

准静止梅雨锋连续暴雨个例的位涡反演诊断^{* 1}

赵玉春^{1,2} 李泽椿³ 肖子牛³ 谌 芸³

1 南京信息工程大学大气科学系, 南京, 210044

2 武汉中心气象台, 武汉, 430074

3 国家气象中心, 北京, 100081

摘 要

2006 年 6 月 5—8 日, 受准静止的梅雨锋系统影响, 福建北部地区发生了连续 4 d 的暴雨天气, 引发了严重的洪涝灾害。文中利用 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 再分析资料、位涡诊断和位涡反演的方法, 详细分析了梅雨锋演变过程中主要天气系统的变化, 位涡和位涡扰动(位涡异常)与梅雨锋及梅雨锋带上强降水之间的关系, 并通过分离位涡扰动的方法探讨了与不同物理过程有关的位涡扰动在梅雨锋发生发展中的作用。结果发现: 对流层低层锋面南北两侧高压系统的稳定维持是准东西向梅雨锋形成和维持的主要原因。满足非线性平衡方程的平衡流很大程度上代表了实际气流, 它的演变基本上反映了梅雨锋流场的演变。非平衡流形成了梅雨锋辐合带, 它主要来自梅雨锋北侧的高压系统。与潜热释放有关的对流层中低层的正位涡扰动是梅雨锋发生发展中有主要影响的因子之一。边界层的位涡扰动一定程度上有利于梅雨锋的形成和维持。总体而言, 下边界位温扰动并不利于梅雨锋的形成和维持, 但它具有一定的日变化。高层位涡扰动对梅雨锋形成和维持的作用相对其他位涡扰动要弱的多, 且不利于梅雨锋的形成和维持, 但在梅雨锋后期南压阶段作用增强。对流层中低层与潜热释放无关的其他位涡扰动对梅雨锋的南压起到了一定作用。

关键词: 梅雨锋, 暴雨, 位涡反演, 非绝热加热。

1 引 言

每年的初夏季节, 从日本南部到中国大陆南部经常维持一条长长的梅雨锋带, 梅雨锋的形成和维持往往带来丰富的降水, 它对东亚天气产生重要的影响。梅雨锋的属性和结构与中纬度极地锋面不同, 锋面两侧的水平温度梯度相当小, 但却拥有强的气旋性切变^[1]。Chen 等^[2]指出梅雨锋的东、西段具有不同的结构, 东段具有斜压波特征, 有强的温度梯度并向高层冷中心垂直倾斜, 而西段浅薄具有热带扰动的性质。柳俊杰等^[3]、陈丽芳等^[4]进一步对梅雨锋结构进行了分析和模拟研究。最近, 赵思雄等^[5]指出梅雨锋具有多尺度结构特征, 并提出了梅雨锋的多尺度概念模型, 对梅雨锋上中尺度对流系统发生发展的机制进行了研究。王建捷^[6]、王智

等^[7]、江晓燕等^[8]对梅雨锋上的中尺度系统进行了诊断分析和数值模拟。伍荣生等^[9]则较为系统地研究了梅雨锋锋生过程, 以及对梅雨锋锋生有不同影响的外强迫因子。对于西段梅雨锋锋生, Cho 等^[10]提出了低层位涡和积云对流相互作用的假设。但是, 很少有研究指出不同物理过程在梅雨锋发生发展和维持过程中所起的作用及其相对重要性。

位涡(Potential Vorticity, V_P)是一个有用的诊断量, 它在绝热无摩擦的条件下具有守恒性和可反演性。20 世纪 80 年代初, Hoskins 等^[11]提出绝热无摩擦大气有沿等熵面做二维运动的趋势且位涡具有丰富动力学内涵, 如果给定位涡、平衡条件和边界条件, 就可以导出相应的高度场和风场, 并认为等熵面位涡图是研究大气动力学过程一个非常有用的工具。之后, Davis 等^[12]提出位涡扰动分离的反演方

* 初稿时间: 2006 年 9 月 28 日; 修改稿时间: 2006 年 12 月 11 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418307)。

作者简介: 赵玉春, 男, 从事中尺度动力学和中尺度数值模拟研究。Email: Zhaoych@cma.gov.cn

法,即利用位涡守恒性分离出由非守恒过程引起的位涡异常,借助位涡扰动反演方法可以诊断出不同位涡对风场和气压场的影响,从而推断出某些现象产生的物理原因。随后位涡反演技术广泛应用于大气科学研究中。例如 Hakim 等^[13]利用准地转位涡反演研究了与高层南北槽有关的高层位涡异常与背景气流之间的相互作用,并发现背景气流的平流主宰了涡-涡相互作用。Huo 等^[14]利用 Ertel 位涡反演发现两个高空短波槽在决定与超级风暴有关的对流层气流结构中起到了重要作用。Wu 等^[15]利用位涡诊断了影响台风的主要因子。不仅如此,Huo 等^[16]试图利用位涡反演技术将地面观测信息融入到数值模式的初始场来改进数值预报,并认为它是一种很有潜力的工具。Demirtas 等^[17]利用卫星水汽云图对局地位涡调整来改进短期天气预报。最近,Chen 等^[18]利用位涡反演对初夏梅雨锋进行了位涡反演诊断,并认为与非绝热过程有关的 CISK 机制是梅雨锋和低空急流形成和维持的机制。周毅等^[19]曾利用位涡反演对西太平洋爆发性气旋进行了诊断分析。除此之外,尚未见到利用位涡反演技术进行其他的相关分析和研究。

2006 年 6 月 4 日,一条准东西向的梅雨锋在江南一带形成。5—7 日,这条准东西向的梅雨锋带略南压到江南南部到华南北部一带,并准静止地维持在该地区,8 日,梅雨锋西段快速南压,但东段仍然少动影响福建大部分地区。这期间,梅雨锋带上不断有中尺度对流系统发生发展,给福建北部地区带来连日的暴雨天气,引发了严重的洪涝灾害,造成了惨重的经济损失和一定的人员伤亡。本文以此次长时间维持的梅雨锋暴雨过程为例,详细分析梅雨锋发生、发展和移动期间的主要天气形势,以及梅雨锋演变与对流层低层位涡之间的关系,并利用 Ertel 位涡反演技术,分离与不同物理过程有关的位涡扰动并进行反演,探讨不同位涡扰动对梅雨锋的作用和贡献,揭示梅雨锋形成和发展的物理机制。

2 个例天气描述

2.1 梅雨锋的形成

2006 年 6 月 3 日 20 时(北京时,下同),一条准东西向的雨带形成于江南地区,这标志梅雨锋开始形成(图 1a)。此时,850 hPa 上假相当位温等值线密集带(梅雨锋)呈准东西向位于江南一带,从贵州

北部经过湖南和江西北部,向东一直延伸到浙江南部,对流层中低层主要存在着以下几个重要的天气系统:对流层低层的西太平洋副热带高压、从朝鲜半岛向西延伸到华北东部地区的高压带以及这两个高压之间的低压区,梅雨锋就位于这一低压区内,高度场从南到北呈“高低高”的形势。从 850 hPa 流场上看,此时梅雨锋两侧为西南风和偏东风切变,沿着梅雨锋为一条正涡度带。梅雨锋南侧的西南低空急流还没有完全建立,但是大风轴上开始出现 12 m/s 的风速扰动(图 1b)。500 hPa 上,西太平洋副热带高压主体位于 125°E 以东,梅雨锋上空为较为平直的偏西气流,华北地区为一浅薄的低槽(图 1c)。100 hPa 上,南亚高压东段轴线呈西北—东南向,梅雨锋上空为西北风和东北风的发散气流,梅雨锋上的强降水区(江西北部)高层正好为强的辐散区。200 hPa 上高空急流轴线呈西北—东南向位于梅雨锋北侧,急流轴上存在着急流核,而江北西北部的强降水区位于急流轴上东侧急流核入口区的右侧(图 1d)。

2.2 梅雨锋的维持和发展

由于大尺度环流形势稳定,850 hPa 高度场上的这种从南至北“高低高”的环流形势一直维持,没有发生明显的改变。5 日 08 时,梅雨锋雨带位于江南南部到华南北部地区,强降水东移到福建北部地区(图 2a)。对流层中低层的环流形势开始发生变化,850 hPa 上华北东部地区开始形成一个闭合的高压反气旋环流,高压底部一致的偏东气流位于梅雨锋的北侧,梅雨锋南侧为西南风或偏西风,准东西向的梅雨锋从 105°E 向东一直延伸到 125°E,梅雨锋南侧的西南低空急流的强度明显加强,范围明显加大(图 2b)。500 hPa 上,西太平洋副热带高压开始加强西伸到 115°E,脊线位于 16°N 附近。新疆北部地区开始有一高压脊发展,之后高压脊逐渐加强向东移动,脊前的西北气流引导对流层低层的华北高压东移入海(图 2c)。100 hPa 上南亚高压的分布形势没有发生大的变化,200 hPa 上高空西风急流进一步东传,急流轴线上的急流核也向东传播,福建北部受高空急流的影响开始减弱。

2.3 梅雨锋的快速南压

7 日 02 时,梅雨锋降水带开始呈东北—西南走向(图略)。此时在 500 hPa 东北脊前的西北气流引导下,850 hPa 上华北东部的高压东移入海。华北西北部有一低槽(东北—西南向的切变线)开始南

压,槽后的西北风开始汇向江南西部地区。在这种环流形势下,准东西向的梅雨锋切变线发生了变化,其西段在华北西北部低槽后部的西北气流作用下,快速向南压到湖南南部至广西北部地区,梅雨锋开始呈东北—西南走向,梅雨锋两侧变为西北风和西南风的冷式切变。由于华北东部高压反气旋环流东移入海,梅雨锋东段北侧的偏东风转变为东南风(甚

至偏南风),为西南风和东南风的弱暖式切变,但是由于在华北东部高压反气旋环流东移入海的过程中并没有明显的南压,因而梅雨锋东段仍然维持并影响福建大部分地区。850 hPa 上正涡度带与梅雨锋一样呈东北—西南走向。100 hPa 南亚高压开始有所增强,脊线仍然维持在 27°—28°N 附近,但是脊线开始呈东西走向。

