

赵小平, 沈新勇, 朱晶晶, 等. 2014. 2009 年豫南一次强暴雨过程的位涡方程诊断分析. 气象, 40(1): 38-47.

2009 年豫南一次强暴雨过程的位涡方程诊断分析^{* 1}

赵小平^{1,2} 沈新勇¹ 朱晶晶³ 庆 涛¹ 郭学峰⁴

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 西昌卫星发射中心气象室, 西昌 615000

3 海南省气候中心, 海口 570203

4 河南省气象服务中心, 郑州 450003

提 要: 利用中尺度 WRF 模式、NCEP/NCAR 再分析格点资料及常规气象观测资料, 对 2009 年 8 月 28—30 日河南省南部一次强暴雨过程进行中尺度数值模拟, 借助模式输出的模拟数据计算位势涡度及位势涡度方程收支, 并利用位涡收支方程对此次暴雨过程进行诊断分析。结果表明, WRF 模式对此次暴雨过程的模拟效果较好, 模拟暴雨强度及落区与实况较一致, 位势涡度能够较好地反映此次暴雨过程的动力及热力特征。位涡异常高值区与暴雨中心有较好的对应关系, 暴雨中心大致位于位涡高值中心东南侧。位涡收支方程中各收支项同样能够反映此次暴雨过程的动力、热力性质。暴雨发展过程中大气中低层位涡局地增加, 位涡局地变化大值中心对应暴雨中心。各收支项中, 引起中低层位涡局地变化的贡献主要来源于潜热加热作用、水平平流作用、垂直输送作用及摩擦作用。其中潜热加热与水平平流作用对暴雨区中低层正变位涡起正贡献作用, 潜热加热作用有利于位涡局地增加, 水平平流作用易于低层位涡向流场辐合区聚集, 引起局地位涡增加; 垂直输送及摩擦作用对中低层位涡变化表现为负贡献作用, 垂直作用易于将中低层位涡向高层输送, 使得低层位涡减小, 高层位涡增加。在摩擦作用下, 低层位涡被大量耗散, 使得中低层位涡局地减小。

关键词: 暴雨, 数值模拟, 位涡, 位涡收支

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 01. 005

Diagnostic Analysis on Potential Vorticity Budget of One Severe Torrential Rain Process in Southern Henan in 2009

ZHAO Xiaoping^{1,2} SHEN Xinyong¹ ZHU Jingjing³ QING Tao¹ GUO Xuefeng⁴

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information
Science and Technology, Nanjing 210044

2 Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000

3 Hainan Climate Centre, Haikou 570203

4 Meteorological Service Centre of Henan Province, Zhengzhou 450003

Abstract: Using mesoscale WRF model, conventional meteorological data and NCEP/NCAR reanalysis data, the severe rainstorm process from 28 to 30 August in Henan Province is simulated and diagnosed with the equation of potential vorticity budget. Using the simulation results, this paper diagnoses the rainstorm by the potential vorticity and potential vorticity budget. The results show that WRF model has good simulation results to severe rainstorm. The simulated intensity and location of the rainstorm is well consistent with the observation. Potential vorticity can reflect the main dynamic and thermodynamic characteristics of

^{*} 国家重点基础研究发展计划项目(2013CB430103 和 2011CB403405)及国家自然科学基金项目(41075039、41375058 和 41175065)共同资助
2012 年 8 月 20 日收稿; 2013 年 7 月 10 日收修定稿
第一作者: 赵小平, 主要从事中尺度气象学研究. Email: xiaopingzjpq@163. com
通信作者: 沈新勇, 主要从事台风与中尺度气象学研究. Email: shenxy@nuist. edu. cn

the rainstorm. High potential vorticity value area has a better correlation with the rainstorm center, which is located in the southeast of the high potential vorticity area. The various items of potential vorticity budget can well show the main dynamic and thermodynamic characteristics of the rainstorm. The potential vorticity in the low-middle atmosphere increases locally with the large value area corresponding to the rainstorm center in the process of rainstorm developing. Among the items of the potential vorticity budget, the latent heat and the horizontal advection and vertical transportation and friction are the main contribution items, of which the horizontal advection and the latent heat contribute positively to the local changes of potential vorticity. The latent heat makes the potential vorticity gradually increase. The horizontal advection is helpful for the potential vorticity to gather to the convergence zone of the flow field. The vertical transportation and friction make the negative contribution to the local changes of potential vorticity. The vertical transportation can transfer the potential vorticity from the lower to the high-level and reduce the low-level potential vorticity. Under the influence of the friction, the potential vorticity in low-level is dissipated and reduced.

Key words: torrential rain, numerical simulation, potential vorticity, potential vorticity budget

引言

暴雨是我国主要的灾害性天气之一,每年给我国经济和人民生命财产造成巨大损失。暴雨突发性强,难以监测,一直是学者们研究的重点。多年来,气象学者从不同方面对暴雨进行了深入的研究(陶诗言,1980;丁治英等,2001;沈新勇等,2005a;2005b;朱乾根等,2000)。由于暴雨形成机理复杂,利用涡度、垂直速度、水汽通量等单一的物理诊断量难以全面地诊断暴雨发生发展的物理机制,因此寻求一种能够同时反映大气动力、水汽、热力性质的物理量一直是研究人员关注的焦点。

位势涡度(简称位涡)是一个能够同时反映大气动力、热力性质的特征量。近年来,位涡被广泛应用于台风、暴雨、强对流等天气系统的诊断和分析中(寿绍文等,2001;吴海英等,2002;任余龙等,2007;寿绍文,2010;王建中等,1996;孙继松等,2012)。Hoskins等(1985)首次将位涡运用到中尺度天气系统诊断分析上,并且提出了位涡守恒原理在诊断分析中的重要性。研究发现,基于位涡守恒原理,位涡方程能够较好地应用于台风、暴雨等天气系统诊断分析中。目前位涡方程收支诊断在天气学诊断分析中的应用越来越受到人们的重视。在台风天气系统研究中,位涡收支已得到了广泛应用(江郭春,1988;赵兵科等,2011;Wu et al, 1996; Wu, 2001; Wu et al, 2000; Franklin et al, 2006; 陶祖钰, 2012)。然而在暴雨研究方面,目前主要集中于位涡在诊断分

