

林确略, 寿绍文, 杨华. 2015. 基于数值模拟对一次广西前汛期回流暴雨形成机制的分析. 气象, 41(7): 852-862.

基于数值模拟对一次广西前汛期 回流暴雨形成机制的分析^{* 1}

林确略^{1,2} 寿绍文² 杨 华^{3,2}

1 广西玉林市气象局, 玉林 537000

2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

3 江西省气象服务中心专业气象台, 南昌 330046

提 要: 使用 WRF 对发生在 2010 年 4 月 28—29 日一次广西前汛期回流暴雨过程进行了数值模拟, 并通过诊断分析, 研究了回流暴雨的形成机制。结果表明: 冷空气受南岭、武夷山脉阻挡未能直接影响华南西部, 其东移入海后, 华南西部处入海高压后部, 等压线呈“东南—西北”向, 低层风向顺转为东南风, 由于经南海回流的东南气流相对于孟加拉湾西南气流和越赤道气流是干冷的, 不同性质气流汇合形成锋面、辐合线, 提供了抬升条件, 这是回流形势的形成过程; 从 θ_e 和湿位涡诊断发现, 边界层条件性对称不稳定和中低层对流性不稳定是此次暴雨中尺度对流系统发生发展的不稳定机制; 边界层辐合和能量锋生是暴雨的主要触发条件; 在暴雨增幅前不稳定能量有一个积累过程, 边界层能量锋生和辐合抬升促使不稳定能量释放, 使暴雨增幅; 湿位涡负异常对暴雨预报具有指示意义, 水平螺旋度正值增大与暴雨增幅有较好的对应关系; 此次回流暴雨发生在边界层锋的两侧, 边界层存在锋区表明此次回流暴雨在基本性质上仍属锋面降水。

关键词: 广西前汛期, 回流暴雨, 数值模拟, 形成机制

中图分类号: P435, P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.07.007

Analysis on Formation Mechanism of the Backflow Rainstorm Occurring in First Rainy Season of Guangxi Based on Numerical Simulation

LIN Quelue^{1,2} SHOU Shaowen² YANG Hua^{3,2}

1 Yulin Meteorological Office in Guangxi, Yulin 537000

2 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Jiangxi Meteorological Service Center, Nanchang 330046

Abstract: By using the model WRF, the Backflow rainstorm process that occurred in Guangxi during 28—29 April 2010 was simulated. The formation mechanism of the backflow rainstorm was studied by diagnostic analysis. The results showed that, blocked by Wuyi Mountain and Nanling Mountains, the cold air can not directly affect the west of South China. When the cold air moves eastward into East China Sea, the west of South China is at the rear of high pressure. The isobaric line shows the trend of “southeast-northwest” and the wind direction in lower layers turns clockwise to southeast. The southeast air of backflow, flowing through South China Sea, is dry and cold in comparison with the southwest airflow from Bengal Bay and the cross-equatorial airflow, so the airflows of different nature converge, forming the frontal surface and convergence line and providing lifting condition. This is the formation process of backflow

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2015-057)、国家自然科学基金项目(41005027 和 41475041)及气象灾害省部共建教育部重点实验室开放课题(KLME0905)共同资助

2014 年 3 月 27 日收稿; 2015 年 3 月 3 日收修定稿

第一作者: 林确略, 从事短期预报和气象服务工作. Email: l_q_l@163.com

通信作者: 寿绍文, 主要从事中尺度气象学研究. Email: sshou999@126.com

situation. By diagnosing θ_e and moist potential vorticity (MPV), we find that conditional symmetric instability (CSI) in boundary layers and convective instability in low-middle layers are the instability mechanisms of occurrence and development of this rainstorm MCS. Wind convergence and frontogenesis of energy front in boundary layers are the main triggering conditions of the convection. Before the increase of the torrential rain, there is a process of accumulation of convective instability energy. The frontogenesis of energy front and convergence lifting in boundary layers trigger the release of instability energy, leading to the increase of the rainstorm. The negative anomaly of MPV has indication for rainstorm forecasting, and the positive center of helicity has good relationships with the increase of the rainstorm. The rainstorm happens in both sides of the boundary-layer front. The existence of boundary-layer front means this backflow rainstorm belongs to frontal precipitation in nature.

Key words: first rainy season in Guangxi, backflow rainstorm, numerical simulation, formation mechanism

引言

广西处于华南西部,纬度较低,南临北部湾海面,西北靠云贵高原,东北接南岭山脉,前汛期(4—6月)除受副热带高压北侧西风带系统影响之外,还受到南亚季风和东亚季风等的影响。广西前汛期暴雨具有独特性和复杂性,预报难度较大,一直是气象研究工作的一个热点。从地形形势分析,广西前汛期暴雨主要有两种类型,即锋面暴雨和暖区暴雨,其中暖区暴雨又可分为锋前暖区暴雨和变性高压脊后部暴雨(后者也称回流暴雨)(《广西天气预报技术和方法》编写组,2012)。

对于华南锋面暴雨和锋前暖区暴雨,国内学者已做了大量研究工作(辜旭赞等,2014;高安宁等,2013;刘国忠等,2013;覃丽等,2009;罗建英等,2009;蒋建莹等,2014;刘尉等,2014);而关于华南回流暴雨的研究却并不多见,而且对“回流”的认识存在一定偏差。广西预报员普遍认为变性冷高脊后部气流辐合或暖切变产生的暴雨(通常称为回流暴雨)是暖区暴雨的一种,多发生在4—5月,与入海高压后部的东—东南气流有关,主要是在暖区存在一定斜压性,回流的东风与西南风辐合所触发的暴雨(《广西天气预报技术和方法》编写组,2012)。赵玉春等(2009)指出斜压性对华南暖区大范围暴雨有重要作用,斜压性有两种形式,一种是沿锋面一带,另一种是变性高压出海,其脊西伸至闽粤沿海,形成沿海“西北—东南”向的总温度密集梯度区。张晓美等(2009)分析了一次华南前汛期暴雨,指出对流云团位于地面倒槽中、是在变性冷高脊后部、地面倒槽的辐合气流中发展起来的,具有“回流暴雨”的特征,是

一次对流性质明显(斜压性不明显)的暖区暴雨过程。可见,回流暴雨被普遍认为是暖区暴雨的一种。这种看似“合理”的认识实质上可能有问题——回流的本质是冷空气从东侧侵入或者从海上回流至内陆地区,本身具有斜压性或锋面结构特征。张迎新等(2006)研究了华北回流天气,发现东北地区的冷空气虽经渤海回流到华北平原,但仍保持干冷气团的特性;这虽然是华北的情况,但回流的本质是相似的。之所以会出现“暖区暴雨”的认识是由于多数人认为只要是东侧、高压底部存在偏南气流就是“回流过程”,这是对“回流”的曲解,决定是否“回流过程”还与回流的偏东气流的属性有关;此外出现“暖区暴雨”的认识还可能与回流暴雨发生时在常规地面天气图上分析不出降温升压过程有关。因此,研究华南回流暴雨,认识和理解“回流”的过程及回流暴雨的形成机制非常有必要。

