

文章编号: 1000-2022(2004) 05-0595-11

“1998 年二度梅”暴雨与非线性亚临界对称不稳定的初步研究

夏 瑛, 陆维松

(南京信息工程大学 大气科学系, 江苏 南京 210044)

摘 要: 对 1998 年 7 月 20 日 00 时—8 月 1 日 12 时这段梅雨暴雨过程进行诊断分析, 并利用 MM5V3 中尺度模式作梅雨暴雨的数值试验, 结果表明: (1) 本次梅雨暴雨分为 3 大段过程, 非线性亚临界对称不稳定可能是 3 段梅雨暴雨形成的重要机制; (2) 扰动风场增长与降水增长关系密切, 扰动风场的增长会超前于降水的增长, 非线性亚临界对称不稳定的增强可能使降水增强; (3) 非线性亚临界对称不稳定主要发生在高层 200 hPa, 中层 500 hPa 也有发生。非线性亚临界对称不稳定使线性对称稳定的大气变为不稳定。降水区和暴雨中心主要位于高层 200 hPa 和中层 500 hPa 扰动风场极大值南侧与低层 850 hPa 扰动风场极大值北侧之间。(4) 非线性亚临界对称不稳定扰动的 e 折时间和空间尺度, 分别为 5 ~ 8 h 和 200 ~ 300 km。

关键词: 亚临界对称不稳定; 非线性; 梅雨暴雨

中图分类号: P442.1 **文献标识码:** A

1998 年夏季我国从南到北发生了罕见的特大洪涝灾害, 长江中、上游出现了历史上少见的暴雨洪水。6 月 12 日—28 日长江流域出现了第 1 段梅雨, 期间持续性暴雨主要出现在长江中游的江西省和湖南省。7 月下旬长江中游出现了第 2 次持续性强暴雨, 降水来势猛、强度大、范围广, 经济损失巨大。

在这次夏季长江流域持续性强降水期间伴随有许多突发性的、局地性的中尺度暴雨系统, 造成中尺度暴雨系统的触发机制是错综复杂、千差万别的, 中尺度对称不稳定是可能触发暴雨系统的重要机制。

对称不稳定理论是经典的流体动力学理论, 在气象学中已有多方面的应用, 早在 1954 年, Kuo^[1]就讨论过轴对称行星环流的对称稳定性问题。Ooyama^[2]研究过台风涡旋中的发展型轴对称扰动问题。20 世纪 70 年代后 Hoskins^[3]、Bennetts 等^[4]、Emanuel^[5]和 Ogura 等^[6]把对称不稳定问题用到中尺度扰动, 解释锋面雨带及爬线的启动, 这些是以线性理论为主的。Emanuel^[7-8]、Xu^[9]、Cho 等^[10]用不同的方法研究了非线性对称稳定性问题, 为对称不稳定理论的发展作出了不少贡献。但上述研究没有考虑摩擦耗散情况, 且其非线性对称稳定性判据与线性情况相同, 没有显含非线性的作用, 从而没有包含初始扰动振幅对对称稳定性的作用。Mu

收稿日期: 2003-10-20; 改回日期: 2004-03-22

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40275061); 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040907)

作者简介: 夏 瑛(1979-), 女, 安徽芜湖人, 硕士, 研究方向: 大气动力学。

Mu 等^[11]采用能量—Casimir 方法和能量—Lagrange 方法从多种角度研究了非线性对称稳定性问题,提出了与线性对称稳定性判据相同的非线性对称稳定性判据:当非线性对称稳定性的充分条件不满足时,此时线性对称稳定条件也同时不满足,从而超临界不稳定可能出现。陆维松等^[12]从含摩擦耗散的 f 平面上 Boussinesq 近似下的非线性方程出发,首次提出了一种新的广义能量作为 Lyapunov 函数,导得了一种新的对称稳定性判据—非线性亚临界对称稳定性判据,指出较大振幅的扰动可能出现非线性亚临界对称不稳定增长,从而激发中尺度暴雨扰动的生成。

