

# 一次暴雨天气过程的物理量分析

郑仙照<sup>1,2</sup> 寿绍文<sup>1</sup> 沈新勇<sup>1</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学系, 210044; 2. 福建省宁德市气象局)

**提 要:** 对2002年发生在闽东的一次暴雨天气过程进行分析。结果表明:螺旋度和对流有效位能对暴雨的预报有指示意义,暴雨产生在低层正螺旋度中心与高层负螺旋度中心相配合和中低层有不稳定能量储存的高能区。在暴雨强盛期,螺旋度呈中低层正值,高层负值的上下配置,最大值位于700hPa。对流有效位能大值区与暴雨中心相对应,对流有效位能的时空变化能较好地反映暴雨的时空演变特征。利用中尺度数值模式输出的结果对不稳定能量场进行分析表明,位势不稳定能量的释放是暴雨产生发展的可能机制之一。

**关键词:** 暴雨 螺旋度 对流有效位能 位势不稳定能量

## Physics Parameters Analysis of a Heavy Rainfall Event

Zheng Xianzhao<sup>1,2</sup> Shou Shaowen<sup>1</sup> Shen Xinyong<sup>1</sup>

(1. Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044;  
2. Ningde Meteorological Office, Fujian Province)

**Abstract:** A heavy rainfall event in the eastern Fujian in 2002 is analyzed. The results show that helicity and CAPE are significant predictors to a heavy rainfall. The rainfall is generated where exist the positive helicity center at low-level and negative helicity center at high-level and high storage energy of potential instable at middle and low levels. The helicity is positive at upper levers and negative at low levels during the time of rainfall prosperity, and its maximum is at 700hPa. The high CAPE value is coincident with the center of the rainfall. The time and spatial variation of CAPE is well corresponding to that of rainfall. Based on the output of the mesoscale numerical model, the instable energy field is studied. It turns out that

the release of potential instable energy may be one of mechanism for a heavy rainstorm genesis and development.

**Key Words:** heavy rainfall helicity CAPE potential instable energy

## 引 言

许多强降水是在特定的大尺度环流背景下,由各种尺度的系统相互作用而造成的<sup>[1]</sup>。近年来,许多人利用各种模式对暴雨过程的中小尺度特征进行模拟研究,并利用模式输出的高分辨率的结果对相关物理量进行诊断分析,以揭示暴雨过程的中尺度系统的演变特征。如程麟生等<sup>[2]</sup>采用 MM5 模式模拟了“98.7”暴雨,发现特大暴雨与 700hPa 上的一个中  $\beta$  尺度低涡的生成和强烈发展直接关联。周兵等<sup>[3]</sup>用中尺度模式进行数值实验,探讨了天气系统之间的相互作用,分析了北京大暴雨的触发机制。指出:低空急流是水汽输送的主要途径,低空急流通过潜热释放的形式影响高空急流。

闽东地处福建沿海,地形复杂,以丘陵山地为主。北面是武夷山脉,东临我国东海,天气时常带有明显的局地性特征。2002 年 8 月 10~11 日,闽东出现了一次明显的局地强降水过程。从 10 日 08 时(北京时,下同)至 11 日 08 时,闽东有 6 个县市降了暴雨,其中蕉城、屏南达到大暴雨,雨量分别为 148mm 和 146mm。本文主要对这次过程的螺旋度和对流有效位能做了分析和讨论,并指出它们与暴雨之间的关系;然后,利用模式输出的结果对不稳定能量进行了初步分析,揭示了能量场的变化与暴雨演变过程的对应关系,以期对预报业务提供帮助。

## 1 环流背景

本次过程中高纬地区维持相对稳定的二槽一脊型。10 日 08 时 500hPa 上,贝加尔湖地区为高压脊控制,乌拉尔山以东和亚洲

东岸是相对稳定的低压槽,我国东北有冷涡存在,西太平洋副热带高压减弱东退到东部洋面上。10 日 14 时高空槽加深南压至长江一线,至 11 日 08 时槽底伸至长江中下游到华南一带,该槽携带大量干冷空气不断南下,正好与副热带高压西侧西南暖湿气流对峙于闽东地区上空。8 月 11 日 08 时,随着副热带高压的西伸加强,切变线北抬减弱,强降水结束。在 700hPa 上,低层切变线位于长江以南地区,并且维持长达 36h,闽东地区处于切变线南部暖区一侧。从 850hPa 的风矢量场上看,10 日 08 时,槽后的偏北气流和副热带高压南侧的西南气流在闽东地区附近有明显的风速辐合;10 日 14 时,辐合进一步加强;于 20 时形成一个中尺度低涡。暴雨中心位于低涡的右前方,强度与低涡的发展过程相对应。