2010年4月28—29日,广西转受人海高压后部影响,东南部出现了暴雨、局部大暴雨天气,而上下气象台站均漏报了此次暴雨过程。下面以此次回流暴雨过程为例,主要利用观测资料和WRF模式输出的高时空分辨率资料,研究“回流”的形成过程和回流暴雨的形成机制,以提高对此类暴雨的预报能力。

1 暴雨概述与环流形势分析

1.1 回流暴雨过程概述

常规气象站和广西加密自动站降水资料显示,2010年4月28日20时至29日20时(北京时,下同),地面受人海高压后部影响,华南西部地区出现

了暴雨、局部大暴雨天气过程(图1)。暴雨的落区主要位于广西东南部和粤西,桂东南玉林市所辖5个国家气象站以及钦州灵山站降雨量均达50 mm以上,局部达100 mm以上,大部还伴有雷电等强对流天气。广西1187个加密自动气象站中,降雨量达25~49.9 mm的有247站,≥50 mm的有150站,≥100 mm的有17站;过程最大降雨出现在玉林市山心镇(22.82°N、109.87°E),达148 mm;强降雨主要发生于29日01—10时,最大雨强出现在29日06—07时,达35.5 mm·h⁻¹(图7d)。14时之后雨团逐渐东移南压,广西除桂东南南部仍有残余降水之外,其他地方降雨趋于结束。29日14—20时,广东西部的部分气象站也监测到50 mm以上的强降水。此次回流暴雨范围较小,中尺度雨团生命史仅有数小时,具显著β中尺度特征。

1.2 回流形势的形成过程

从常规气象站观测资料分析,暴雨发生前至发生时:(1)500 hPa(图略)欧亚中高纬地区为“两槽一脊”,新疆至贝加尔湖一带为高压脊,亚洲东岸为深槽,槽底位于30°N华东地区附近,东部深槽等高线密集,斜压性强,槽后西北风引导地面冷空气从河套地区向东南方向移进华东沿海;低纬地区副热带高压588线的北界位于16°~18°N之间,副热带高压北侧105°E附近为南支西风槽,华南西部受槽前西南气流影响。(2)地面冷空气进入华东沿海后(图2c),冷高中心海平面气压维持在1020 hPa以上,强度依然较强。华南西部处在冷高压的后部,等压线呈“东南—西北”向。由于冷空气主体位于30°N附近、位置偏北偏东,地面冷空气受南岭、武夷山脉等阻挡未能直接南下影响华南西部地区。这从地面变温变压场(图2c)也可反映出来,29日08时华东冷高压附近是升温降温的过程,而华南西部却是减压升温的,变压、变温零线位于湘粤交界的南岭附近,可见冷空气受南岭的阻挡而静止在南岭的东北坡,形成一条天气尺度准静止锋;桂东南和粤西地区处在锋前减压升温的暖区里,这就是普遍被认为是“暖区暴雨”的一个原因。(3)然而,如图2a和2b显示,桂东至粤西地区的梧州(23.48°N、111.3°E)、清远(23.66°N、113.05°E)和阳江(21.87°N、111.97°E)站上空850 hPa由28日20时的偏北风顺转为29日08时的东南风(图2a),虽然地面冷空气未能直接影响华南西部,但在边界层925~850 hPa,冷

高压后部的东南气流绕过了武夷山和南岭山脉、经南海回流至华南西部。回流的气流属性如何?从925 hPa θ_e 与风场、高度场叠加的观测资料(图2b)分析,高压入海后,高压后部回流的东南偏东气流与西南气流汇合形成辐合线,这条辐合线恰好处在等 θ_e 密集带的前沿,说明边界层辐合线与锋线是重合的;在锋区的东北侧,回流的东南偏东风从较低的 θ_e 区域向较高的 θ_e 区域吹,为 θ_e 干冷平流,而在锋区的西南侧,西南风从较高的 θ_e 区域向较低的 θ_e 区域吹,为 θ_e 暖湿平流,因此,观测资料证实了回流气流的干冷属性。综上,高压东移入海后,高压后部风向由偏北风顺转为东南偏东气流,回流的干冷气流与暖湿的西南—南气流汇合于桂东南—粤西地区,形成回流天气形势。

2 数值模拟

2.1 数值模拟方案设计

采用模式为WRF v3.3,模式采用NCEP 1°×1°时间间隔为6 h的最终分析资料做为初始场和侧边界条件。模拟区域中心设为(27.96°N、109.57°E),网格水平分辨率为30 km×30 km,区域网格点数为213×178,模式垂直层数为28层,模式层顶为50 hPa,水平方向使用单重网格方案,起报时间设在2010年4月28日20时,积分时长24 h,积分步长60 min,每1 h输出一次结果。采用的参数化方案如表1所示。

2.2 模拟结果检验

2.2.1 降水的模拟

模式模拟的24 h降水(图3)主要位于广西,模拟的雨带呈“西北—东南”向,模拟的暴雨中心位于桂东南(22.8°N、109.5°E)附近,另一个降水中心位于(23.3°N、108°E),前者范围要比后者大一些。另外,模式对海南岛的降水也能成功模拟,但对粤西降水的模拟明显偏小。虽然模拟的降雨强度偏弱,但总体上,桂东南的暴雨中心与实况基本一致,模拟的强降雨雨区的走向也与实况基本一致。可见,模式能较好地模拟此次暴雨过程。

2.2.2 大尺度环流及中尺度系统的模拟

本节以NCEP最终分析资料作为实况,对WRF模拟的大尺度环流及中尺度系统进行检验。

在 500 hPa 流场与高度场(图略)上,东北冷涡、西风槽和副热带高压均能准确模拟。副热带高压脊线大约位于 16°N,广西处在槽前以及副热带高压北侧的西南气流里。模拟的位势高度与实况基本一致,模拟的副热带高压北界 588 线位于 17°~18°N 之间,与实况非常接近。

从 925 hPa 环流(图 4)上看,29 日 08 时反气旋中心移入浙江近海,华南西部受反气旋后部回流的东南气流影响,这样,回流的东南气流与孟加拉湾西南气流、越赤道气流汇合于广西,在桂东南地区形成中尺度辐合渐近线,在桂西北形成低涡中心。模式模拟的反气旋、低涡中心及辐合渐近线与实况非常吻合。