析中的应用,位涡方程收支在暴雨过程诊断分析中的应用较少。

关于暴雨特征的研究,往往基于常规气象资料对暴雨的诊断分析,然而常规气象资料时空分辨率较低,计算误差较大,对于了解暴雨过程特征具有一定的局限性。近年来,随着中尺度数值模式的发展和完善,利用数值模式输出的高时空分辨率结果进行中尺度诊断分析已成为可能。本文采用中尺度WRF模式,对2009年8月28—30日发生在河南省南部的一次强暴雨过程进行数值模拟,并利用模式输出的高精度模拟结果对此次暴雨进行位涡收支诊断分析,探讨此次暴雨过程中位涡演变特征。

1 资料与研究方法

数值模拟中模式初始场及边界场资料为空间分辨率 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 的NCEP/NCAR每6h一次全球再分析格点资料,资料时间尺度为2009年8月27日06时至30日06时。实况气象资料为全国常规气象观测资料。

数值模式为中尺度天气研究和预报WRF模式,模式采用2层嵌套网格,水平分辨率分别为 $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 、 $5\text{ km} \times 5\text{ km}$,模拟的时间为2009年8月27日06时至30日06时。第一层网格(D01)格点数为 75×75 ,第二层网格(D02)格点数为 175×163 。垂直方向为35个不等距 σ 层,中心点为(33°N 、 112°E)。D01时间积分步长为60 s, D02时间积分步长为30 s,每3 h输出一次结果。模式中

主要物理过程见表 1。

此外,此次暴雨主要落区位于(32.5°N、114°E)附近,主要强降水时段在 28 日 08 时至 29 日 20 时,最强降水时刻出现在 29 日 00 时。因此本文诊断分析时,选取(32.5°N、114°E)为暴雨中心,选取降水相对集中、具代表性的 8 月 29 日 00 时为暴雨中心时刻。

表 1 物理参数方案

Table 1 Physical parameter schemes

方案	D01	D02
微物理方案	Ferrier (new Eta) microphysics	Ferrier (new Eta) microphysics
积云对流方案	Betts-Miller-Janjic scheme	不采用积云对流方案
长波辐射方案	RRTM scheme	RRTM scheme
短波辐射方案	Dudhia scheme	Dudhia scheme
边界层方案	YSU scheme & Monin-Obukhov scheme	YSU scheme & Monin-Obukhov scheme
陆面过程方案	Unified Noah land-surface model	Unified Noah land-surface model

2 暴雨概况及模拟

2009 年 8 月 28—30 日,河南省南部驻马店市、信阳市地区出现罕见大风、强暴雨天气,大风和暴雨致使驻马店、信阳和漯河等地玉米、烟叶和水稻等农作物大面积倒伏,城市出现大面积内涝,严重影响了当地人民群众的工作与生活秩序,给当地造成了重大的人员伤亡和财产损失。此次暴雨持续时间长,降雨量大,范围广,其中驻马店过程降雨量高达241 mm,

全市平均降雨量 123 mm,各地最大风力为 5~7 级。暴雨主要发生在 8 月 28 日 06 时至 29 日 20 时,暴雨中心位于(32°~33.5°N、113°~115°E)附近。

图 1 显示的是此次暴雨过程 24 h 降水量模拟与实况对比。在实况累积降水分布(图 1a)中,降雨带整体呈东西向分布,暴雨中心相对集中,主体位于(32.5°N、114°E)附近,中心最大降水量在 120 mm 以上,降水量主要集中在雨带的东半段,雨带的西半段降水量相对较小。从模拟的 24 h 累积降水量(图 1b)可以发现,模拟的降雨分布形势与实况基

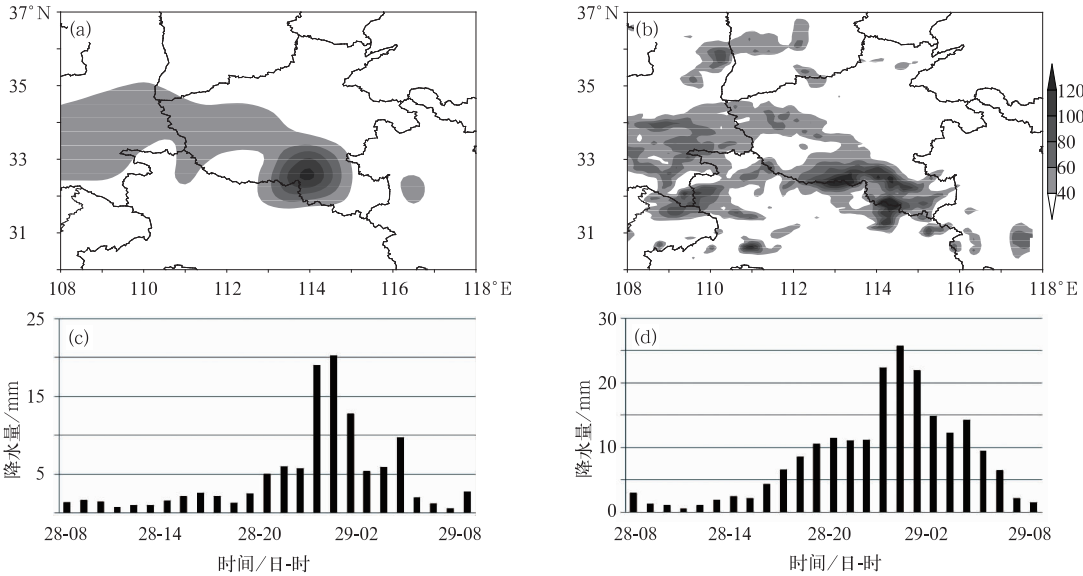


图 1 2009 年 8 月 28 日 08 时至 29 日 08 时 24 h 降水量对比

(a) 累积降水量实况, (b) 累积降水量模拟, (c) 驻马店观测站逐小时降水量实况, (d) 暴雨中心逐小时降水量模拟

Fig. 1 Comparison of 24 h precipitation from 08:00 BT 28 to 08:00 BT 29 August 2009 (unit: mm)
(a) observed accumulative precipitation, (b) simulated accumulative precipitation, (c) observed hourly precipitation of Zhumadian Station, (d) simulated hourly precipitation of the storm center

