

一次江淮暴雨过程的数值模拟和诊断分析

李敏¹ 苗春生¹ 王坚红¹

摘要

利用 WRF 模式对 2003 年 7 月 4—5 日江淮地区的梅雨锋暴雨过程进行了数值模拟和诊断分析。结果表明:暴雨区处于高温高湿环境,高、低空急流的耦合和低层辐合以及高层辐散的配置有利于暴雨的产生发展。通过计算湿位涡还发现, ζ_{MPV1} 高低层正负值区叠加的配置、 $\zeta_{MPV1} < 0$ 及 $\zeta_{MPV2} > 0$ 的演变,表明此次过程中不仅有对流不稳定能量存在,还有倾斜涡度的发展。 ζ_{MPV1} 和 ζ_{MPV2} 综合反映了暴雨区对流不稳定和斜压不稳定的增强。

关键词

WRF 模式;高低空急流;涡度散度;湿位涡

中图分类号 P458.1

文献标志码 A

0 引言

暴雨是一种复杂的天气现象,是各种天气尺度系统相互作用的产物,而它经常又是由中、小尺度天气系统直接组织和产生的^[1]。对于暴雨过程特征的研究,过去大多采用常规观测资料进行诊断分析^[2-3],但是由于常规资料时空尺度分辨率的限制,很难揭示中尺度系统的结构特征及演变过程^[4]。随着高分辨率中尺度数值模式的日臻完善,对暴雨进行模拟及诊断已成为暴雨分析和预报中最常用的手段之一。孙健等^[5]使用 NCAR 和 NOAA 的 WRF 中尺度模式和 UCAR/PSU 的 MM5 (v3) 模式,对 1998 年发生在中国的 3 次强降水过程进行了数值模拟,指出 WRF 模式能够成功模拟这几次不同性质的降水过程,与 MM5 对比,WRF 更好地模拟了引起这几次降水过程中的主要天气系统的位置和移动过程,从而使 WRF 模拟的降水落区好于 MM5。张芳华等^[6]用 WRF 模式对 2003 年 6 月 24—25 日江南地区出现的一次特大暴雨过程进行了数值模拟,并利用模式输出的高分辨率动力协调资料进行了初步诊断分析。

江淮地区是我国暴雨灾害频发的地区之一。2003 年 6 月下旬—7 月上旬淮河流域出现了继 1991 年以来又一次的持续性强暴雨,降水量累计达 400 ~ 600 mm,比常年同期偏多近 2 倍,致使淮河洪水泛滥。其中 7 月 4—5 日的暴雨过程是一次高层冷空气和低层中尺度低涡与地面静止锋共同影响造成的较为典型的梅雨锋暴雨,中尺度对流系统 MCS 和低涡在其中起了关键作用。对此次过程已有很多气象工作者做了各种分析研究,例如徐晶等^[7]对此次特大暴雨进行了等熵位涡分析,孙建华等^[8]对此次过程的中尺度对流系统进行了观测分析,王欢等^[9]利用 WRF 模式进行了数值模拟研究和诊断分析。本文主要利用 WRF 模式对此次过程进行数值模拟,并利用输出结果通过计算常规物理量及引入湿位涡对此次过程进行中尺度诊断分析,以详尽地揭示中尺度系统发生发展的物理机制。

1 天气形势分析

1.1 环流形势分析

从环流形势来看,此次过程是在有利于暴雨发生发展的大尺度背景下产生的。由 500 hPa 高空图(图 1)可以看出,在东亚高纬是典型的两脊一槽的分布,环流经向度较大,两脊分别位于乌拉尔山和鄂

收稿日期 2010-01-29

资助项目 国家科技支撑计划(2007BAC29B-0604)

作者简介

李敏,硕士生,研究方向为中尺度天气动力学。limin320@yahoo.com.cn

苗春生(通信作者),教授,博士生导师,主要从事中尺度天气动力学方面的研究。csmiao@nuist.edu.cn

霍次克海附近,槽在贝加尔湖附近.在中纬 $35\sim 45^{\circ}\text{N}$ 地区是一平直西风带.从贝加尔湖槽不断分裂出的短波槽,携带小股冷空气东移南侵.5日位于贝加尔湖附近的槽移到我国东北地区,乌拉尔山脊加强,环流经向度加大,脊前的西北气流不断引导极地冷空气东移南下.此时西太平洋副高脊线一直稳定维持在 25°N 附近,其北端位于淮河流域.这样来自北方的冷空气与副高北部的西南暖湿气流在淮河流域附近交汇,为淮河流域暴雨提供了有利的环流条件.低层850 hPa上,7月4日00时(世界时,下同)在四川盆地有西南涡形成,自西向东在绵阳—南阳有一东西走向的切变线.随着北方冷空气的南下,低涡逐渐东移,切变线也随之东移南压到长江中下游一带.6日低涡东移入海,降水过程也基本结束.在此次过程中,副高明显偏西偏北,强度偏强,脊点西伸至 105°E ,北跳至 30°N ,且稳定维持,造成雨带一直在淮河流域.