从海平面气压场(图 5)分析,29 日 08 时冷高压移入浙江近海,模拟的高低压中心位置和强度与实

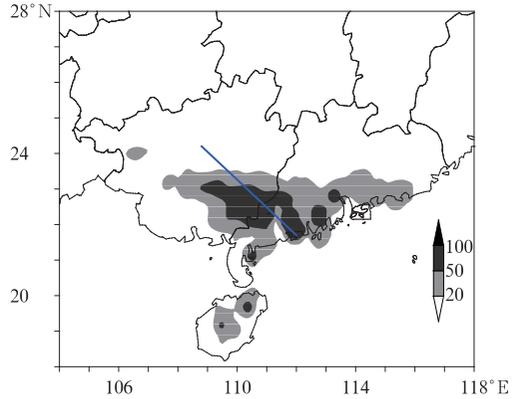


图 1 2010 年 4 月 28 日 20 时至 29 日 20 时华南降水实况(单位: mm)与 29 日 08 时 850 hPa 锋线(粗蓝实线)

Fig. 1 Observed rainfall (unit: mm) in South China from 20:00 BT 28 to 20:00 BT 29 April 2010 and the 850 hPa front (blue thick line) at 08:00 BT 29 April 2010

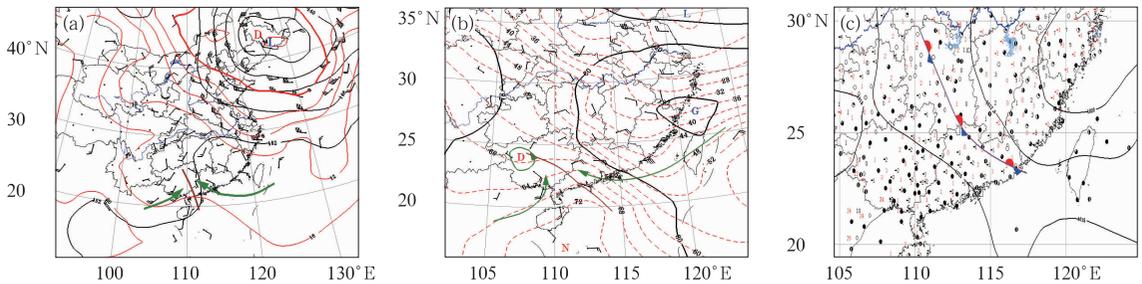


图 2 2010 年 4 月 29 日 08 时回流形势

(a) 850 hPa 位势高度场(黑实线,单位: dagpm)、温度场(红实线,单位: °C)和风场(绿色箭头为显著流线,棕色实线为辐合线), (b) 925 hPa 位势高度场(单位: dagpm)、 θ_e 场(红虚线,单位: °C)和风场, (c) 海平面气压场(黑实线,单位: hPa)及 24 h 变压(黑字)、变温(红字)填图

Fig. 2 Backflow situation at 08:00 BT 29 April 2010

(a) geopotential height field (black line, unit: dagpm), temperature field (red line, unit: °C) and wind field at 850 hPa; (b) geopotential height field (black line, unit: dagpm), θ_e field (red dotted line, unit: °C) and wind field at 925 hPa; (c) sea level pressure field (black solid line, unit: hPa) and variation of pressure (black numbers) and temperature (red numbers) within 24 h

表 1 模式采用的参数化方案

Table 1 Parameterization schemes adopted by the model

微物理过程	积云参数化	近地面层	陆面过程	边界层	长波辐射	短波辐射
Lin 等	K-F(new Eta)	Monin-Obukhov	Noah	YSU	rrtm	Dudhia

况基本一致。

可见,模式对大尺度环流、中尺度系统、海平面气压场等的模拟是比较成功的,重现了此次暴雨的高低空环流,其输出的资料是可靠的。下面利用模式输出资料对回流暴雨的形成机制进行分析。

3 水汽输送分析

本地上空水汽(可降水量)是有限的,而且也不

可能全部变成雨降下来,因此下暴雨必须有来自暴雨区外的水汽补充(或供应);水汽通量是表示水汽输送的物理量,水汽通量散度的辐合表征了外地水汽对雨区内水汽的补充(陶祖钰,2011)。边界层至低层的水汽输送对华南前汛期暴雨形成至关重要。从 WRF 输出的资料来看,此次暴雨的水汽来源于越赤道气流,以及孟加拉湾经中南半岛进入广西的西南气流和回流的东南气流,这三股气流在暴雨区汇合,造成水汽通量的辐合,使暴雨区的水汽得到补

充。从暴雨盛期的水汽通量及其散度的垂直剖面图(图6)分析,暴雨中心(图6黑横线)上空是水汽通量的大值区,但并不是水汽通量最大的地方,而是水汽通量辐合最强的地方,水汽通量的辐合区(图6阴影)恰好处在垂直环流的上升支。水汽通量辐合在850 hPa以下最强,低层和边界层有充沛的水汽源源不断地输送并集中到暴雨区,使暴雨得到持续。

4 螺旋度与暴雨的关系

4.1 螺旋度的概念和计算

螺旋度是一个用来衡量风暴入流气流的强弱以及沿入流方向的涡度分量大小的物理量,不仅表达了风场旋转性的强度,还反映出环境风对旋转性的输送(寿绍文等,2009)。

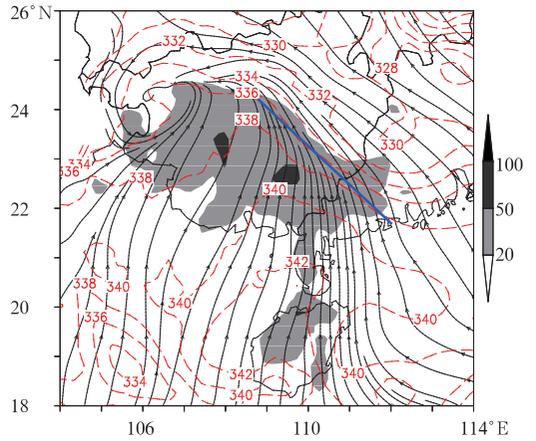


图3 2010年4月28日20时至29日20时WRF模拟的累计降水量(阴影,单位:mm)与29日08时850 hPa流场、 θ_e 场(红虚线,单位:K)和锋线(粗蓝实线)
Fig. 3 Accumulative rainfall (shadow, unit: mm) from 20:00 BT 28 to 20:00 BT 29 April 2010 and stream, θ_e (red dash line, unit: K) fields and the front (blue thick line) at 850 hPa at 08:00 BT 29 April, simulated by WRF

