

# 影响山东的台风暴雨天气的湿位涡诊断分析

赵宇 杨晓霞 孙兴池

(山东省气象台, 济南 250031)

## 提 要

应用湿位涡理论,对发生在山东境内由台风和台风减弱的低压引发的两场大暴雨过程进行诊断。结果表明:这两场暴雨都产生在 $\theta_e$ 陡立密集区附近, $\theta_e$ 陡立密集区附近易导致湿斜压涡度发展;对流层中低层 $MPV1 < 0$ ,850hPa上 $MPV2 > 0$ ,综合反映了暴雨区对流不稳定和斜压不稳定的发展;对流层高层高值湿位涡下传,有利于位势不稳定能量的储存和释放,使降水增幅。

关键词: 湿位涡 倾斜涡度发展 台风暴雨

## 引 言

实践和研究表明,暴雨的形成必须具备一定的动力学和热力学条件。湿位涡是反映大气动力、热力和水汽作用的综合物理量,与暴雨的产生条件相吻合,能更全面、有效地描述暴雨的发生发展。20世纪90年代初,吴国雄等<sup>[1]</sup>证得绝热无摩擦的饱和湿空气具有湿位涡守恒的特性,并在此基础上研究了湿斜压过程中涡旋垂直涡度的发展。文献[2~5]根据湿位涡理论,对暴雨、强对流等灾害性天气进行诊断研究,得出了比较有意义的结果。本文以登陆北上穿过山东的9711号台风在1997年8月18日夜到20日夜造成山东全省性暴雨到大暴雨(简称“97.8”暴雨)及9907号台风减弱的低压环流在1999年8月11日白天到12日早晨造成鲁北、鲁东南和山东半岛西部特大暴雨(简称“99.8”暴雨)为例,对湿位涡进行分析,探讨湿位涡在山东台风暴雨过程中的表征。

### 1 计算方法和资料

在 $p$ 坐标系中,假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多,引进静力近似,湿位涡守恒的表达式为:

$$MPV = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x}$$

$$-g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} = \text{常数} \quad (1)$$

文献[1]中定义:

$$MPV1 = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \quad (3)$$

$MPV1$ 是湿位涡的湿正压项,其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量与相当位温的垂直梯度的乘积( $\xi_p$ 为 $p$ 坐标系垂直涡度, $f$ 为地转涡度, $\theta_e$ 为相当位温),因为绝对涡度是正值,当大气是对流不稳定时, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ , $MPV1$

是负值;当大气是对流稳定的, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$ ,

$MPV1$ 是正值。 $MPV2$ 是湿位涡的湿斜压项,其值由风的垂直切变(水平涡度)和相当位温的水平梯度决定。湿位涡的单位为PVU( $1PVU = 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$ )。

本文采用国家气象中心下发的T106全球同化的精度为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的温、压、湿、风网格点数据资料,按公式(1)~(3)分别计算各层的 $MPV$ 、 $MPV1$ 和 $MPV2$ ,然后讨论各层湿位涡的分布,08时(北京时,下同)的资料用12小时的预报场代替。

### 2. 暴雨个例的基本情况

个例1:9711号强台风8月18日21时在浙江温岭登陆,台风登陆后经浙江西北部进入安徽,20日上午进入鲁南,沿鲁中山区东侧北上,17时从莱洲湾进入渤海,21日08时演变为温带气旋。受其影响,18日夜間到20日夜間山东普降暴雨到大暴雨,暴雨集中在19日02时至20日14时之间,全省平均降雨量133.6mm,半岛和鲁东南有24个县(市)降特大暴雨,即墨最大,为482.5mm。

个例2:9907号热带风暴减弱的低压环流1999年8月9日08时移到鲁东南地区,直到11日08时都在原地维持,强度有所减弱。11日一西风槽携带的弱冷空气与台风低压环流结合,11日20时700hPa、850hPa上119°E附近形成了自江苏穿过山东到渤海的南北跨度达11个纬距的辐合线,地面倒槽北端抵达38°N附近。受其影响,8月11日08时~12日08时鲁北、鲁中和半岛西部地区出现了暴雨到特大暴雨天气,共有13个县(市)雨量超过100mm,2个县(市)雨量超过