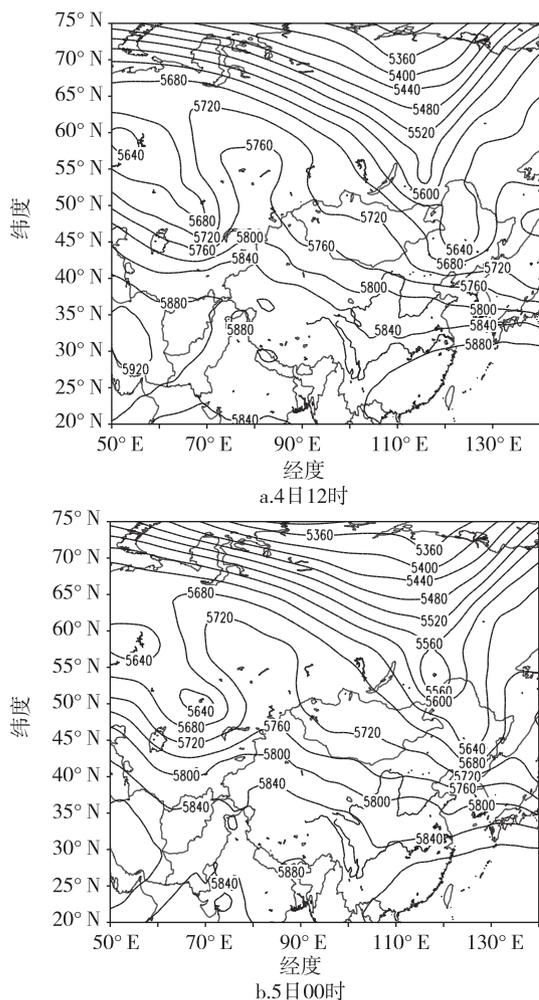


图1 500 hPa 高度场

Fig. 1 Height field on 500 hPa

1.2 降水实况

2003年7月4日00时—6日00时江淮地区出现了一次大范围暴雨天气.江苏省共53个县市的过程总雨量超过50 mm,其中32个县市超过100 mm,11个县市超过200 mm,2个县市超过300 mm.此次降水过程表现出对流性强、短时间强降水明显、持续时间长的特点.从5日00时的24 h实况降水图可以看到,降雨带从四川东部到江苏沿海,呈西南—东北走向,降水中心位于安徽的滁州和江苏的扬州,降水量分别达到273.7、212 mm,南京降水也达到了121.8 mm.随着冷空气的南下,雨带由淮河流域南压至长江下游沿江,在安徽中东部及江苏西南部发生大面积暴雨,雨涝成灾.

2 数值模拟

2.1 数值模拟方案

本文采用WRF模式进行此次强降水过程的数值模拟.本次模拟实验选取非静力平衡动力框架,采用双向2层嵌套方案.模式的初始场和侧边界条件均采用NCEP每6 h一次的全局再分析资料,积分区域中心为(118°E , 32°N),粗网格区域网格点数为 181×161 ,细网格区域网格点数为 187×193 ,范围大致覆盖江淮地区,水平分辨率分别为30 km和10 km,垂直方向31层,模式顶气压为50 hPa.选择的物理过程参数化方案:微物理过程采用Lin方案,积云对流参数化方案采用浅对流new Eta Kain-Fritsch方案,其他物理过程方案采用RRTM长波辐射方案、Dudhia短波辐射方案和Monin-Obukhov近地面层方案、Noah陆面过程方案和YSU边界层方案.积分时间从2003年7月4日00时—7月5日06时,模式结果分别为每3 h和每1 h输出一次.

2.2 模拟概况

将模拟的24 h累积降水(图2b)与实况(图2a)进行对比,模式基本模拟出了雨带走势和降水落区.雨带整体呈东北—西南走向,位置较实况偏北.对降水中心的模拟结果:对比实况的2个降水中心(118.3°E , 32.3°N)和(119.3°E , 32.2°N),模拟的中心在(118.6°E , 33.1°N)和(119.5°E , 33.2°N),比实况偏北,强度分别是210和190 mm,比实况偏小;另外在河南南部模拟出一个强度在200 mm左右的降水中心;对于雨量大于100 mm的强降水区较实况范围偏小.从总体来看WRF模式对此次降水过程的模拟比较理想,模拟出的整个雨带的位置、走向和降水

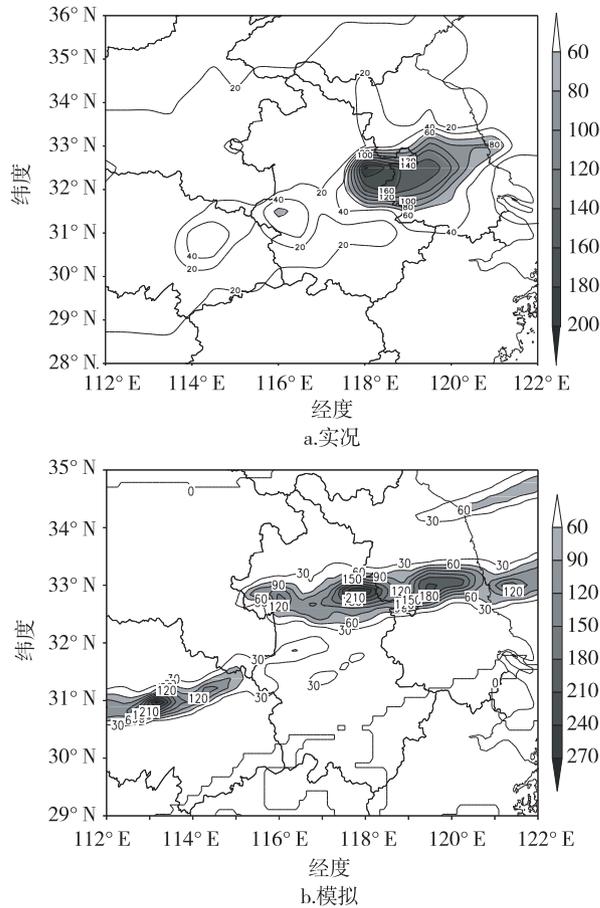


图2 7月4日00时—5日00时的降水的
实况和模拟(单位:mm)

Fig. 2 Precipitation field from 0000 UTC July 4 to 0000 UTC
July 5 (units:mm) observed and simulated

范围与实况大致吻合,但模拟的雨带稍偏窄,强度偏小. 因此模拟结果基本是可用的.