本文以亚临界对称不稳定理论为依据,通过对 1998 年 7 月 20 日至 8 月 1 日这段梅雨过程的诊断分析,得到了一些有意义的结果。

1 基本出发方程组及基本判据

基本出发方程组见参考文献[12],当初始扰动能量 $E(0) = 0.6460 \times 10^{12} \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-2}$ 或者说纬向初始扰动速度 $u(0) = 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,且耗散系数 $> 6.8222 \times 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 时,中尺度运动是非线性亚临界对称稳定的。而当初始扰动能量 $E(0) > 0.6460 \times 10^{12} \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-2}$,或者说纬向初始扰动速度 $u(0) > 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,即使还满足耗散系数 $> 6.8222 \times 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,则仍然可能发生非线性亚临界对称不稳定。由此可见,当初始扰动风场大于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时,大气可能发生非线性亚临界对称不稳定,从而激发中尺度暴雨扰动生成。

2 资料和方法

本文通过对 1998 年 7 月 20 日 00 时—8 月 1 日 12 时这段梅雨过程的实况资料(地面资料 6 h/次,探空资料 12 h/次)进行客观分析,插值到(115 E, 30 N)为中心,水平方向上格数为 61×61 ,格距为 60 km 的正方形网格域上,对 u 分量求纬向扰动 u^* ,针对这段时间降水纬度位置相对稳定的特点,选取 113~116 E 这段资料相对准确的区域,对 u^* 作区域的纬向平均 \bar{u}^* ,以代表区域平均的扰动状况,并求得 23~36 N,所有层次中 \bar{u}^* 的最强值中的最大者 \bar{u}_{max}^* ,以代表该区域扰动风场强度和非线性亚临界对称不稳定的强弱和存在情况。对降水求 12 h 的累加值 R_{12} ,并在 113~116 E, 25~35 N 区域内求得降水量极大值 $R_{12\text{max}}$,以代表该区域的降水强度,通过对降水强度和扰动风场强度随时间变化的分析,研究扰动风场强度与降水强度之间的关系,进而研究亚临界对称不稳定与降水之间的关系。通过统计高低层扰动场的位置和降水区的范围,以确定降水位置与高低空扰动场配置位置之间的关系。

利用公式 $S = (\frac{\bar{a}}{f} - \frac{1}{R_i})$, 式中绝对涡度 $\bar{a} = f + (\frac{\bar{v}}{x} - \frac{\bar{u}}{y})$, R_i 是理查逊数, $R_i = g \frac{\bar{z}}{z} (\frac{\bar{u}}{z})^2$ 。 \bar{u} 、 \bar{v} 是平均纬向和经向速度, f 为地转参数, S 即为线性对称稳定性指数^[13],当 $S < 0$ 时为线性对称不稳定, $S = 0$ 时为中性, $S > 0$ 时为线性对称稳定。求得 S ,并在 113~116 E 对 S 作区域平均 \bar{S} ,以代表区域平均的不稳定状况,并求得 23~36 N 所有层次中 \bar{S} 的极小值中的最小者 \bar{S}_{min} ,分析非线性亚临界对称不稳定与降水强度之间的关系,非线性亚临界对称不稳定、线性对称不稳定和降水强度之间的关系,进而研究非线性亚临界对称不稳定与线性对称不稳定之间的关系。

3 降水过程分析

通过对 1998 年 7 月 20 日 00 时—8 月 1 日 00 时的累积降水量(图 1)分析,可以看出,降

水基本集中在 $108 \sim 120 \text{ E}$, $28 \sim 32 \text{ N}$ 的纬向区域上。在此区域内有 3 个降水量大于 400 mm 的降水区: 西部区位于 $110 \sim 111 \text{ E}$, $28.0 \sim 29.5 \text{ N}$ 。东部区位于 118.5 E , $29.5 \sim 31.0 \text{ N}$ 。中部区最为明显, 位于 $113 \sim 116 \text{ E}$, $29.0 \sim 31.5 \text{ N}$, 中心降水量在 600 mm 以上。针对包含中部的降水区 $113 \sim 116 \text{ E}$, $25 \sim 35 \text{ N}$ 的 12 h 降水区进行统计分析: 20 日 00 时该区域内降水微弱。20 日 12 时出现降水中心, 中心强度为 46 mm 。21 日 00 时到 24 日 00 时, 降水一直持续较大强度, 最大降水值达到 145 mm 。降水中心的纬度位置较稳定地维持在 29 N , 经度在 115 N 附近。25 日 12 时, 降水量有阵性增长, 中心值达 98 mm 。27 日、28 日降水量微弱。29 日—30 日该区域又出现持续的降水过程, 强度比 21 日—24 日的过程小, 中心纬度位置稳定在 29 N 。图 2 把降水分为 3 段: (1) 20 日 00 时—24 日 12 时; (2) 24 日 12 时—27 日 12 时; (3) 27 日 12 时—31 日 12 时。