250mm,诸城和高密的雨量分别达601.3mm、318.0mm。降水11日上午首先出现在平度和胶州一带,逐渐向西移动,11日夜間暴雨出现在诸城和鲁北地区,诸城11个小时的雨量高达565.2mm,最强降雨时观测到1小时雨量高达106.7mm,为历史罕见。

### 3 诊断分析

#### 3.1 相当位温的垂直分布

由式(1)可知,在湿位涡守恒的制约下,由于 $\theta_e$ 面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加,能够导致垂直涡度的显著发展,湿等熵面倾斜越大,气旋性涡度增长越激烈,越容易造成暴雨天气,这种涡度增长称为倾斜涡度发展。

图1为这两次台风暴雨过程相当位温的垂直剖面,“97.8”暴雨取穿越暴雨区经过济南和射阳一线的西北—东南向的 $\theta_e$ 垂直剖面(第10个格点为济南所在位置),“99.8”暴雨取沿36°N(过诸城)的 $\theta_e$ 纬向剖面。

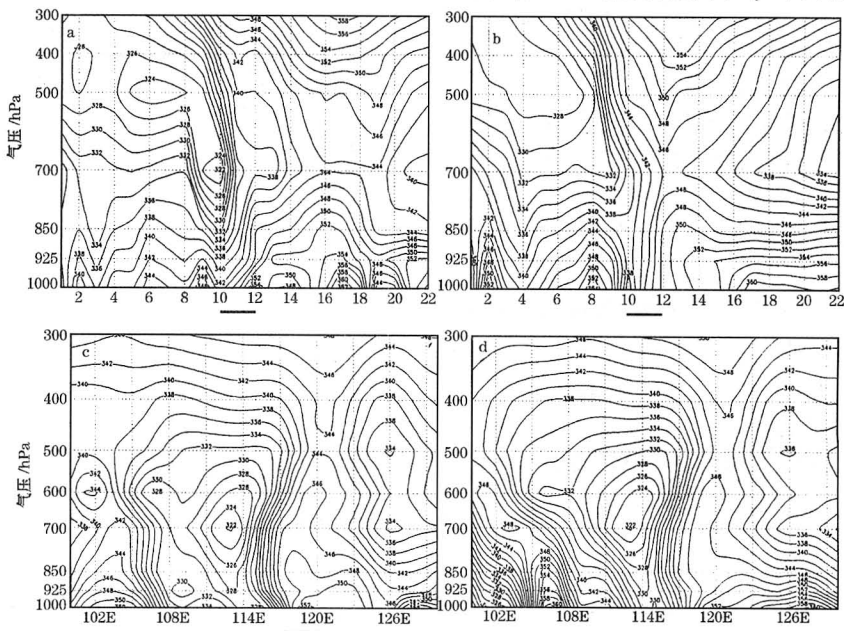


图1 两场暴雨 $\theta_e$ 剖面上的垂直分布(单位:K)

a.1997年8月18日20时;b.1997年8月19日20时;

c.1999年8月11日08时;d.1999年8月11日20时

图a、b中的横坐标为格点(下横线为暴雨区跨度)

从图中看到,“97.8”暴雨区 700hPa 以下 为对流不稳定区,暴雨区  $\theta_e$  等值线密集,为 锋区所在。暴雨区的西北侧有高层  $\theta_e$  冷舌 自上而下入侵,表明高层干冷空气沿等熵面 下滑到低层高温高湿对流不稳定区,有利于 对流发展。暴雨产生前的 18 日 20 时(图 1a),  $\theta_e$  等值线随高度有些倾斜,而暴雨过程 中的 19 日 20 时(图 1b),  $\theta_e$  线已侵入湿对流 不稳定区,锋区进一步加强,暴雨区  $\theta_e$  线陡 峭密集,特别是 700hPa 以下的相当位温线变 得十分陡立,几乎与等压面垂直( $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \approx 0$ ), 说明对流层低层的对流稳定度很小。当等熵 面与等压面近似平行时,湿位涡的正压项是 湿位涡的主要部分,那么为了保持湿位涡的 守恒,低层对流稳定度的减小会导致对流层 低层气旋性涡度的显著增长,非常有利于上 升运动的发展,有利于暴雨的产生,暴雨就产 生在  $\theta_e$  线陡峭密集区内。