3 模拟结果的诊断分析

3.1 高低空急流

高空急流对暴雨的贡献主要是其辐散作用. 从其空间分布随时间的演变看,江淮地区以北一直为 ≥ 30 m/s的大风区域,且风速自南向北逐渐增强,急流核在山东境内,江苏、安徽处于大风核的右侧. 4日15时200 hPa上(图3a),急流核的最大风速值超过45 m/s,到了22时(图3b),急流轴逐渐东移,江淮地区也随之逐渐处于200 hPa急流核的右后方;而对于高空急流,其左前方和右后方为正涡度平流和辐散区,在这2个区域内即在环流圈的上升支内,有利于对流的发展^[10-12]. 低空急流位于对流层低层,由4日15时850 hPa的低空急流图(图4a)可以看出,此时强度不大,仅在安徽西南部有2个 ≥ 16 m/s的大风区,

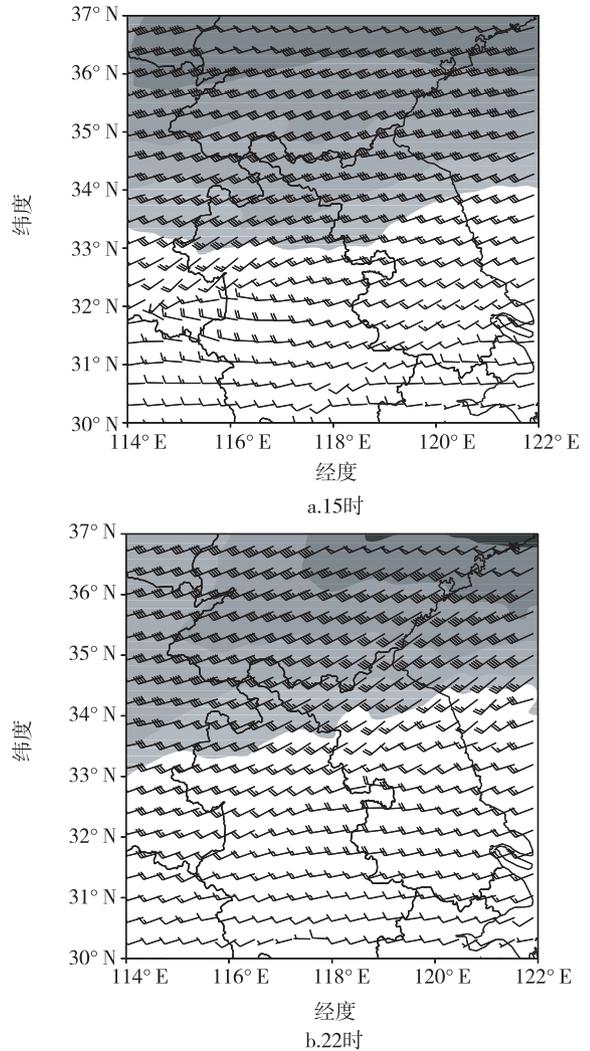


图3 7月4日200 hPa风场(单位:m/s;阴影区 ≥ 30 m/s)
Fig. 3 Wind field at July 4 on 200 hPa (units:m/s;
shaded area wind with wind speed not less than 30 m/s)

到22时(图4b)急流强度增大,上述2个大风区超过20 m/s,并且在江苏中部与安徽交界处也出现一风速核,江淮地区正处于急流风速中心的左前方和水平风速的辐合区中. 这种高低空急流的耦合,激发了次级环流,为此次过程提供了有利的水汽和上升运动条件.

3.2 水汽条件

降水的形成要有充足的水汽条件,可以由计算水汽通量和水汽通量散度来判断. 在此次降水过程中,江淮流域一直存在一个水汽输送带,西南暖湿气流将南海、孟加拉湾的水汽源源不断地输送到江淮一带,为暴雨的形成提供充足的水汽条件. 分析4日19时—5日06时850 hPa水汽通量及水汽通量散度逐小时变化图(图略)可知,此水汽通量带逐渐明显,

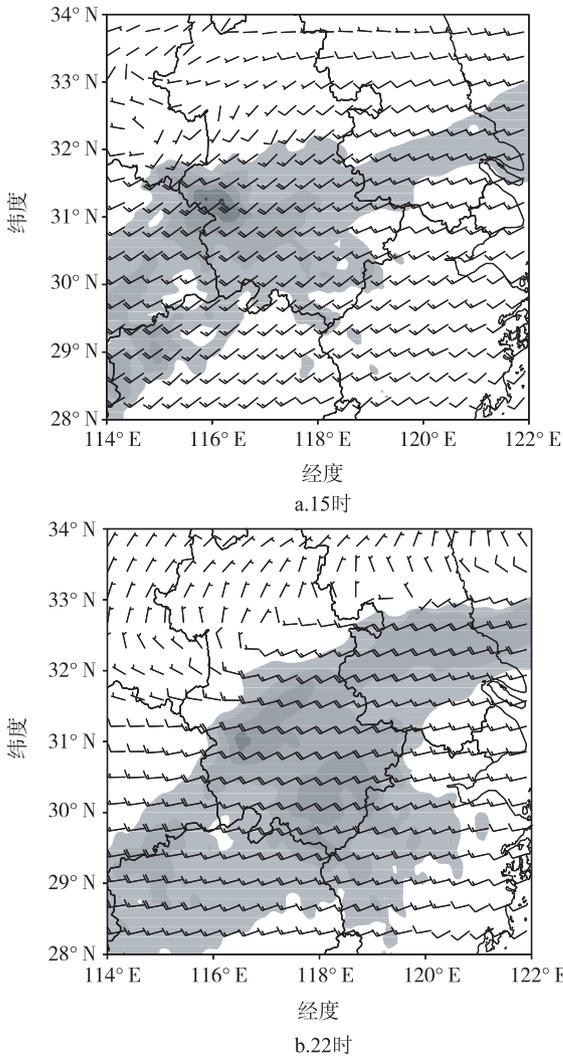


图4 7月4日850 hPa风场(单位:m/s;阴影区 ≥ 12 m/s)