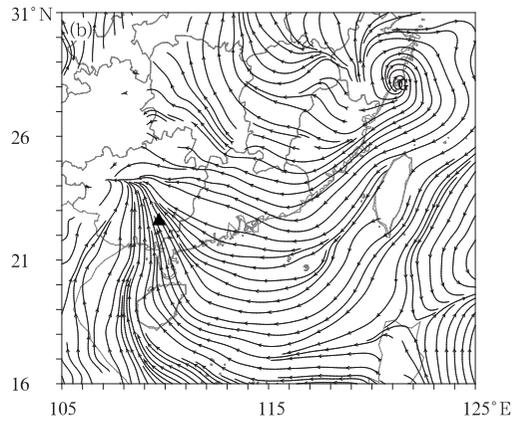
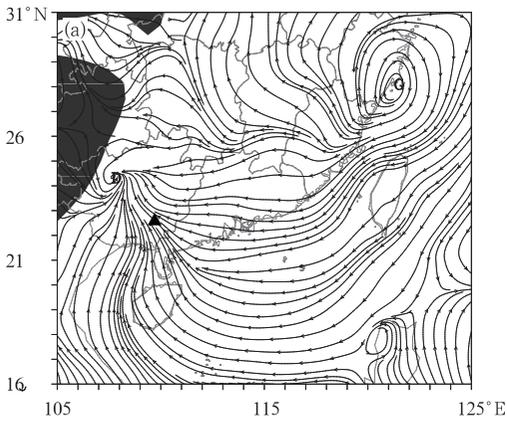


图4 2010年4月29日08时925 hPa流场(▲为暴雨中心,下同)

(a) NCEP, (b) 模拟

Fig. 4 925 hPa flow fields at 08:00 BT 29 April 2010 (▲ is the center of rainstorm, the same below)

(a) NCEP, (b) simulation

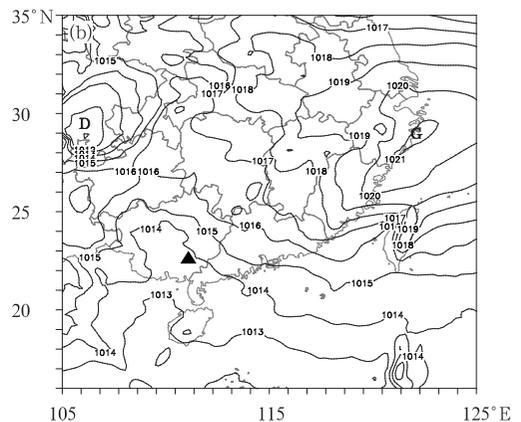
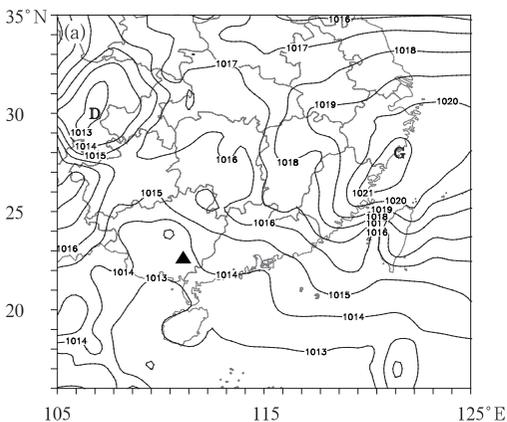


图5 同图4,但为海平面气压场(单位:hPa)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for sea level pressure (unit: hPa)

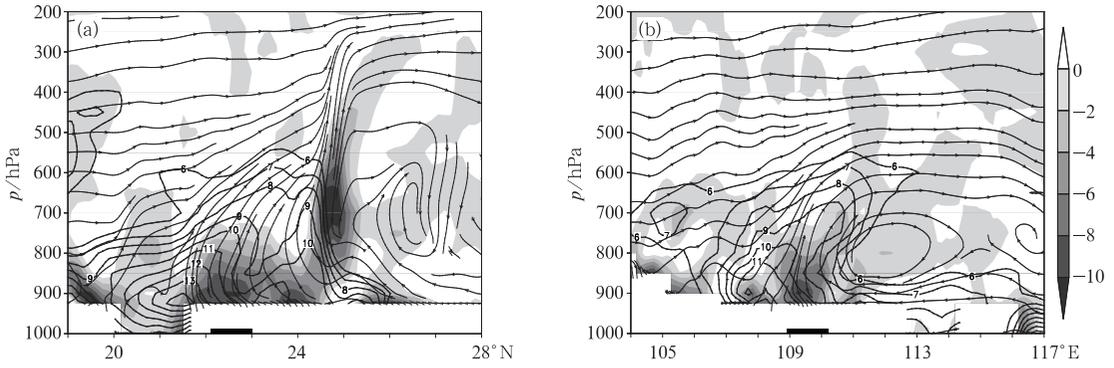


图 6 2010 年 4 月 29 日 08 时垂直环流(流线, w 扩大 20 倍)、水汽通量大(显示 ≥ 6 的等值线, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量散度(阴影, 单位: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 的垂直剖面图(黑横线为暴雨中心, 下同)

(a) 沿 109.5°E $y-p$ 垂直剖面图, (b) 沿 22.8°N $x-p$ 垂直剖面图

Fig. 6 Vertical cross-section of vertical circulation (stream, w was expanded 20 times), moisture flux (isoline showed value ≥ 6 , unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), divergence of moisture flux (shadow, unit: $10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 08:00 BT 29 April 2010

(a) $y-p$ cross-section along 109.5°E , (b) $x-p$ cross-section along 22.8°N

Moffatt(1978)将螺旋度定义为风速矢与涡度矢点积的体积分,即:

$$H = \iiint_V \mathbf{V} \cdot \nabla \times \mathbf{V} d\tau \quad (1)$$

而单位体积的螺旋度称为局地螺旋度(螺旋度密度)。用相对涡度代替绝对涡度,在 z 坐标系下的局地螺旋度可表示为:

$$h = \mathbf{V} \cdot \nabla \times \mathbf{V} = u \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + v \left[\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} + w \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \quad (2)$$

其中,局地水平螺旋度为:

$$h_{xy} = u \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + v \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (3)$$

实际计算时,一般采用螺旋度的简化形式。由于涡度的垂直分量一般比风的垂直切变小一个量级以上,在强对流发生前垂直速度在水平方向上的变化不大,因而垂直涡度相对于水平涡度可以忽略掉;垂直运动本身也比水平运动小;因此,水平螺旋度的量级要比垂直螺旋度要大(至少在风暴初期),可以认为局地水平螺旋度在很大程度上决定了局地螺旋度大小(陆慧娟等,2003)。同时,垂直速度的水平梯度远比水平风速的垂直切变要小。这样,局地水平螺旋度可以简化为:

$$h \approx h_{xy} \approx -u \frac{\partial v}{\partial z} + v \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4)$$

