

黄明策, 沈新勇, 刘会鹏, 等. 2011年长江中下游旱涝急转及汛期暴雨的对流条件研究[J]. 热带气象学报, 2020, 36(5): 590-602.

文章编号: 1004-4965(2020)05-0590-13

2011年长江中下游旱涝急转及汛期暴雨的对流条件研究

黄明策^{1,2}, 沈新勇^{1,3}, 刘会鹏⁴, 李小凡⁵

- (1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044; 2. 广西壮族自治区气象台, 广西 南宁 530022;
3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519082; 4. 横县气象局, 广西 南宁 530300;
5. 浙江大学地球科学学院, 浙江 杭州 310027)

摘要: 利用ERA-Interim及雨量和土壤水分观测资料,对比诊断了2011年5—6月长江中下游梅汛前极早期急转为梅汛期洪涝的极端天气事件的对流条件(水汽、不稳定、抬升作用)差异及特征,并研究条件性湿位涡垂直通量(CMF)指数与暴雨之间的定量关系。结果表明:在极早期,干冷的东北气流控制,西太平洋副热带高压偏东,低层水汽通量弱且以偏北风输送为主,中低层为下沉气流,无低空急流,等 θ_{se} 线稀疏,边界层抬升机制缺乏,是干旱加剧的主要因子;在梅汛期,西南气流增强,西太平洋副热带高压西伸,低层气流在长江地区辐合,低层水汽通量增加且转为西南和东南风输送为主,伴随高低空急流耦合和深厚的上升运动,等 θ_{se} 线密集形成梅雨锋,增强不稳定暖湿空气强迫抬升和垂直输送,造成暴雨频发,引起区域性洪涝。暴雨中心600 hPa以下为负湿位涡的不稳定层,对流不稳定与条件性对称不稳定共同作用是强降水发生的不稳定机制。CMF指数与旱涝变化、暴雨过程演变非常一致,在极早(梅汛)期,CMF指数低(高),变化平缓(剧烈),CMF指数在暴雨开始时逐步剧增,结束时迅速减小。

关键词: 旱涝急转;对流条件;条件性对称不稳定;梅雨锋;暴雨增幅

中图分类号: P426.6

文献标志码: A

Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.054

1 引言

梅汛期是东亚夏季风影响长江中下游地区时形成的独特雨季^[1]。每年夏季风强弱不同,导致梅汛期降水时空差异大,容易引发旱涝灾害^[2-3]。尤其是同一季节内突发性旱涝急转致灾更严重,为此人们更加注重对这一异常现象的研究^[4]。陶诗言等^[5]研究了夏季江淮流域持续性旱涝期间的环流特征,指出江淮流域大水持续期间500 hPa环流形势非常稳定。吴志伟等^[6]定义一个长周期(2个

月左右)旱涝急转指数,定量地研究了长江中下游夏季长周期旱涝急转现象及其对应的前期大气环流特征,发现旱转涝年的早期西太平洋副热带高压主体偏南,水汽输送弱,涝年则相反。唐明等^[7]分析了淮北地区旱涝急转的成因。梅雨期引发旱涝突变的持续性暴雨过程跟特定的天气形势有关。张顺利等^[8]认为南海季风涌、西太平洋副热带高压、中高纬冷空气活动与西南暖湿气流形成的梅雨锋、切变线是主要的影响天气系统。梅雨锋上及沿梅雨锋东移的中尺度涡旋扰动直接制造暴雨^[9]。随着新资料、新方法的应用,梅雨锋涡旋扰

收稿日期 2020-01-17 修订日期 2020-08-08

基金项目:国家自然科学基金项目(41790471、41975054、41530427、41930967、41775040);中国科学院战略性先导科技专项(XDA20100304);国家重点研发计划项目(2019YFC1510400);广西自然科学基金项目(2016GXNSFAA380184);广西区气象局重点项目(桂气科201501、桂气科2017Z02);广西区气象局短时临近天气预报技术创新团队专项共同资助

通讯作者 沈新勇,男,江苏省人,教授,博士研究生导师,主要从事中尺度气象学研究。Email:shenxy@nuist.edu.cn

动及其引发暴雨的中尺度系统结构得到了深入的研究^[10-14]。最近几年,Gao等^[15]阐明了强降水会造成热力、质量强迫下的湿位涡(Moist Potential Vorticity,简称MPV)异常,并通过实例分析湿位涡异常可较准确预报暴雨落区。Cui等^[16]和庆涛等^[17]分别利用对流涡度矢量(Convection Vorticity Vector,简称CVV)对江淮暴雨过程进行诊断分析,发现CVV与降水相关性好,是梅雨锋暴雨预报的有效诊断量。梅雨锋上的极端暴雨还与大气不稳定性相联系,锋面上的湿条件性对称不稳定(Conditional Symmetric Instability,简称CSI)加强了锋面的次级环流,在锋面附近产生中尺度雨带,极易引起暴雨增强^[18]。Hoskins^[19]、Bennetts等^[20]讨论了CSI与MPV之间的关系,认为当大气满足对流和惯性稳定时,CSI存在的必要条件是 $MPV < 0$ 。定量分析MPV可确定强暴雨的可能落区。

2011年长江中下游地区出现严重冬春连旱,5月份旱情加剧,多座水库干涸,鄱阳湖出现1951年来最低水位。进入6月,大气环流突变,多次暴雨过程出现,旱涝急转造成江西、湖北、湖南、浙江、安徽等地3万余人受灾,约100人遇难,直接经济损失近3亿元。这次异常天气事件的成因已有一些研究成果^[21-23]发表,这些成果有助于提高对此类异常暴雨事件的认识。然而,这种大气对流条件突变,转为有利于中尺度对流系统发展而产生极端暴雨的情形,极易导致防范不足,酿成大灾。能否建立清晰表征转折信号的指数(指标)是提高监测和预报大气环流突变准确率的关键。Doswell等^[24-25]提出了“成份法”(诊断大气的不稳定、水汽和抬升机制三个因子)分析深厚湿对流,Schultz等^[26]利用“成份法”分析倾斜对流时,发现仅有CSI一个因子不足以产生倾斜对流,倾斜对流的产生同样需要大气不稳定、水汽和抬升机制三个因子的共同作用,缺少任何一个都不能判断倾斜对流的产生。为此,本文在对比分析急转前后的水汽条件、抬升机制和不稳定差异的基础上,进一步分析急转后暴雨过程发生时梅雨锋结构的热力、动力特征,最后利用我们前期研究季风雨带与对称不稳定关系所建立的,表征梅汛期雨带异常的条件性湿位涡垂直通量(Conditional MPV Flux,简称CMF)指数^[27],分析CMF指数异常与梅汛期暴雨的相关性,为此类灾害性天气预报预测提供参

考依据。

2 资料和方法

本文使用的资料有中国气象局信息中心提供的逐日降雨量、江西省湖口站8层(0~10、10~20、20~30、30~40、40~50、50~60、70~80、90~100 cm)不同深度逐日土壤水分体积含水量和欧洲中期天气预报中心提供的ERA-Interim再分析资料。ERA-Interim要素包括:纬(经)向风分量(u,v)、温度(T)、位势高度(H)、垂直速度场(ω)、比湿场(q)、相对湿度(RH),ERA-Interim资料水平分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$,垂直方向上1 000~100 hPa分为27层,时间分辨率为6 h^[28]。气候值取1981—2010年的30年平均。

水汽通量向量场计算公式^[29]为:

$$F(x, y, p, t) = -\frac{1}{g} q \cdot \vec{V} \quad (1)$$

其中, $F(x, y, p, t)$ 为等压面上水平水汽通量向量场,表示水汽水平输送的强度, g 为重力加速度, q 为比湿, \vec{V} 为风速矢,风的方向即为水汽输送的方向。

对应水汽通量散度则为:

$$D(x, y, p, t) = -\frac{1}{g} \nabla \cdot (q \vec{V}) \quad (2)$$

其中, D 为等压面水平水汽通量散度,表示水汽的辐合辐散的程度, ∇ 是等压面上的三维梯度算子,其它同式(1)。

整层水汽水平通量 Q_{flux} 和水汽通量散度 Q_{div} 为:

$$Q_{\text{flux}} = \int_{p_i}^{p_s} F dp \quad (3)$$

$$Q_{\text{div}} = \int_{p_i}^{p_s} D dp \quad (4)$$

其中 P_s 为地面气压, P_i 为积分上限,取300 hPa,计算低层水汽时,则取600 hPa。

湿位涡MPV计算公式^[30]为:

$$MPV = -g (\vec{f}k + \nabla_p \times \vec{v}) \cdot \nabla_p \theta_{se} \quad (5)$$