Fig. 4 Wind field at July 4 on 850 hPa(units:m/s; shaded area with wind speed not less than 12 m/s)

在5日00时出现显著的密集带及高值中心;而水汽通量散度在暴雨区出现辐合,此后一直维持并有所东移.由图5可以看出,5日00时,850 hPa上,在(118~121°E,32~33°N)区域有一水汽通量高值带,与此对应有一个西南—东北向强的水汽通量辐合区,通过西南急流,将水汽输送到暴雨区,形成高湿环境,有利于维持低层的对流不稳定层结;之后高值带和辐合中心继续东移入海,整个暴雨过程结束.水汽辐合中心的变化与降水的变化是一致的.

3.3 涡度和散度

从高低空的涡度、散度场看,江淮流域一直维持在低层为辐合区高层为辐散区.4日19时暴雨区上空500 hPa以下为弱辐合区,500 hPa以上变为辐散且强度也不大.对应此时低层850 hPa正涡度的强度范围都不大.4日22时(图6a)辐合辐散区都明显增强,在暴雨区上空850 hPa存在一辐合中心,说明中尺度低涡活动强盛.对应同时次的涡度场分布低层为正涡度,而高层为负涡度,正涡度的强度范围都明显增强,并在850 hPa达到最大,这反映了中尺度涡旋的加强.从涡度沿11°E的经向垂直剖面(图6b)看,在暴雨区上空存在一从上到下的正涡管.这样的低层辐合、高层辐散并在暴雨区形成深厚的正涡管,会产生强烈的上升运动,非常有利于对流发展和强降水过程的产生.

3.4 假相当位温

从4日20时700 hPa假相当位温图(图7a)上可以看出:淮河流域附近为等值线的密集带,其南侧存在2个强度为350 K的高能中心,在115°E到

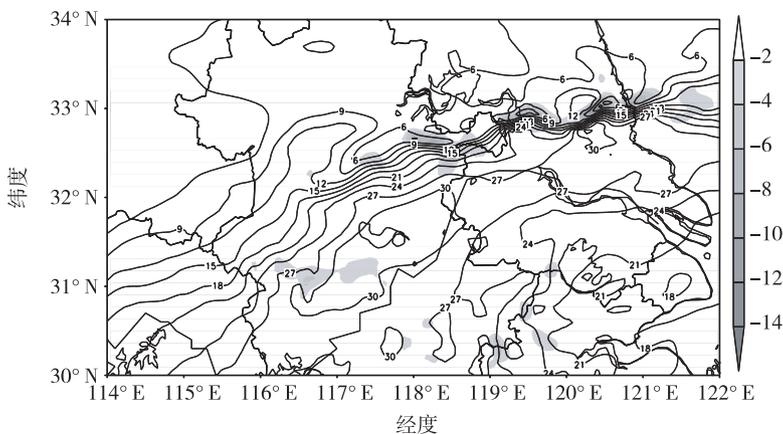


图5 7月5日00时850 hPa水汽通量(实线;单位: $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$)、水汽通量散度(阴影区 $> -2 \times 10^{-4} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$)

Fig. 5 Moisture flux(dash line;units: $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$) and its divergence (shaded area above $-2 \times 10^{-4} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$) at 0000UTC July 5 on 850 hPa

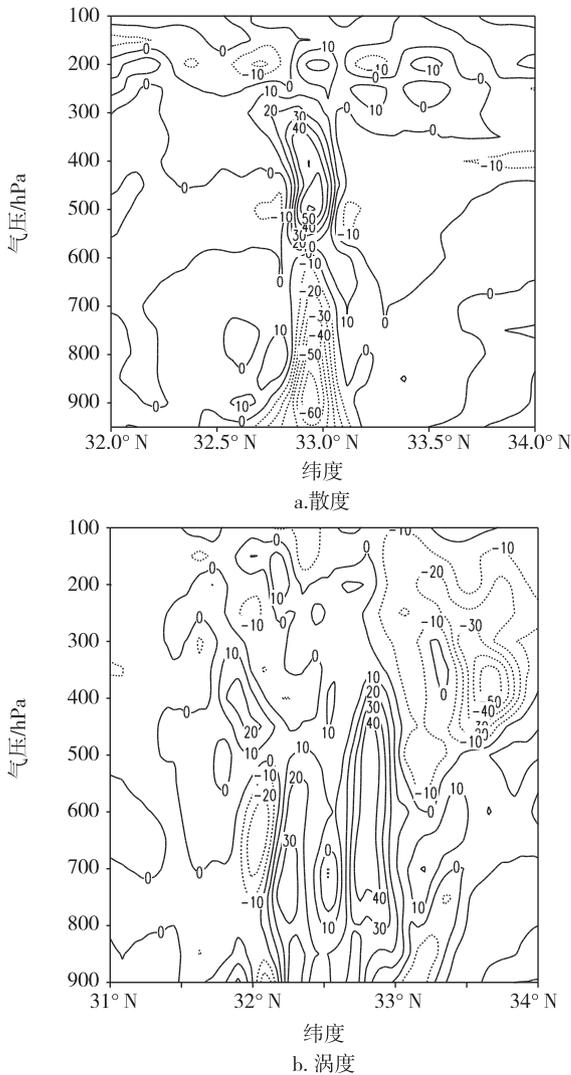


图6 7月4日22时散度和涡度沿118°E的垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 6 Latitude-altitude cross section of divergence and vorticity at 2200UTC July 4 along 118°E(units: 10^{-5} s^{-1})

120°E 范围内形成一条东北—西南走向的能量舌;而在其西北方向有一强度为 295 K 的低能中心,淮河南侧的高能带与其西北方向的低能带形成东北—西南走向的能量锋区,与能量舌走向一致.从 4 日 19 时到 5 日 00 时假相当位温逐小时演变图(图略)可以看出,假相当位温的密集带逐渐南移,其南侧的高能区则逐渐东移出海.