这里用静力方程 $dp = -\rho g dz$ 和空气状态方程 $p =$

ρRT ,把 z 坐标系下的局地水平螺旋度式(4)转换为 p 坐标系下的局地螺旋度:

$$h \approx h_{xy} \approx \frac{p}{RT} g \left(u \frac{\partial v}{\partial p} - v \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (5)$$

由式(3)~(5),水平螺旋度即水平风速和水平涡度的点积,其正值增大可能是水平风速增大,也可能是水平涡度(垂直风切变)增大或两者同时增大,都会对应大气的异常状态,与预报强对流风暴的一些参数联系,具有预示性(陆慧娟等,2003)。

4.2 水平螺旋度与暴雨的关系

追踪了此次暴雨前后水平螺旋度的变化发现,中低层特别是 700 hPa 水平螺旋度的正值中心区与暴雨有很好的对应关系。从 29 日 01 时开始(图略),在广西西南地区出现一个螺旋度正值中心,此后,正值中心逐渐向桂东南地区移动,数值逐渐增大。29 日 02 时(图 7a)正值中心移到桂南中部,05—07 时(图 7b 和 7c)开始移进桂东南地区,螺旋度的正值增大到 $7 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$,此时桂东南出现第二轮降水高峰(图 7d)。29 日 08 时之后,桂东南螺旋度的数值逐渐下降,降水强度也不断减弱。14 时之后,降水停止,螺旋度的数值逐渐下降到 $1 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 以下。可见,螺旋度正值的增大和减小与暴雨的增幅和减弱(图 7d)的对应关系良好。

上述分析表明,螺旋度正值的增大与此次暴雨的增幅具有良好的对应关系;许多学者(杨越奎等,

1994;寿绍文等,1998;郑仙照等,2006;覃丽等,2009)使用螺旋度对暴雨进行诊断也得到类似的结果,说明这种情况具有一定的普遍性。作者曾研究另外两例边界层为东南风、无低涡切变等低值系统的广西前汛期早期暴雨,也均发现低层水平螺旋度增大与暴雨有着良好对应关系。事实上前汛期广西

盛行西风系统,当边界层为东南风时,就会形成随高度由东南风顺转为西南风的垂直结构,俞小鼎等(2006)曾指出这种垂直风切变有利对流有组织地发展。特别是当边界层东南风加大时,势必会使垂直风切变增加,从而表现为水平螺旋度的增加。

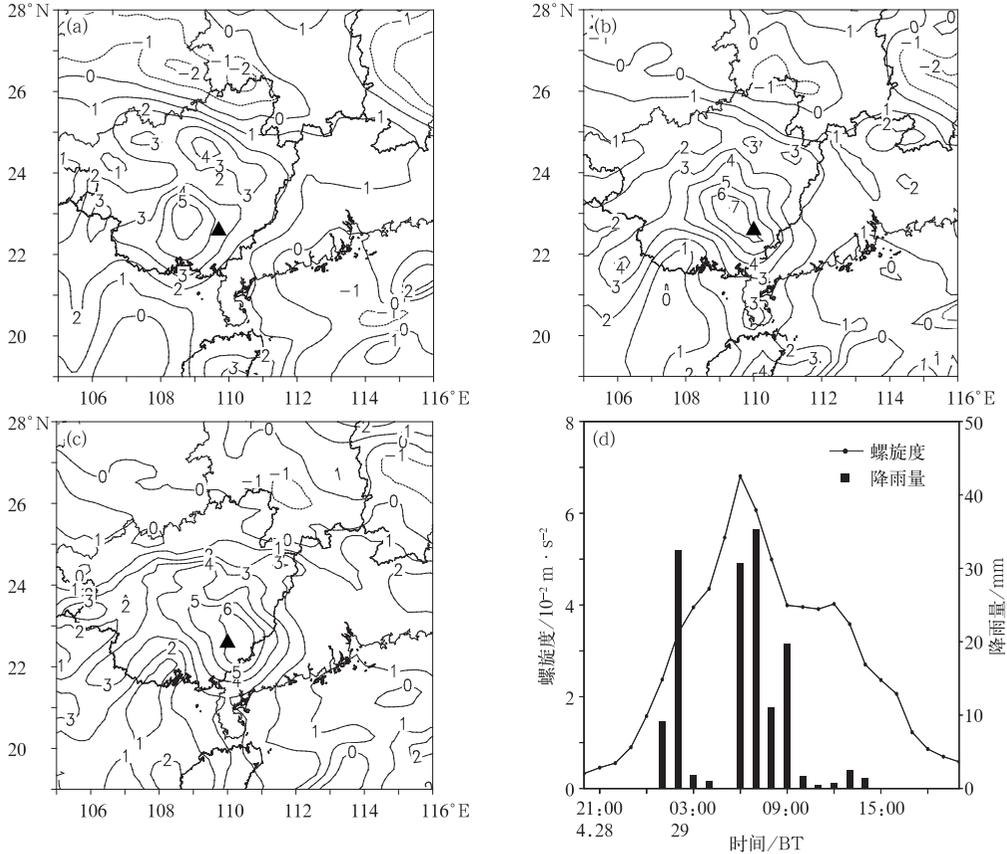


图 7 2010 年 4 月 29 日(a) 02 时、(b) 05 时和(c) 07 时 700 hPa 水平螺旋度演变 (单位: $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$); (d) (22.8°N、110°E) 站点逐小时降雨柱状图和 700 hPa 逐小时水平螺旋度折线图

Fig. 7 Horizontal helicity on 700 hPa at (a) 02:00 BT, (b) 05:00 BT, (c) 07:00 BT 29 April 2010 (unit: $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), (d) hourly rainfall bar graph (unit: mm) and 700 hPa hourly horizontal helicity line chart over (22.8°N, 110°E)

5 暖区里的中尺度能量锋分析

大气的不稳定能量除了与增温有关外,还与增湿有关,高温高湿的空气蕴含着较高的不稳定能量。相当位温是一个反映大气暖湿特征的参数,具有良好的热力学和动力学意义,对锋区有指示意义。相当位温等值线的密集带,即能量锋,是触发华南暴雨的重要天气系统(包澄澜,1986)。

从常规观测资料分析,29 日 08 时华南西部转受入海高压后部影响,湘粤交界处可分析出一条“西北—东南”向的准静止锋(图 2c),广西处在升温增湿的暖区里,很难发现锋区的存在。而从 WRF 输出资料的相当位温场分析发现:在暴雨发生前到发生时(29 日 00—10 时),边界层内一直存在两条等值线的密集带(图 8a),一条位于湘粤交界处,呈“西北—东南”向,对应为前述的静止锋;另一条位于桂东南至粤西,同样为“西北—东南”向,但空间尺度仅