其中, f 和 θ_{se} 分别为地转参数和假相当位温, ∇_p 是等压面上的三维梯度算子,其它同式(1)。

理查逊(Richardson)数是一个与大气层结稳定性和风的垂直切变有关的动力学参量。常作为切变不稳定、对称不稳定等判据,其条件性对称不稳定的判据^[30]可写为:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}, R_i = 1 \quad \begin{array}{l} > \text{条件性对称稳定} \\ \text{中性} \\ < \text{条件性对称不稳定} \end{array} \quad (6)$$

其中, θ_{se} 为假相当位温, g 为重力加速度, u 为纬向风。

分析方法主要是天气学物理量诊断, 并对特定区域或时段求算术平均。

3 降水与土壤水分变化特征

2010 冬季—2011 年上半年长江中下游地区

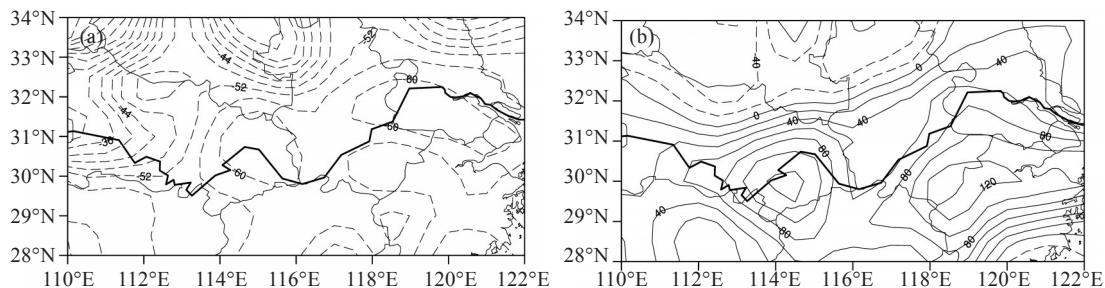


图1 长江中下游地区总降雨量距平百分率(单位: %, 虚线<0; 实线>0; 粗黑线: 长江) a. 1—5月; b. 6月。

统计逐日区域内暴雨(日降水量 ≥ 50 mm)以上站点总数(图2a), 发现5月仅在11—12日和22日出现暴雨, 分别有12站和6站, 22日后降雨明显偏弱, 逐日区域平均累积雨量不足3 mm, 导致下旬旱情加剧。进入6月, 区域性暴雨过程相继在4—6日、9—11日、14—15日、17—19日和24—25日出现, 暴雨站数分别为20、15、34、37和15站。这些暴雨过程的强降雨区重叠, 降雨强度大, 部分地区降雨量超过历史同期记录, 引发严重洪涝。土壤含水量对雨量响应滞后时间不一, 但其在早期和涝期差异明显。旱转涝中心区的湖口站土壤体积含水量变化显示, 表层0~10 cm土壤体积含水量对雨量响应敏感, 受5月11—12日和22日暴雨过程影响, 土壤体积含水量出现“急增快降”特征, 10—13日由 $0.27 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 急增至 $0.32 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 21日快速降到 $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 24日重新升至 $0.33 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 6月3日又回到 $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。进入6月, 连续暴雨导致土壤体积含水量变化转为“急增缓降”, 5日升至 $0.33 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 后, 变幅极小地维持到30日。浅层10~20和20~30 cm与表层类似, 但早期和涝期内变幅更小, 特别是20~30 cm, 6月3日之前在 $0.24\sim 0.26$

($110\sim 122^\circ\text{E}$, $28\sim 34^\circ\text{N}$)降水异常偏少, 1—5月总降水量区域平均仅221 mm, 比1981—2010年气候平均值(558 mm)偏少59%, 引起严重干旱。由2011年1—5月和6月总降雨量相对于1981—2010年气候平均值的距平百分率分布图(图1)可见, 1—5月江淮地区大部总降雨量距平百分率在-40%以下, 沿江地带小于-60%, 是60年来同期最少(图1a)。进入6月, 天气形势发生重大转变, 前期少雨突变为暴雨频发, 31°N 以南地区的总降雨量距平百分率由-60%变为80%以上, 局地超过120%(图1b), 导致长江中下游地区由旱灾转入洪灾。

m^3/m^3 , 之后则为 $0.30\sim 0.32 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 旱涝阶段非常明显。而深层30~100 cm, 由于降雨总体少, 6月3日之前土壤水分体积含水量几乎没变, 数值在 $0.33\sim 0.35 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 3日后小幅跃升至 $0.35\sim 0.38 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 且在区域暴雨过程期间出现与表层类似的急剧陡增过程(图2b), 雨量和土壤水分体积含水量变化证实了5月24日—6月3日是急转前干旱加剧的极早期, 而6月4—20日是急转后的梅汛期, 后文我们选取这两阶段进行对比分析。

4 环流背景概况

观测事实和研究表明^[31-32], 夏季长江流域暴雨异常是大气环流系统异常且稳定配合引起的。这里简要分析两阶段制约中尺度对流发展的环流特征差异。

国家气候中心的东亚季风监测显示^[33], 2011年5月冷空气活动仍频繁影响我国, 其中19—22日冷空气势力较强, 影响我国中东部地区, 偏强东北风迫使5月第2候已建立的南海夏季风中断, 西南季风输送带上的对流活动弱。到5月下旬, 受非

律宾以东洋面上1102号“桑达”台风往北行和华北南部高压脊的共同影响,850 hPa我国东部35°N以南仍维持强劲偏北气流,干冷气流一直南侵到中南半岛北部,压制孟加拉湾西南气流分流:一部分转向高原南部,另一部分在10°N附近往东输送。往东的气流与脊线位于20°N西太平洋副高南侧,在125~130°E转向的偏南气流汇合后,继续流向日本海南部。因而,极早期气流汇合区偏东,导致长江中下游地区持续少雨天气(图3a)。在梅

汛期,孟加拉湾西南气流显著增强,在15~20°N形成了超过16 m/s的西风急流核并向东延伸,西太平洋副高同时加强西伸,其南侧东南风和孟加拉湾西南风在南海地区汇合,形成了强大的偏南气流往中国东南部输送,并与山东半岛高压脊南侧的偏东风回流,在长江中下游地区形成低层切变线,切变线加强了低层暖湿空气辐合抬升,有利于成云致雨(图3b)。

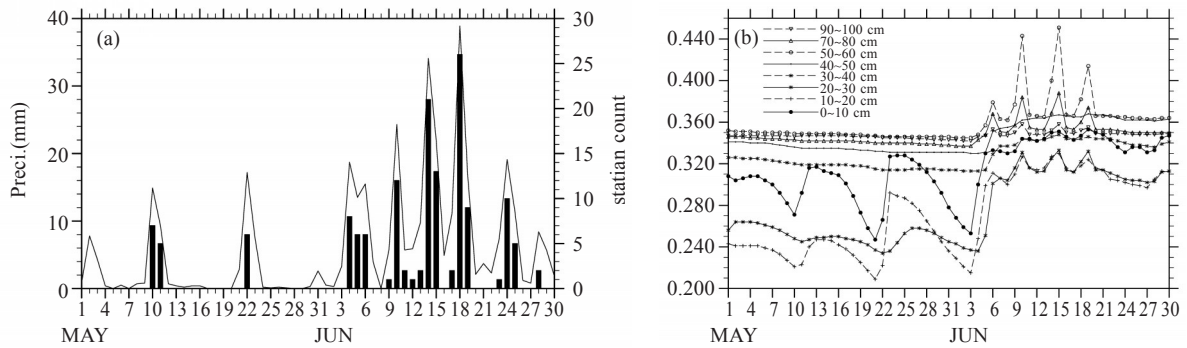


图2 2011年5月1日—6月30日降雨量与土壤水分体积含水量变化 a. 逐日区域平均雨量(实线,单位:mm)和日降水量≥50 mm以上测站数(柱状,单位:站);b. 湖口县不同深度土壤水分体积含水量(单位:m³/m³)。