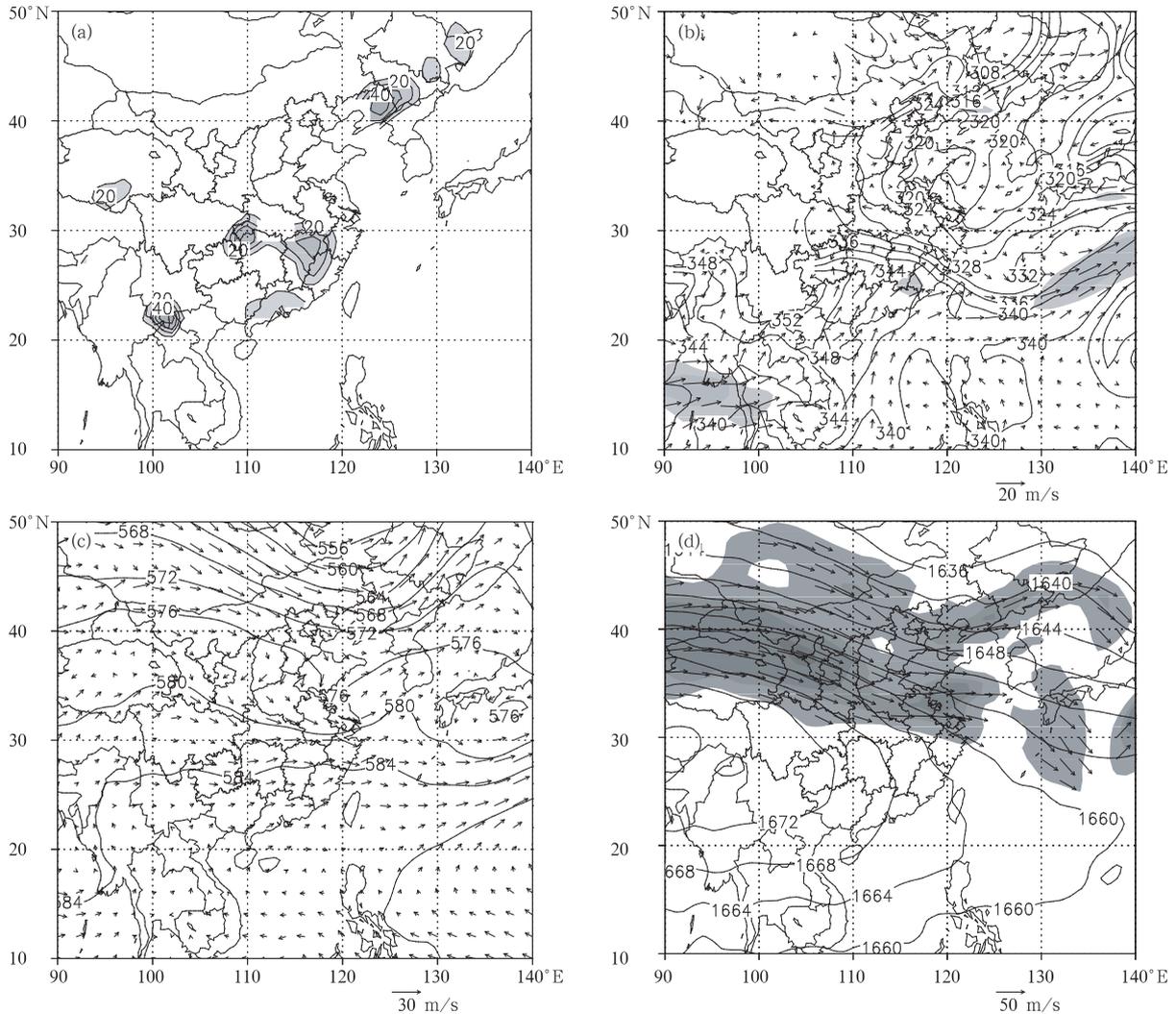


图1 2006年6月3日20时观测到的6h累积降水(a),850 hPa风场和假相当位温(b),500 hPa高度场和风场(c),200 hPa高空急流和100 hPa位势高度场(d)
(a中降水量单位为mm;b中阴影区为850 hPa的全风速 ≥ 12 m/s,实线为假相当位温(K);c中实线为位势高度场(dagpm);d中实线为100 hPa位势高度场(dagpm),阴影区为200 hPa的全风速 ≥ 30 m/s,箭头为200 hPa的风速矢量 ≥ 30 m/s)

Fig. 1 (a) Observed 6 h accumulative precipitation (mm), (b)850 hPa wind (shading: ≥ 12 m/s; m/s) and pseudo-equivalent potential temperature (solid line; K) fields, (c) 500 hPa geopotential height (solid line; dagpm) and wind (m/s) fields and (d) 100 hPa geopotential height (solid line; dagpm) and 200 hPa upper level jet stream (vectors; shading: ≥ 30 m/s) at 20:00 BST 3 June 2006

2.4 大陆梅雨锋雨带消失

10 日 08 时,江南和华南地区没有明显的降水发生,即大陆上梅雨锋雨带消失。分析 850 hPa 的流场和假相当位温发现(图略),在华北低槽后部的强西北气流作用下,梅雨锋南压到 22°N 以南地区,江南华南处于梅雨锋后的西北气流中。假相当位温密集区和正涡度带呈东北—西南向从南海北部向东

北伸到日本南部海域,西南低空急流带位于梅雨锋南侧。500 hPa 上,深厚的低槽在东亚沿海建立,西太平洋副热带高压在东亚沿岸低槽的挤压下其脊线成为东北—西南向。100 hPa 上,南亚高压东段在其北部深厚低槽的影响下有所收缩并向南压,200 hPa 上高空西风急流压到 30°N 以南地区。

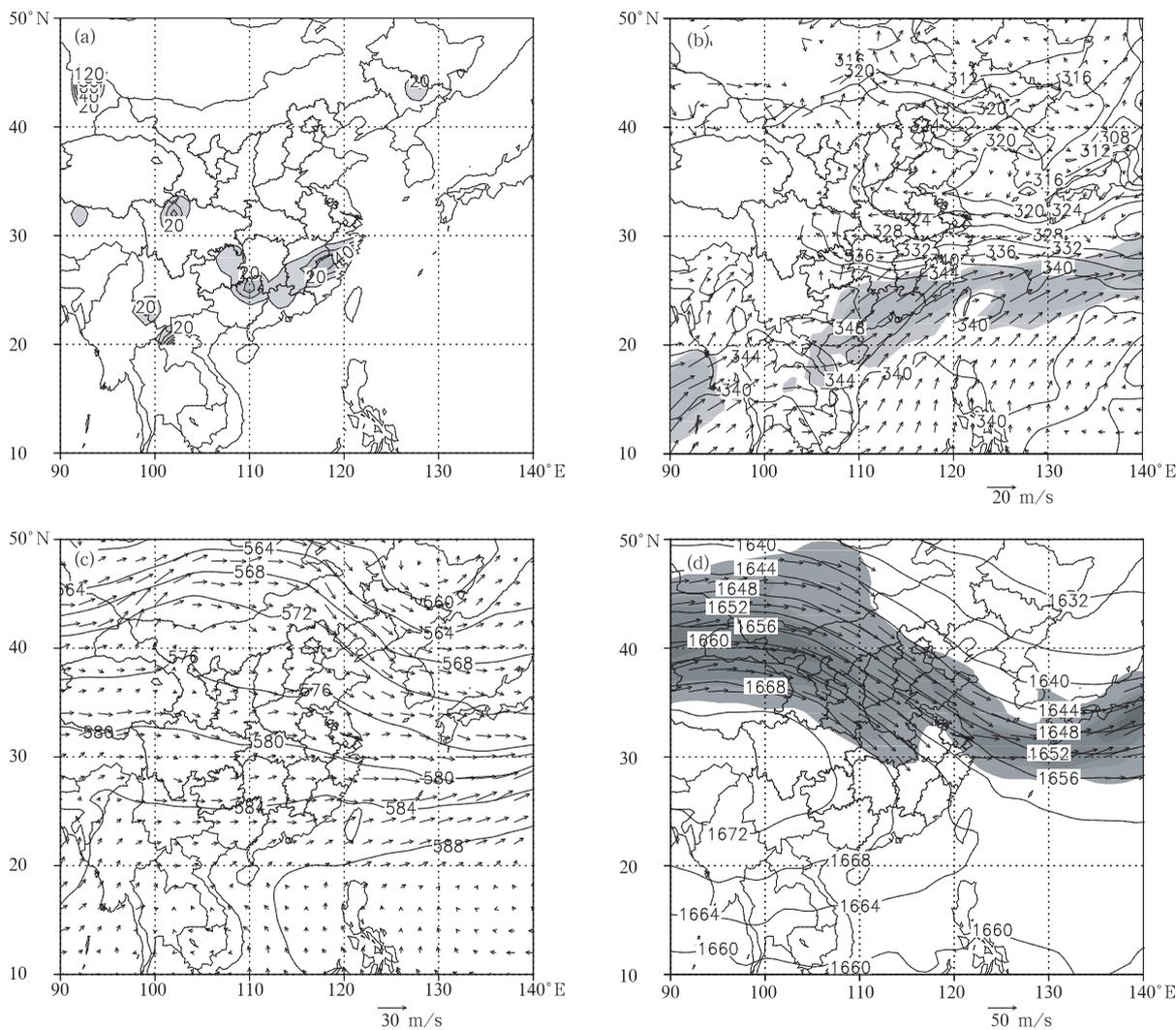


图 2 同图 1, 但为 2006 年 6 月 5 日 08 时

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for 08:00 BST 5 June 2006

3 位涡与位涡异常的演变

斜压可压缩流体的 Ertel 位涡(Ertel Potential Vorticity, EPV)为

$$V_{EP} = \frac{1}{\rho} \eta \cdot \nabla \theta$$

其中 ρ 为空气密度, η 为三维的绝对涡度矢量, θ 为

位温。EPV 在三维绝热无粘的大气运动中具有守恒性。在 p 坐标下 EPV 可以写成

$$V_{EP} = -g \left[\left(f + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial \theta}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

利用 NCEP 每 6 h 一次的再分析资料计算 EPV, 对 2006 年 6 月 1—12 日共 48 个时次的 EPV 进行平均, 并求得不同时刻的位涡扰动(位涡异常,

EPVA)。分析位涡及位涡异常在梅雨锋不同发展阶段与梅雨锋以及梅雨锋降水之间的关系。

在梅雨锋形成阶段(3日20时), 110° — 140° E已生成一条长长的正位涡带,最大位涡达到 0.6 PVU^①,这条长长的位涡带与正涡度带一致,也与梅雨锋的走向和位置一致(图略),因此,位涡带、正涡度带以及假相当位温密集带都能一定程度地指示梅雨锋。在EPVA的分布图上,江南南部存在两个正的位涡异常大值中心,它与梅雨锋上的降水区一致,最大EPVA达到 0.3 PVU(图3a)。因此EPVA大值中心能够较好地指示出强降水发生的区域,强降水造成的非绝热加热可能制造了对流层低层的位

涡。梅雨锋维持阶段(5日08时),从江南到华南北部维持一准东西向的正位涡带,带上的最大位涡有所增大,梅雨锋东段的位涡达到 0.7 PVU,降水也相应增强。此时,梅雨锋上为一准东西向正位涡异常带,与降水雨带一致,最大位涡扰动达到 0.5 PVU(图3b)。当梅雨锋快速南压时(7日02时),梅雨锋演变为东北—西南向,此时位涡带也变成东北—西南向。由于在梅雨锋快速南压阶段华北低槽后部强的西北气流作用,此时东北—西南向的位涡带略有加强,最大位涡达到 0.7 PVU。梅雨锋上正位涡异常带也随之演变成东北—西南向(图3c),梅雨锋上的强降水中心和正位涡异常大值中心仍然

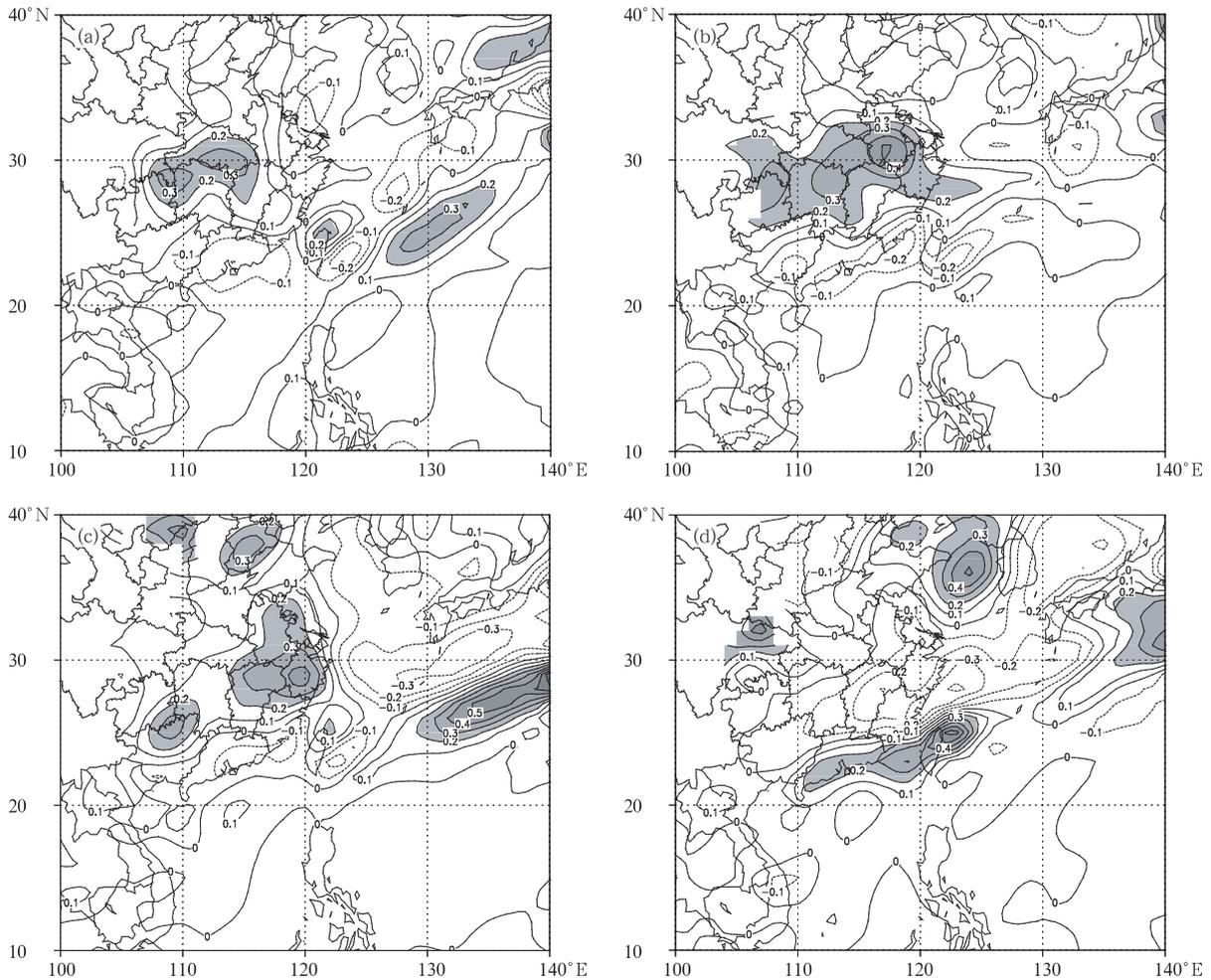


图3 2006年6月3日20时(a)、5日08时(b)、7日02时(c)、10日08时(d)850 hPa上的位涡异常分布(阴影区为 ≥ 0.2 PVU的区域)