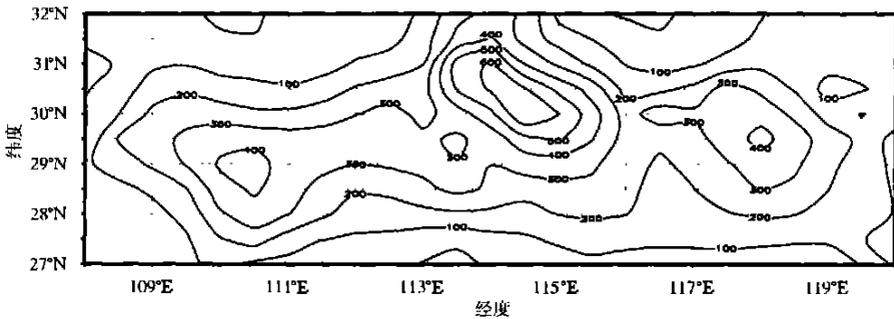


图 1 7 月 20 日 08 时—8 月 1 日 20 时累积降水(单位: mm)

Fig. 1 Accumulated rainfall from 0800UTC 20th July to 2000UTC 20th August(unit: mm)

3.1 扰动风场、亚临界对称不稳定和降水强度关系

由图 2a 可见: 扰动风场的时间曲线和降水的时间曲线从形态上来看比较相似, 扰动风场的 3 个主要峰超前于降水的峰, 扰动风场的 3 个主要峰的对应时间和峰值分别为: 22 日 00 时, 20.9 m/s ; 25 日 00 时, 11.4 m/s ; 29 日 12 时, 9.8 m/s 。而降水峰对应的时间和峰值分别为: 23 日 00 时为 143 mm , 25 日 12 时为 98 mm , 30 日 00 时为 94 mm 。

对图 2a 中扰动风场与降水的增长情况作具体的分析: (1) 20 日 00 时—20 日 12 时扰动风由 3.2 m/s 增加到 11.5 m/s , 已超过亚临界对称不稳定临界值 8 m/s , 此后扰动风场一直增加到 22 日 00 时的 20.9 m/s 峰值。然后, 扰动风场急剧减小到 24 日 12 时的 7.5 m/s , 低于亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 。对应降水量也由 20 日 00 时的 16 mm 增加到 20 日 12 时的 46 mm 。此后降水量一直增加到 23 日 00 时 143 mm 峰值。接着降水量急剧减小到 24 日 00 时 18 mm , 暴雨接近停止。(2) 24 日 12 时—25 日 00 时, 扰动风场由 7.5 m/s 增加到 11.4 m/s , 超过亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 。此后到 26 日 00 时, 扰动风场一直维持在 11 m/s 左右。然后, 扰动风场急剧减小到 27 日 00 时的 3 m/s , 低于亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 。对应降水量由 24 日 12 时 25 mm 和 25 日 00 时的 21 mm 迅速增加到 25 日 12 时的 98 mm , 此后降水一直急剧减少到 27 日 00 时 3 mm , 暴雨停止。(3) 27 日 12 时扰动风场 4 m/s 到 29 日 00 时扰动风场始终维持在 4 m/s 左右。此后由 29 日 00 时的 4.2 m/s 迅速增加到 29 日 12 时的 9.8 m/s , 超过亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 。然后迅速减少到 30 日 00 时的 2.2 m/s , 低于亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 。对应降水量也由 27 日 12 时 4 mm , 28 日 00 时 0 mm 开始随后迅速增加到 30 日 00 时的 94 mm , 接着又急剧减少到 31 日 00 时的 12 mm 。