由图 1c 可以看到,“99.8”暴雨产生前的 11 日 08 时,500hPa 以下的  $\theta_e$  等值线上凸 ( $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ ),为高温高湿的对流不稳定区,与 其西侧的对流稳定的干冷空气( $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$ )形 成了  $\theta_e$  密集带,为静止锋所在。暖湿不稳定 空气伸展的高度较高,非常有利于不稳定能 量的储存,暴雨区上空有冷空气沿高层  $\theta_e$  面 下滑,低层的暖湿不稳定空气向上伸展。11 日 20 时(图 1d),锋区明显东移,暴雨区

850hPa 以下的暖湿空气明显加强西伸,低层 的湿对流不稳定区与高层干冷空气打通,  $\theta_e$  密集区已经侵入湿对流不稳定区,冷空气的 侵入及锋区的东移南压,导致不稳定能量释 放,造成了诸城的特大暴雨,这次暴雨也产生 在  $\theta_e$  陡峭密集区内。

可见,两次暴雨都出现在  $\theta_e$  陡峭和密集 区内,  $\theta_e$  陡峭密集区是东移南下的冷空气与 北上的暖湿对流不稳定空气交汇形成的,  $\theta_e$  陡立密集区附近易导致湿斜压涡度发展。

### 3.2 暴雨过程的湿位涡分析

#### 3.2.1 湿正压项(MPV1)的分布特征

这两场暴雨都发生在对流层中低层 MPV1 负值区内,“97.8”暴雨发生前中低层 850hPa 和 700hPa 为 MPV1 的负值区,而 “99.8”暴雨发生前从 850hPa 到 500hPa 暴 雨区都为 MPV1 的负值区控制,表明大气层 结处于对流不稳定状态。

从图 2 看到,“97.8”暴雨发生前 6 小时, 18 日 20 时(图 2a)山东上空为大片的 MPV1 负值区,中东部地区为负值 MPV1 的密集 区,表明大气低层处于对流不稳定状态  $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ 。随着台风逐渐北上靠近陆地,其对流不稳 定度和涡度明显增强,台风周围的 MPV1 的 负值范围和强度比 24 小时前猛增,这一强对 流不稳定区随台风北上继续向西北方向移 动,19 日早晨开始全省产生大范围的强降 水,随着暴雨的产生,不稳定能量逐渐释放。 19 日 20 时,山东大部地区仍为

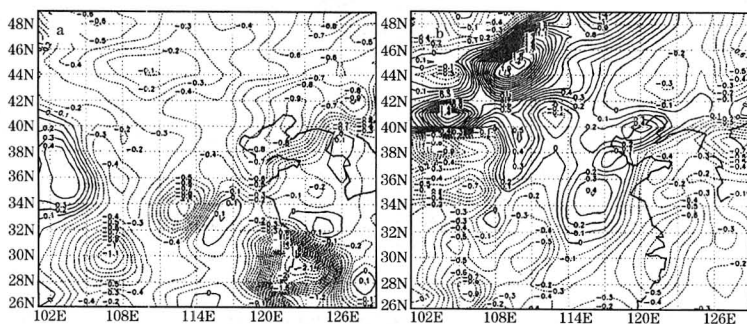


图 2 两场暴雨过程 850hPa MPV1 的分布(单位:PVU)

a. 1997 年 8 月 18 日 20 时 b. 1999 年 8 月 11 日 08 时

MPV1 的负值区控制,但强度明显减弱,山东大部地区的 MPV1 在  $-0.1$  PVU 到  $-0.2$  PVU 之间,18 日在东海上海 MPV1 的正值区移动到山东南部及苏皖一带,MPV1 正值区继续向北移动,到 20 日 20 时,山东的西部地区转为的 MPV1 正值区控制,山东西部的降水基本结束,但山东半岛仍为 MPV1 的负值区控制,降水持续,从黄河北部经渤海直到辽东半岛形成了很强的 MPV1 正值区,有强冷空气南下,这一带已经转为对流稳定区,随着强冷空气侵入台风,台风变性,21 日 08 时演变为温带气旋。

1999 年 8 月 11 日 08 时 850hPa 上(图 2b),山东中东部地区为 MPV1 负值区,其西侧的华北大部地区直到长江中游为东北—西南向带状 MPV1 正值区控制,为对流稳定区,与冷锋锋区相对应,此正值 MPV1 与其东侧的对流不稳定的空气在鲁中东部及半岛西部地区对峙。11 日 20 时正值 MPV1 增强,负值 MPV1 强度略减弱。暴雨出现在正值 MPV1 前方的对流不稳定区中,也产生在负值 MPV1 的密集区内。