本一致,模拟雨带呈东西向分布,降水中心主要集中于降雨带东部,雨带西部降水量相对较小。在暴雨落区方面,模拟的暴雨中心位于(32.5°N、114°E)附近,但暴雨中心比实况相对分散,呈块状分布,模拟累积降水量中心值在 120 mm 以上,与实况较为一致。模拟与实况相比,降水量中心分布相对实况较分散,然而模拟的暴雨落区、降水分布、降水强度等均与实况相一致。对比逐小时降水量(图 1c 和 1d),可清楚地发现,此次暴雨过程中降水的主要时段集中在 28 日 20 时至 29 日 06 时,降水最强时刻在 29 日 00 时附近,模拟与实况较为接近,模拟的降水量分布与实况对应较好。总体分析可见,此次暴

雨模拟效果较好,模拟暴雨发生时段、强度及降水落区与实况较接近,较好模拟出暴雨的主要特征。

3 位涡收支诊断分析

3.1 位涡诊断分析

位涡是反映大气动力和热力性质的特征量,其分布与变化对夏季暴雨有明显的预报价值。图 2 为暴雨发展过程中位势涡度与暴雨系统的配置。在 28 日 20 时暴雨发生前(图 2a),高位涡异常区呈东西向带状分布,此时位涡大值中心位于(32.5°N、

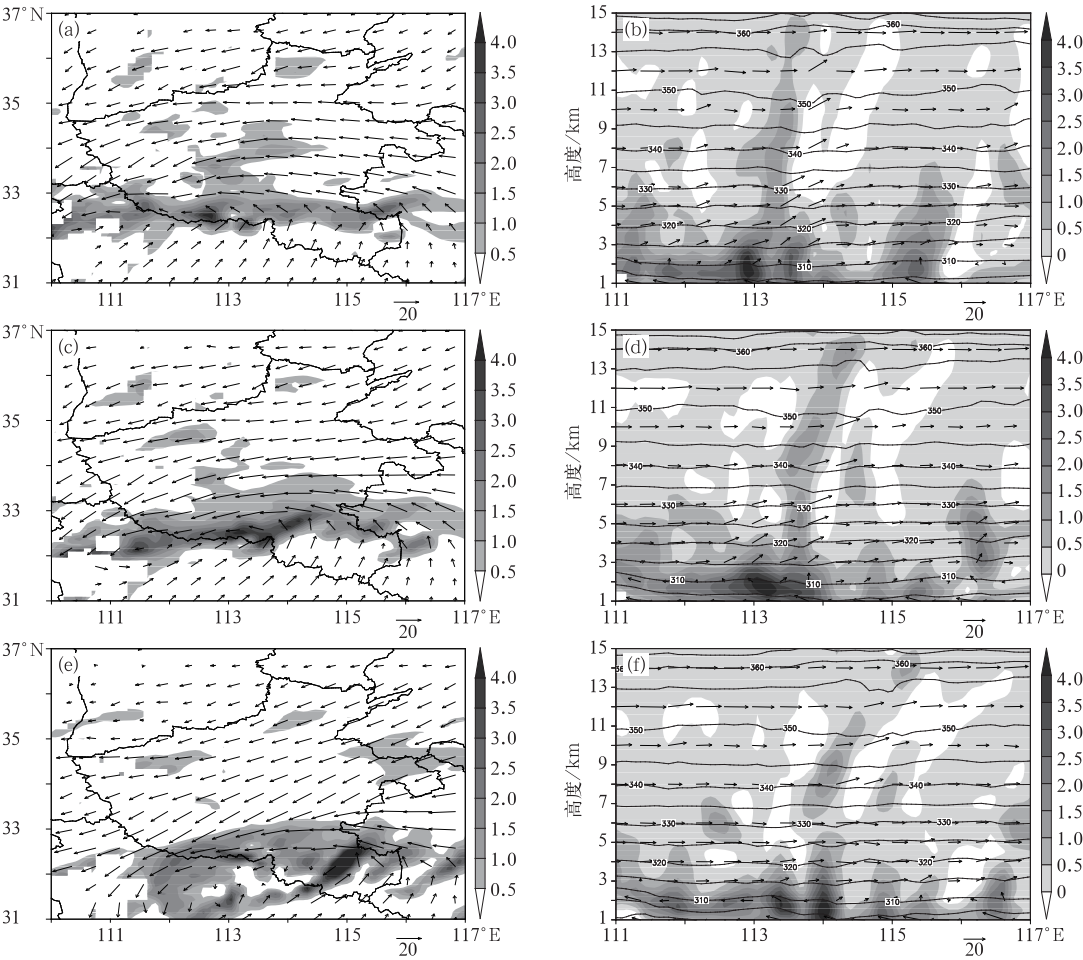


图 2 距海平面 1.5 km 位势涡度水平分布及沿 32.5°N 垂直剖面图

(a, b) 2009 年 8 月 28 日 20 时, (c, d) 29 日 00 时, (e, f) 29 日 04 时

(阴影,单位:10⁻⁶ m² · K · s⁻¹ · kg⁻¹,矢量为环境风场,单位:m · s⁻¹,等值线为虚位温,单位:K)

Fig. 2 Horizontal distribution of potential vorticity at 1.5 km from sea level and the vertical profiles along 32.5°N

(a, b) 20:00 BT 28, (c, d) 00:00 BT 29, (e, f) 04:00 BT 29 August 2009

(The shadow is the potential vorticity, unit: 10⁻⁶ m² · K · s⁻¹ · kg⁻¹; the vector is the wind field, unit: m · s⁻¹; the contour is virtual potential temperature, unit: K)