有 200~300 km,是一条位于锋前暖区里的中尺度能量锋。29 日 08 时(图 8a)900 hPa(桂东南)能量锋距离(湘粤交界)静止锋约 420 km,能量锋的西南侧是一个 340~342 K 的高能区,对应西南—南暖湿气流,东北侧是一个 332 K 干冷区,对应来自冷高压后部“回流”的东南气流,暴雨主要发生在能量锋两侧,最大降雨发生在锋前 50 km 的区域。由于冷高压后部“回流”的东—东南气流相对于暖湿的西南—南气流(孟加拉湾和越赤道气流)还是干冷的;正是这股浅薄的干冷气流与西南—南暖湿气流交汇形成了中尺度能量锋。有趣的是,边界层锋的两侧并无明显等压线的气旋性弯曲、也没有明显温压等要素

的对比(图 2c),但存在露点梯度(图略),这种锋实为湿度锋或能量锋;若忽略露点或能量场的分析,在预报业务中很难分析出暖区里的中尺度能量锋,而它很可能就是触发回流暴雨重要的中尺度系统。

为了更全面了解 θ_e 的垂直结构,穿过暴雨区、垂直于能量锋,绘制了 θ_e 的垂直剖面图(图 8b)。由图 8b 所示,边界层能量锋前方高能区的上空中层为干冷区、低层为暖湿区,850 hPa 与 500 hPa 之间 θ_e 差值达 12 K,形成对流不稳定层;而暴雨区上空边界层内 θ_e 密集且陡立,存在较弱锋区,为弱不稳定或湿中性层结。

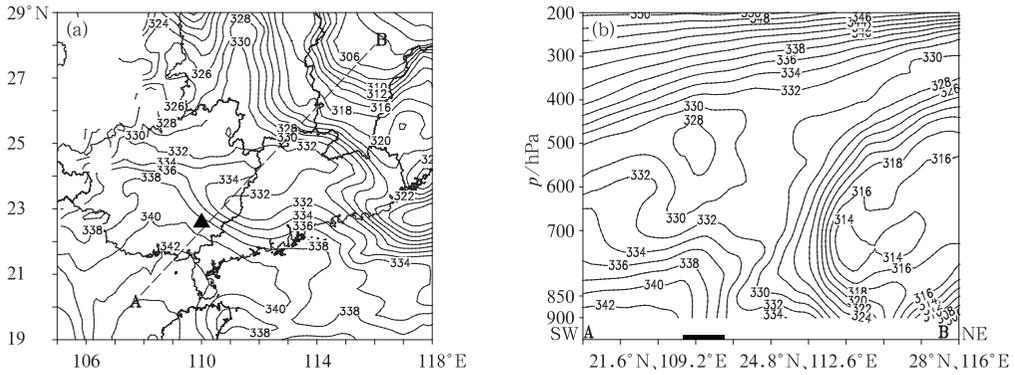


图 8 2010 年 4 月 29 日 08 时 θ_e 的结构(单位: K)

(a) 900 hPa 水平分布(虚线 AB 为剖面线), (b) 沿 AB 线的垂直剖面图

Fig. 8 Structure of θ_e at 08:00 BT 29 April 2010 (unit: K)

(a) horizontal distribution at 900 hPa (broken line AB is the section line),

(b) vertical section along the line AB

可见,回流暴雨 MCS 发生在边界层大气弱不稳定或湿中性层结、中层到低层明显存在的对流性不稳定的环境中;且这种状态在整个暴雨过程中均一直维持,说明边界层大气弱不稳定或湿中性层结、中层到低层存在的明显对流性不稳定条件对回流暴雨的发展和维持起到重要作用。

考虑水汽作用,在绝热、无摩擦的条件下,把湿位涡表达为:

$$MPV = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (6)$$

定义湿位涡的第一分量为垂直分量 MPV1,第二分量为水平分量 MPV2,湿位涡可分解为:

$$MPV1 = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (7)$$

$$MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (8)$$

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

由式(7)、(8)可知,MPV1 代表了惯性稳定性 ($f + \zeta_p$) 和对流稳定性 ($\partial \theta_e / \partial p$) 的作用,称为正压项;MPV2 包含了垂直风切变和 θ_e 水平梯度的贡

6 湿位涡诊断

6.1 湿位涡理论

湿位涡表征了大气动力和热力属性,还考虑了水汽的作用,对湿位涡进行诊断,可以寻求各热力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(寿绍文,2010)。吴国雄等(1995)考

献,表征大气的湿斜压性,称为斜压项。在北半球,一般绝对涡度($f + \zeta_p$) >0 ,大气是惯性稳定的,因此,当 $MPV1 < 0$,则 $\partial\theta_e/\partial p > 0$,大气是对流性不稳定的;当 $MPV1 > 0$,则 $\partial\theta_e/\partial p < 0$,大气是对流稳定的(寿绍文等,2009;寿绍文,2010)。MPV2本质上是一个判断条件性对称不稳定(CSI)或湿斜升不稳定的一个判据(孙继松等,2012)。MPV2 <0 且负值绝对值越大,斜压性越强,越有利CSI发生。在初始为静力稳定和惯性稳定(即 $MPV1 > 0$)的情况下,只有当 $MPV2 < 0$ 才可能出现CSI;对于饱和的潮湿大气,MPV <0 是CSI的一个判据(寿绍文,2010)。若 $MPV1 < 0$,且 $MPV2 < 0$,MPV <0 ,CSI和流性不稳定可以同时存在,但对流性不稳定由于有较快的增长率而起到主导作用(Moore et al, 1993)。大气斜压性强,大气处在近饱和状态且在深厚的湿气层中为条件性对流稳定(有时表现为弱对流性不稳定)是易出现CSI的天气学条件(费建芳等,2009)。对流性不稳定是一种热力不稳定,是潜在的不稳定,若没有不稳定能量的释放机制存在,这

种不稳定是没有意义的(孙继松等,2012)。仅存在CSI并不是激发倾斜对流的充要条件,除了CSI外,大气应含有充足的水汽或处在近饱和状态,此外还需边界层辐合、锋面和高空急流等抬升强迫机制,才能促使湿对称不稳定能量释放,产生倾斜对流(费建芳等,2009)。

6.2 正压项、斜压项分析

观测资料显示(图略),此次暴雨过程中,地面到700 hPa相对湿度均大于80%,特别在边界层内相对湿度 $\geq 90\%$,达到CSI所需近饱和水汽条件(费建芳等,2009;Moore et al,1993)。

4月29日05时(第二轮强降雨即将发生时),在850 hPa上,桂东南至粤西存在一个MPV1正值区(图9a),其对应位置MPV2为负值区(图9b),位置和走向与中尺度能量锋比较一致,暴雨发生在MPV2负值区的前侧(MPV2 <0),也是MPV1正值区前侧的弱负值或0值里。