Fig. 3 Distributions of 850 hPa potential vorticity perturbation (PVU) at (a) 20:00 BST 3, (b) 08:00 BST 5, (c) 02:00 BST 7 and (d) 08:00 BST 10 June 2006 (shaded area: ≥ 0.2 PVU)

① $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 / (\text{s} \cdot \text{kg})$

相对应。当梅雨锋南压到 22°N 以南时(10 日 08 时),梅雨锋在大陆上的降水消失,正的位置涡带随梅雨锋带南压。正的位置涡异常带呈东北—西南向,也南压到 22°N 以南地区(图 3d)。

由上述分析可见,在梅雨锋的形成、发展以及快速南压的过程中,梅雨锋带上始终维持着与梅雨锋走向一致的正位置涡带,梅雨锋上的强降水中心与正的位置涡扰动大值中心相对应。这表明,梅雨锋与位置涡以及梅雨锋上的强降水中心和位置涡异常大值中心存在着密切的关系,用位置涡可以表示梅雨锋的存在,梅雨锋上的位置涡异常可能与梅雨锋降水造成的非绝热加热的反馈有关,即潜热释放的非绝热加热可能维持和增强了对流层低层梅雨锋带上的位置涡。下面通过位置涡反演的方法来研究与不同物理过程有关的位置涡扰动对梅雨锋的贡献。

4 梅雨锋暴雨系统的位置涡扰动反演

4.1 位置涡反演方法简介

位置涡在绝热和无摩擦条件下具有守恒性和可反演性,通过位置涡反演出来的高度场和风场在动力上是平衡的,由于平衡流的演变具有一定的稳定性,这对于追踪和预测天气系统的演变具有重要意义,另外将实际风减去平衡风后就可以得到非平衡风,可以分析形成辐合的非平衡风的来源和演变。位置涡反演更重要的一点是它能够对与不同天气系统和不同物理过程有关的位置涡扰动进行分离后反演,这样可以更加清楚地了解不同位置涡扰动对不同天气系统的作用,有助于认识降水天气系统的发展机理。这里利用 Charney 等^[20]提出的非线性平衡方程作为平衡条件,形成闭合的方程组进行 EPV 反演。假定非旋转风比无辐散风小得多,略去与辐散风和垂直速度有关的所有项,则球坐标下非线性平衡方程可以写成

$$\nabla^2 \Phi = \nabla \cdot f \nabla \psi + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right)^2 \right]$$

Ertel 位置涡可以写成

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \cdot \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial \pi \partial \lambda} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi \partial \lambda} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \pi \partial \phi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi \partial \phi} \right] \right]$$

其中 Φ 为位势, f 为科氏力参数, a 为地球半径, ψ 为无辐散风的流函数, g 重力加速度, p 为气压。 κ

$= R/c_p, \pi = c_p(p/p_0)^{\kappa}$ 为 Exner 函数 ($p_0 = 10^5$ Pa)。给定 q 的分布以及具体的边界条件,就可以解出满足非线性平衡关系的两个变量 (ψ 和 Φ),从而推导出高度场、风场和温度场。

利用小扰动方法对上述方程组进行线性化,首先将 V_{EP} 分解成平均场和扰动场两部分

$$q(\lambda, \phi, \pi, t) = \bar{q}(\lambda, \phi, \pi) + q'(\lambda, \phi, \pi, t)$$

对 ψ 和 Φ 进行同样的处理代入方程,并假定平均量满足原方程,减去平均方程,略去高阶非线性小项,即可以得到线性化的扰动方程。

Davis 等^[12]利用 $[\]^* = [-] + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K [\]$ 对上述方程进行线性化,任意的扰动位置涡场可以分解成任意不同的部分,它们各自的解相加之后可以获得总的扰动气流(例如, $\sum q_k = q', \sum \Phi_k = \Phi', \sum \psi_k = \psi'$)。对于任意的位置涡扰动 q_k 和其相应的 ψ_k 和 Φ_k ,闭合的位置涡反演系统形式如下

$$\begin{aligned} \nabla^2 \Phi_k &= \nabla \cdot (f \nabla \psi_k) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \times \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial \phi^2} + \right. \\ &\quad \left. \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \phi^2} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial \lambda^2} - 2 \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda \partial \phi} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \\ q_k &= \frac{g\kappa\pi}{p} \left[(f + \nabla^2 \psi^*) \frac{\partial^2 \Phi_k}{\partial \pi^2} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \psi_k - \right. \\ &\quad \left. \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_k}{\partial \lambda \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial \lambda \partial \pi} \right) - \right. \\ &\quad \left. \frac{1}{a^2} \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_k}{\partial \phi \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial \phi \partial \pi} \right) \right] \end{aligned}$$

方程构成了与任何扰动的 V_{EP} 有关的气流扰动 ψ_k 和 Φ_k 的线性系统。在 $\pi = \pi_T$ 和 $\pi = \pi_0$ 上下边界条件可以简单的设置成为 Neumann 边界条件 ($\partial \Phi_k / \partial \pi, \partial \psi_k / \partial \pi = -\theta_k$; 具体而言对总场 $\partial \Phi / \partial \pi = f_0, \partial \psi / \partial \pi = -\theta$, 对扰动场取 $\partial \Phi_k / \partial \pi = f_0, \partial \psi_k / \partial \pi = -\theta_k$)。对侧边界条件可以取 Dirichlet 边界条件,由于事先并不知道单个 EPV 异常对气流的贡献,很难确定适当的侧边界条件,计算中选取一个比感兴趣的区域大得多的区域,对每一个 ψ_k 和 Φ_k 取均匀的侧边界条件(计算中对总场取观测的 ψ_k 和 Φ_k , 对扰动场取 $\psi_k = \Phi_k = 0$)。平均态的选择对位置涡扰动的计算有很大的影响,一般取一个天气周期作为平均,但是由于梅雨锋具有准静止的特征,取 2006 年 6 月 1—12 日作为计算的平均时段,计算得到平均的高度场、温度场、风场和位置涡场,再计算出扰动的风场、温度场、高度场和位置涡场,最后对扰动的位置涡场进行反演,得到满足非线性平衡方程的高度场、风场,并导出温度场。

4.2 反演结果验证

图 4 是 2006 年 6 月 4 日 20 时 850 hPa 位势高度和相对涡度以及满足非线性方程 EPV 反演的位势高度和相对涡度的分布,由图可以比较,反演得到的高度场的分布形势非常类似于分析的高度场,高度值出现系统性偏高的现象。Chen 等^[18]对梅雨锋进行位涡反演分析后指出,由于非线性平衡方程条件的约束,在 EPV 反演中仅仅保留了气流的旋转部

分,因此高度值出现系统性的偏高,这种结果是可以接受的。另外反演的高度场更加平滑,这也是 EPV 反演不可避免的缺陷。在相对涡度场上,由反演的平衡风场计算出的涡度场与分析涡度场的分布形势基本一致,尽管反演导出的涡度场在梅雨锋的北部有一个比分析场范围大一些的负涡度区,但是反演导出的涡度场很好地描述了与梅雨锋有关的正涡度带,因此反演结果对于梅雨锋的分析是可行的。

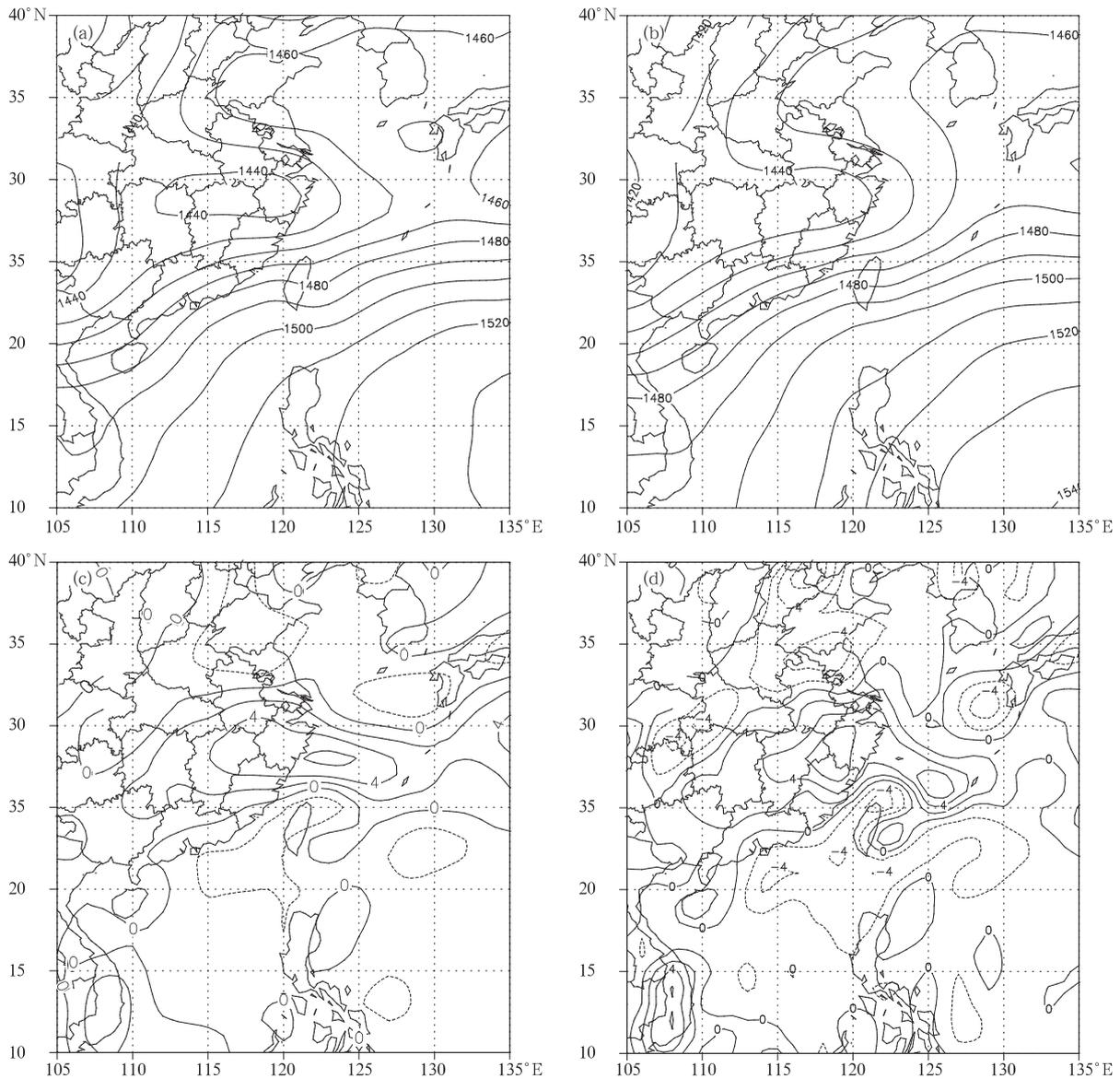


图 4 2006 年 6 月 4 日 20 时 850 hPa 位势高度(gpm)(a)和相对涡度(10^{-5} s^{-1})(c)以及满足非线性平衡方程 Ertel 位涡反演的位势高度(b)和相对涡度(d)的分布

Fig. 4 Distributions of (a) 850 hPa geopotential height (gpm), (c) relative vorticity (10^{-5} s^{-1}), and corresponding Ertel-inversed (b)geopotential height and(d) relative vorticity satisfying the nonlinear balanced equation at 20:00 BST 4 June 2006