113°E)附近,结合风场可以看出,此时河南省南部为西南气流控制,西南暖湿气流向高位涡异常区输送水汽与热量,此处由于潜热释放引起非绝热加热加强,促使位涡增加,对流发展更加旺盛。从位涡纬向垂直分布(图 2b)可以发现,在暴雨发生前,低层为位涡高值区,高层为位涡低值区,此时最大值位于 113°E 附近。在 113°~114°E 之间,虚位温等值线略向下倾斜,低层存在风场辐合,易于此区域位涡增加。另外,在位涡高值区内,风场有明显抬升现象,表示在位涡高值区存在显著的上升气流,上升气流将低层位涡向高层输送,有利于上层位涡增加。在 29 日 00 时,此时为暴雨最强时刻,此时暴雨区附近位涡显著加强,高位涡异常区中心位于(32.5°N、114°E)附近西北侧(图 2c),即暴雨中心大致位于位涡高值中心东南侧。此时河南省南部仍然为西南暖湿气流控制,潜热释放强烈,位涡达到最大。从垂直分布(图 2d)可以看出,此时低层仍为位涡高值区,最大值位于 113°~114°E 之间。虚位温向下倾斜明显,低层辐合增强,垂直输送更加强烈。在对流垂直输送作用下,此时 114°E 高层位涡逐渐增加,存在一条完整的自下而上高位涡异常区。29 日 04 时,高位涡异常区明显向东南方向移动(图 2e),此时西南暖湿气流减弱,河南南部主要受偏东气流影响,非绝热加热作用降低,位涡强度减弱。在图 2f 中,高低层位涡均有减弱趋势,114°E 高层位涡明显减小,高位涡异常区域破碎减弱。随着时间推移,高位涡异常区向东南方向移动,暴雨进入减弱阶段。

3.2 位涡收支分析

位涡在绝热、无摩擦条件下遵循位涡守恒原理,因此根据位涡的拉格朗日变化可以分析非绝热作用及摩擦作用的贡献。林柏旭等(2012)参考 Pedlosky(1987)及 Schubert 等(2001)对 Ertel's PV 特性的定义,推导得到了可压缩非静力位涡收支方程。本文利用此位涡收支方程分析方程中各项收支对位势涡度局地变化的贡献,并对此次暴雨过程进行位涡收支诊断分析。

其位势涡度收支方程为(林柏旭等,2012):

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\boldsymbol{\zeta}}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times \mathbf{F}_r) + R$$

式中: P 为 Ertel's 位涡, $\mathbf{V}_h$ 为水平风场向量, ∇_h 为水平梯度, $\boldsymbol{\zeta}$ 为绝对涡度向量, w 为垂直速度, θ_v 为虚位温, ρ 为干空气密度, $\mathbf{F}_r$ 为摩擦力, R 为剩余项,剩余项中包含数值差分中的计算误差及坐标转换时所造成的数值误差。

根据 Ertel's 位涡计算公式,可知:

$$P = \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\zeta} \cdot \nabla \theta_v$$

$$\theta_v = T_v \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/c_p}$$

其中: T_v 为虚温, p_0 为标准气压, R_d 为干空气比气体常数, c_p 为比定压热容。

位涡收支方程左端 $\partial P / \partial t$ 为位涡局地变化项;方程右端 $-\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h P$ 为位涡水平平流作用项; $-w \partial P / \partial z$ 为位涡垂直输送作用项; $\frac{\boldsymbol{\zeta}}{\rho} \cdot \nabla d\theta_v / dt$ 为非绝热作用项,由于暴雨模拟中的微物理过程中考虑了云微物理过程的潜热释放和吸收,因而把此项称之为潜热加热项; $\frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times \mathbf{F}_r)$ 为摩擦作用项; R 为剩余项。本文定义如下:

$$A = \frac{\partial P}{\partial t} \text{——位涡局地变化项}$$

$$B = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h P \text{——位涡水平平流项}$$

$$C = -w \frac{\partial P}{\partial z} \text{——位涡垂直输送项}$$

$$D = \frac{\boldsymbol{\zeta}}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} \text{——潜热加热项}$$

$$E = \frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times \mathbf{F}_r) \text{——摩擦作用项}$$

$$F = R = A - B - C - D - E \text{——剩余项}$$

位涡方程各项收支分布能够较好地诊断暴雨的发生与发展,因此本文利用位涡收支方程对河南省此次暴雨过程进行诊断分析。图 3 显示的为 29 日 00 时暴雨发生最强时刻位涡方程各项收支水平分布,可以发现位涡各项收支异常中心能够较好地反映此次暴雨发生时的主要动力、热力特征。图 3a 为暴雨发生时位涡局地变化,此时暴雨中心与位涡异常大值中心及位涡局地变化大值中心存在较好对应关系,最大值中心基本位于暴雨落区上空,中心位涡局地变化可达 $3 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$,且从上文可知,位涡随着时间逐渐增加,表明此时暴雨中心对流旺盛,且将继续加强,有利于暴雨的维持与发展。图 3b 为位涡水平平流作用项于暴雨发生时的

水平分布,水平平流项的作用为将物理量由一个区域移动到另一个区域。由图中可以看出,此时水平平流项大值中心位于(32.5°N、114°E)附近,中心值约为 $1.2\times 10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在暴雨中心附近为强的风场辐合区,说明在流场的作用下,低层流场辐合将使得位涡向辐合区聚集,有利于局地位涡的逐渐增加。图 3c 为位涡垂直输送项,垂直输送项的作用为上下层位涡之间的垂直输送。配合垂直速度分布可以发现,位涡垂直输送项水平分布与垂