从 4 日 20 时假相当位温沿 118°E 垂直剖面(图 7b)上看,在 32.6°N 附近有一个高能区,中心值达 355 K,能量大量聚集.在其附近有一假相当位温线密集带且向北倾斜,梅雨锋区即位于此处.在 28 ~ 32°N 范围内对流层低层 700 ~ 900 hPa 层假相当位温随高度减小,为对流不稳定区域,对流活动旺盛;

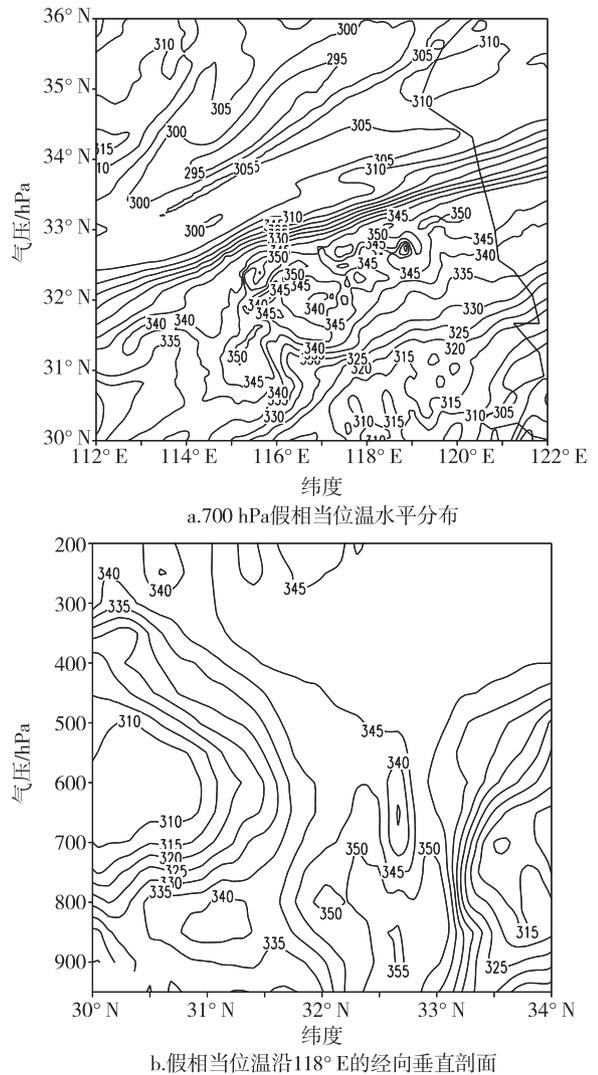


图7 7月4日20时假相当位温的水平分布和垂直分布(单位:K)

Fig. 7 θ_{se} at 2000UTC July 4 and latitude-altitude cross section(units:K)

中层近似于中性层结;而高层 400 hPa 以上为稳定层结.在锋区附近 400 hPa 以下假相当位温线近于直立,说明低层有强烈的垂直上升运动,可以将聚集在低层的不稳定能量向上输送.这样的一个高能且位势不稳定的环境,有利于强对流天气的维持和发展.

3.5 湿位涡分析

在考虑降水特别是暴雨的生成机制时,必须要有丰富的水汽供应以及有利的动力、热力条件.湿位涡这一物理量不仅表征了大气动力、热力属性,而且考虑了水汽的作用,所以对湿位涡进行诊断,可以寻求各热力和动力及水汽条件与降水的关系,从而揭示降水发生发展的物理机制^[13].近年来湿位涡理论被广泛地应用于中尺度低涡暴雨、台风暴雨、爆发性

气旋、锋面强降水等研究中^[14-17],在暴雨形成的物理机制以及暴雨的强度和落区方面得到了一些有意义的结论.下面将对此次降水过程中的湿位涡进行诊断研究,来探讨湿位涡场的特征与降水的关系.

3.5.1 计算方法

在 p 坐标系下湿位涡 (MPV) 的表达式为

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

将其写成分量形式为

$$\zeta_{MPV1} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p},$$

$$\zeta_{MPV2} = -g \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right).$$

ζ_{MPV1} 为湿位涡的湿正压项,表示惯性稳定性 ($\zeta_p + f$) 和对流稳定性 ($-g \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$) 的作用.因为绝对

涡度是正值,当大气为对流不稳定时, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$,所以

$\zeta_{MPV1} < 0$;若大气为对流稳定时,则 $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0, \zeta_{MPV1} >$

0. ζ_{MPV2} 为湿位涡的湿斜压项,包含了湿斜压性 ($\nabla_p \theta_e$) 和水平风垂直切变的贡献.湿位涡的单位为 $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$.利用模式输出的基本物理量计算出等压面上的湿位涡及其正、斜压项,分析其与本次降水的关系.