可见扰动风场的加强与降水的加强关系密切,降水量的最大值与扰动风场的最大值在时间上有较好的超前 12 h 对应,当满足亚临界对称不稳定条件时,扰动风场愈强对应降水量愈大。可能亚临界对称不稳定的出现对降水的增强有着主要的作用。

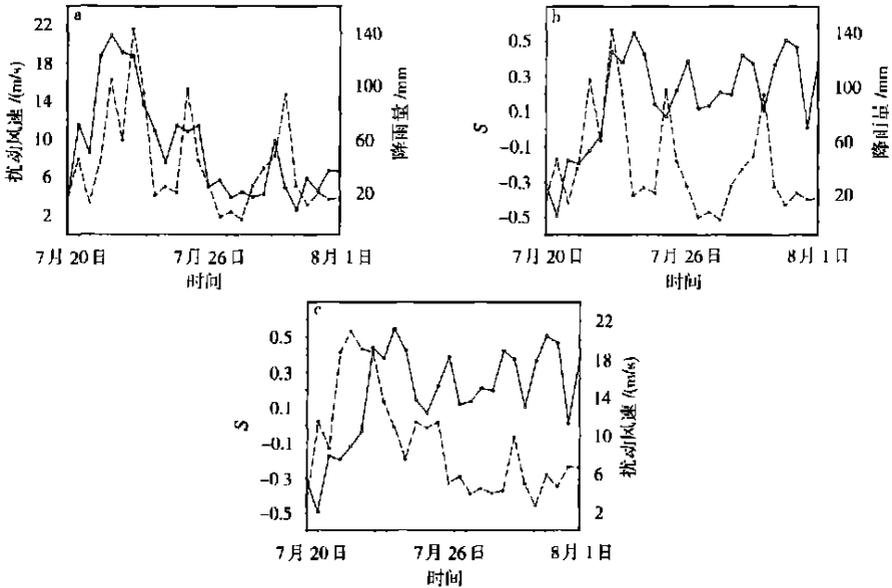


图 2 降水,线性对称不稳定参数 S 与扰动风场随时间变化

- a. 扰动风场最大值(实线)和 12 h 降水量最大值(虚线); b. 线性对称不稳定参数(实线)和 12 h 降水量最大值(虚线); c. 线性对称不稳定参数(实线)和扰动风场最大值(虚线)

Fig. 2 Temporal evolution of precipitation, linear symmetric instability parameter S and perturbation wind

a. maximum disturbed wind (solid line) and maximum 12 h rainfall (dashed line);

b. minimum linear symmetric instability parameter (solid line) and maximum 12 h rainfall (dashed line); c. maximum disturbed wind (dashed line) and minimum linear symmetric instability (solid line)

3. 2 扰动风场、线性对称不稳定和降水强度之间的关系

由图 2b 可见,线性对称不稳定参数 \bar{S}_{\min} 的时间曲线从 20 日 00 时到 22 日 12 时均为负值,是线性对称不稳定。而 22 日 12 时到 31 日 00 时均为正值,为线性对称稳定。 \bar{S}_{\min} 的峰值出现时间和峰值分别为: 23 日 00 时为 0.44; 24 日 00 时为 0.55; 29 日 00 时为 0.42。分别与上述降水量峰对应,并且线性对称稳定性参数 \bar{S}_{\min} 峰值中,第一峰值与降水量第一峰值同位相,而 \bar{S}_{\min} 第 2、3 峰值均略超前于降水量第 2、3 峰值 24~36 h。