直上升运动相对应,垂直输送项与垂直速度大值中心一致,大致位于(32.5°N、114°E)附近,暴雨中心低层垂直输送项最大可达 $-0.4\times 10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$,表明强烈位涡垂直输送位于暴雨区附近,在暴雨中心上空 1.5 km 低层位涡通过垂直输送作用将中低层位涡向上传送至中高层,引起中低层位涡局地减小,高层位涡局地增加。图 3d 为潜热加热项,潜热加热作用在暴雨发展过程中起着主要热力作用。从潜热加热项水平分布可以看出,在暴

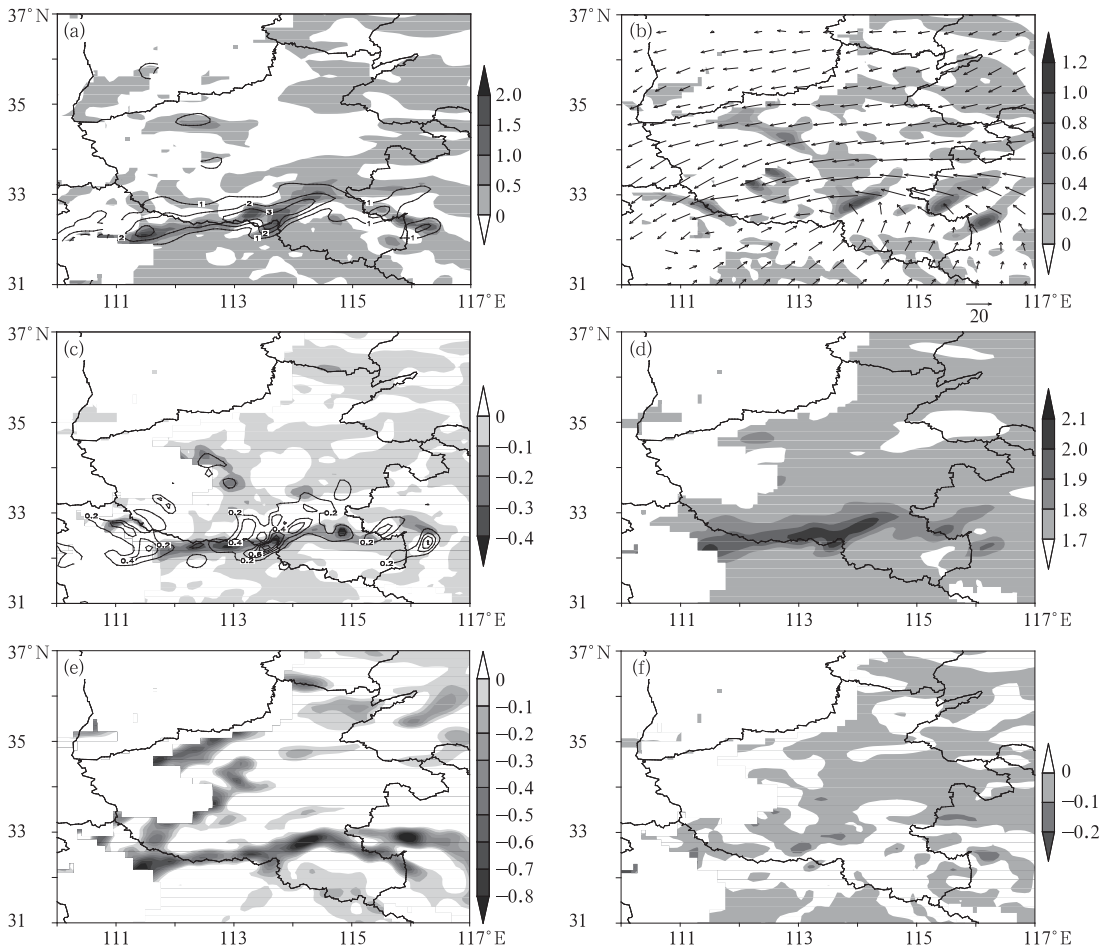


图 3 距海平面 1.5 km 各项收支水平分布(阴影,单位: $\text{m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$)

(a) 位涡局地变化(量级: 10^{-9} ,等值线为位涡,单位: $10^{-6}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$), (b) 位涡水平平流项(量级: 10^{-9} ,矢量为环境风场,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (c) 位涡垂直输送项(量级: 10^{-9} ,等值线为垂直速度,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (d) 潜热加热项(量级: 10^{-9}), (e) 摩擦项(量级: 10^{-10}), (f) 剩余项(量级: 10^{-10})

Fig. 3 Horizontal distribution of every potential vorticity budget balance at 1.5 km from sea level (a) local changes of potential vorticity (unit; $10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$), the contour is potential vorticity (unit; $10^{-6}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$); (b) horizontal advection (unit; $10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$), the vector is the wind (unit; $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); (c) vertical transportation (unit; $10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$), the contour is vertical velocity (unit; $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); (d) latent heat (unit; $10^{-9}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$); (e) friction (unit; $10^{-10}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$); (f) the remaining items (unit; $10^{-10}\text{ m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{kg}^{-1}$)

雨中心时刻,潜热加热大值中心位于(32.5°N、114°E)暴雨中心附近,中心值可达 $2.1 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上。从潜热加热作用的分布还可以发现,潜热加热作用大值区主要位于低层,仅在暴雨中心附近可向上伸至中高层。潜热加热项分布表明暴雨中心潜热释放强烈,引起非绝热加热加强,有利于局地位涡增加。图 3e 为摩擦作用项,摩擦作用使得位涡耗散,局地位涡减小。从图中可以看出,此时暴雨中心附近为摩擦作用项负值区,负值中心位于(32.5°N、114°E)附近,表明在暴雨最强时刻,摩擦作用项使低层位涡大量耗散,使得暴雨中心位涡局地减少。图 3f 为位涡方程收支的剩余项,剩余项中包含数值计算过程中数值误差,以及坐标转换时