可见,台风暴雨的对流层中低层常常是不稳定的,“99.8”暴雨区 850hPa 上 MPV1 的负值范围比“97.8”暴雨范围小,这也是其暴雨区范围不如“97.8”大的原因,但“99.8”暴雨区的对流不稳定伸展的高度比“99.8”暴雨高,非常有利于不稳定能量的储存和释放,有利于对流云向更高发展,使得暴雨集中在小范围,而“97.8”暴雨的暖湿空气输送的非常好,降水效率高,产生大范围的暴雨。

### 3.2.2 湿斜压项(MPV2)的分布特征

图 3 为“97.8”暴雨同期 850hPa MPV2 演变,18 日 20 时(图 3a)山东大部地区为正值 MPV2 覆盖,东北—西南向的 MPV2 正值区从长江中游经河南直伸向山东境内,反映了低空急流的形成过程。因为 19 日 08 时 850hPa 已经形成了很强的东南风急流,在此期间 850hPa 的暖中心分别与东南沿海附近两 MPV2 正值中心相对应,山东一带有  $\frac{\partial u}{\partial p} > 0, \frac{\partial \theta_e}{\partial y} < 0$ , 由公式  $MPV2 = g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$  可知,  $\frac{\partial \theta_e}{\partial x}$  项较小,  $-\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$  起主要作用,使得  $MPV2 > 0$ 。19 日 20 时(图 3b),MPV2 正值区继续向山东输送,山东中部形成了 MPV2 密集区,暴雨持续。20 日 20 时,山东为 MPV2 的负值区所控制,意味着暖湿气流不断减弱,随着 850hPa 对流不稳定区移出山东,及正值 MPV2 的减弱消失,山东暴雨结束。

“99.8”的强降水范围较小,只是在 925hPa 的青岛存在较强的东南风,850hPa 上没有明显的低空急流,故 850hPa 上 MPV2 的分布虽满足  $MPV2 > 0$ (图略),但暴雨区 MPV2 的正值区比 9711 暴雨弱,这与此次暴雨过程主要是边界层的暖湿空气的输送相一致的。

MPV2 的数值虽比 MPV1 约小一个量级,但由于低层  $\left| \frac{\partial u}{\partial p} \right|$  的增大(低空急流加

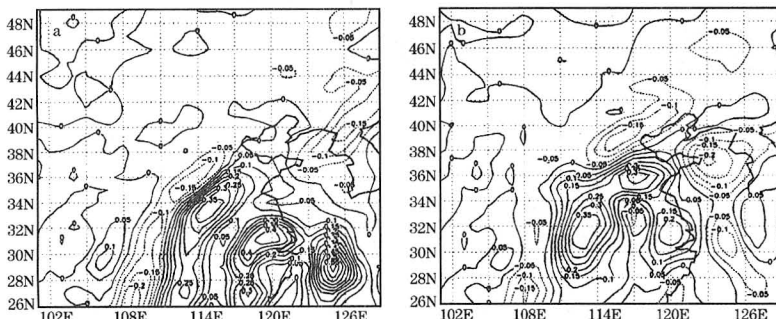


图 3 1997 年 8 月 18 日 20 时~19 日 20 时 850hPa 上 MPV2 的分布(单位:PVU)  
a. 8 月 18 日 20 时 b. 8 月 19 日 20 时

强)和  $\left| \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right|$  的增大(暖湿气流加强)均可导致 MPV2 增加及垂直涡度发展,有利于降水加剧。这与文献[1]提出的低层较大的正值 MPV2 的移动可作为低空急流和暖湿气流活动或涡旋活动的示踪是相一致的。

同时分析了两场暴雨 700hPa 上的分布,均不具有  $MPV2 > 0$ ,这说明边界层暖湿气流的输送对暴雨的形成具有重要作用。

### 3.3 湿位涡正压项(MPV1)的垂直分布

这两次暴雨过程 300hPa 山东都为 MPV1 正值区,表明对流层高层为对流稳定区,说明有冷空气的活动。分别沿 120°E 和 119°E 作“97.8”和“99.8”暴雨的 MPV1 垂直剖面,可以看到两次暴雨产生前都有正值 MPV1 从对流层高层向暴雨区下伸,表明高