3.5.2 湿位涡分析

1) ζ_{MPV1} 的分布

从上面的计算公式可知:大气对流不稳定时, ζ_{MPV1} 是负值,此时 ζ_{MPV1} 的绝对值越大,大气的对流不稳定性就越强.通过逐时次的湿位涡演变发现,在这次过程中,各层的 ζ_{MPV1} 都有反应,对应在对流层低层为负值,是对流不稳定的,中高层为正值,是对流稳定的.这是西南暖湿气流维持低层的湿对称不稳定,提供了对流所需的能量.具体在暴雨产生前低层 850 hPa 为负值控制,表明大气处于对流不稳定状态,积聚的对流有效位能为大暴雨提供了条件,一旦有冷空气触发潜在不稳定能量释放,将产生对流性强降水.从 5 日 00 时沿暴雨中心处的 ζ_{MPV1} 的纬向垂直剖面图(图 8a)看:700 hPa 以下 116 ~ 120°E 范围内全为负值区,在 900 hPa 上 116 ~ 118°E 范围有一个 $-0.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的大值区;700 hPa 以上为正值区,且越往高层强度越大,表明中高层是对流稳定的,在 650 hPa 118°E 附近存在一个 $0.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的正值中心,正值区向下伸展,

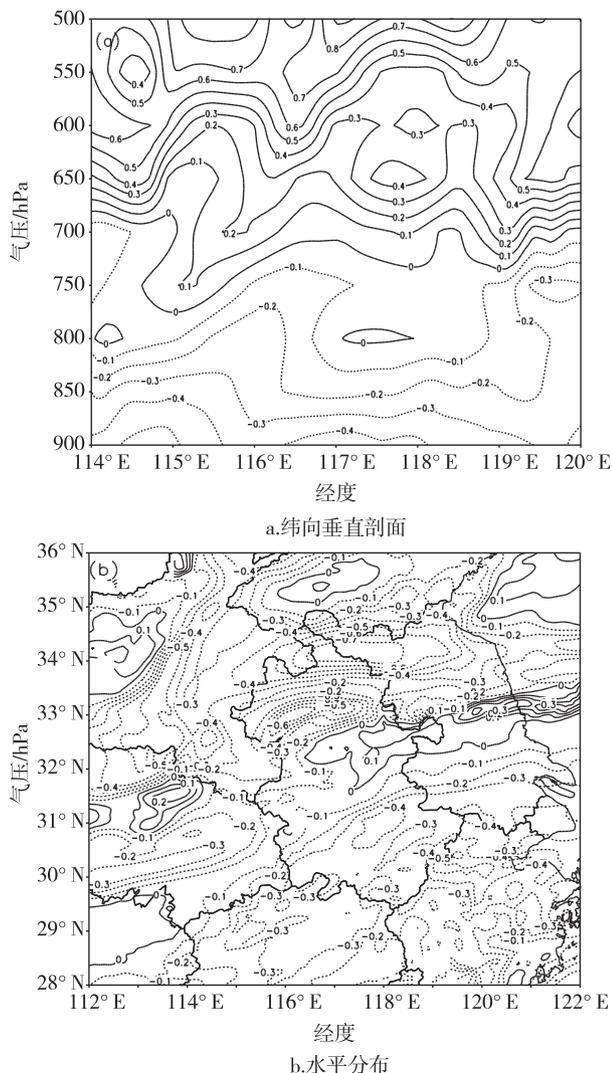


图 8 5 日 00 时 ζ_{MPV1} 的分布(单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 8 ζ_{MPV1} at 0000UTC July 5 (units: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 850 hPa

冷空气向低层入侵. ζ_{MPV1} 的这种高低层正负叠加的配置,有利于释放低层的不稳定能量,使对流不稳定得以发展.

分析低层 850 hPa ζ_{MPV1} 的水平分布,暴雨发生前江苏、安徽中北部大部分地区 ζ_{MPV1} 均为正值,负值大值区位于鲁南.随后负值区逐渐南压,到 4 日 20 时负值中心进入江苏境内,此时上述地区已为 ζ_{MPV1} 负值区控制,且控制范围也在逐渐增大.到 5 日 00 时,从 850 hPa ζ_{MPV1} 的水平分布图(图 8b)上看,此时安徽、江苏大部分地区均处于 ζ_{MPV1} 负值区范围内,在安徽西北部、江苏北部与安徽交界处出现 2 个负值中心,中心值分别是 $-0.6 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $-0.7 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$,且仅在 2 省中部存在

一条带状的 ζ_{MPV1} 正值区. 在 ζ_{MPV1} 正值与负值区相交的零线附近, 等值线比较密集, 对比降水图可发现, 强降水带正是在正负值相交的区域, 降水中心在 ζ_{MPV1} 的零线附近. 之后正负中心值逐渐东移出海, 降水也减弱结束.

2) ζ_{MPV2} 的分布

ζ_{MPV2} 值是由风的垂直切变和相当位温的水平梯度所决定的. 风的垂直切变的增加或水平湿斜压的增加, 均能引起垂直涡度的增长, 有利于强降水发生或加剧. 在湿位涡守恒的制约下, θ_e 面倾斜越大, 气旋性涡度越强烈, 这种涡度的增长称为倾斜涡度发展. 吴国雄等^[18] 给出了垂直涡度增长的充分条件: 当 $\zeta_{MPV1} < 0$ 且 $\zeta_{MPV2} > 0$ 时, 倾斜涡度发展. 从 ζ_{MPV2} 的纬向垂直剖面图上看, 4 日 20 时 (图 9a) 在 750 hPa 附近 117°E 有一个 $0.05 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的正值中心, 而在暴雨区上空 850 hPa 在 116.8 ~ 118.5°E 范围内为 $-0.01 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的负值区, 到了 5 日 00 时 (图 9b), 此负值区域消失, 在暴雨区上空对应一个正 ζ_{MPV2} 的大值区, 中心值 $0.05 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, ζ_{MPV2} 值随时间在增大, 由负值转变为正值. 根据湿位涡守恒理论可知, 此时正涡度得到发展. 文献^[18] 中还提出低层较大的正值 ζ_{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, 说明在此过程中随着 ζ_{MPV2} 逐渐增大, 低空暖湿气流也在加强, 这些都非常有利于降水的加强. 此后正值中心消失, 低空暖湿气流减弱, 随着对流不稳定能量的释放及正值 ζ_{MPV2} 的减弱消失, 本次暴雨过程也基本减弱结束.