造成的数值误差等。

图 4 显示的为位涡局地变化项纬向垂直分布(图 4a)及随时间垂直分布(图 4b),从图 4a 中可以发现,29 日 00 时暴雨中心 113°~114°E 附近上空存在明显位涡局地变化异常区,位涡局地变化异常区域由低层一直伸展至高层,同时位涡也具有相似垂直分布特征,表明暴雨中心上空位涡具有增强趋势,整层位涡增加,对流发展更加旺盛。结合位涡局地变化随时间演变(图 4b)可以看出,在暴雨发生前期,位涡逐渐增加,至暴雨发生时刻达到极大值,此时整层大气位涡局地变化均为正值,表明位涡增加至最强。暴雨减弱阶段,位涡开始逐渐减小,位涡局地变化逐渐转变为负值。位涡的局地变化随时间演

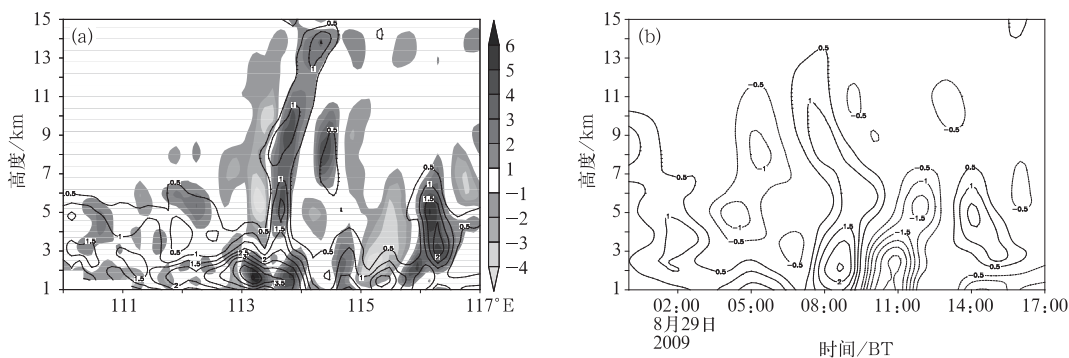


图 4 位涡局地变化项(单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 2009 年 8 月 29 日 00 时沿 32.5°N 纬向垂直剖面图(等值线为位涡,单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$),

(b) 暴雨中心时间垂直剖面图

Fig. 4 Local changes of potential vorticity (unit: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) vertical profiles of potential vorticity along 32.5°N at 00:00 BT 29 August 2009 (the contour is potential vorticity, unit: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) time-vertical profiles of potential vorticity

变较好地表征了此次暴雨发生、发展与减弱过程。

在暴雨发生时刻,从位涡水平平流作用(图 5a)可以看出在暴雨中心 114°E 附近存在显著的水平平流作用大值区,大值中心位于中低层,表明在暴雨中心中低层存在正平流作用,有利于位涡局地增加,水平平流正值区向上延伸至中高层。水平平流作用对中低层位涡局地变化的贡献较大,对高层贡献较弱。从风场可以看出,在暴雨中心上空风场向上倾斜,存在上升运动,易于使得低层的位涡减小,中上层位涡增加。图 5b 显示的为位涡水平作用项垂直分布随时间演变,在暴雨发生前期,中低层为正水平平流作用,中高层为负水平平流作用,且随暴雨发展逐渐增加。暴雨发生时,中低层正水平平流作用达到极大值,而高层由原来的负值转为正值,表明在暴雨发生

时整层大气水平平流项均逐渐增加。表明此次暴雨过程中,水平平流作用项对中低层位涡变化起着主要正贡献作用,对中高层的贡献相对较弱。水平平流作用使得暴雨区位涡局地增加,有利于暴雨的形成与加强。

另外,垂直输送作用在位涡收支中也起着重要的作用。图 6a 显示的为垂直输送项沿 32.5°N 纬向垂直分布,垂直输送大值区域主体位于 113°~114°E 附近中低层 1.5~5 km 处,结合垂直速度分布,可以看出,垂直输送项与垂直速度分布较一致,垂直速度大值区对应于垂直输送项大值区域,表明在 113°~114°E 附近中低层存在较强的垂直上升运动,垂直上升运动将低层位涡向上层传送,使得低层位涡局地减少,中高层位涡局地增加。从垂直输送

作用随时间演变(图 6b)可以看出,暴雨发生时,暴雨中心低层 1.5 km 以下为负值,1.5~5 km 中层为正值,5 km 以上高层为负值。表明在暴雨发展过程

中,对流层中层上升运动增强,有利于中低层位涡不断减小,高层位涡得到加强。随着暴雨过程减弱,整层垂直输送作用区域一致,转变为弱的正值区。

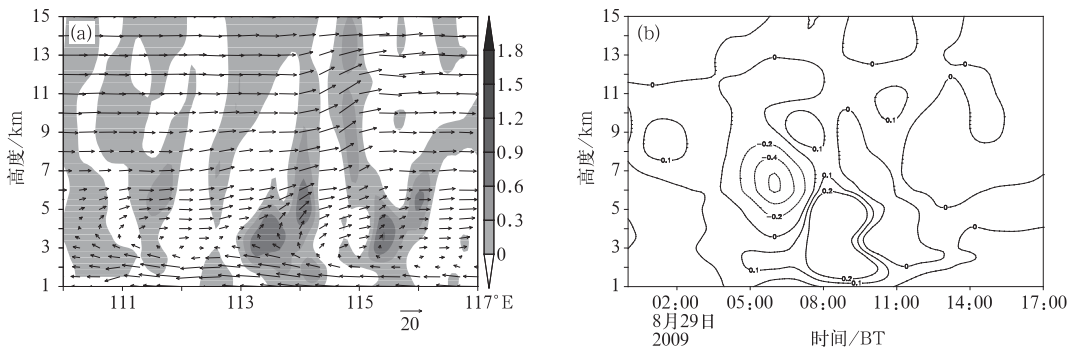


图 5 水平平流项(单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) 29 日 00 时沿 32.5°N 纬向垂直剖面图(矢量为风场,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b) 暴雨中心时间垂直剖面图

Fig. 5 Horizontal advection of the potential vorticity budget (unit: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) vertical profiles of horizontal advection along 32.5°N at 00:00 BT 29 August 2009 (the vector is wind, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) time-vertical profiles of horizontal advection