层冷空气以高值位涡柱的形式向下入侵,与低层负值 MPV1 相互作用,弱冷空气通过降低低层稳定性和在低层形成冷垫强迫中层较暖空气抬升,导致对流不稳定能量及潜热能的释放,有利于暴雨产生。从图 4a 看到,“97.8”暴雨高层向下伸的冷空气较弱,而低层为对流不稳定区,冷空气主要起降低低层对流稳定度的作用,有利于低层涡旋发展,使得暴雨增幅。而从图 4b 看到“99.8”暴雨高层向下伸的冷空气比“97.8”暴雨强,且伸向对流层低层,而暴雨产生前 850hPa 以下有明显的暖湿不稳定空气向暴雨区输送,冷空气强迫这股较暖空气抬升,使上升运动向更高层发展,有利于强对流发展,与这次暴雨的范围小、强度大的强对流性质是一致的。

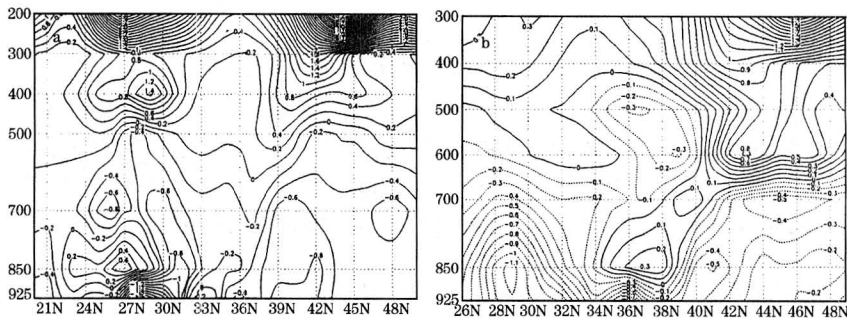


图 4 两次暴雨过程 MPV1 的经向垂直剖面(单位:PVU)

a. 1997年8月18日20时沿120°E的垂直剖面

b. 1999年8月10日20时沿119°E的垂直剖面

## 4 结论

(1)这两次台风暴雨的对流层中低层都为对流不稳定区,暴雨区附近的  $\theta_e$  面陡立密集,  $\theta_e$  面陡立密集区附近易导致湿斜压涡度发展,有利于降水加剧。

(2)湿位涡在山东台风暴雨中具有较好的指示性,当对流层低层  $MPV1 < 0$ ,同时  $MPV2 > 0$ ,暴雨易发生,暴雨产生在负的 MPV1 等值线的密集区中。它们将大气中的对流不稳定和斜压不稳定很好地联系在一起,为台风暴雨天气的诊断和实际预报提供了一种预报思路。MPV1 比 MPV2 大一个量级,MPV1 的分布与湿位涡 MPV 的分布大致相同,负值中心的位置也比较一致。

(3)对流层高层高值湿位涡下传,冷空气的侵入使得对流层低层稳定性降低和在低层形成冷垫强迫中层较暖空气抬升,导致对流不稳定能量及潜热能释放,有利于暴雨产生。

## 参考文献

- 1 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报,1995,53(4):387~404.
- 2 刘环珠,张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报,1996,7(3):275~283.
- 3 王淑静,周黎明. 解释台风暴雨落区判据的探讨. 应用气象学报,1997,8(2):167~174.
- 4 段旭,李英. 滇中暴雨的湿位涡诊断分析. 高原气象,2000,19(2):253~259.
- 5 李英,段旭. 湿位涡在云南冰雹天气分析中的应用. 应用气象学报,2000,11(2):242~247.

# A Diagnostic Analysis of Moist Potential Vorticity for Typhoon Heavy Rain in Shandong Province

Zhao Yu Yang Xiaoxia Sun Xingchi

(Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031)

## Abstract

By using the theory of moist potential vorticity(MPV), the characteristics of MPV are analyzed in the process of two rainstorms caused by typhoon or weaken typhoon circulation in Shandong Province. The results show that the two heavy rain events occurred in the very stiff and dense section of moist isentropes, which can lead to the development of moist slantwise vorticity.  $MPV1 < 0$  and  $MPV2 > 0$  in the low troposphere reflect the development of convective and baroclinic instability. The downward spread of high from the upper troposphere is also of an advantage to the release and deposit of instability energy and the results in the amplification of rainstorm.

**Key Words:** moist potential vorticity slantwise vorticity development typhoon rainstorm