ζ_{MPV2} 的数值常常比 ζ_{MPV1} 小一个量级, 所以 ζ_{MPV1} 的分布与湿位涡的分布大致相同, 但 ζ_{MPV2} 反应了湿斜压系统中斜压性的大小, 数值越大斜压性越强, 转化成正压位涡扰动, 有利于气旋性涡度发展. 因此, 湿位涡的正压项与斜压项综合反映了暴雨区对流不稳定和斜压不稳定状况.

4 小结

本文利用中尺度非静力模式 WRF 对 2003 年 7 月 4—5 日的江淮暴雨过程进行了模拟. 结果显示: 模式对本次过程的模拟较好, 基本再现了整个雨带的位置、走向和降水落区. 本文还通过模式的输出进行了中尺度诊断分析.

1) 低空急流向暴雨区输送水汽, 提供了暖湿气

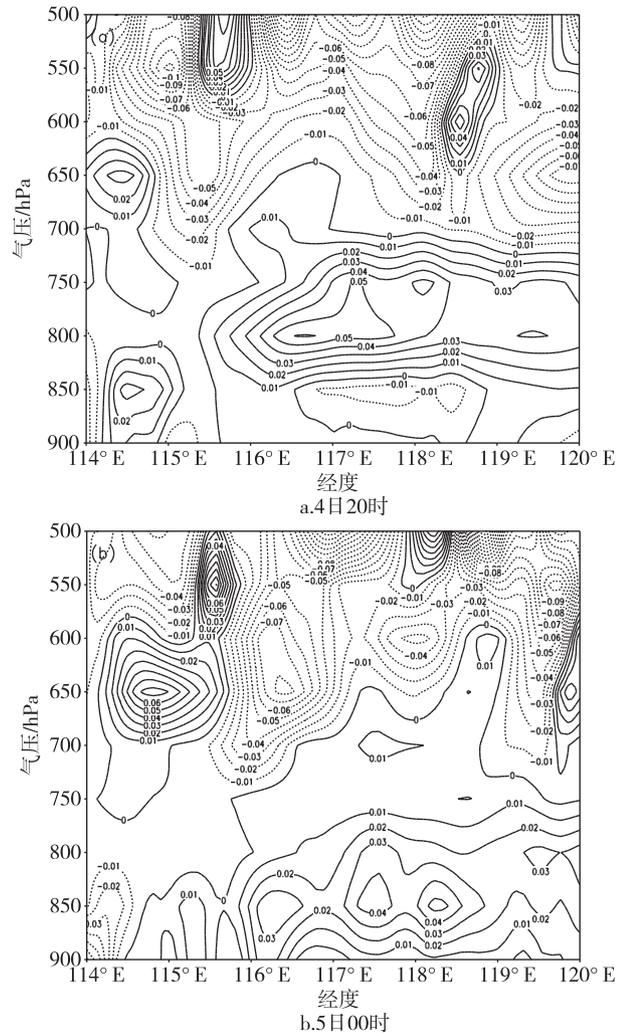


图 9 ζ_{MPV2} 的纬向垂直剖面 (单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 9 Longitude-altitude cross section of ζ_{MPV2}

(units: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

流, 形成高温高湿的环境, 有利于对流不稳定层结; 而高空急流的存在起到了“抽吸”作用, 暴雨区位于高空急流的右后方和低空急流的左前方, 这种高低空急流的耦合, 为这场暴雨的产生提供了有利的水汽和上升运动条件.

2) 本次过程一直维持在低层为辐合区, 高层为辐散区, 并且在暴雨区上空形成深厚的正涡管, 有利于产生强烈的上升运动; 而暴雨区正处于高能且位势不稳定的环境, 强烈的上升运动可将低层不稳定能量向上输送, 有利于此次强对流的维持和发展.

3) 通过对湿位涡的计算分析发现, 对流层高层湿位涡正压项为正值区对应着对流层低层负值区, ζ_{MPV1} 这种高低层正负叠加的配置是暴雨发生发展的有利形式. 暴雨位于 ζ_{MPV1} 负值区域中, 而强降水带正

处于正负值区对峙的过渡带内。湿位涡的斜压项对暴雨的增大也起着重要作用,当正压项为负值,斜压项为正值时,倾斜涡度发展,垂直涡度得以加强,降水加强。湿位涡的正压项与斜压项综合反映了暴雨区对流不稳定和斜压不稳定状况。