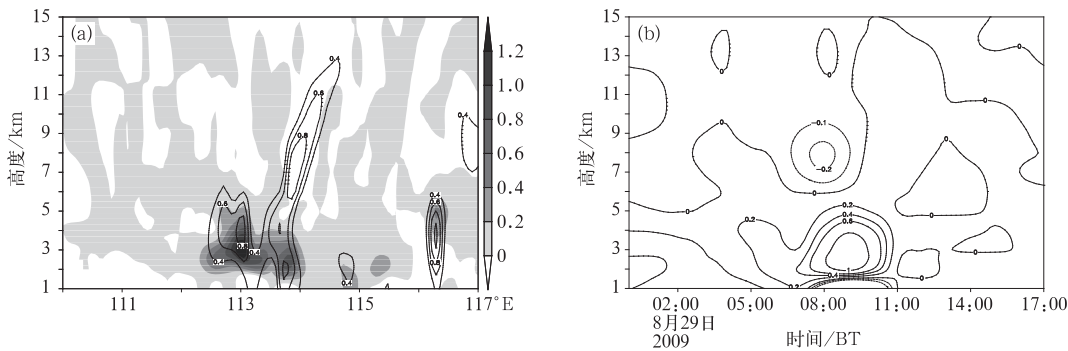


图 6 垂直输送项(单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) 2009 年 8 月 29 日 00 时沿 32.5°N 纬向垂直剖面图(等值线为垂直速度,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b) 暴雨中心时间垂直剖面图

Fig. 6 Vertical transportation of the potential vorticity budget (unit: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) vertical profiles of vertical transportation along 32.5°N at 00:00 BT 29 August 2009 (the contour is vertical velocity, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) time-vertical profiles of vertical transportation

暴雨发生时,潜热加热作用垂直分布与暴雨中心对应较为一致(图 7a),潜热作用在暴雨发展过程中起着重要作用。潜热作用垂直分布显示 $113^\circ \sim 114^\circ\text{E}$ 附近上空为明显的潜热作用大值区域,大值中心位于中低层,正值区域从低层一直伸展至高层。表明在暴雨发生时,暴雨区上空存在强烈的水汽凝结潜热释放,非绝热加热增强,潜热释放主体位于暴雨区上空中低层,从而有利于中低层气旋式环流加强,使得大气位涡增加。另外,中高层为正潜热作

用,表明潜热作用项对中高层位涡变化同样起着正贡献,使得暴雨区域整层大气位涡加强。配合位涡垂直输送作用来看,对流层中低层 1.5~5 km 处为正垂直输送区,表明此高度层存在强烈上升垂直输送作用,强烈的垂直上升运动将对流层中低层由于强潜热释放生成的位涡向上传送至中高层,使得中高层位涡局地增加。图 7b 显示的为潜热作用项随时间垂直分布,从图中可以看出在暴雨发生前期,中低层潜热作用为正值,中高层为负值区。表明暴雨

前期潜热作用在中低层对位涡局地增加起着正贡献作用,而在中高层为负贡献作用。随着暴雨发展,29 日 00 时暴雨发生时,由于低层存在强烈的潜热释放,使得低层潜热作用逐渐加强,中高层潜热释放作用在垂直输送作用下有增加趋势。中层潜热作用等值线密集,存在较强的垂直热力梯度,使得高低层之间位涡传送加强,暴雨区上空整层位涡增加,预示着对流发展更加旺盛,在有利的热力条件下暴雨得以发展加强。

在暴雨发生发展过程中,摩擦作用对暴雨的影

响主要位于近地面层,中高层的影响较弱。图 8 显示的是此次暴雨过程中摩擦作用的分布情况。从图 8a 可以看出,暴雨发生时,暴雨中心上空低层 3 km 以下为摩擦作用负值区,对位涡局地变化产生负贡献,摩擦作用使得低层位涡被大量耗散,局地位涡减小。中层 3~5 km 附近为正值区,但强度较小,贡献较弱。图 8b 为摩擦作用时间垂直剖面,可以发现,在暴雨发生发展过程中,摩擦作用的垂直变化较小,表现为低层摩擦作用项对位涡局地变化产生负贡献,中层摩擦作用项产生正贡献,贡献均较弱。

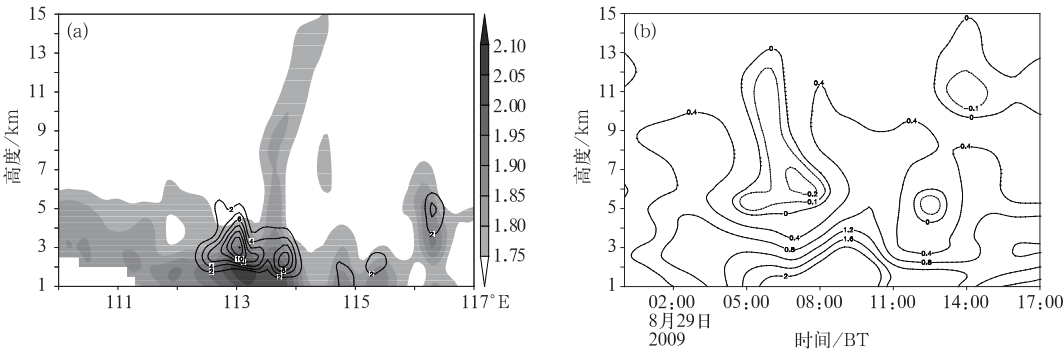


图 7 潜热加热项(单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) 2009 年 8 月 29 日 00 时沿 32.5°N 纬向垂直剖面图(等值为垂直输送项, 单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) 暴雨中心时间垂直剖面图
Fig. 7 Latent heat of the potential vorticity budget (unit: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) vertical profiles of latent heat along 32.5°N at 00:00 BT 29 August 2009 (the contour is vertical transportation, unit: $10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) time-vertical profiles of latent heat