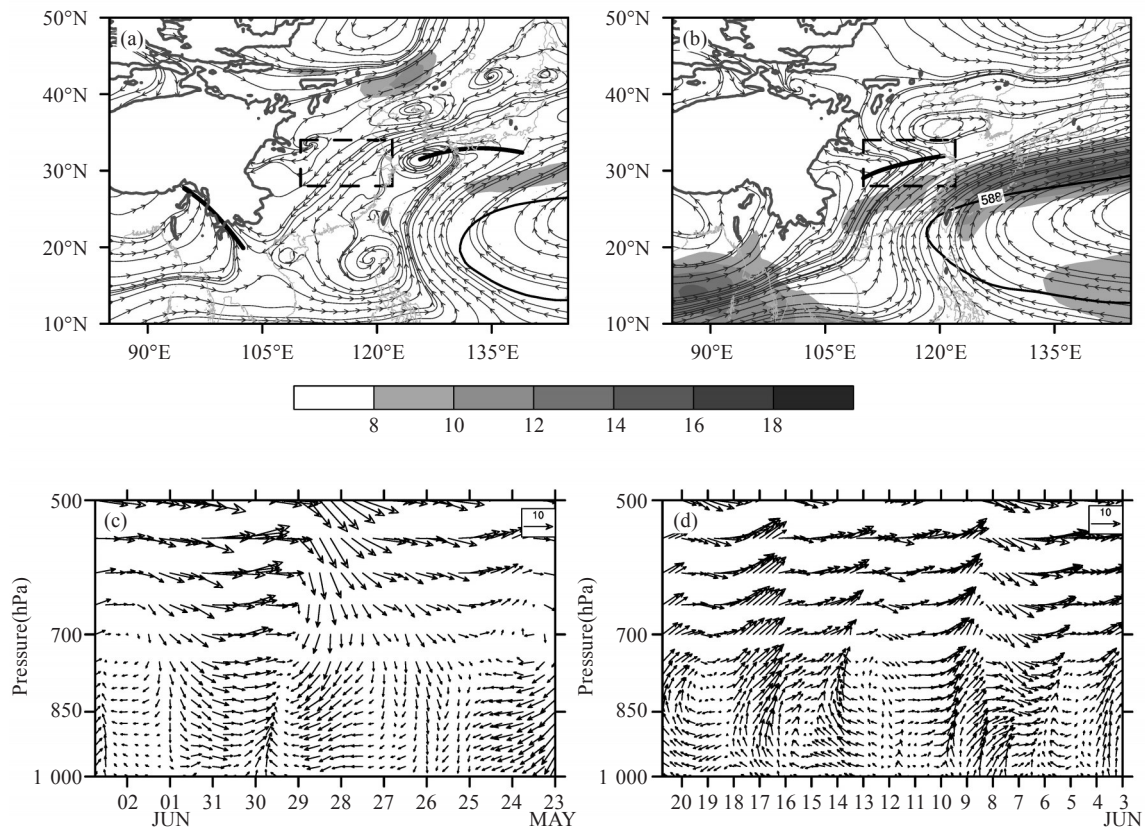


图3 极早期(a,c)和梅汛期(b,d)850 hPa平均流场(a,b)及长江中下游区域平均水平风场时间-高度剖面(c,d)(单位:m/s) a和b中的阴影为风速大于8 m/s区域,粗实线为切变线位置,细实黑线为588等位势高度线。

长江中下游区域平均的高低层风场时间演变(图3c、3d)也显示,在极早期,从地面到750 hPa都维持东北风,且一直持续到5月30日;在中层700~500 hPa,除了28—29日,受北上台风“桑达”西侧的下沉偏北气流影响外,整个区域其它时段以偏西风为主。在梅汛期,750 hPa以下,则是强西南风和弱的偏东风与东北风交替影响。对比图2a发现,低层西南风增强与暴雨过程对应关系好:在暴雨过程开始前或发生期间,伴随有低层西南风增强,且向中高层延伸;当低层强西南风转为弱偏东或东北风时,暴雨停歇。另外,在700 hPa上,暴雨发生时,往往中层有短波槽过境,与低层风速脉动相耦合,增强气层不稳定。

5 水汽条件特征

暴雨产生需要低层有持续和稳定的水汽输送及汇合。在极早期(图4a),中国东部600 hPa以下低层水汽通量非常弱,长江中下游地区水汽通量以偏北风输送为主,水汽通量散度 >0 ,300 kg/(m·s)以上西南水汽通量位于孟加拉湾和西太平洋副高西侧,与长江中下游地区明显断开,导致长江中下游地区水汽不足;水汽汇合中心有2个,一个在青藏高原南麓的孟加拉国和印度东部地

区,中心水汽通量散度小于 $-40 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,是孟加拉湾西南气流受东北风压制转向形成的(对比图3a),另一个在日本西南部洋面上,水汽通量散度也小于 $-35 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,是孟加拉湾西南气流在 10°N 附近往东输送并与副高西南侧东南气流汇合后,继续往北输送形成的。在梅汛期(图4b),伴随西南风增强,孟加拉湾水汽通量中心明显增强,超过了 $550 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$,通量矢向东越过中南半岛,与加强西伸的副高南侧东南水汽通道及南海南风水汽通道汇合,形成带状水汽通量轴往中国东部输送,在左前方与东海北部的东北风水汽输送带在长江中下游地区产生强烈辐合,为多次极端暴雨产生提供充足水汽。

两个阶段的湿层厚度也差别明显。在极早期(图4c),湿层非常薄,且水汽含量低,整个阶段低层850 hPa以下区域平均比湿一直维持在 $8 \text{ g}/\text{kg}$ 左右,相对湿度为 $50\% \sim 60\%$,中高层大部不足 40% 。在梅汛期(图4d),低层湿度明显增加,850 hPa以下比湿增加到 $12 \text{ g}/\text{kg}$,相对湿度超过 80% 。由图4d还可以发现,在4次暴雨过程发生和结束时,有倒“漏斗”状的由低往高伸展的“湿柱”与从高层下沉的“干柱”匹配出现,说明暴雨发生时湿层深厚,气层饱和,受短波槽后部冷平流影响,气层变干,暴雨间歇。

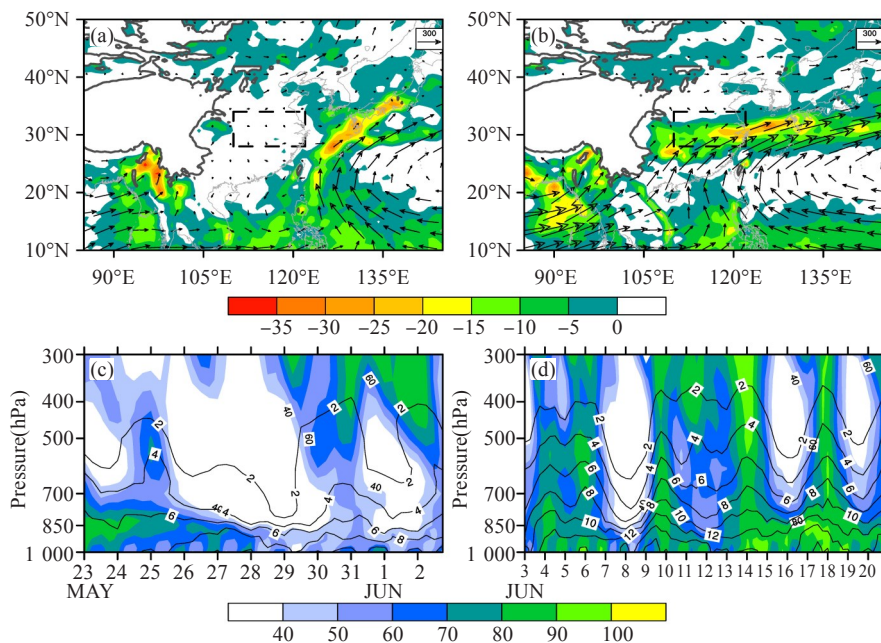


图4 极早期(a、c)和梅汛期(b、d)600 hPa以下低层平均水汽通量和水汽通量散度场垂直积分(a、b)及区域平均RH和q时间-高度剖面(c、d) a和b中黑色箭头为水汽通量矢,单位: kg/(m·s);填色为水汽通量散度,单位: $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$;c和d中填色为RH,单位:%;等值线为q,单位:g/kg。