参考文献

References

- [1] 陆汉城,杨国祥. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社,2004:278-284
LU Hancheng, YANG Guoxiang. Mesoscale meteorological theory and forecast[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2004: 278-284
- [2] 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社,1993
DING Yihui. Analysis of persistent heavy torrential rainfall event over Yangtze River-Huaihe River valley in 1991[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1993
- [3] 励申申,寿绍文,潘宁. 1991年梅雨锋暴雨与锋生环流的诊断分析[J]. 南京气象学院学报,1996,19(3):364-369
LI Shenshen, SHOU Shaowen, PAN Ning. Diagnosis of rainstorm and frontogenesis circulation near Meiyu front for July 1991[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 1996, 19(3): 364-369
- [4] 倪允琪. 中尺度灾害天气监测与预报技术中的基本科学技术问题[R]. 学术交流报告,2006
NI Yunqi. Basic science and technology problems in the methods of detection and prediction of mesoscale weather disasters[R]. Academic Communication, 2006
- [5] 孙健,赵平. 用WRF与MM5模拟1998年三次暴雨过程的对比分析[J]. 气象学报,2003,61(6):692-701
SUN Jian, ZHAO Ping. Simulation and analysis of three heavy rainfall processes in 1998 with WRF and MM5[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 61(6): 692-701
- [6] 张芳华,马旭林,杨克明. 2003年6月24—25日江南特大暴雨数值模拟和诊断分析[J]. 气象,2004,30(1):28-33
ZHANG Fanghua, MA Xulin, YANG Keming. Numerical simulation and diagnostic analysis of a heavy rainfall in Jiangnan area during 24—25 June 2003[J]. Meteorological Monthly, 2004, 30(1): 28-33
- [7] 徐晶,王东生,杨克明. 2003年7月4—7日淮河流域特大暴雨等熵位涡分析[J]. 气象,2004,30(1):33-37
XU Jing, WANG Dongsheng, YANG Keming. Isentropic potential vorticity analysis of heavy rain in the Huaihe River Valley during 4—7 July 2003[J]. Meteorological Monthly, 2004, 30(1): 33-37
- [8] 孙建华,周海光,赵思雄. 2003年7月4—5日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析[J]. 大气科学,2006,30(6):1103-1118
SUN Jianhua, ZHOU Haiguang, ZHAO Sixiong. An observational study of mesoscale convective systems producing severe heavy rainfall in the Huaihe River Basin during 4—5 July 2003[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2006, 30(6): 1103-1118
- [9] 王欢,倪允琪. 2003年淮河汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究[J]. 气象学报,2006,64(6):734-742
WANG Huan, NI Yunqi. Diagnostic analysis and numerical simulation of a mesoscale torrential rain system in the Huaihe valley during the rainy season in 2003[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2006, 64(6): 734-742
- [10] 陈晓红,冯皖平,璩璇. 2003年淮河流域致洪暴雨的环流演变[J]. 气象科学,2006,26(2):192-196
CHEN Xiaohong, FENG Wanping, QU Ying. Synoptic pattern during heavy rain over Huaihe valley in 2003 and related medium-range forecast[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 2006, 26(2): 192-196
- [11] 孟妙志,刘勇,王仲文,等. “05.9.20”陕西中部大暴雨分析[J]. 气象科学,2008,28(4):462-467
MENG Miaozhi, LIU Yong, WANG Zhongwen, et al. Analysis of heavy rainfall “Sept 20” in Shaanxi[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 2008, 28(4): 462-467
- [12] 孔期, Ghulam Rasul, 赵思雄. 一次引发南亚大暴雨的季风低压结构、涡度与水汽收支分析[J]. 气候与环境研究,2005,10(3):526-541.
KONG Qi, Ghulam Rasul, ZHAO Sixiong. Study of the structure, vortex budget and moisture supply of a monsoon depression producing heavy rainfall in South Asia[J]. Climatic and Environmental Research, 2005, 10(3): 526-541
- [13] 寿绍文,励申申,姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,2003
SHOU Shaowen, LI Shenshen, YAO Xiuping. Mesoscale meteorology[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2003
- [14] 王川,寿绍文. 一次青藏高原东侧大暴雨过程的诊断分析[J]. 气象,2003,29(7):7-12
WANG Chuan, SHOU Shaowen. A diagnostic analysis of heavy rain event in the east side of Qinghai-Tibet Plateau[J]. Meteorological Monthly, 2003, 29(7): 7-12
- [15] 赵宇,杨晓霞,孙兴池. 影响山东的台风暴雨天气的湿位涡诊断分析[J]. 气象,2004,30(4):15-19
ZHAO Yu, YANG Xiaoxia, SUN Xingchi. A diagnostic analysis of moist potential vorticity for typhoon heavy rain in Shandong province[J]. Meteorological Monthly, 2004, 30(4): 15-19
- [16] 牛宝山,丁治英,王劲松. 一次爆发性气旋的发展与湿位涡关系的研究[J]. 南京气象学院学报,2003,26(1):7-16
NIU Baoshan, DING Zhiying, WANG Jingsong. Development of an explosive cyclone and its relationship with moist potential vorticity[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2003, 26(1): 7-16
- [17] 刘还珠,张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构[J]. 应用气象学报,1996,7(3):275-284
LIU Huanzhu, ZHANG Shaoqing. Moist potential vorticity and the three dimensional structure of a cold front with

heavy rainfall[J]. Quarterly Journal of Applied Meteorological Science, 1996, 7(3): 275-284

[18] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 387-404

WU Guoxiong, CAI Yaping, TANG Xiaojing. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1995, 53(4): 387-404

Numerical simulation and diagnostic analysis of a heavy rainfall process in Yangtze-Huaihe River basin

LI Min¹ MIAO Chunsheng¹ WANG Jianhong¹

1 School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The Meiyu front rainstorm occurred from July 4 to July 5, 2003 in the Yangtze-Huaihe River basin was simulated and diagnosed by WRF. The analysis results suggested that the torrential rain region was in an environment of high temperature and high humidity. The rainstorm process was promoted by the coupling of upper and lower tropospheric jet stream, and the combination of convergence in lower troposphere and divergence in upper troposphere. The moist potential vorticity was computed to reveal the physical mechanisms of this rainstorm. The overlapping of the positive and negative ζ_{MPV1} in upper and lower level, and the evolution of $\zeta_{MPV1} < 0$ and $\zeta_{MPV2} > 0$ showed that unstable convective energy as well as slantwise vorticity developed in this rainstorm process. ζ_{MPV1} and ζ_{MPV2} totally suggest the intensification of convective instability and baroclinic instability in the storm area.

Key words WRF; upper and lower troposphere jet stream; vorticity and divergence; moist potential vorticity