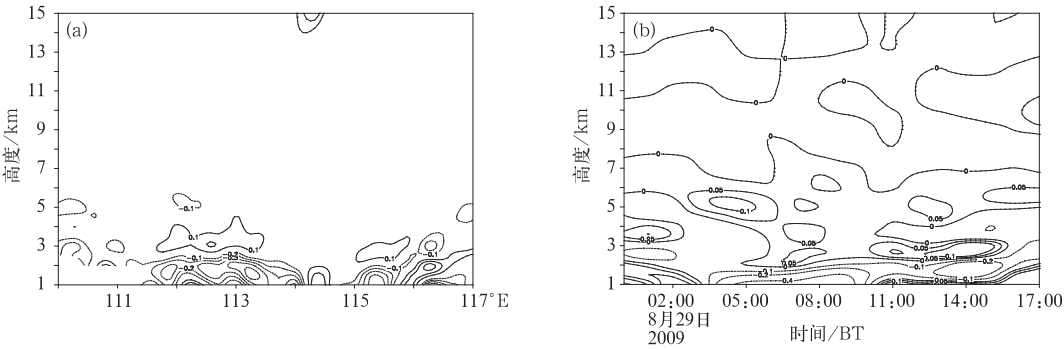


图 8 摩擦项(单位: $10^{-10} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) 29 日 00 时沿 32.5°N 纬向垂直剖面图, (b) 暴雨中心时间垂直剖面图
Fig. 8 Friction of the potential vorticity budget (unit: $10^{-10} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(a) vertical profiles of friction along 32.5°N at 00:00 BT 29 August 2009, (b) time-vertical profiles of friction

综上所述,在位涡方程各收支项中,潜热作用项、位涡平流作用项、位涡垂直输送项对位涡局地变化的贡献较大,是位涡收支的主要贡献项;摩擦项的

量级相对于其他三项要小一个量级,反映了此次暴雨过程中摩擦项贡献相对较弱。位涡水平平流作用、潜热作用有利于中低层位涡增加,对中低层位涡

局地变化产生正贡献。而垂直输送项、摩擦项则使得中低层位涡减小,对中低层位涡局地变化产生负贡献。

4 结 论

本文利用中尺度 WRF 模式对河南省南部一次强暴雨过程进行了数值模拟,借助模式输出的高分辨率模拟产品,通过可压缩非静力位涡收支方程对暴雨过程进行诊断分析,发现位涡方程各项收支能够较好地反映此次暴雨过程主要动力、热力特征。

(1) 中尺度 WRF 模式对此次暴雨过程的模拟效果较好,模拟暴雨降水量、降水落区及降水强度等与实况较一致,模拟量能够较好地反映实际暴雨特征。

(2) 位势涡度能够较好地反映暴雨过程的动力、热力性质,其水平分布与变化趋势对暴雨过程有较好的指示作用,暴雨区与位涡异常大值区有较好的对应关系,暴雨中心大致位于位涡高值中心东南侧。

(3) 位涡方程中各收支项分布特征同样能够反映暴雨过程的动力、热力性质。在暴雨发展过程中,暴雨区上空存在正的位涡局地变化,暴雨发展过程中局地位涡有增加趋势,正变位涡中心位于中低层。

(4) 位涡方程各收支项中,引起中低层位涡局地变化的主要贡献来源于潜热加热作用、水平平流作用、垂直输送作用及摩擦作用。潜热加热与水平平流作用对暴雨区中低层位涡局地变化起正贡献作用,而垂直输送及摩擦作用则表现为负贡献作用。

参考文献

- 丁治英,张兴强,何金海,等. 2001. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的研究. 热带气象学报, 17(2): 144-152.
- 江郭春. 1988. 台风中位涡收支的诊断研究. 海洋学报, 10(6): 764-771.
- 林柏旭,杨明仁. 2012. 纳莉(2001)台风之位涡收支. 大气科学, 40(1): 1-27.
- 任余龙,寿绍文,李耀辉. 2007. 西北区东部一次大暴雨过程的湿位涡

- 诊断与数值模拟. 高原气象, 26(2): 344-352.
- 沈新勇,倪允琪,沈桐立,等. 2005a. β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 II—涡旋 Rossby 波的形成. 大气科学, 29(6): 854-863.
- 沈新勇,倪允琪,张铭,等. 2005b. β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 I—涡旋 Rossby 波的相速度. 大气科学, 29(5): 727-733.
- 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用. 气象, 36(3): 9-18.
- 寿绍文,李耀辉. 2001. 暴雨中尺度气旋发展的等嫡面位涡分析. 气象学报, 59(5): 560-568.
- 孙继松,陶祖钰. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象, 38(2): 164-173.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 225.
- 陶祖钰,郑永光. 2012. 位温、等嫡位涡与锋和对流层顶的分析方法. 气象, 38(1): 17-27.
- 王建中,马淑芬,丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 7(1): 19-27.
- 吴海英,寿绍文. 2002. 位涡扰动与气旋的发展. 南京气象学院学报, 25(4): 510-517.
- 赵兵科,鲁小琴,万日金,等. 2011. 0608 号超强台风“桑美”强度变化位涡诊断分析. 地球科学进展, 26(5): 528-537.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 392-396.
- Franklin C N, Holland G J, May P T. 2006. Mechanisms for the generation of mesoscale vorticity features in tropical cyclone rainbands. Mon Wea Rev, 134: 2649-2669.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 111: 877-946.
- Pedlosky J. 1987. Geophysical Fluid Dynamics (2nd Ed.). New York: Springer-Verlag, 38-42.
- Schubert W H, Hausman S A, Garcia M, et al. 2001. Potential vorticity in a moist atmosphere. J Atmos Sci, 58: 3148-3157.
- Wu C C. 2001. Numerical simulation of Typhoon Gladys (1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model. Mon Wea Rev, 129: 1533-1549.
- Wu C C, Kurihara Y. 1996. A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. J Atmos Sci, 53: 2264-2282.
- Wu L, Wang B. 2000. A potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. Mon Wea Rev, 128: 1899-1911.