6 强迫抬升机制

大尺度动力强迫和锋面的抬升作用是对流启动的关键。边界层辐合、梅雨锋和高空急流辐散等抬升强迫机制的共同作用,往往可促进湿对称不稳定能量释放,使锋面附近降水增加。梅雨锋锋生过程产生与锋面正交的垂直次级环流是中尺度雨带启动的一种机制^[34],它不仅使得暖湿空气在南侧沿锋面爬升,造成高低层的温差变小,容易发生理查逊数 <1 ,从而产生对称不稳定^[35-36],而且还对锋面南侧附近的对流系统具有一定的组织作用,使对流雨带缓慢向南压^[37]。

6.1 锋生

梅雨锋区是夏季风北侧的相当位温强梯度带,南北边界一般介于320~340 K。参照查书瑶

等^[38]使用850 hPa θ_{se} 经向梯度(即 $-\partial\theta_{se}/\partial y$)表征梅雨锋的强度。从110~122 °E纬向平均的 θ_{se} 及其梯度时间-纬度剖面图(图5)发现,在极早期,850 hPa 28~34 °N θ_{se} 值总体在324 K以下,与锋区北界后部的冷气团相当,大气状态偏干偏冷;等 θ_{se} 线也较稀疏,强度在 $1\times 10^{-5}\sim 2\times 10^{-5}$ K/m,表明梅雨锋区没有建立;而在24~26 °N整个极早期则有明显的 θ_{se} 密集区和经向梯度大值中心,这一纬带对应的是华南静止锋^[38]。在梅汛期,与暖湿空气增强相对应,28~34 °N纬带内850 hPa θ_{se} 值明显增加,总体在324~348 K之间,且形成等 θ_{se} 线密集带, θ_{se} 经向梯度强度超过 4×10^{-5} K/m,而区域的南北两侧则是等 θ_{se} 线稀疏区和经向梯度小值区。等 θ_{se} 线密集带在整个梅雨期随梅雨锋切变线南北摆动。梅雨锋对暖湿不稳定空气起强迫抬升作用,促使湿对称不稳定能量释放,引发暴雨。

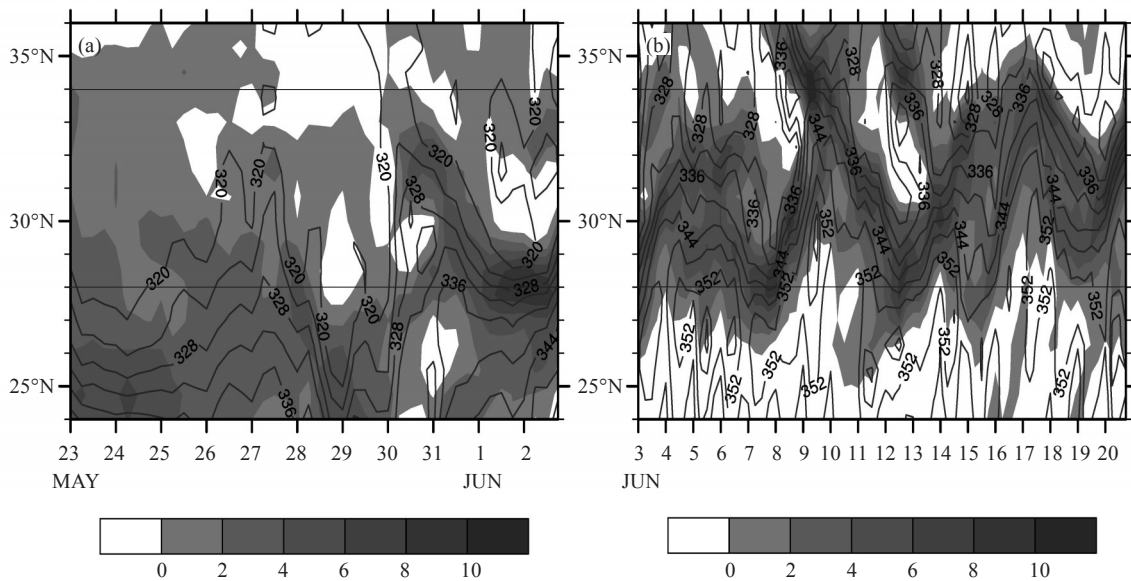


图5 极早期(a)和梅汛期(b) 850 hPa 110~122 °E纬向平均的假相当位温(等值线,单位:K)和假相当位温的经向梯度($-\partial\theta_{se}/\partial y$,阴影区,单位: 10^{-5} K/m)时间-纬度剖面
两条黑横线为长江中下游所在纬度。

6.2 垂直速度

张小玲等^[39]研究发现梅雨锋区的南侧有强烈的上升运动,上升运动区南北两侧都是下沉区,南侧低层的上升运动加强低层水汽辐合的垂直输送。在极早期(图6a),整个区域主要以下沉运动为主,特别在1102号台风靠近东海转向时,区域的下沉最强,达到了0.25 Pa/s,30—31日与短暂转南风相一致,在中层600~300 hPa出现中心值为-0.15 Pa/s的上升运动区,但低层仍为下沉运

动,且南风较弱,水汽输送不足,降雨量小。在梅汛期,区域垂直环流转为深厚的上升运动与下沉气流成对匹配的形态(图6b),且上升运动都比下沉气流强,中心值都超过-0.2 Pa/s,下沉气流则小于0.1 Pa/s。对比图2,发现深厚上升运动与暴雨过程发生相一致,其加强了低层暖湿气流抬升,大量水汽上升过程冷却凝结释放潜热使暴雨维持,强降水的拖曳加上中层小槽过境后部干冷气流的影响,逐渐转为弱下沉气流,导致暴雨停歇。

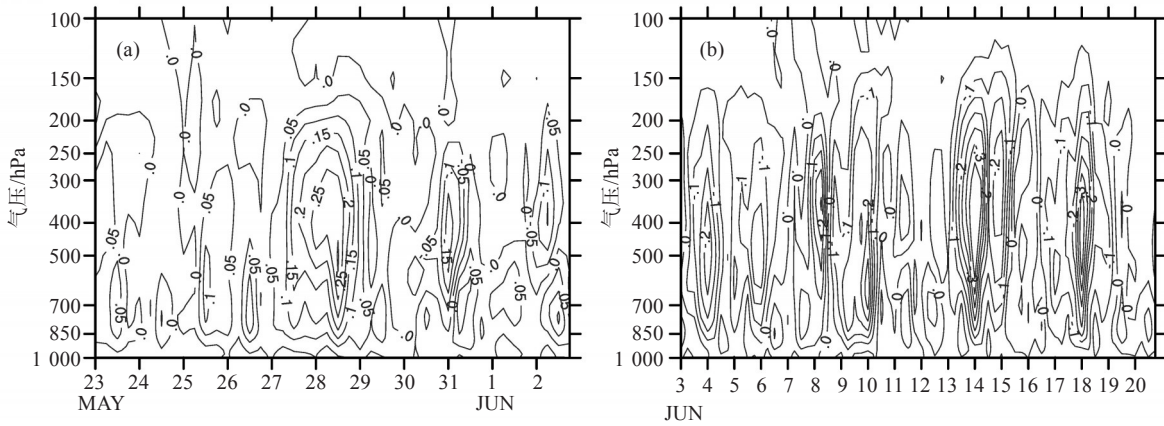


图6 极早期(a)和梅汛期(b)长江中下游区域平均 ω 时间-高度剖面 单位: Pa/s。 $\omega < 0$ 为上升运动。

6.3 高低空急流耦合

高低空急流的耦合是暴雨等剧烈天气发生发展的重要原因^[40-41]。当低层强辐合区与高空强辐散区重叠时,急流引发的次级环流增强,高空急流加强,可促使高空辐散加强,而低空急流则为暴雨产生提供暖湿气流,低空急流可通过垂直环流和暴雨存在正反馈机制^[42]。图7是110~122°E的纬向平均 u 和 θ_{se} 的经向-垂直剖面图,在极早期(图7a),15~35°N区域,600 hPa以下 u 风非常小,不足6 m/s,且800 hPa以下为东风控制,对比图4可知为干冷气流,整个东部地区无偏南风急流。高空几乎全为西风控制,高空急流位于35°N附近的200 hPa上,中心值大于40 m/s,仅有高空急流无法形成次级环流,加强垂直运动。相应的 θ_{se} 在长江中下游地区没有形成密集的锋区,加上800 hPa