4.3 平衡流的演变

EPV 反演得到的气流满足非线性平衡方程, 为非线性平衡流, 由于它具有准平衡性, 因此分析平衡流的演变与梅雨锋及暴雨的关系有着重要的意义。图 5 是梅雨锋不同发展阶段满足非线性平衡方程 EPV 反演得到的 850 hPa 上的无辐散风及其相对涡度分布情况。可见在梅雨锋的形成阶段(3 日 20 时), 湖北北部存在一个弱的气旋性环流, 对应有一个正涡度中心, 这个气旋性环流造成了该地区降水的发生, 对西段梅雨锋形成有重要的作用。江南以南地区, 一支强劲的西南气流开始在梅雨锋南侧建立起来。在朝鲜半岛地区有一个弱的 α 中尺度反气旋环

流, 反气旋环流的底部还没有形成明显的偏东风, 因此梅雨锋的东段(福建北部到浙江南部地区)仍然是西南风和偏南风的弱切变, 此时该地区还没有明显的降水产生。梅雨锋发展和维持阶段(5 日 08 时), 朝鲜到华北东部地区建立起一个强大的反气旋环流, 反气旋环流底部的偏东风与梅雨锋南侧强的西南气流构成了梅雨锋切变线, 且梅雨锋东段平衡流形成的切变比西段强(正涡度值大), 因而强降水也主要发生在梅雨锋东段(图略)。由此可见, 与第 2 部分分析的一致, 梅雨锋南北两侧准平衡的高压环流系统在梅雨锋的形成、维持和发展中起到重要的作用。梅雨锋快速南压阶段(7 日 14 时), 存在着

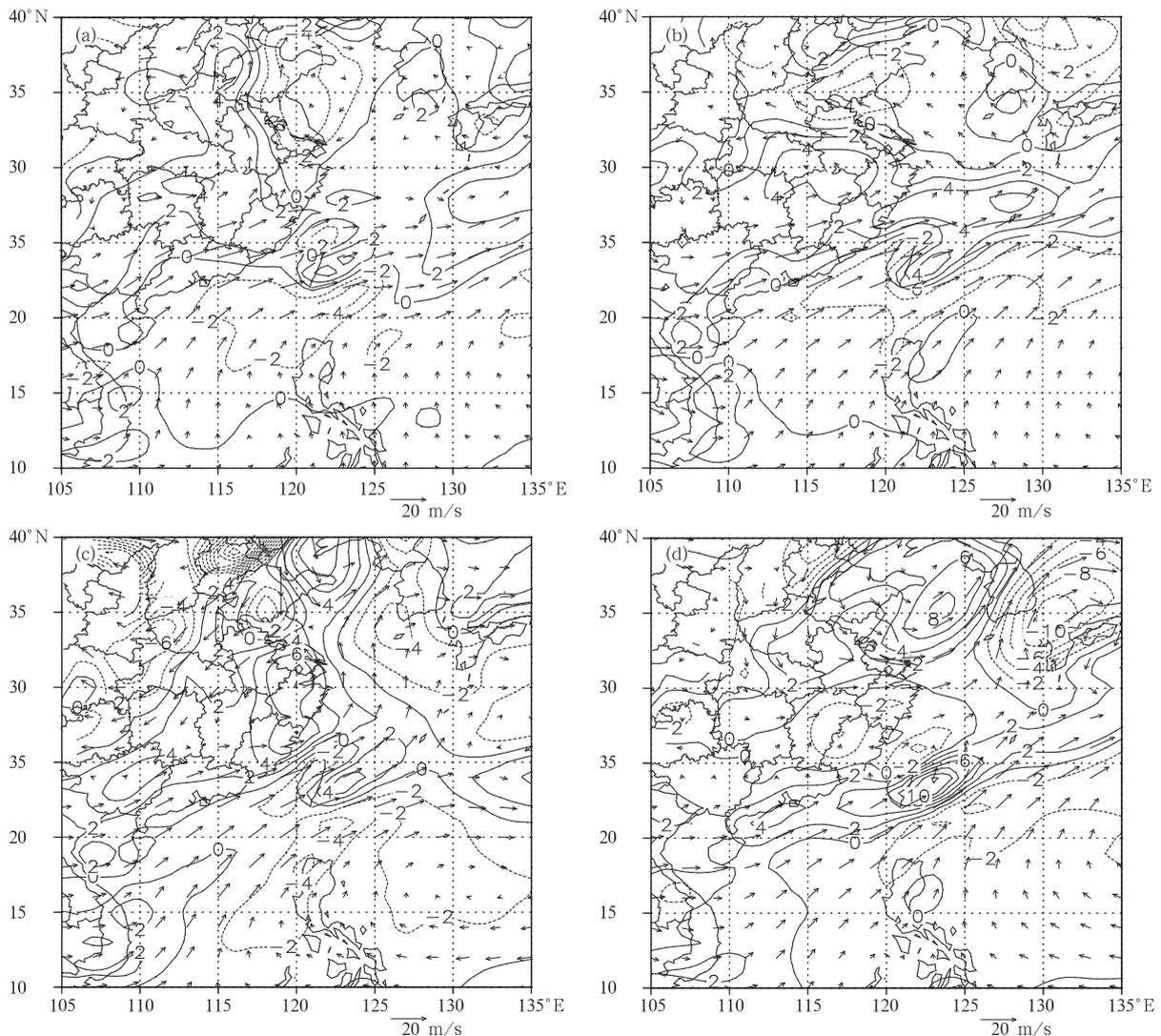


图 5 梅雨锋不同发展阶段 EPV 反演得到的 850 hPa 上的平衡风(m/s)及其相对涡度分布(10^{-5} s^{-1})

(a. 3 日 20 时, b. 5 日 08 时, c. 7 日 14 时, d. 10 日 08 时)

Fig. 5 EPV-inversed balanced winds (vector; m/s) and its relative vorticity (10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa during the periods of Meiyu front's formation and development

(a. 20:00 BST 3; b. 08:00 BST 5; c. 14:00 BST 7; d. 08:00 BST 10)

一个重要的主导系统:一个强大的华北低槽(冷式切变线),它推动梅雨锋快速南压,此时梅雨锋北部的高压反气旋环流东移到朝鲜半岛南部,梅雨锋南侧的西南低空急流也随之南压。10日08时,华北地区又开始形成一个新的低槽,梅雨锋已经南压到 22°N 以南地区。

上述分析可见,通过满足非线性平衡方程 EPV 反演得到的平衡流,虽然它是无辐散风(旋转风),但它在很大程度上代表了实际气流,因此无辐散风是实际风的主要分量。非线性平衡流的演变对于梅雨

锋的形成、发展以及移动等起着重要的作用。

4.4 非平衡流的演变

假定实际风 v 可以分解成旋转风(无辐散风 v_{ψ} ,由流函数求得)和辐散风(无旋风 v_{ϕ} ,由势函数求得)两部分 $v=v_{\psi}+v_{\phi}$,则由 EPV 反演求得平衡风(无辐散风)之后,用实际风减去平衡风,则可以得到非平衡风(无旋风)。

图 6 是梅雨锋不同发展阶段 850 hPa 上的非平衡风(无旋风)及其散度分布。在梅雨锋形成阶段(图 6a),在梅雨锋上有两个辐合中心,这两个辐合

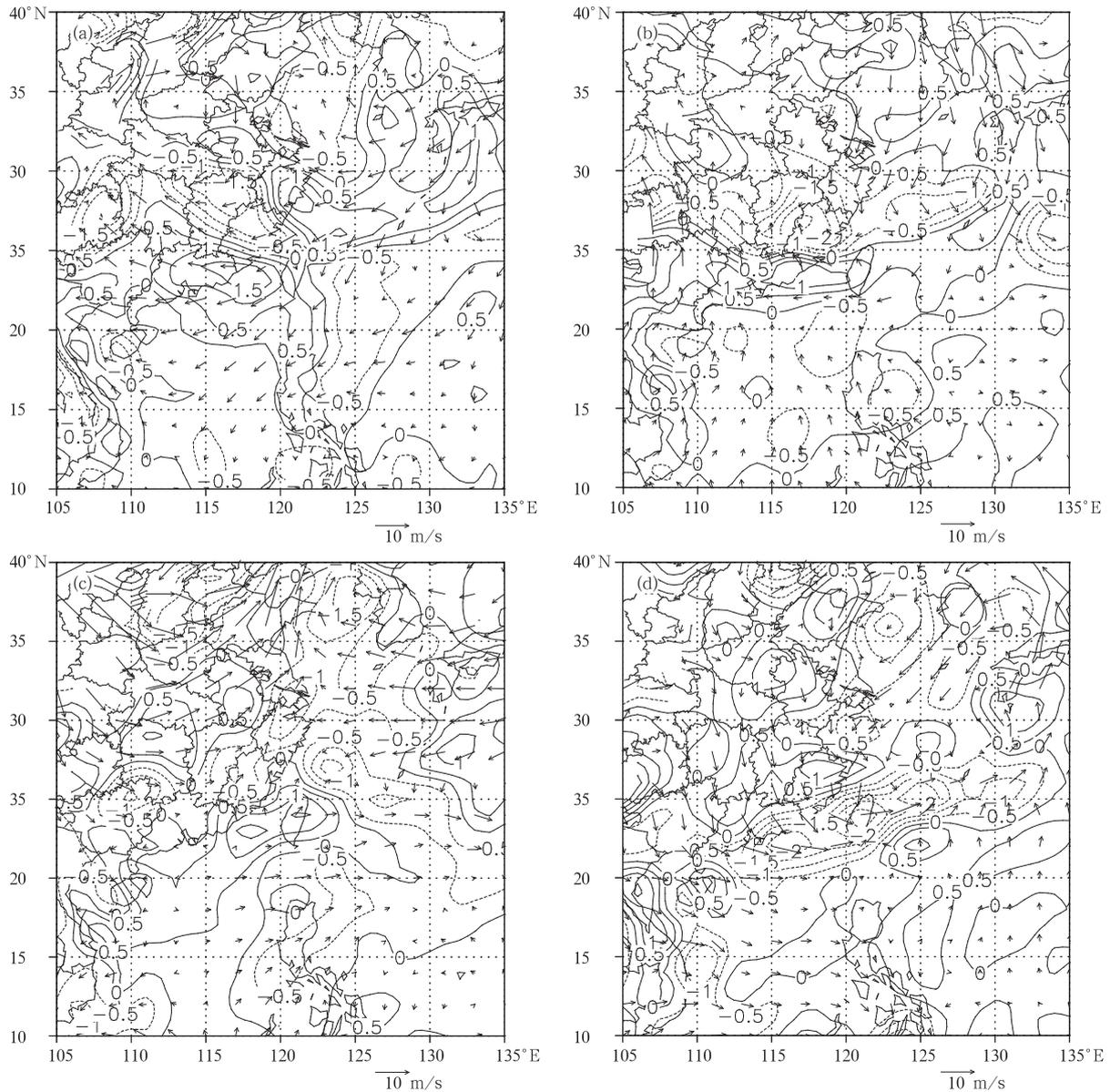


图 6 梅雨锋不同发展阶段 EPV 反演得到的 850 hPa 上的非平衡风(m/s)及其散度分布(10^{-5} s^{-1})

(a. 3日20时, b. 5日08时, c. 7日14时, d. 10日08时)

Fig. 6 EPV-inversed unbalanced winds (vector; m/s) and its divergence (solid line; 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa during the periods of Meiyu front's formation and development

(a. 20:00 BST 3, b. 08:00 BST 5, c. 14:00 BST 7, d. 08:00 BST 10)

中心正好对应于梅雨锋形成初期阶段的降水中心。这两个辐合中心的形成与 3 支非平衡流有关:一支是来自朝鲜半岛到华北东部高压底部的偏东气流,一支是来自华北东部的偏北气流,而这两支气流都源于梅雨锋北侧的高压带,另一支则是梅雨锋南侧的偏南气流。在梅雨锋的维持和发展期间(图 6b),梅雨锋上一直维持一条准东西向的辐合带,它的形成主要与来自华北东部高压偏北的辐散风和梅雨锋南侧的偏南辐散气流有关,即这两支重要的辐散气流仍与梅雨锋两侧的高压系统有关。在梅雨锋快速南压阶段(图 6c),形成梅雨锋辐合带的辐散气流是来自华北深厚低槽后部的西北风和槽底的偏西风,此时辐合带也呈东北西南向。10 日 08 时,当梅雨锋完全南压到海上的时候,辐合带也南压到海上,此时形成辐合带的主要辐散气流是来自中纬度的偏北气流(图 6d)。