## 2 风暴相对螺旋度分析

风暴相对螺旋度是一个用来描述环境风场沿气流运动方向的旋转程度和运动强弱的物理参数,它反映了大气的动力场特征。其定义为风速与涡度点积的体积分<sup>[4]</sup>:

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

它的值越大,说明在该环境中的垂直风切变越大,就会产生水平方向的涡管。只要沿着这一涡管方向的相对风速达到一定程度,将有利于强对流天气的发生发展。若气流流入已生成的风暴内部便会倾斜上升,产生围绕垂直轴线的气旋式旋转运动,有利于风暴的加强,引起强烈上升运动,为暴雨产生创造条件。研究表明,它对强对流及大暴雨天气的预报有一定的指示意义<sup>[5]</sup>。本文计算了地面至 700hPa 的总风暴相对螺旋度和 1000~

300hPa 各层的风暴相对螺旋度。

计算结果表明, 低层螺旋度的变化与暴雨的落区和强度有很大关系。从沿  $119^{\circ}\text{E}$  的螺旋度-高度剖面图(图 1)上看, 8月 10日 08时, 在  $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  之间, 对流层低层 700hPa 以下均为正的螺旋度。以后正螺旋度层逐渐抬高, 到 11日 02时, 正螺旋度层伸展到 500hPa 左右, 中心在 700hPa 附近。强降水发生后, 正螺旋度值的厚度又逐渐降低, 数值也随之逐渐减小。11日 08时低层转为负螺旋度, 而高层转为正螺旋度, 中心位于 400hPa, 暴雨过程结束。因此, 从垂直分布上看, 在暴雨强盛期, 呈现出低层正值, 高层负值的结构。这种配置有利于维持较强的上升运动, 促进地面气旋的发展。暴雨发生在低层正螺旋度中心偏北侧。在暴雨趋于减弱时, 正值高度层逐渐降低, 低层螺旋度逐渐转为负值, 而高层则出现正值, 对流上升运动受到抑制, 雨势趋于减弱。

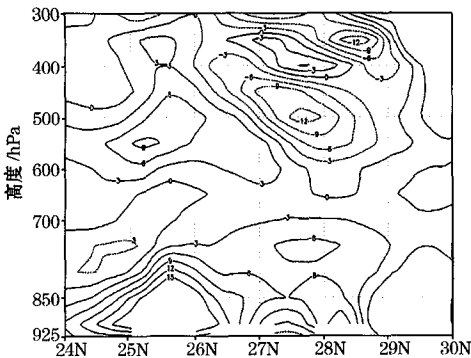


图 1 2002年8月10日08时沿  $119^{\circ}\text{E}$  的螺旋度-高度剖面图(单位:  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ )

从螺旋度的水平分布来看, 11日 02时, 雨区上空 850~500hPa 各层为正螺旋度, 最大正螺旋度中心在 700hPa 上, 中心值为  $60\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  (图 2a), 与其相对应的是中尺度低涡。在 500hPa 以上各层是负螺旋度, 最大负螺旋度中心位于 400hPa, 中心值为  $-30\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  (图 2b)。

分析总螺旋度随时间的变化(沿  $27^{\circ}\text{N}$ ) (图略) 也可以看出, 总螺旋度经历了一个

从小值开始逐渐增大, 而后又慢慢减小的过程。伴随总螺旋度的变化, 暴雨也经历发展、强盛和减弱的过程。10日 20~23时, 螺旋度有一个迅速增大的过程, 此时也是暴雨强度最强的时段。10日 23时, 总螺旋度有一个明显的增幅, 达到本次过程的最大值  $210\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 表明对流层低层环境风也处于最有利于强对流系统和气旋性涡旋发展的时期, 而强对流系统和气旋性涡旋必然会引起强烈的上升运动, 造成较强的降水。以上分析表明, 整个过程中强降水范围内的螺旋度基本上为正值, 螺旋度值的变化也大致反映了暴雨及其系统的强弱趋势。较大的螺旋度可能是对流层低层低涡产生和发展的一种机制。螺旋度的强度变化对暴雨发生有一定的指示意义。