以上是 θ_{se} 随高度增加的稳定区域,所以对流降水弱。在梅汛期(图7b),低空30~35°N区域形成显著的梅雨锋东西向切变,锋前西风($u > 0$),锋后东风($u < 0$),高度到达700 hPa,700 hPa西风增加到10 m/s以上,这与低层西南风增强相一致(对比图3d)。对流层高层存在两支急流,一支是梅雨锋上方副热带西风急流,另一支是位于18°N附近的热带东风急流,两者为梅雨锋暴雨的产生提供高空辐散气流条件。在30~35°N区域850~500 hPa高度上, θ_{se} 呈陡立状,且非常密集,是梅雨锋所在的区域,低空急流正好在锋面南侧,其携带的暖湿气流沿锋面爬升,与高空形成功合作用,导致水汽垂直输送增强,促使大量凝结潜热释放,加大气层不稳定性,使强降水维持。

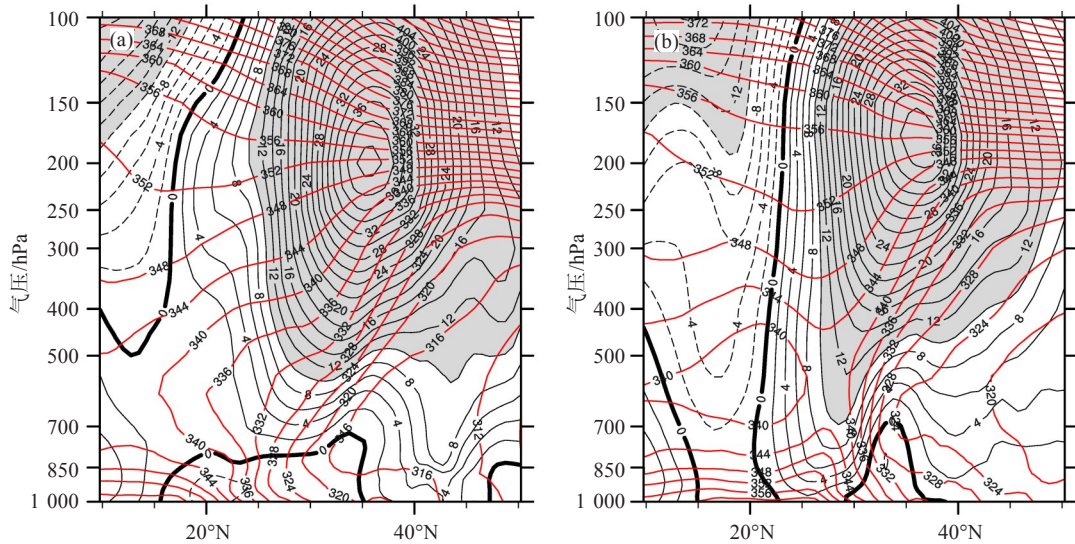


图7 极早期(a)和梅汛期(b) 110~122°E 纬向平均的 u 分量(单位:m/s,黑实线: $u > 0$,虚线: $u < 0$)和假相当位温(红实线,单位:K)纬度-高度剖面(阴影区为大于10 m/s风速区)

7 不稳定条件

7.1 梅汛期锋区结构特征

在不同尺度天气系统相互作用下,梅雨锋暴雨往往由组织化的深厚湿对流以及由其发展形成尺度更大且持续时间更长的MCS造成^[43]。MCS与垂直对流有关,有利于对流不稳定能量释放的不稳定层结是中尺度系统加强和暴雨维持的可能原因之一。梅雨锋附近的暴雨有时也发生在位势稳定或中性的层结条件下,且暴雨区的范围可达到中 α 尺度或更大,倾斜对流则与这些平行于基流的锋前暖区带状暴雨带有关,倾斜对流伴随的对称不稳定扰动在组织和启动这些带状对流有重要作用^[30,44]。图7b显示,在梅汛期,不稳定层深厚(到400 hPa),且暖而湿(340 K),可见暴雨频发与不稳定增强相关。详细分析4次暴雨过程对应的

梅雨锋垂直结构(图8)发现:在30°N附近有假相当位温等值线密集区,对应为梅雨锋区,从低层到500 hPa坡度很大,近乎垂直,低层甚至往南倾斜。相应的锋区内湿度梯度也非常明显,表现为湿度锋;而温度在低层(850 hPa以下)明显呈“V”形分布,表明温度南北两侧温度高、中间低的“三明治”典型梅雨锋的结构^[45]。锋区南侧为高能舌,高能舌呈倒“V”形伸至650 hPa,为强的对流不稳定区;湿舌也非常深厚,亦呈倒“V”形向上伸展,8 g/kg等值线至650 hPa。暴雨中心发生在锋区南侧的强对流不稳定到锋区中性层结的区域中(图8黑色区域)。对应高层为等 θ_{sc} 线向“下凹陷”区,导致倾斜涡度发展,对流增强^[46]。在远离锋区的低纬热带气团内,虽然层结也是不稳定的,但为下沉运动区,抑制对流发展;而在梅雨锋北侧气团中,气层是弱的对流不稳定或中性,主要是地面感热加热引起的热力不稳定。

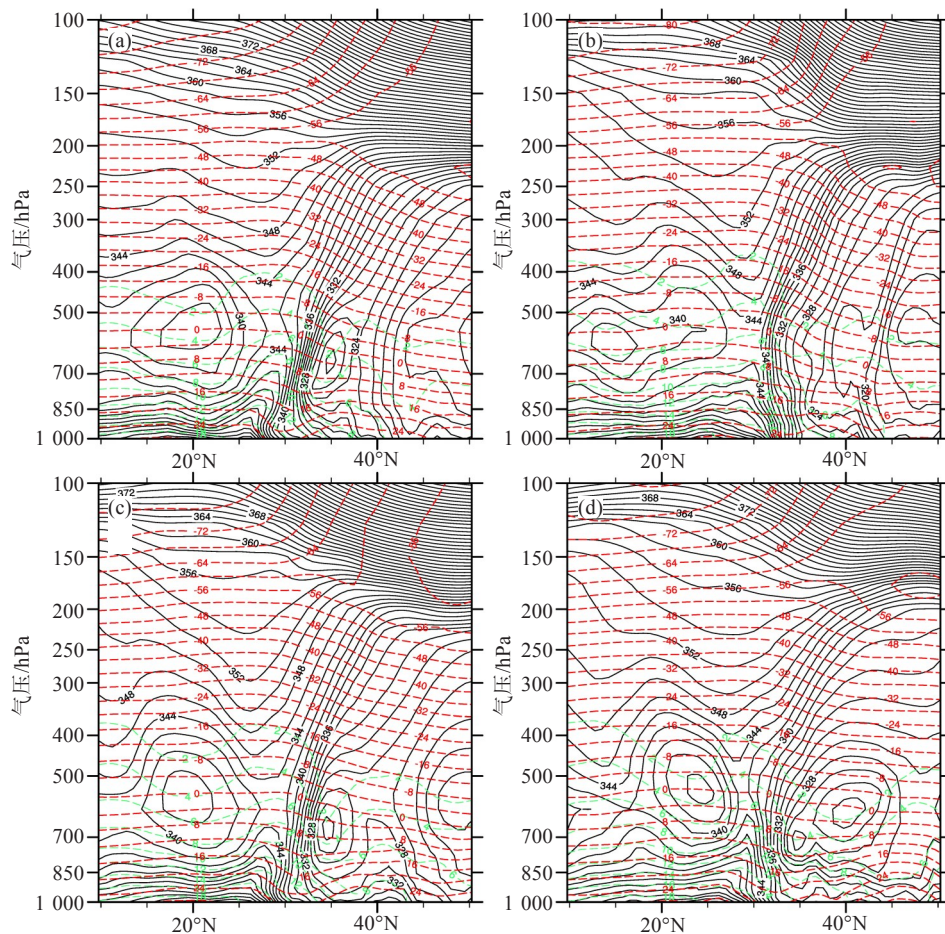


图8 梅汛期4次暴雨过程沿暴雨中心的假相当位温(黑色实线,单位:K)、比湿(绿虚线,单位:g/kg)、温度(红虚线,单位:°C)平均纬度-高度剖面图 黑色小方块区域为暴雨所在的纬度。