为了更深入分析MPV1、MPV2的垂直结构,

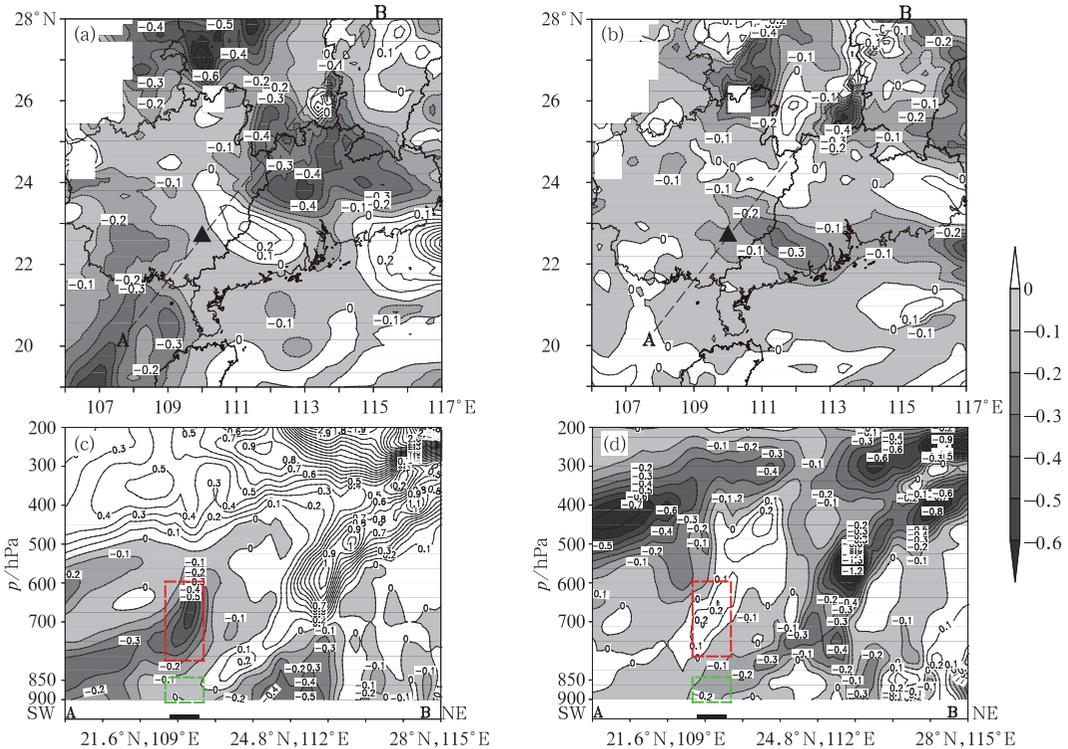


图9 2010年4月29日05时MPV1(a、c)、MPV2(b、d)850 hPa的水平分布(a、b,虚线AB为剖面线)和垂直分布(c、d,红虚线框为对流不稳定区,绿虚线框为CSI区)(单位:PVU)

Fig.9 Horizontal (a, b) and vertical (c, d) distribution of MPV1 (a, c) and MPV2 (b, d) at 05:00 BT 29 April 2010 (unit: PVU)

(The dashed line AB in Figs. a and b is section line; the red dashed frame is convective instability zone and the green one is CSI zone)

穿过暴雨区垂直于能量锋,绘制了 $MPV1$ 、 $MPV2$ 的空间垂直剖面图(图 9c、9d)。由图 9c、9d 可见,暴雨区上空存在一条随高度向东北倾斜的 $MPV2$ 负值带,暴雨发生在倾斜负值带的下方,即在暴雨区上空 850 hPa 以下 $MPV2 < 0$,在 800~600 hPa 之间 $MPV2$ 转为正值、在 700 hPa 附近达最大(0.2 PVU)。在 $MPV1$ 方面,在暴雨区的西南侧,边界层内出现一个 $MPV1$ 负值区、由边界层向上延伸到中层 600 hPa,该 $MPV1$ 负值带随高度向东北倾斜,而且 $MPV1$ 负值带的东北方约二三百千米附近存在一条与其几乎平行的正值带(对流稳定区),暴雨发生在 $MPV1$ 正值带和负值带之间的地方;暴雨区上空 850 hPa 以下为 $MPV1$ 为弱负值或 0 值、800~600 hPa 为强负值(700 hPa 附近最强,达 -0.5 PVU)。

上述分析可以判断,在暴雨区上空、低层 850 hPa 以下(边界层), $MPV1$ 为弱负值或 0 值、 $MPV2 < 0$,且 $|MPV2| > |MPV1|$, $MPV < 0$,满足 CSI 发生的条件,是在弱对流性不稳定和湿中性层结情况下的 CSI 区;而在 800~600 hPa 之间(中低层) $MPV1$ 为强负值、 $MPV2 > 0$,且 $|MPV1| > |MPV2|$,是一个明显对流性不稳定区。边界层内的 CSI 和中低层的对流性不稳定可能是此次回流

暴雨 MCS 发生发展的不稳定机制。

从时间垂直剖面图(图 10)也可以很清晰地看出前述 $MPV1$ 和 $MPV2$ 垂直结构特征。由图 10a,29 日 04—06 时 700 hPa 附近 $MPV1$ 负值迅速增强到 -0.7 PVU、之后逐渐减小,而边界层 $MPV1$ 一直维持在 $-0.1 \sim 0$ PVU 之间,对应降水方面,06 时开始出现了第二轮降水高峰。与 $MPV1$ 强负值区对应,图 10b 中 700 hPa 附近 29 日 04—06 时 $MPV2$ 数值由负转正、达 0.2 PVU,而边界层内 $MPV2$ 一直维持负值、并且在 06 时前后出现了一个负值的峰值(-0.2 PVU)。第二轮强降水发生(暴雨增幅)时,边界层内斜压性增加,斜压性增加往往是 θ_e 水平梯度加大的结果,根据锋生的概念,可以判断在此次暴雨增幅时边界层能量锋出现锋生;与此同时,中低层(700 hPa 附近)对流性不稳定比较明显,一旦出现低层辐合、锋生等触发条件,就能使不稳定能量释放,形成强降水。因此,在暴雨增幅的前 3 个小时内对流不稳定能量有一个积累的过程,当不稳定能量积累到一定程度时,边界层能量锋锋生和辐合促使不稳定能量的释放,使暴雨增幅。湿位涡的负值增强提前于暴雨增幅(图 10c),对暴雨预报具有指示意义。