上述分析表明,形成梅雨锋辐合带的非平衡气流仍然主要与梅雨锋两侧的高压系统有关,尤其是北侧的高压系统以及低槽的活动有关。在梅雨锋形成和较稳定地维持阶段,来自朝鲜半岛到华北东部地区高压带(或华北高压)的非平衡流(偏北气流)对于梅雨锋辐合带的形成是主要的,在梅雨锋快速南压阶段,来自华北低槽的非平衡流成了辐合带形成的主要因子。尽管如此,相对于平衡流而言,非平衡流的演变不具有连续性,因而也就很难具有预测性。

5 梅雨锋暴雨系统的位涡扰动反演诊断

5.1 位涡分离

根据研究的需要,可以把位涡扰动分离成不同的部分,来考察不同位涡扰动的影响。Davis 等^[21]把 1000—100 hPa 的位涡扰动分成下边界层的位温扰动(1000 和 900 hPa 的插值)、对流层中低层的扰动(850—500 hPa)和高层位涡扰动(400—100 hPa)。Chen 等^[18]在利用 EPV 反演研究梅雨锋形成机制时进一步将对流层中低层位涡分离成与潜热释放有关和无关的位涡。但是所用的资料是 10 层的资料,没有考虑到边界层作用。这里利用 NCEP 每 6 h 21 层(1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)的资料,可以考虑边界层的

作用,因此在上述研究的基础上进一步将位涡分离成以下部分:(1)下边界的位温扰动(1000 和 975 hPa 位温的插值);(2)边界层(对流层低层)的位涡扰动(975—900 hPa 的位涡扰动);(3)对流层中低层与潜热释放有关的位涡扰动(850—500 hPa 相对湿度 $\geq 70\%$ 的正位涡扰动);(4)对流层中低层与潜热释放无关的位涡扰动(850—500 hPa 相对湿度 $< 70\%$ 的正位涡扰动和其他位涡扰动);(5)对流层高层的位涡扰动(450—150 hPa 的位涡扰动)。来分析下边界位温扰动过程、边界层过程、对流层中低层非绝热加热和干过程以及高层位涡对梅雨锋的不同作用。对位涡扰动进行上述分离,是基于如下假设:下边界位温扰动与地面加热等物理过程有关,边界层位涡扰动的产生与边界层同地面之间的潜热感热交换以及摩擦等物理过程有关,对流层中低层潜热释放造成的非绝热加热产生了湿大气的正位涡,对流层高层大气的位涡扰动对对流层低层大气有一定的作用。

5.2 下边界位温异常的影响

Bretherton 等^[22]指出,下边界正的位温异常具有相当于正位涡异常(扰动)的效果,反之亦然。负的位温异常(冷空气)通过静力平衡,在下边界上方的层次反映为一个槽,从而抵消 θ' 的效应。Holopainen 等^[23]讨论了下边界位温扰动和其上位涡扰动的相互抵消发生在薄的层次内。下边界位温异常对梅雨锋暴雨系统有何影响呢?图 7 是梅雨锋不同发展阶段下边界位温扰动反演得到的 850 hPa 上的平衡风和相对涡度。在梅雨锋形成阶段(3 日 20 时),下边界位温扰动不利于梅雨锋的形成,其平衡风的最强负涡度为 $-0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在准东西向梅雨锋维持阶段(5 日 08 时),下边界位温扰动则不利于梅雨锋的维持,其平衡风涡度带与梅雨锋一样也呈东西向,最强负涡度为 $-1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在梅雨锋开始快速南压阶段(7 日 02 时),下边界位温扰动的作用仍然为负,不利于梅雨锋的发展,最强负涡度为 $-0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。当梅雨锋南压到海上的时候,下边界位温扰动反演的平衡风负涡度带也与梅雨锋一样呈东北—西南向。可见,在梅雨锋的形成、发生发展以及东移南压过程中,下边界位温扰动似乎总是不利于梅雨锋的形成、维持和发展。

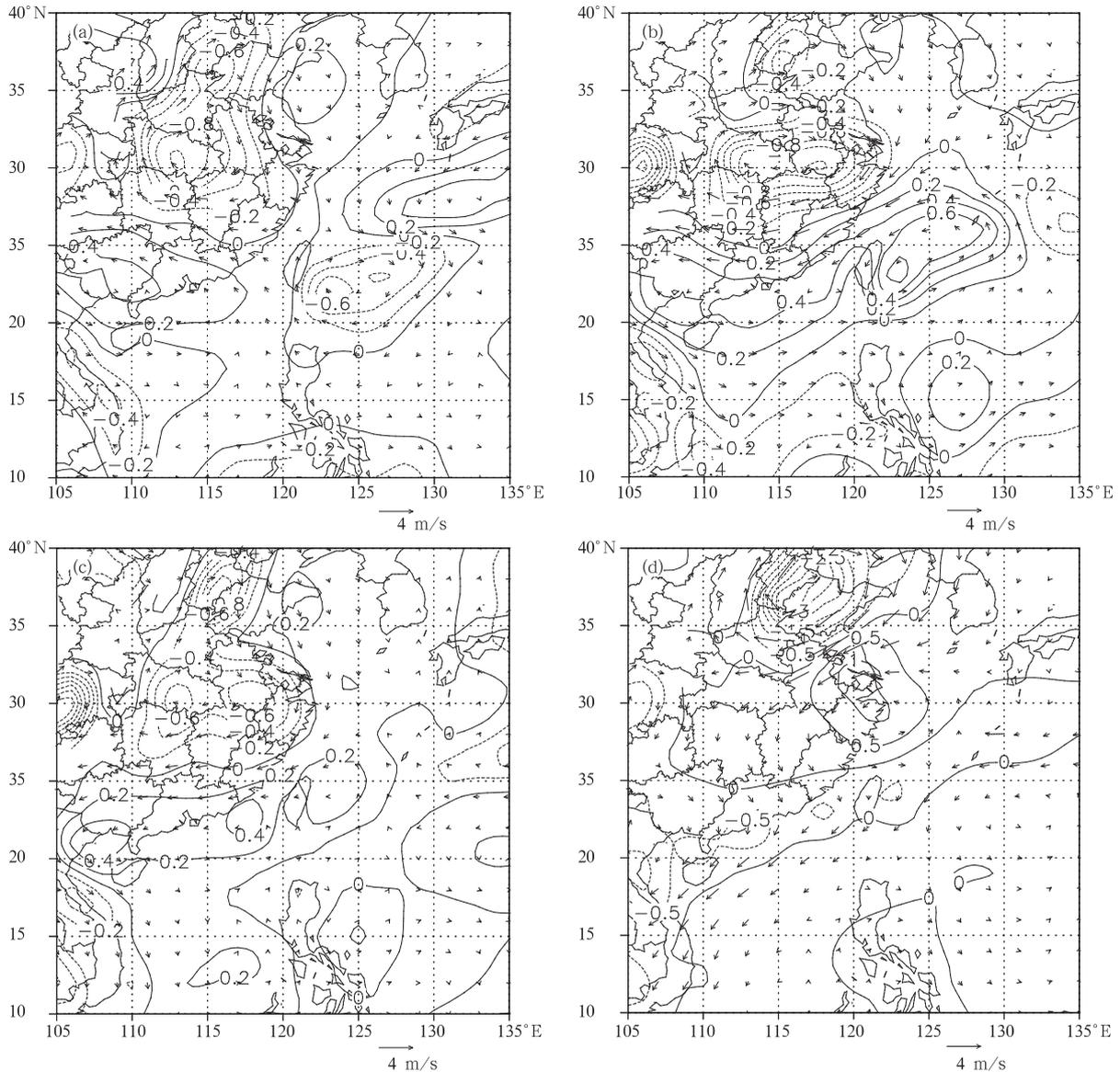


图7 梅雨锋不同发展阶段下边界位温扰动反演得到的850 hPa上的平衡风(m/s)和相对涡度(10^{-5} s^{-1})
(a. 3日20时, b. 5日08时, c. 7日02时, d. 10日08时)

Fig. 7 EPV-inversed balanced winds (vector; m/s) and its relative vorticity (solid line; 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa induced from lower boundary potential temperature perturbation during the periods of Meiyu front's formation and development
(a. 20:00 BST 3, b. 08:00 BST 5, c. 02:00 BST 7, d. 08:00 BST 10)

为什么下边界位温扰动不利于梅雨锋的形成、维持和发展呢? 详细分析近地面的位温扰动发现, 这是因为梅雨锋近地面温度相对于梅雨锋南北两侧要相对低(这主要是由于梅雨锋上降水蒸发以及梅雨锋云带对太阳辐射的阻挡作用导致近地面温度降低造成的), 且沿着梅雨锋为一条负的位温扰动带。值得指出的一点是, 由于近地面位温扰动受到太阳辐射的影响很大, 因而它具有很大的日变化特征, 尤

其是梅雨锋以北的少云区, 这种日变化会更加明显, 日变化对比度最大的时间为每日的14时和02时(每6h一次的分析), 两者的地面位温扰动甚至可以相反, 因而反演出的平衡风环流也相反。图8分别是5日14时和6日02时下边界位温扰动反演得到的850 hPa上的平衡风和相对涡度。可见, 在梅雨锋的北侧(华北地区), 5日14时(午后)在华北地区为正的位温异常, 反演出的是一个气旋性涡旋, 正

的涡度达到 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 可见下边界位温扰动对梅雨锋暴雨系统有明显的贡献。而在梅雨锋带上, 下边界位温扰动为负, 对梅雨锋为负贡献。6 日 02 时

(午夜), 在梅雨锋北侧为负的位温异常, 反演出的是一个反气旋环流, 负涡度达到 $-1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 在梅雨锋上涡度也为负。

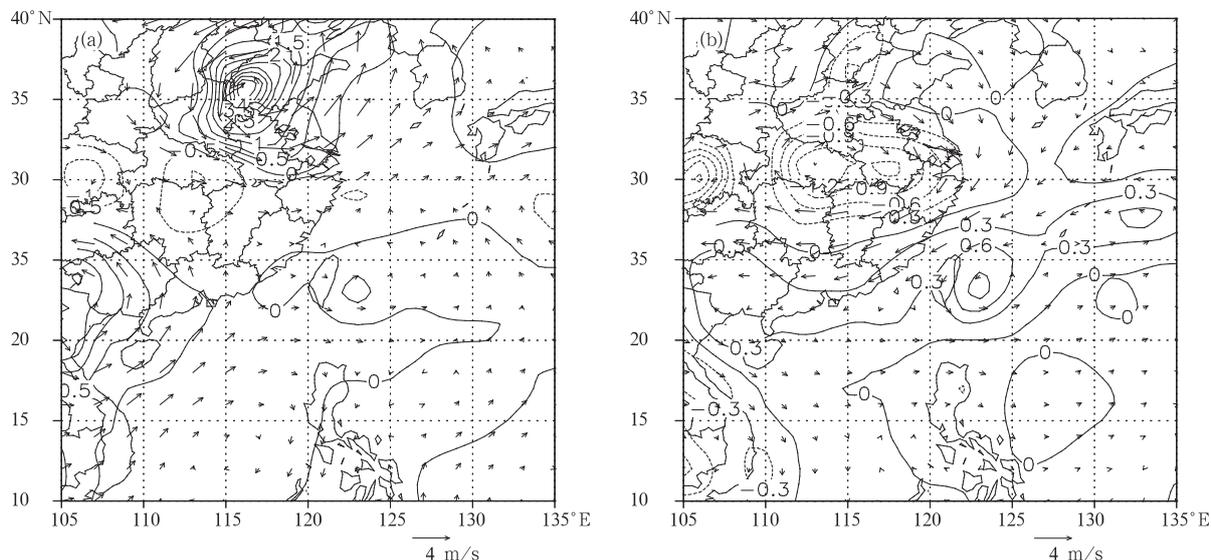


图 8 下边界位温扰动反演得到的 850 hPa 上的平衡风(m/s)和相对涡度(10^{-5} s^{-1})(a. 5 日 14 时, b. 6 日 02 时)