a. 4—6日;b. 9—11日;c. 14—15日;d. 17—19日。

7.2 湿位涡与条件对称不稳定特征

第2节式(3)可分为垂直项 MPV_1 与水平项 MPV_2 之和:

$$MPV_1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} \quad (7)$$

$$MPV_2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \quad (8)$$

式(7)中为 MPV_1 湿位涡的垂直分量, 对应湿正压过程, 表示惯性稳定性和对流稳定性的作用。北半球通常情况下绝对涡度为正值, 当大气是对流不稳定时, $MPV_1 < 0$ 。式(8)中是 MPV_2 湿位涡的水平分量, 对应湿斜压过程, 它包含湿斜压性和水平风垂直切变的作用。当 MPV_1 和 MPV_2 都小于 0 时, 为对流不稳定与条件对称不稳定共同存在, 当 $MPV_1 > 0$ 、 $MPV_2 < 0$, 且 $MPV < 0$, 则为条件性对称不稳定^[30,47]。

图9为梅汛期4次暴雨过程沿暴雨中心的纬度-高度剖面图。在锋区附近及其南侧 600 hPa 以下的中低层 $MPV < 0$ (阴影区), 为不稳定层。其中, 第一次过程(4日 08 时), 除边界层 950 hPa 以下超过 -1.2 PVU 外, 950~600 hPa MPV 都较小, 只有 -0.4 PVU, 其他 3 次过程的 MPV 值则较大, 在 850 hPa 以下为 -1.2 PVU。4 次过程的湿正压(垂直项 MPV_1) 与湿斜压(水平项 MPV_2) 作用不同, 相应的不稳定类型、强弱及伸展高度有明显差异: 第 1 次过程(图 9a), 锋前 $-\partial\theta/\partial p$ 垂直分布为“-”、“+”和“-”, 即在 875~800 hPa 为中性到接近稳定层, 其上下为不稳定层, 说明锋前对流不稳定为主, 湿正压过程起主要作用; 在锋区到锋后为 $-\partial\theta/\partial p > 0$, 为强的对流稳定, 在斜压作用下, 暖湿空气沿锋面抬升, 在 750~650 hPa 区域有 CSI 存在, 增强锋面垂直环流, 导致暴雨增强; 第 2 次过程(图 9b), 锋前及锋区 600 hPa 以下 $-\partial\theta/\partial p$ 为“-”, 为对流不稳定, 锋后只在 900 hPa 以下是 $-\partial\theta/\partial p > 0$ 的稳定层, 在陡立锋区的 750~600 hPa 区域里亦有 CSI 存在; 第 3 次过程(图 9c), 锋前 600 hPa 以下也是 $-\partial\theta/\partial p < 0$, 为对流不稳定, 锋区则与第一次类似, 为强的对流稳定区, 在锋区上方的 700~650 hPa 为 CSI 区。第 4 次过程(图 9d), 锋前 600 hPa 以下为 $-\partial\theta/\partial p < 0$ 的对流不稳定, 在锋区为弱稳定性, 低层也有 CSI 区。可见, 4 次暴雨过程都为对流不稳定与 CSI 的共同作用导致暴雨发生, 关于他们定量关系将在

下节讨论。

7.3 MPV 垂直通量特征

利用黄明策等^[27]建立的条件性湿位涡垂直通量指数(CMF), 定量分析不稳定强弱与降雨量的关系。CMF 指数从 CSI 产生的机制出发, 综合考虑了动力、热力、水汽、垂直运动和层结稳定性等条件, 判别是否为 CSI 区域。组合判别式为:

$$\begin{cases} MPV < 0 \\ W > 0 \\ RH > 80\% \end{cases} \quad (9)$$

式(9)中要求 $MPV < 0$, 主要是指对流不稳定和潜在对称不稳定两者共同存在, 或者存在两者的单一不稳定形式。上节分析显示暴雨过程是对流不稳定和潜在对称不稳定两者同时起作用的结果, 所以式(9)与 Dixon 等^[48]的判别式的差别是剔除了限定为对流性稳定($-\partial\theta/\partial p > 0$)的条件, 以满足两种不稳定共存的实际情况。组合判别式还要求水汽含量近饱和以及有上升运动($W = -\rho g \omega$, 判别式用等价的 z 坐标垂直速度, 以保持与 CSI 的必要条件判据($MPV < 0$)一致, 避免讨论时混淆), 其物理意义实质上是负 MPV 垂直通量。对于给定网格点和等压面层, 利用判别式判断该点是否同时满足 3 个判别条件, 如果是, 则该格点在该层计为“1”, 表示存在 CSI 不稳定, 否则为“0”, 表示不存在 CSI; 从 1 000 hPa 逐等压面层判别到 100 hPa, 可以得到垂直方向上有多少层满足, 累加所有为“1”的层数, 即为 CMF 指数强度。逐格点计算可知 CMF 指数水平分布。

图 10 是早期和涝期 CMF 指数和长江中下游区域平均雨量逐日变化图。在极早期 CMF 指数与雨量变化平缓, 振幅小, 且 CMF 值维持在 150 以下; 在梅汛期, 4 次暴雨过程对应的 CMF 指数明显增大, 超过了 550, 而且变化剧烈, 振幅大, 指数与旱涝转换表现为同位相, 即早期对应低指数, 涝期对应高指数。CMF 指数与暴雨过程发生演变也非常一致: 在暴雨过程开始时 CMF 指数逐步剧增, 当暴雨结束时 CMF 指数又迅速减小, 两者亦呈同位相变化, 两者的相关系数达到了 0.76。另外 CMF 指数由低阶段到高阶阶段的转变对应日为 6 月 3—4 日, 这与封国林等^[21]利用雨量距平法确定旱急转涝日期的结果一致。由此可见, CMF 指数对 2011 年长江流域的梅汛期极端暴雨过程预测有很好的指示意义。