将 \bar{S}_{\min} 随时间的变化与 3 大段降水对应起来作具体分析: (1) 20 日 00 时—21 日 00 时 \bar{S}_{\min} 由 -0.32 减小到 -0.49 再增加到 -0.178, \bar{S}_{\min} 小于零已达到线性对称不稳定,相应降水由 16 mm 增加到 46 mm 再减少到 14 mm,降水量并不大,未形成暴雨。随后从 21 日 00 时至 22 日 12 时, \bar{S}_{\min} 由 -0.178 较快增加到 -0.036,线性对称不稳定大大减弱。此后从 22 日 12 时至 23 日 00 时, \bar{S}_{\min} 迅速增加到 0.44,显然 \bar{S}_{\min} 已从线性对称不稳定变成稳定,而相应降水从 21 日 00 时的 14 mm 迅速增加到 22 日 00 时的 108 mm,此后略减少到 80 mm 后又迅速增加到 23 日 00 时的最大值 143 mm,形成大暴雨,此时正对应着 \bar{S}_{\min} 线性对称稳定情况的最大值 0.44。22 日 12 时到 23 日 00 时 S_{\min} 迅速变为正值,对应线性对称稳定。(2) 24 日 12 时至 25 日

12时, \bar{S}_{\min} 从线性对称稳定值 0.426 迅速减小到 0.07, 仍为线性对称稳定。此后 \bar{S}_{\min} 又开始增长, 到 26 日 12 时 \bar{S}_{\min} 已达到 0.39。在这段过程中 \bar{S}_{\min} 大于零, 大气是线性稳定的。对应降水量从 24 日 12 时和 25 日 00 时一直持续在 25 mm 左右, 25 日 12 时降水突然增加到 98 mm, 产生暴雨, 随后从 26 日 00 时—12 时雨量从 65 mm 减小到 26 mm。(3) 27 日 12 时—29 日 00 时, \bar{S}_{\min} 基本维持在 0.15 附近。29 日 12 时 \bar{S}_{\min} 由 0.422 开始减小到 30 日 00 时的 0.106, 仍可能为线性对称稳定。此后到 31 日 12 时, \bar{S}_{\min} 又增加到 0.51。相应降水量从 27 日 12 时—29 日 12 时, 由 7 mm 逐步增加到 48 mm, 30 日 00 时降水迅速增加到 94 mm, 随后降水迅速减少到 21 mm。

由以上分析可见, 在这段降水过程中线性对称不稳定判据 \bar{S}_{\min} 对第 1 段降水前 12~24 h 均未起到明显的指示作用, 仅对第 1 段降水较小的 46 mm 有一定的指示作用。在第 2、3 段强降水过程中 \bar{S}_{\min} 一直是大于零的, 认为是线性对称稳定的, 即并未发生明显的线性对称不稳定现象。由此可见, 这 3 段大暴雨降水量峰均是线性对称稳定的。并且线性对称不稳定参数 \bar{S}_{\min} 的减小虽然与第 2、3 段降水的增长相对应, 但 \bar{S}_{\min} 的减小与降水量的增加同位相, 没有超前性, \bar{S}_{\min} 的最小值与降水最大值同时出现。

通过把扰动风场和线性对称不稳定参数 \bar{S}_{\min} 分别与降水量作比较可以得出本次梅雨暴雨的判据。从 3 大段降水来看, 第 1 段降水的后半段(23 日 00 时—24 日 00 时), 第 2、3 段降水的暴雨过程均是满足非线性亚临界对称不稳定而不满足线性对称不稳定, 即这些过程是线性稳定而非线性不稳定的过程, 是典型的非线性亚临界对称不稳定。

3.3 扰动风场和线性对称不稳定的关系

通过以上比较, 发现线性对称不稳定对某些暴雨的指示作用不明显, 而非线性亚临界对称不稳定在本文研究的 3 段降水过程, 对降水增长都有很好的指示作用。因此有必要通过研究扰动风场和线性对称不稳定之间的关系来看对称不稳定和亚临界对称不稳定之间是否存在着一一定的联系。由图 2c 可见: (1) 20 日 12 时扰动风场 11.5 m/s 的峰值超前于 21 日 12 时 \bar{S}_{\min} 的谷值 -0.196 有 24 h; (2) 25 日 00 时扰动风场 11.4 m/s 的峰值落后于 24 日 00 时 \bar{S}_{\min} 峰值 0.55 有 24 h, 却超前于 \bar{S}_{\min} 25 日 12 时 0.07 的谷值 12 h。(3) 29 日 12 时扰动风场 9.8 m/s 的峰值落后于 \bar{S}_{\min} 29 日 00 时 0.422 的峰值 12 h, 却超前 \bar{S}_{\min} 30 日 00 时 0.106 谷值 12 h。扰动风场的时间曲线与 \bar{S}_{\min} 的时间曲线基本呈约 12~24 h 反位相形态, 扰动风场的增强超前约 12~24 h 对应着 \bar{S}_{\min} 的减小, 扰动风场的减弱超前 12~24 h 对应着的 \bar{S}_{\min} 增大。由此可见, 扰动风场对 \bar{S}_{\min} 有一定的超前指示作用。