Fig. 8 Same as Fig. 7 but for (a) 14:00 BST 5 and (b) 02:00 BST 6

5.3 低层(边界层)位涡扰动的影响

边界层过程在暴雨系统发展中起到不可忽视的作用。桑建国等^[24]的研究结果表明大气边界层过程在动量、热量、水汽等垂直输送中起着重要作用。翟国庆等^[25]发现边界层内中尺度辐合线上的小扰动对暴雨有触发作用。边界层物理过程主要为边界层大气与地面的潜热和感热交换以及地面摩擦对边界层大气的影 响等, 边界层内位涡的制造主要与边界层内的物理过程有关。边界层的位涡扰动有什么样的影响呢? 图 9 是梅雨锋不同发展阶段低层位涡反演得到的 850 hPa 上的平衡风和相对涡度。在梅雨锋形成阶段, 低层位涡反演的平衡风在湖南北部、江西北部 and 湖北南部形成了一个弱的气旋性环流, 而这一地带恰好对应着梅雨锋雨带。这个弱的气旋性环流对应一个正涡度中心, 平衡风的相对涡度为梅雨锋贡献了一定的正涡度, 达到 $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在梅雨锋维持和发展阶段, 低层位涡反演的平衡风贡献的正涡度带呈准东西向, 带上的正涡度中心东移到福建北部和浙江南部地区, 正涡度值为 $0.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 此时强降水也东移到这一地区, 这表明边界层的位涡扰动与梅雨锋暴雨系统密切相关。当梅雨锋快速南压时, 平衡风贡献的正涡度带西段快速

南压, 整个涡度带变成东北—西南向。当东北—西南向的梅雨锋南压到 22°N 以南的时候, 此时低层位涡贡献的正涡度带也随之南压, 正涡度值为 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 达到最大值, 低层位涡对梅雨锋的影响也达到最强。另外在江南到华北东部以东地区存在一个强的东北—西南向的正涡度带, 最强相对涡度达到 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 它与华北低槽有关。

从低层位涡扰动反演的平衡风计算的相对涡度来看, 低层位涡对于梅雨锋的维持和发展起到了一定作用, 且这种作用随着梅雨锋天气系统的演变会发生一定的变化, 这说明边界层内物理过程制造的位涡扰动对梅雨锋的形成、维持和发展是有影响的, 因此有必要深入研究边界层过程对梅雨锋暴雨系统的作用。

5.4 中低层位涡扰动的影响

5.4.1 中层与非绝热加热有关的正扰动位涡的影响

有关潜热释放等非绝热加热过程对暴雨系统的影响及其相互作用已有大量的研究。Durrant 等^[26]认为潜热释放可以减小大气的静力不稳定。Hoskins 等^[11]进一步认为, 当潜热加热减小大气的静力不稳定度后, 会增强与上下边界层位涡扰动有

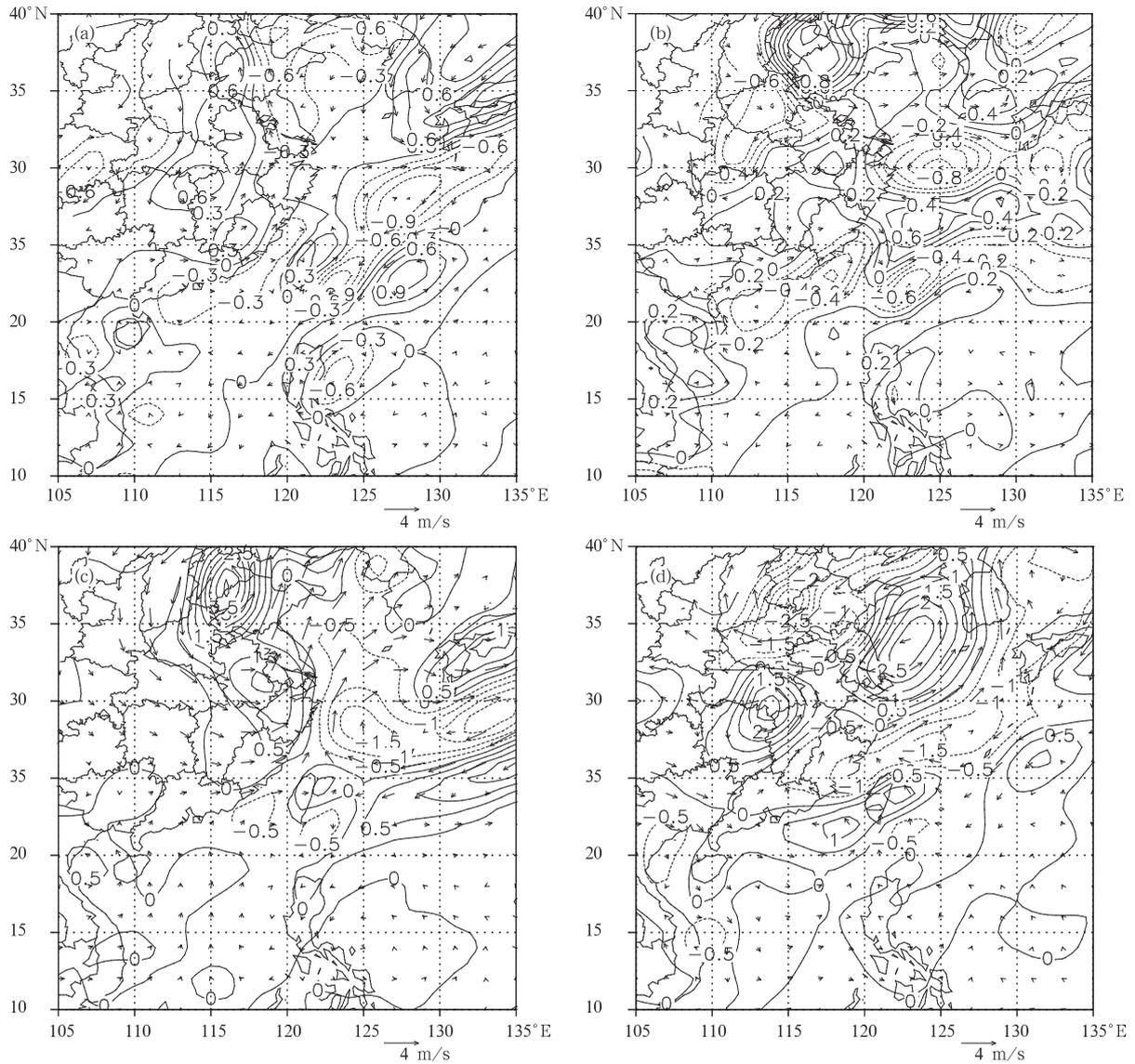


图9 梅雨锋不同发展阶段低层位涡扰动反演得到的850 hPa的平衡风和相对涡度(10^{-5} s^{-1})

(a. 3日20时, b. 5日08时, c. 7日02时, d. 10日08时)

Fig. 9 Same as Fig. 7 but inversed from potential vorticity perturbation in the lower layer (1000–850 Pa) of the troposphere

关的环流的穿透能力,增强这些波的相互作用。Chen等^[18]的研究表明,梅雨锋降水释放的潜热对于梅雨锋的增强和锋生有重要的作用。数值模拟试验^[27-28]也证实了潜热释放(积云对流)在LLJ的形成中的重要性。因此,潜热释放在降水天气系统的发展和维持中都有着重要的作用。这里利用与非绝热有关的位涡进行反演,探讨非绝热过程在此次梅雨锋形成、维持和发展中的作用。图10是梅雨锋不同阶段对流层中低层与潜热释放有关的正位涡反演得到的850 hPa上的平衡风和相对涡度。可见,在

梅雨锋形成阶段,梅雨锋降水主要发生在梅雨锋西段—湖北北部和江西北部地区,此时与潜热释放有关的正扰动位涡反演的平衡风在这一地区形成一个气旋性涡旋,正涡度达到 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,它与梅雨锋带上实际风计算的正涡度值相当。当梅雨锋降水东扩到梅雨锋东段的时候,反演的平衡风形成一个准东西向的正涡度带,最大正涡度中心也向东移,最强正涡度仍可达 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,正涡度带上的最大涡度中心与强降水区一致,这也从侧面说明降水造成的潜热释放在对流层中低层的位涡制造中起到重要的

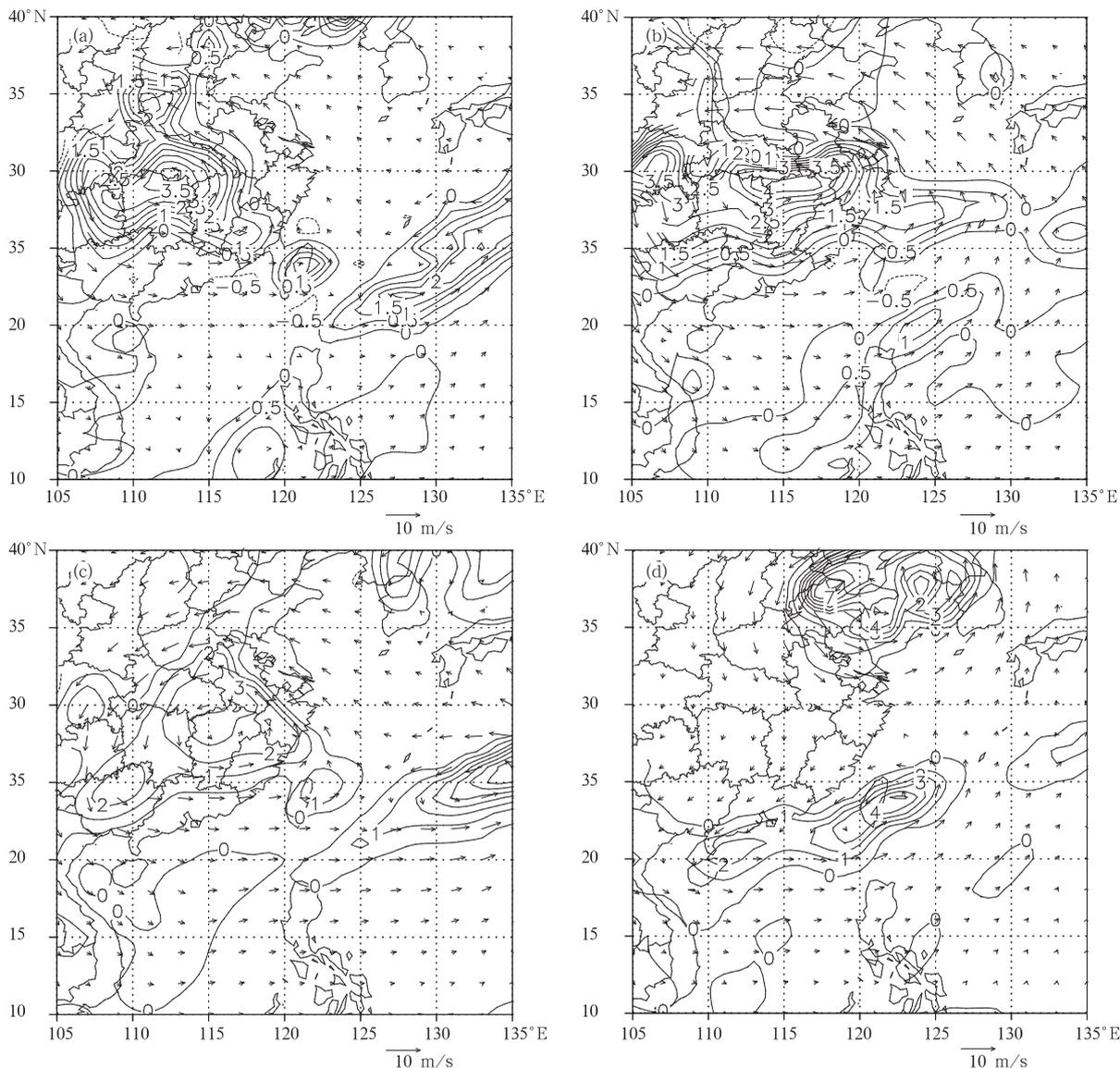


图 10 梅雨锋不同发展阶段对流层中低层与潜热释放有关的正位涡扰动反演得到的 850 hPa 的平衡风(m/s)和相对湿度(10^{-5} s^{-1})
(a. 3 日 20 时, b. 5 日 08 时, c. 7 日 02 时, d. 10 日 08 时)

Fig. 10 Same as Fig. 7 but inverted from positive potential vorticity perturbation related to diabatic heating in the middle-lower layer (1000–500 hPa) of the troposphere

作用,而这种位涡扰动又会进一步影响梅雨锋上的暴雨天气系统。当梅雨锋雨带演变成东北—西南向的时候,与潜热释放有关的正位涡扰动反演的平衡风也形成一个东北—西南向的正涡度带,正涡度带上的最大涡度中心仍然对应着梅雨锋上的强降水中心。在梅雨锋南压到海上的时候,此时反演的平衡风形成的正涡度带也呈东北—西南向南压入海,这个正涡度带与梅雨锋带位置一致。

