张芳华, 杨克明, 毛东艳等. 2005 年 6 月湖南大暴雨过程的天气动力学诊断分析 [J]. 气象, 2006, 32 (3): 78-85.
- [11] 丁一汇. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 1991: 420.
- [12] 寿绍文. 中尺度天气动力学 [M]. 北京: 气象出版社, 1993: 209-210.