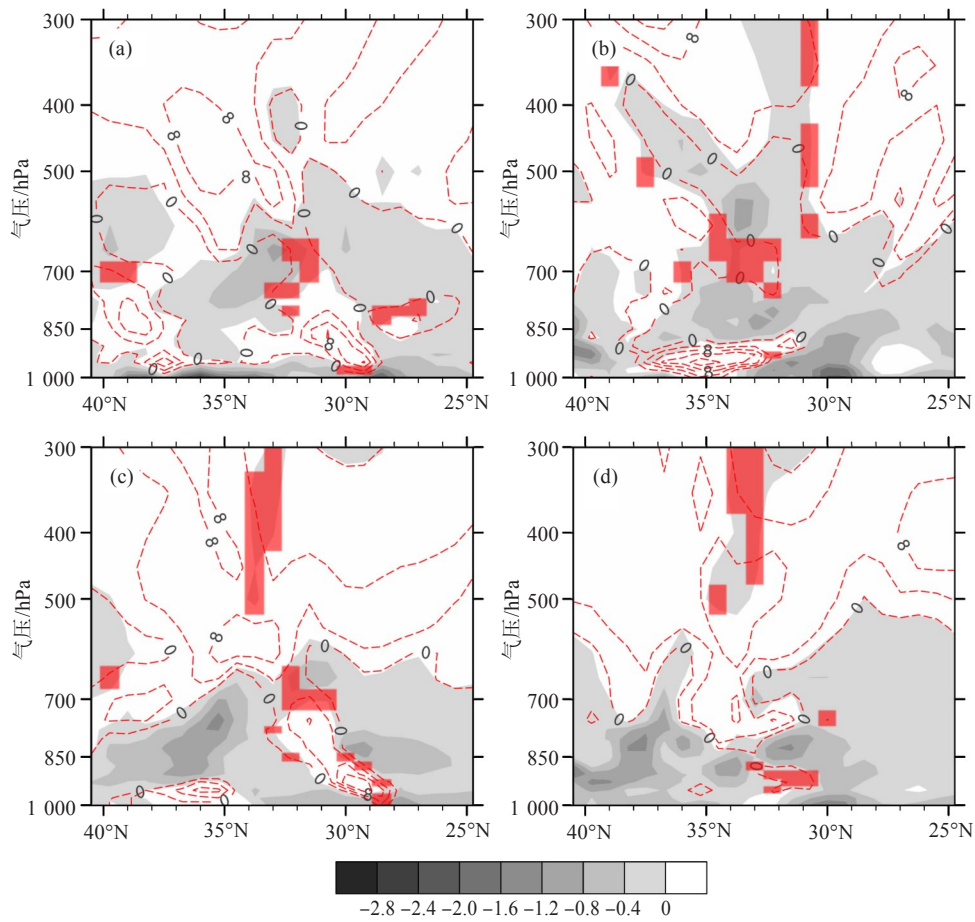


图9 梅汛期4次暴雨过程沿暴雨中心MPV(阴影区,单位:PVU,1 PVU= 10⁻⁶ m²·K/(s·kg),只画MPV < 0)和 -∂θ/∂p (红虚线,单位: 10⁻⁴ K/Pa,只画-∂θ/∂p > 0,表示对流稳定)以及CSI区域(红色透明填充) 纬度-高度剖面 a. 4日08时;b. 10日08时;c. 14日08时;d. 18日08时。

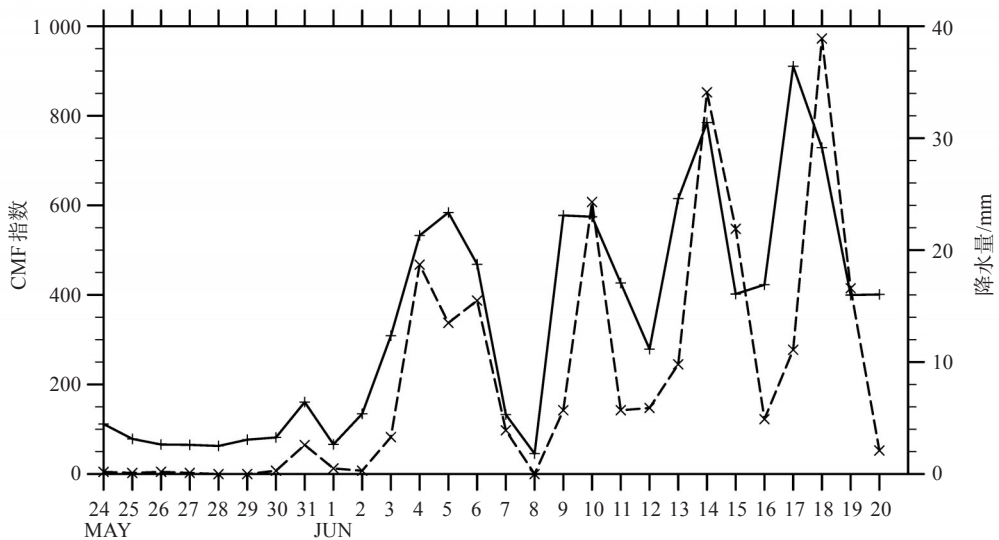


图10 长江中下游地区2011年旱涝急转期逐日区域平均CMF指数(实线)与降水量(虚线,单位:mm)变化图

8 结 论

本文针对长江中下游地区2011年梅汛期频繁暴雨过程导致前期极旱急转为区域洪涝的极端天气气候事件,利用ERA-Interim及雨量观测资料,诊断了急转前后及暴雨发生的对流条件,分析降雨与CMF指数的定量关系,为梅汛期暴雨预报提供新的思路和参考依据。

(1) 雨量和土壤水分体积含水量变化证实了2011年长江中下游地区发生一次显著的梅汛期前严重干旱急转为梅汛期区域性洪涝灾害的极端天气事件。5月,冷空气叠加北行台风西侧下沉偏北气流,使中国东部受干冷气流控制,压制孟加拉湾西南气流向东北输送,以及西太平洋副热带高压南侧的东南气流在偏东区域转向是前期干旱加剧的主要环流形势;6月初,孟加拉湾西南气流增强与西太平洋副热带高压突然加强西伸同步,导致西南气流在长江中下游地区与北面偏东风回流汇合,形成低层切变加强了低层气流辐合,配合高原700 hPa短波槽不断东移影响,促使长江中下游进入梅汛期,是早期转涝期的直接影响因子。

(2) 与天气尺度环流一致,在极早期,水汽通量大值区位于孟加拉湾和西太平洋副高西侧,往长江中下游地区的低层水汽通量非常弱,且以偏北风输送为主,水汽呈辐散状。相反,在梅汛期,伴随西南风增强,由孟加拉湾与副高南侧东南风

汇合形成显著水汽通量轴往长江中下游地区输送,与东北风水汽输送带产生强烈辐合,形成了深厚湿层,为多次极端暴雨产生提供充足水汽。

(3) 在极早期, θ_{se} 密集区和经向梯度大值区主要在华南地区,对应华南静止锋,长江中下游地区缺乏边界层抬升机制;在梅汛期,与暖湿空气增强相对应,长江中下游地区 θ_{se} 增强,且形成等 θ_{se} 密集的梅雨锋区,锋区里高低空急流耦合,以及整层深厚的上升运动,增强暖湿不稳定空气强迫抬升和垂直输送,锋区南侧 θ_{se} 向“下凹陷”区,导致倾斜涡度发展,对流增强,使强降水持续形成暴雨中心。

(4) 暴雨中心600 hPa以下的中低层MPV < 0,为不稳定层,梅汛期内不同暴雨过程的湿正压与湿斜压过程作用不同,不稳定类型、强弱及伸展高度也有明显差异,但4次暴雨过程不稳定机制都是对流不稳定与CSI共同起作用。

(5) 综合考虑了动力、热力、水汽、垂直运动和层结稳定性等条件的CMF指数与旱涝急转及暴雨过程演变呈同位相变化,早期对应低指数,涝期对应高指数,暴雨过程开始CMF指数剧增,结束时CMF指数迅速减小。

本文从个例分析进一步表明了CMF指数可为梅汛期极端暴雨过程的预测信号,是前期研究工作的延续,下一步我们将结合模式物理量预报开展暴雨落区诊断,不断优化CMF指数的适用性。

参 考 文 献:

- [1] 丁一汇,柳俊杰,孙颖,等.东亚梅雨系统的天气-气候学研究[J].大气科学,2007,31(6):1082-1101.
- [2] 朱宵峰,钱永甫,宁亮,等.长江下游地区汛期暴雨气候特征分析[J].热带气象学报,2008,24(2):136-146.
- [3] 吴哲琨,包云轩,朱霆,等.长江流域一次大暴雨过程的低空急流形成和影响机制分析[J].热带气象学报,2019,35(3):409-422.
- [4] 叶笃正,黄荣辉.长江黄河流域旱涝规律和成因研究[M].济南:山东科技出版社,1996.
- [5] 陶诗言,徐淑英.夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征[J].气象学报,1962,30(1):1-10.
- [6] 吴志伟,李建平,何金海,等.大尺度大气环流异常与长江中下游夏季长周期旱涝急转[J].科学通报,2006,51(14):1717-1724.
- [7] 唐明,邵东国,姚成林.沿淮淮地区旱涝急转的成因及应对措施[J].中国水利水电科学研究院学报,2007,5(1):26-32.
- [8] 张顺利,陶诗言,张庆云,等.长江中下游致洪暴雨的多尺度条件[J].科学通报,2002,47(6):467-473.
- [9] 张红华,姚秀萍,高媛,等.2016年江淮地区梅汛期首场持续性暴雨的持续原因初探[J].热带气象学报,2018,34(5):674-684.
- [10] 孙晶.梅雨锋暴雨中尺度对流系统研究若干进展[J].气象科技,2011,39(3):257-265.
- [11] 宫宇,罗亚丽.梅雨锋前线状中尺度对流系统成熟阶段的空气垂直运动分析[J].热带气象学报,2014,30(4):687-699.
- [12] 陈杨瑞雪,罗亚丽.不同边界层参数化方案和陆面过程参数化方案对一次梅雨锋暴雨显式对流模拟的影响分析[J].热带气象学报,2016,32(5):656-667.
- [13] JIANG Y Q, WANG Y, CHEN C H, et al. A Numerical study of mesoscale vortex formation in the midlatitudes: the role of moist processes[J]. Adv Atmos Sci, 2019, 36(1): 65-78.