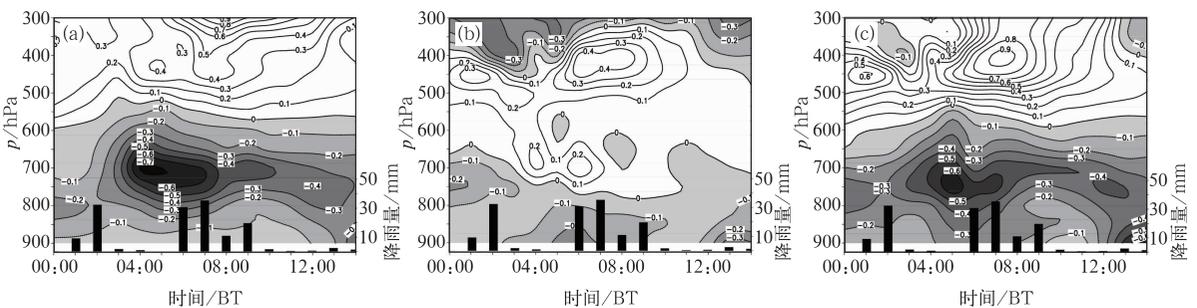


图 10 2010 年 4 月 29 日暴雨中心(22.8°N、109.5°E) $MPV1$ (a)、 $MPV2$ (b)、 MPV (c)

气压-时间剖面图(阴影:负值,单位:PVU)与逐小时降水量(柱状,单位:mm)

Fig. 10 Pressure-time section of $MPV1$ (a), $MPV2$ (b), MPV (c) (shaded area negative value, unit: PVU) and hourly rainfall (bar graph, unit: mm) over the center (22.8°N, 109.5°E) of rainstorm on 29 April 2010

7 结 论

(1) WRF v3.3 较好地模拟了此次回流暴雨过程。地面冷空气主体偏北偏东,受南岭、武夷山脉阻挡未能直接影响华南西部,其东移入海后,华南西部处入海高压后部,等压线呈“东南—西北”向,低层风

向顺转为东南风,由于经南海回流的东南气流与孟加拉湾西南气流和越赤道气流相比是干冷的,不同性质气流在暴雨区汇合形成锋面、辐合线,提供了抬升条件,这是回流形势的形成过程。

(2) 暴雨区上空,在边界层内 $MPV1$ 为弱负值或 0 值、 $MPV2 < 0$, $|MPV1| < |MPV2|$,因此 $MPV < 0$,是弱对流性不稳定或湿中性层结情况下

的 CSI;而在中低层(特别是 700 hPa 附近) $MPV1$ 为强负值、 $MPV2 > 0$, $|MPV1| > |MPV2|$, 是明显对流性不稳定区域。边界层的 CSI 和中低层的对流性不稳定是此次回流暴雨 MCS 发生发展的不稳定机制。边界层的中尺度辐合渐近线和能量锋生是此次回流暴雨的主要触发条件。在暴雨增幅前不稳定能量有一个积累的过程, 不稳定能量增长到一定程度时, 在边界层辐合和能量锋生的抬升强迫作用下得到释放, 使暴雨增幅。湿位涡的负值增强提前于暴雨增幅, 对暴雨预报具有指示意义。

(3) 水平螺旋度正值的增大与暴雨增幅具有良好对应关系;其原因可能是当边界层为东南风时, 会形成随高度由东南风顺转为西南风的垂直风切变, 有利对流有组织地发展, 特别是当边界层东南风加大时, 势必会使垂直风切变增加, 从而表现为水平螺旋度的增加。

(4) 此次回流暴雨发生在边界层锋的两侧, 边界层存在锋区表明此次回流暴雨在基本性质上仍属锋面降水。

参考文献

包澄澜. 1986. 华南前汛期暴雨研究的进展. 海洋学报, 8(1):31-40.
 费建芳, 伍荣生, 宋金杰. 2009. 对称不稳定理论的天气分析与预报应用研究进展. 南京大学学报: 自然科学版, 45(3):323-333.
 高安宁, 赖珍权, 张瑞波, 等. 2013. 不同环境风场条件下两次华南西部低涡暴雨两个例对比分析. 气象, 39(1):11-19.
 辜旭赞, 于晓晶, 唐永兰, 等. 2014. 一次华南—江南持续暴雨的大尺度水汽场和中尺度特大暴雨模拟诊断分析. 气象, 40(1):18-27.
 《广西天气预报技术和方法》编写组. 2012. 广西天气预报技术和方法. 北京: 气象出版社, 46-48.
 黄土松, 李真光, 包澄澜, 等. 1986. 华南前汛期暴雨. 广州: 广东科技出版社.
 蒋建堂, 汪悦国. 2014. 卫星水汽图像上两次暴雨过程的干、湿特征对比分析. 气象, 40(6):706-714.

刘国忠, 黄开刚, 罗建英, 等. 2013. 基于概念模型及配料法的持续性暴雨短期预报技术探究. 气象, 39(1):20-27.
 刘尉, 罗晓玲, 陈慧华, 等. 2014. 近 52 年广东开汛期特征及与前汛期降水的关系分析. 气象, 40(6):706-714.
 陆慧娟, 高守亭. 2003. 螺旋度及螺旋度方程的讨论. 气象学报, 61(6):684-691.
 罗建英, 廖胜石, 黄归兰, 等. 2009. 广西前汛期锋前暖区暴雨过程的模拟与分析. 气象, 35(10):50-57.
 覃丽, 寿绍文, 夏冠聪, 等. 2009. 华南暖区一次暴雨中尺度系统的数值模拟. 高原气象, 28(4):906-914.
 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用. 气象, 36(3):9-18.
 寿绍文, 王祖锋. 1998. 1991 年 7 月上旬贵州地区暴雨过程物理机制的诊断研究. 气象科学, (3):231-238.
 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 2009. 中尺度大气动力学. 北京: 高等教育出版社, 273-283.
 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.
 陶祖钰. 2011. 基础理论与预报实践. 气象, 37(2):129-135.
 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, 53(4):387-405.
 杨越奎, 刘玉玲, 万振拴, 等. 1994. “91.7”梅雨锋暴雨的螺旋度分析. 气象学报, 52(3):379-384.
 俞小鼎, 姚秀萍, 熊延南, 等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社:118-122.
 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等. 2009. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析. 热带气象学报, 25(5):551-560.
 张迎新, 张守保. 2006. 华北平原回流天气的结构特征. 南京气象学院学报, 29(1):107-113.
 赵玉春, 王叶红. 2009. 近 30 年华南前汛期暴雨研究概述. 暴雨灾害, 28(3):193-202, 228.
 郑仙照, 寿绍文, 沈新勇. 2006. 一次暴雨天气过程的物理量分析. 气象, 32(1):102-106.
 Moore J T, Lambert T E. 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. Wea Forecasting, 8(3):301-308.
 Moffatt H K. 1978. Magnetic Field Generation in Conducting Fluids. Cambridge: Cambridge Press.