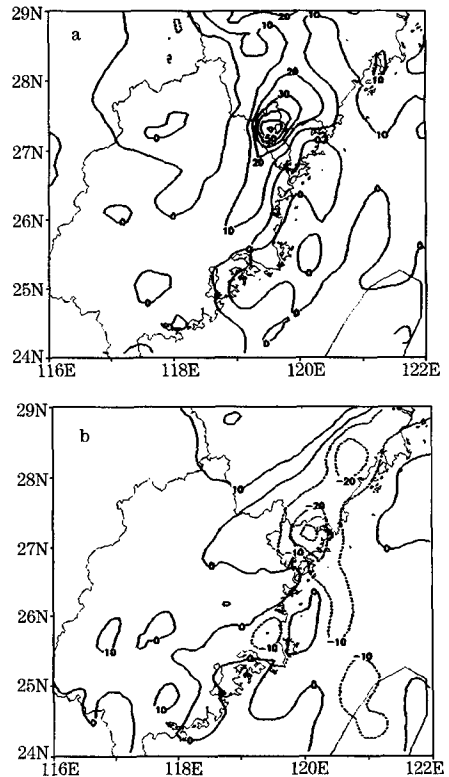


图 2 2002年8月11日02时700hPa (a) 和 400hPa (b) 的螺旋度(单位:  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ )

### 3 能量场分析

#### 3.1 对流有效位能分析

对流有效位能 CAPE 是一个能定量地反映大气环境中是否可能发生深厚对流的热力变量, 其水平分布特征与天气系统密切相关。它被广泛应用于国内外强对流天气的诊断分析。在深对流可能发生的环境中, 对流有效位能 CAPE 是一个与环境联系最为密切的热力学变量, CAPE 的值越大, 发生强对流的可能性越大<sup>[6]</sup>。

对流有效位能较好地反映大气中不稳定能量的调整、积聚和释放过程。本文选取靠近暴雨站的两个格点的 CAPE 来说明本次过程的能量变化特征。图 3 是暴雨中心附近两个格点 (26.2°N、119.7°E 和 26.7°N、119.2°E) 的 CAPE 随时间的变化图。暴雨中心附近的两个格点的 CAPE, 从积分初始时刻开始逐渐增加, 到第 12 小时达到最大值, 分别为  $723\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $835\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 此时正是暴雨发展最旺盛的时期, 第 13 小时后开始逐渐减小。这是由于暴雨发生后, 大量的对流有效位能释放。由图还可以看出, 能量的积累过程比释放过程要快。

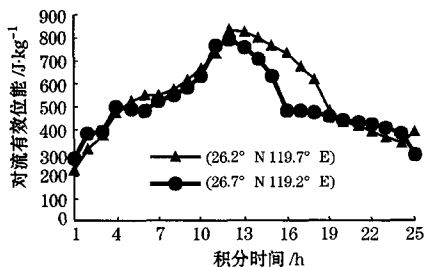


图 3 两个格点的 CAPE 随时间的变化

从各时次的对流有效位能的分布图上看, 闽东地区的暴雨中心始终是一个 CAPE 大值区, 只是中心强度随着暴雨的增强而增大, 随着暴雨的减弱而减小。在暴雨产生初期和暴雨减弱的后期, CAPE 值均较小, 在

降水最强的时段, CAPE 最大值达到  $1100\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$  (图 4), 也是整个暴雨过程的最大值。对流有效位能的大量释放, 有利于产生强的上升运动, 导致强降水的发生。

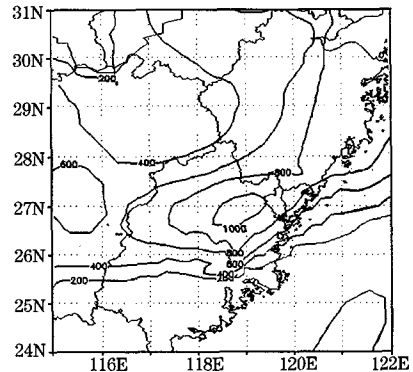


图 4 2002 年 8 月 10 日 23 时对流有效位能 (单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

#### 3.2 假相当位温

假相当位温  $\theta_w$  是一个重要的温湿特征参数。等  $\theta_w$  线密集区是位势不稳定和斜压不稳定集中的区域, 是大气中湿斜压不稳定能量集中的区域, 蕴藏着可供中尺度对流发展所必需的不稳定能量。利用中尺度数值模式的结果, 分析了本次过程的  $\theta_w$  的变化, 可以看出暴雨过程中能量的积聚和释放与暴雨的产生和减弱密切相关。在积分 1 小时 (10 日 08 时), 福建沿海至华南有一条舌状假相当位温高值区自北向南伸展, 中心达  $351\text{K}$ 。随着积分时间的增加,  $\theta_w$  逐渐增大, 积分到第 13 小时 (10 日 20 时) 达到最大值, 中心位于闽东暴雨区附近。第 19 小时后  $\theta_w$  逐渐减小, 雨势也逐渐减弱, 这是由于降水产生后不稳定能量得到了释放的缘故。