由此可见,与潜热释放有关的正扰动位涡对梅

雨锋的形成、维持和发展有着重要的作用,它反演出的平衡风正涡度带与梅雨锋一致,其涡度值接近于梅雨锋上实际风计算出的正涡度值,且最大正涡度中心与梅雨锋上的强降水中心相对应。因此,潜热释放的非绝热物理过程可能是梅雨锋上的暴雨天气系统发生发展的重要物理机制之一。

5.4.2 中低层与潜热释放无关的其他位涡扰动的影响

在与潜热释放无关的其他扰动位涡反演得到的

850 hPa 平衡风和相对涡度图(图 11)上,可以发现,在梅雨锋的形成阶段(图 11a),梅雨锋以北的河南北部地区存在一个气旋性环流,它有利于梅雨锋的形成,其最强正涡度为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在梅雨锋维持阶段(图 11b),在湖北东部地区形成一个气旋性环流,该气旋性环流略偏离梅雨锋,位于梅雨锋北侧,其最强正涡度为 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,有利于梅雨锋的维持。在梅雨锋西段快速南压阶段(图 11c),河南北

部到湖北东部为一气旋性环流,环流中心的正涡度达到 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,其环流底部的西南气流有利于梅雨锋维持和发展。当梅雨锋南压到海上的时候(图 11d),在梅雨锋北侧为一个强大的反气旋环流,细致分析反演结果发现,这个反气旋性环流形成于 8 日 08 时,此时正好福建北部的降水带结束,之后这个反气旋环流东移南压,推动梅雨锋移动到海上。因此,该反气旋环流对梅雨锋的东移南压起到了重要的作用。

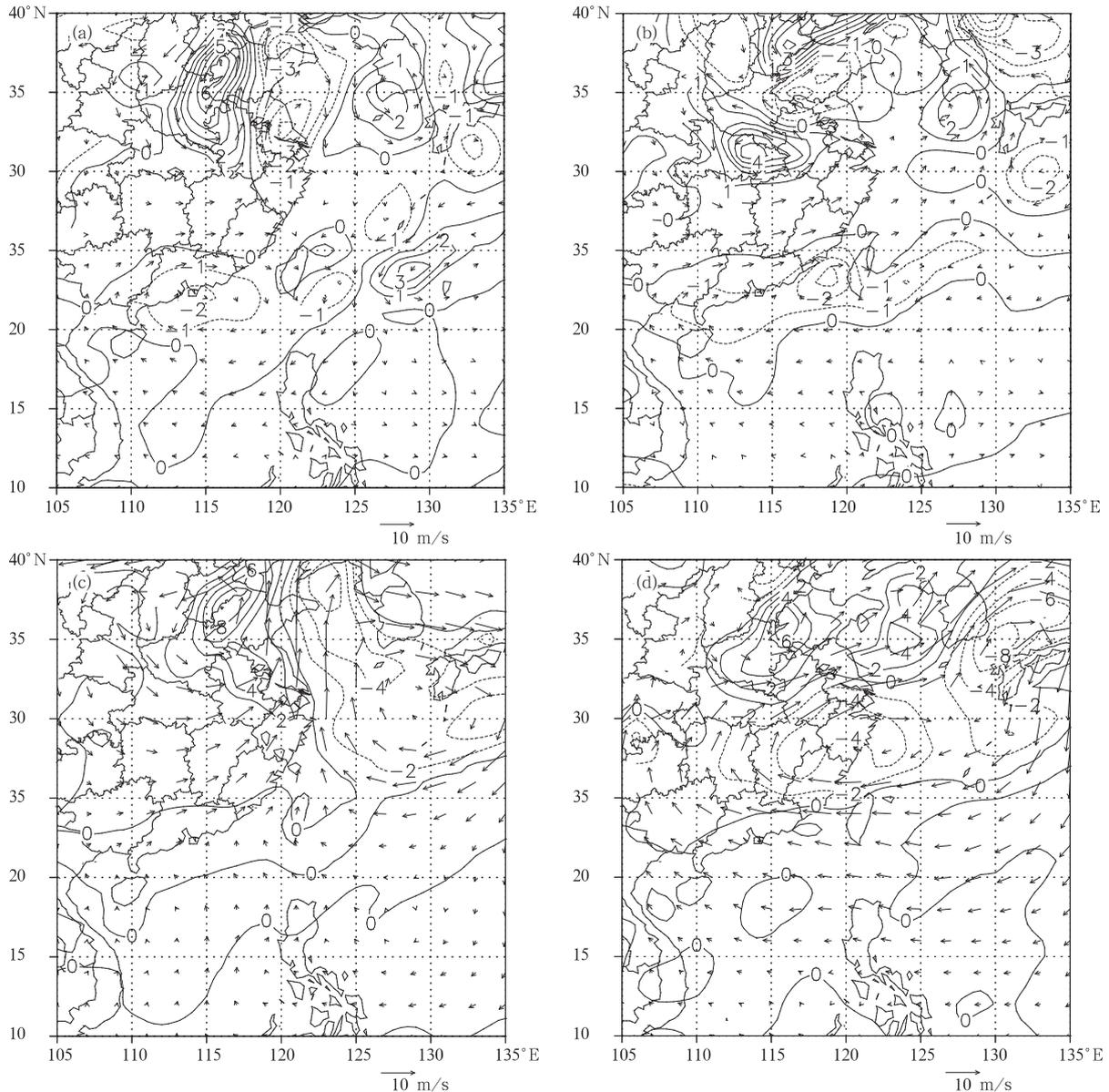


图 11 梅雨锋不同发展阶段对流层中低层与潜热释放无关的其他扰动位涡反演得到的 850 hPa 上的平衡风(m/s)和相对涡度(10^{-5} s^{-1})(a. 3 日 20 时, b. 5 日 08 时, c. 7 日 02 时, d. 10 日 08 时)

Fig. 11 Same as Fig. 7 but inverted from rest potential vorticity perturbation unrelated to diabatic heating in the middle-lower layer (1000–500 hPa) of the troposphere

5.5 高层位涡扰动的影响

Hoskins 等^[11] 研究指出,平流层的正位涡扰动可以从平流层向下伸到对流层中层诱发气旋性环流,这个气旋性环流可以穿过整个对流层到达近地面。Young 等^[29] 也发现中纬度干侵入具有高的 PV 舌,它可以从 PV 丰富的平流层向下延伸到低纬度,在其成熟位相期间,可以观测到平流层的 PV 舌进

一步发展并产生气旋性弯曲形成近地面的大尺度(1000—2000 km)涡旋。但是,Chen 等^[18] 对梅雨锋的研究则指出,对流层高层的位涡对梅雨锋为负的贡献。那么,高层位涡扰动对此次梅雨锋有什么样的作用呢?图 12 是梅雨锋不同阶段高层位涡扰动反演得到的 850 hPa 上的平衡风和相对涡度。可以清楚地见到,在梅雨锋发展阶段,高层位涡扰动对

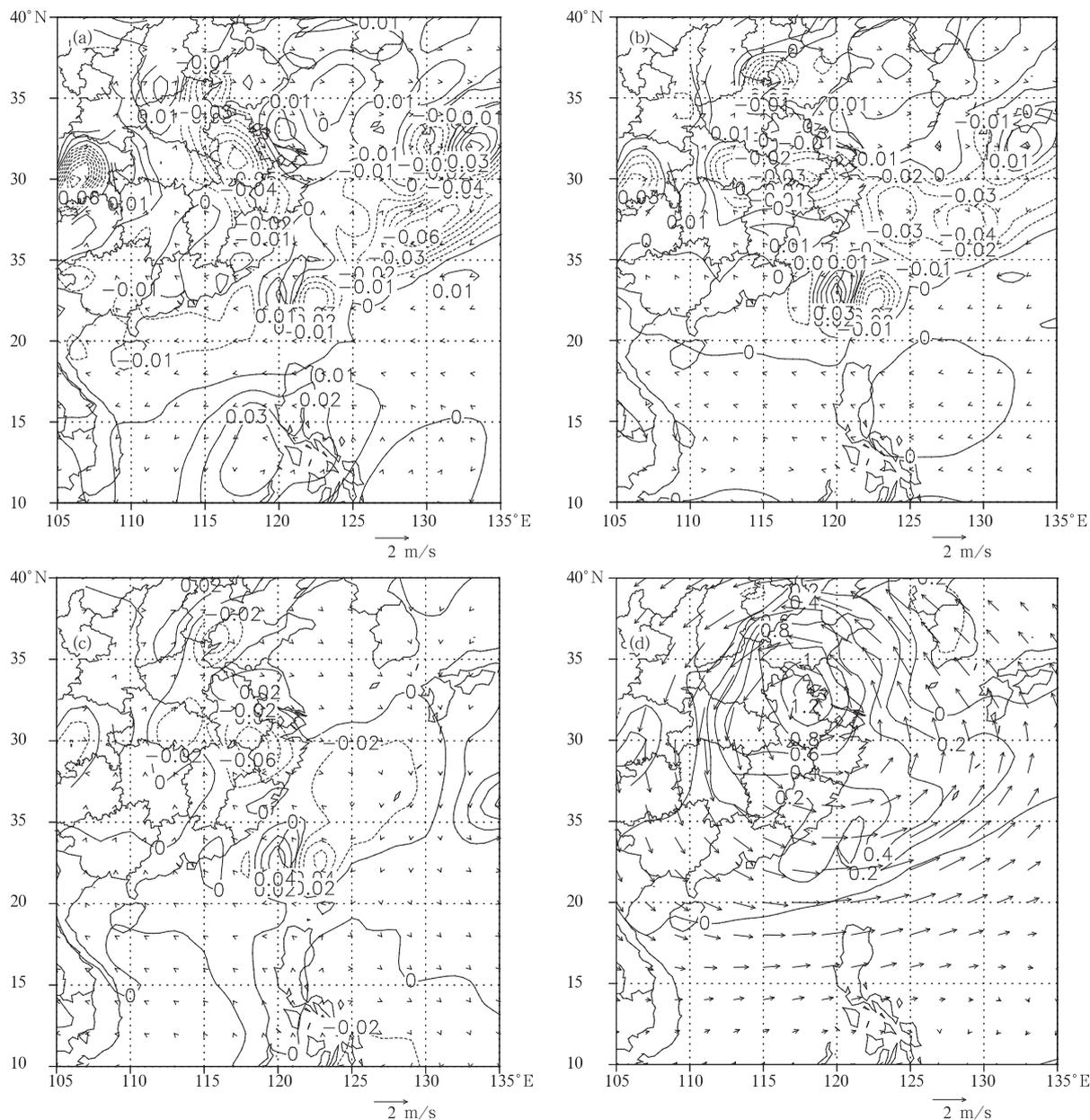


图 12 梅雨锋不同发展阶段高层位涡扰动反演得到的 850 hPa 上的平衡风(m/s)和相对涡度(10^{-5} s^{-1})

(a. 3 日 20 时, b. 5 日 08 时, c. 7 日 02 时, d. 10 日 08 时)

Fig. 12 Same as Fig. 7 but inversed from potential vorticity perturbation in the upper layer (500—100 hPa) of the troposphere

梅雨锋的作用并不太大,在福建北部到江西西北部地区,其平衡风涡度为负,最强负涡度仅为 $-0.06 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,而在湖南北部地区的平衡风涡度为正,最强正涡度也只有 $0.02 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 12a)。在准东西向梅雨锋维持的时候,高层位涡扰动对梅雨锋的作用仍然不大,在梅雨锋雨带上的强降水区(福建北部到浙江南部)的平衡风涡度为负(图 12b),最强负涡度为 $-0.03 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在梅雨锋快速南压演变成东北—西南向的时候(图 12c),高层位涡扰动对梅雨锋的作用为负,尤其是对福建北部的强降水区,最强负涡度为 $-0.04 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。但是当梅雨锋进一步南压,大陆上雨带消失的时候,此时由于深厚华北低槽发展,高层位涡扰动在 850 hPa 上诱发了一个气旋性涡旋(图 12d),其中心位于江淮地区,最强正涡度达到 $1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。此时该气旋性涡旋在梅雨锋以北地区,梅雨锋上平衡风的最强正涡度为 $0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