- [14] 陈碧莹, 闵锦忠. 华北“7·19”暴雨中低涡系统演变及多尺度相互作用机制研究[J]. 热带气象学报, 2020, 36(1): 85-96.
- [15] GAO S T, LEI T, ZHOU Y S. Moist potential vorticity anomaly with heat and mass forcing in torrential rain system[J]. Chin Phys Lett, 2002, 19(6): 878-880.
- [16] CUI X P, GAO S T, LI X F. Diagnostic analysis of mesoscale rainstorms in the Jiang-Huai valley of China with convection vorticity vector[J]. Progress Natural Sci, 2007, 17(5): 71-80.
- [17] 庆涛, 沈新勇, 黄文彦, 等. 2011年梅汛期一次暴雨过程的对流涡度矢量方程诊断分析[J]. 高原气象, 2015, 34(2): 401-412.
- [18] 郭煜, 寿绍文, 岳彩军, 等. 1991年江淮梅雨期对称不稳定与降水关系的诊断分析[J]. 热带气象学报, 2010, 26(6): 781-789.
- [19] HOSKINS B J. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1974, 100(425):480-482.
- [20] BENNETTS D A, HOSKINS B J. Conditional symmetric instability-a possible explanation for frontal rainbands[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1979, 105(446): 945-962.
- [21] 封国林, 杨涵海, 张世轩, 等. 2011年春末夏初长江中下游地区旱涝急转成因初探[J]. 大气科学, 2012, 36(5): 1 009-1 026.
- [22] 周静, 郑永骏, 苗春生, 等. 梅雨锋强降水与低空急流日变化的观测分析和数值模拟[J]. 热带气象学报, 2017, 33(5): 750-761.
- [23] 许金萍, 王文, 蔡晓军, 等. 长江中下游地区2011年冬春连旱及2013年夏季高温干旱环流特征及其与Rossby波活动的联系对比分析[J]. 热带气象学报, 2017, 33(6): 992-999.
- [24] DOSWELL C A. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example[J]. Wea Forecasting, 1987, 2(2): 3-16.
- [25] DOSWELL III C A, BROOKS H E, MADDOX R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. Wea Forecasting, 1996, 11(4): 560-581.
- [26] SCHULTZ D M, SCHUMACHER P N. The use and misuse of conditional symmetric instability[J]. Mon Wea Rev. 1999, 127(12):2 709-2 732.
- [27] 黄明策, CAO Z H, 沈新勇. 中国东部夏季风雨带向北推进与条件对称不稳定的关系研究[J]. 大气科学, 2019, 43(5): 943-958.
- [28] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2011, 137(656): 553-597.
- [29] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 649.
- [30] 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 370.
- [31] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件[J]. 大气科学, 2003, 27(6): 1 018-1 030.
- [32] 方欢, 原韦华, 徐幼平. 长江中下游地区夏季强降水前期的三维环流结构特征分析[J]. 大气科学, 2020, 44(4): 761-775
- [33] 中国气象局国家气候中心. 东亚季风监测快报[R]// cma.net/download/Monsoon/EASExpress/monsoon-201105.doc. 2011, (5).
- [34] 丁一汇. 高等天气学(第二版)[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 117-123.
- [35] GAO S T, YANG S, CHEN B. Diagnostic analyses of dry intrusion and nonuniformly saturated instability during a rainfall event[J]. J Geophys Res, 2010, 115 (D2): D02102.
- [36] 高守亭, 周玉淑, 冉令坤. 我国暴雨形成机理及预报方法研究进展[J]. 大气科学, 2018, 42(4): 833-846.
- [37] 赵玉春. 梅雨锋对引发暴雨的中尺度对流系统发生发展影响的研究[J]. 大气科学, 2011, 35(1): 81-94.
- [38] 查书瑶, 伊兰, 赵平. 冬季华南准静止锋的结构和类型特征研究[J]. 大气科学, 2015, 39(3): 513-525.
- [39] 张小玲, 陶诗言, 张庆云. 1998年7月20-21日武汉地区梅雨锋上突发性中 β 系统的发生发展分析[J]. 应用气象学报, 2002, 13(4): 385-397.
- [40] 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 高低空急流对长江中游强暴雨形成的机理研究[J]. 南京气象学院学报, 2001, 24(3): 308-314.
- [41] 张亚妮, 姚秀萍, 于超. 高层动力强迫对回流型华南暖区暴雨影响的个例研究[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2):166-176.
- [42] ZHANG J, TAN Z M. A simulation study of the mesoscale convective systems associated with a Meiyu frontal heavy rain event[J]. Acta Meteor Sinica, 2009, 23(4): 438-454.
- [43] 陆汉城, 葛晶晶, 钟玮. 准平衡流在中尺度深厚湿对流系统中的诊断分析概述[J]. 暴雨灾害, 2010, 29(2): 105-110,147.
- [44] 周玉淑, 邓国, 黄仪虹. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析[J]. 气象学报, 2003, 61(3): 323-333.
- [45] KATO K. Air mass transformation over the semi-arid region around North China and about change in the structure of the Baiu front in early summer[J]. J Meteor Soc Japan, 1987, 65: 737-750.
- [46] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿性涡与倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 387-405.
- [47] 张云, 潘晓滨, 暴冬玲, 等. 一次特大暴雨中尺度系统结构特征和机理分析[J]. 解放军理工大学学报(自然科学版), 2006, 7(4): 396-404.
- [48] DIXON R S, BROWNING K A, SHUTTS G J. The relation of moist symmetric instability and upper-level potential-vorticity anomalies to the observed evolution of cloud heads[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2002, 128(581): 839-859.

RESEARCH ON THE CONVECTION CONDITION OF SHARP TURNING FROM DROUGHT TO MEIYU FLOOD AND MEIYU RAIN STORM IN THE MIDDLE AND LOWER REACHES OF THE YANGTZE RIVER IN 2011

HUANG Ming-ce^{1,2}, SHEN Xin-yong^{1,3}, LIU Hui-peng⁴, LI Xiao-fan⁵

- (1. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;
2. Meteorological Observatory of Guangxi Zhuang Autonomous Region, Nanning 530022, China;
3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082, China;
4. Nanning Hengxian Meteorological Bureau, Nanning 530300, China;
5. School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China)

Abstract: The extreme event of the extreme drought in May sharply turning into flood in June 2011 was triggered by heavy rainfall during Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. With the Era-Interim reanalysis data and rainfall data from regional stations in China, the characteristics and differences of three conditions for convection such as water vapor, instability and lifting mechanism in drought period and in Meiyu period were diagnosed, and the quantitative relationship and characteristics between the conditional moist potential vortex vertical flux(CMF) index and rainstorm were also studied. Results showed that in the extreme drought period, dry and cold northeast air current prevailed, the west Pacific subtropical high(WPSH) located easterly, the water vapor flux in the lower layer was weak and water vapor was mainly transported by northerly wind. Downdraft dominated the lower and middle layers and there were no low level jet. The sparse isometric pseudo-equivalent potential temperature(PEPT) lines led to the lack of boundary uplift mechanism, and they were the main factors that intensified drought. However, in the Meiyu period, the southwest airflow was intensified, the WPSH extended westward, the convergence of the lower level airflow and the water vapor flux in the lower layer were enhanced. Water vapor was mainly transported by southwest and southeast wind, accompanied by the coupling of high and low level jets and deep ascending motion, and the isometric PEPT lines became dense and Meiyu front was formed, which enhanced the forced uplift and vertical transport of unstable warm and humid air, causing frequent rainstorms and regional floods. In the storm center, the middle and lower layers below 600hPa were unstable with σ_{θ} being less than 0. The combined action of convective instability and CSI was the unstable mechanisms that induce heavy rainfall. The CMF index changed simultaneously when drought sharply turned into flood and rainstorms generated. In the extremely drought period, the CMF index was low and changed steadily, whereas in Meiyu period, the opposite was true. CMF index also increased when rainstorm occurred and decreased as it vanished.

Key words: drought sharply turning into flood; convection conditions; conditional symmetric instability; Meiyu front; heavy rainfall enhance