分析暴雨区上空假相当位温沿  $118.5^\circ\text{E}$  经向-高度剖面图 (图略) 也可以看出, 在积分到第 7 小时,  $800\text{hPa}$  以下  $\theta_w$  随高度降低, 大气开始处于对流不稳定状态。之后, 随着时间的推移, 辐合层不断抬高, 暖湿气流向上扩展, 不稳定的高能高湿厚度逐渐加

厚。到第 13 小时, 对流不稳定层达到 600hPa 附近。而在 600hPa 以上的大气处于对流稳定状态, 阻挡了暖湿气流向上扩散, 使得不稳定能量在底层不断积累, 为强降水的发生积聚了能量。第 16 小时后随着强降水的发生, 不稳定能量得到逐步释放, 不稳定层降低。到了第 22 小时, 暴雨区上空的大气层结趋于稳定, 降水结束。不稳定能量的释放是暴雨产生的机制之一。

### 3.3 位势稳定度

为进一步分析大气的的不稳定特征, 用  $\Delta\theta_{*}$  ( $\theta_{*500} - \theta_{*850}$ ) 来表示位势稳定度。负值越大, 表示位势不稳定度越强。从  $\Delta\theta_{*}$  的时间演变可以看到暴雨过程中的能量变化与暴雨的产生和减弱之间的关系。图 5 是 2002 年 8 月 10 日 14 时的  $\Delta\theta_{*}$  分布情况, 可以看出闽东沿海的大气在暴雨发生前夕处于位势不稳定状态, 最大负值中心达到  $-9\text{K}$ 。暴雨产生后, 不稳定能量得到了释放,  $\Delta\theta_{*}$  负值中心逐渐减小, 位势不稳定度下降, 大气层结趋于稳定。

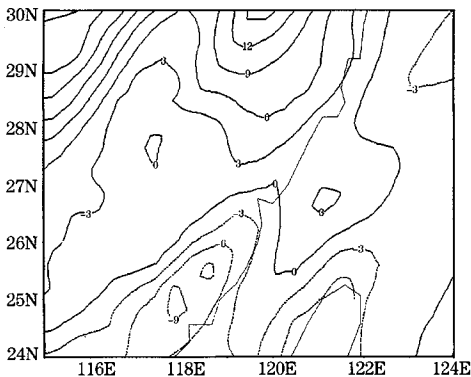


图 5 2002 年 8 月 10 日 14 时  $\Delta\theta_{*}$  分布  
(单位: K)

## 4 结论

(1) 螺旋度的强度变化对暴雨的发生发展有一定的指示意义。较大的螺旋度值是

暴雨发生发展的机制之一。在暴雨强盛期, 螺旋度呈中低层正值, 高层负值的上下配置, 而且正值高层也很厚, 可以伸展到 500hPa, 最大值位于 700hPa。在暴雨趋于减弱时, 正值高层逐渐降低, 低层螺旋度逐渐转为负值, 而高层则出现正值, 螺旋度的上下配置与暴雨强盛期相反。

(2) 对流有效位能与暴雨中心相对应, CAPE 的变化反映了暴雨天气过程的演变, 能较好反映暴雨产生的大致区域。根据对流有效位能的时空分布特征, 可以初步确定暴雨发生的区域和降水强度。单站或区域的 CAPE 对暴雨的落区预报有指示意义。

(3) 位势不稳定能量的释放是暴雨发生的机制之一。利用数值模式输出的结果对不稳定能量的分析表明, 暴雨过程中的能量的积聚和释放与暴雨的产生和减弱密切相关。暴雨发生前有不稳定能量的积聚, 暴雨发生后, 不稳定能量得到释放。暴雨产生在位势不稳定和斜压不稳定集中的区域, 与假相当位温大值区相对应。

(4) 暴雨产生在低层正螺旋度中心与高层负螺旋度中心相配合、有不稳定能量储存的高能舌区。

## 参考文献

- 1 杜青文, 任荣彩, 康锡言等. “96. 8” 河北特大暴雨地面中尺度系统分析. 气象, 1999, 25 (7): 25~29.
- 2 程麟生, 冯伍虎. “98. 7” 突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟. 大气科学, 2001, 25 (4): 465~478.
- 3 周兵, 葛明. “94. 7” 北京大暴雨的数值分析. 气象, 1995, 21 (10): 39~42.
- 4 伍荣生. 大气动力学. 北京: 气象出版社, 1990: 96~101.
- 5 李耀辉, 寿绍文. 旋转风螺旋度及其在暴雨演变过程中的作用. 南京气象学院学报, 1999, 22 (1): 95~102.
- 6 Doswell III, C, A. and E. N. Ramsussen. The effect of neglecting the virtual temperature correction CAPE calculations. Wea Forecasting, 1994, 9: 625~629.