在梅雨锋的形成、发展、维持和快速南压阶段,总体而言高层位涡扰动对梅雨锋的影响为负,尤其是梅雨锋带上的强降水区,但这种作用相对于其他位涡扰动来说要弱得多。而在梅雨锋南压到海上的时候,由于华北深厚低槽的发展、东移和南压,高层位涡扰动在梅雨锋以北地区诱发出气旋性涡旋,它对梅雨锋的发展和维持起到了一定作用,但是它并不利于梅雨锋在局地维持,正是该深厚低槽后部的西北风推动梅雨锋快速南压入海。因此,在梅雨锋的不同发展阶段,高层位涡扰动对梅雨锋系统的作用可能不同。

6 结论和讨论

本文对一次引发福建北部连续性暴雨的梅雨锋天气过程进行了详细地分析,探讨了梅雨锋演变过程中不同阶段的大气环流特征,以及梅雨锋的主要天气系统。并利用位涡反演技术,分离与不同物理过程有关的位涡扰动进行反演,探讨不同物理过程在梅雨锋的形成、发展和维持中的作用。主要结论如下:

(1) 梅雨锋形成和发展过程中的主要天气形势为:在对流层中低层 850 hPa 上存在着两个重要的高压系统——西太平洋副热带高压和从朝鲜伸到华北东部的高压带(或华北高压),梅雨锋位于南北两个高压系统之间的低压带中。500 hPa 上中纬度地区为较为平直西风气流,平直西风气流中不断

有短波槽东移影响梅雨锋降水。200 hPa 西风急流位于 30°N 以北地区,急流轴上有多个急流核形成并向东传播,梅雨锋上的强降水区位于急流核入口区的右侧。100 hPa 南亚高压稳定维持,其脊线位于 $27^\circ\text{—}28^\circ\text{N}$,梅雨锋位于高层西北风和东北风的发散气流中。华北低槽的东移南压是梅雨锋快速东移南压的主要原因,该低槽槽后的西北气流推动梅雨锋快速南压入海。

(2) 梅雨锋与对流层低层(850 hPa)位涡有着密切的联系,用位涡可以表示梅雨锋。梅雨锋上正的位涡扰动区和梅雨锋带上的主要强降雨区一致,位涡扰动可能与梅雨锋降水释放的凝结潜热反馈有关,即非绝热加热制造了对流层低层梅雨锋带上的位涡。

(3) 满足非线性平衡方程 EPV 反演得到的平衡流在很大程度上代表了实际气流,因而它是实际风的主要分量,非线性平衡流的演变对于梅雨锋的形成、发展以及移动等起着重要作用。梅雨锋辐合带的非平衡气流主要与梅雨锋两侧的高压系统有关,尤其是与北侧的高压系统以及低槽的活动有关:来自朝鲜半岛到华北东部地区高压带(或华北高压)的非平衡流(偏北气流)是稳定维持阶段梅雨锋辐合带的主要辐合气流,而在梅雨锋快速南压阶段,来自华北低槽的非平衡流是梅雨锋辐合带形成的主要因子。

(4) 不同位涡扰动的反演诊断表明,低层扰动位涡对于梅雨锋的发生、发展和维持起到了一定作用,但它在梅雨锋发生发展的不同阶段所起的作用可能不同,因此有必要注意边界层内的物理过程制造的位涡扰动在梅雨锋维持和发展所起的作用。总体而言,高层位涡扰动并不利于梅雨锋的形成、维持和发展,尤其是在梅雨锋带上的强降水区,且相对于其他位涡扰动而言,它的影响要小,但当华北深厚低槽发展东移南压的时候,高层位涡扰动对梅雨锋的作用明显增强。下边界位温扰动也不利于梅雨锋的形成、维持和发展,这是由于梅雨锋带上降水蒸发以及梅雨锋云带对太阳辐射的阻挡作用使得近地面温度相对低造成的。由于近地面位温扰动受太阳辐射的影响很大,它具有一定的日变化,因而可能对梅雨锋上的暴雨系统产生不同的影响。

(5) 与潜热释放有关的正位涡是对梅雨锋形成、维持和发展有主要影响的因子之一,它反演出的平衡风正涡度带与梅雨锋区一致,其平衡风正涡度

接近于梅雨锋区上实际风计算的正涡度值,且最大正涡度中心与梅雨锋上的强降水中心相对应,因此与降水凝结潜热有关的非绝热物理过程可能是梅雨锋上暴雨系统发生、发展和维持的重要物理机制之一。与潜热释放无关的其他扰动位涡对梅雨锋也有一定的影响,在梅雨锋后期,该扰动位涡反演出的反气旋环流对梅雨锋的东移南压起到了一定的作用。

值得指出的是,本文只是对一次梅雨锋连续暴雨天气过程个例进行位涡反演诊断,对不同环流形势下的梅雨锋暴雨天气过程,不同的位涡扰动在梅雨锋暴雨天气系统的发生、发展和维持过程中的作用可能不尽相同,因此需要对多个典型的梅雨锋连续暴雨天气过程进行位涡扰动反演诊断,归纳总结出梅雨锋暴雨的位涡演化分布图像,为加深梅雨锋暴雨的形成机理的认识以及暴雨预报提供一定的思路。另外,本个例的诊断分析表明,与边界层过程和降水凝结释放有关的位涡扰动是对梅雨锋暴雨系统有影响的因子,它有利于梅雨锋暴雨系统的发生发展,因此有必要深入分析边界层过程以及非绝热物理过程的作用,并针对不同的位涡扰动进行数值模拟的敏感性试验,进一步认识位涡扰动对梅雨锋暴雨系统发生发展的作用。

致谢:感谢美国马里兰大学张大林教授提供了位涡反演程序代码。

参考文献

- [1] Kato K, Martin J E. On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J Meteor Soc Japan*, 1985, 63: 20-35
- [2] Chen G T J, Chang C P. The structure and vorticity budget of abd early summer monsoon trough (Mei-Yu) over south-eastern China and Japan. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 942-953
- [3] 柳俊杰,丁一汇,何金海. 一次典型梅雨锋锋面结构分析. *气象学报*, 2003, 61(3): 291-303
- [4] 陈丽芳,高坤. 梅雨锋结构的数值模拟. *气象学报*, 2006, 64(2): 164-179
- [5] 赵思雄,陶祖钰,孙建华等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京:气象出版社, 2004: 281pp
- [6] 王建捷,李泽椿. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的数值模拟和诊断分析. *气象学报*, 2002, 60(2): 146-156
- [7] 王智,翟国庆,高坤. 长江中游一次中尺度低涡的数值模拟. *气象学报*, 2003, 61(1): 66-77
- [8] 江晓燕,倪允琪. 一次梅雨锋暴雨过程 β 中尺度对流系统发生发展机理的数值模拟. *气象学报*, 2005, 63(1): 77-92
- [9] 伍荣生,高守亭,谈哲敏等. 锋面过程和中尺度扰动. 北京:气象出版社, 2004: 168pp
- [10] Cho H R, Chen G T J. Mei-Yu frontogenesis. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 2109-2120
- [11] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1985, 111: 877-946
- [12] Davis C A. Piecewise potential vorticity diagnosis of cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1992, 49: 1397-1411
- [13] Hakim G J, Keyser D, Bosart L F. The Ohio valley wave-merger cyclogenesis event of 25-26 January 1978. Part II: Diagnosis using quasigeostrophic potential vorticity inversion. *Mon Wea Rev*, 1996, 124: 2176-2205
- [14] Huo Zonghui, Zhang Daling, Gyakum J R. Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part II: Sensitivity to initial perturbation. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 2563-2575
- [15] Wu Chun-Chieh, Huang Treng-Shi, Chou Kun-Hsuan. Potential vorticity diagnosis of the key factors affecting the motion of typhoon Sinlaku (2002). *Mon Wea Rev*, 2004, 132: 2084-2093
- [16] Huo Zonghui, Zhang Dalin, Gyakum J R. An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 424-436
- [17] Demirtas M, Thorpe A J. Sensitivity of short-range weather forecasts to local potential vorticity modifications. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 922-939
- [18] Chen George TaiJen, Wang ChungChieh, Liu Stefano Chih-Shin. Potential vorticity diagnostics of a Mei-Yu front case. *Mon Wea Rev*, 2003, 131: 2680-2696
- [19] 周毅,寇正,王云峰. 气旋快速发展过程中潜热释放重要性的位涡反演诊断. *气象科学*, 1998, 18(4): 355-360
- [20] Charney J G. Integration of the primitive and balance equations. *Proc Symp on numerical weather prediction*, Tokyo, Japan, WMO/IUGG, 1962: 131-152
- [21] Davis C A, Emanuel K A. Potential vorticity diagnosis of cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 1929-1953
- [22] Bretherton F P. Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1966, 92: 325-334
- [23] Holopainen E, Kaurola J. Decomposing the atmosphere flow using potential vorticity framework. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2614-2625
- [24] 桑建国. 大气对流边界层中涡旋结构. *气象学报*, 1997, 55(3): 285-296
- [25] 翟国庆,王智,何斌. 长江中下游梅雨期中小尺度涡旋族发生演变分析. *气象学报*, 2003, 61(6): 661-672
- [26] Durran D R, Klemp J B. On the effects of moisture on the Brunt-V frequency. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 2152-2158
- [27] Michael J B, Lackmann G M. The influence of incipient latent heat release on the precipitation distribution of the 24-

- 25 January 2000 U. S. east coast cyclone. *Mon Wea Rev.*, 2005, 133: 1913-1937
- [28] 王建捷, 郭肖容. 1996 年初次华南暴雨过程的数值模拟及其分析. *应用气象学报*, 1997, 8(3): 257-266
- [29] Young M V, Browning G A. Interpretation of satellite imagery of a rapidly developing cyclooe. *Quart J Roy Meteor Soc.*, 1987, 113: 1089-1115

A PV INVERSION DIAGNOSTIC STUDY ON A QUASI- STATIONARY MEIYU FRONT WITH SUCCESSIVE RAINSTORMS

Zhao Yuchun^{1,2} Li Zechun³ Xiao Ziniu³ Chen Yun³

¹ *Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

² *Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074*

³ *National Meteorological Center, Beijing 100081*

Abstract

A 4-days long rainstorms resulting in serious flooding disasters occurred in the north of Fujian province under the influences of a quasi-stationary meiyu front on 5—8 June 2006. With the $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NCEP reanalysis data and the ground surface rainfall data, using the potential vorticity (PV) analysis and PV inversion methodology, the evolution of main synoptic systems, and corresponding PV and PV perturbations (or PV anomalies) and their relationship with heavy rainfall along the meiyu front are analyzed in order to investigate the physical mechanism of the formation, development and maintenance of the meiyu-front. Furthermore, the PV perturbations related to different physics are separated to investigate their different roles in the formation and development of the meiyu front. The results show as follows: the formation and maintenance of the meiyu front in a quasi-west-east orientation is mainly due to the maintenance of the high-pressure systems in its south/north sides (the west Pacific subtropical high/the high pressure band extending from Korea Peninsula to the east of North China). The meiyu front is closely associated with the PV in the lower layer of the troposphere. The location of the positive PV perturbation on the meiyu front matches well with the main heavy rainfall area along the meiyu front. The PV inversion reveals that the balanced winds satisfying the nonlinear balanced assumption represent to a large extent the real atmospheric flow and its evolution basically reflects the variation of stream field associated with the meiyu front. The unbalanced flow forms the convergence band of the meiyu front and it mainly comes from the high-pressure system in the north side of the meiyu front. The positive PV perturbation related to latent heating release in the middle-lower troposphere is one of main factors influencing the formation and development of the meiyu front. The positive vorticity band from the total balanced winds is in accordance with the meiyu front band and the magnitude of the positive vorticity from the balanced wind is very close to that from real winds. The PV perturbation in the boundary layer is to a certain degree favorable for the formation and development of the meiyu front. In general, the lower boundary potential temperature perturbation is not beneficial to the formation and development, which is attributed to the relatively low surface temperature due to surface evaporation and solar short-wave radiation reduction caused by cloud shading on the meiyu front band, however it has some diurnal variation. The effect of PV perturbation in the upper layer of the troposphere on the formation and development of the meiyu front is relatively weaker than others' and not beneficial to the formation and development of the meiyu front, but it is enhanced in the period of meiyu front's fast southward movement when the deep North-China trough develops and moves southeastward. Rest PV perturbation unrelated to latent heating release in the middle-lower troposphere plays a certain role in the meiyu front's fast southward movement. Lastly, it should be pointed out that different PV perturbations maybe play a different role in different stages of the meiyu front development.

Key words: meiyu front, Rainstorm, PV inversion, Diabatic heating.