3.4 高低层扰动风场和降水位置之间的配置关系

由表 1 可见, 亚临界对称不稳定主要发生在高层 200 hPa 上, 强降水中心主要发生在高层亚临界对称不稳定的南面。这段时间强降水中心的纬度位置比较稳定, 中心纬度 12 h 变动基本在一个纬距内(仅在 28 日 12 时变动达 4 个纬距, 因当时在 29°N 附近有一个次强的降水中心)。

表 1 还可见强降水大部分发生在高层扰动的极大值(尤其是亚临界对称不稳定)南侧和低层扰动极大值北侧之间。高层扰动极大值北侧与低层极大值南侧之间(27 日 00 时—28 日 00 时), 不易出现强降水。这可能是由于高层扰动的极大值南侧有反气旋式涡度, 低层扰动极大值北侧, 有气旋式涡度, 这样的配置有利于上升运动。通过对表 1 的计算可知发生强降水时高层扰动极大值的平均位置在 30.3°N, 低层扰动极大值的平均位置在 26.7°N, 强降水区的南

界平均位置为 28.3°N, 北界平均位置为 30.1°N, 强降水中心的平均纬度为 29.3°N。这一时段的梅雨暴雨及其中心基本落在高层扰动极大值平均位置和低层扰动极大值的平均位置之间。线性对称不稳定往往出现在 850 hPa 以下, 特别在 925 hPa 处最强。表 1 中, 当 12 h 降水中心值小于 30 mm, 则不能形成强降水中心, 高层取 200~400 hPa, 低层取 850~925 hPa。

表 1 高低层扰动风场极大值的纬度和降水纬带

Table 1 latitudes of precipitation and the maximum of perturbation wind at high and low levels

时间	扰动风场极大值纬度		强降水 中心纬度	线性对称不稳定参数 S 最小值出现层次	亚临界对称不稳定 最大值出现层次
	高层	低层			
7月20日00时	36.0°N	28.0°N	无	925 hPa	无
7月20日12时	36.0°N	27.0°N	29.0°N	925 hPa	200 hPa
7月21日00时	33.5°N	24.5°N	无	925 hPa	200 hPa
7月21日12时	33.5°N	26.0°N	30.5°N	925 hPa	200 hPa
7月22日00时	31.5°N	25.5°N	30.0°N	925 hPa	200 hPa
7月22日12时	34.5°N	27.5°N	30.0°N	925 hPa	200 hPa
7月23日00时	33.0°N	30.0°N	29.0°N	无	200 hPa
7月23日12时	32.5°N	28.5°N	29.0°N	无	200 hPa
7月24日00时	33.0°N	28.5°N	无	无	200 hPa
7月24日12时	33.0°N	25.0°N	28.5°N	无	无
7月25日00时	31.5°N	25.0°N	无	无	200 hPa
7月25日12时	27.5°N	24.0°N	28.5°N	无	200 hPa
7月26日00时	27.5°N	24.0°N	29.0°N	无	200 hPa
7月26日12时	31.5°N	28.5°N	29.0°N	无	无
7月27日00时	24.0°N	26.0°N	无	无	无
7月27日12时	28.5°N	27.0°N	无	无	无
7月28日00时	25.5°N	27.0°N	无	无	无
7月28日12时	26.0°N	27.0°N	33.0°N	无	无
7月29日00时	34.0°N	24.0°N	29.0°N	无	无
7月29日12时	34.5°N	27.0°N	30.0°N	无	200 hPa
7月30日00时	32.0°N	28.5°N	29.0°N	无	无
7月30日12时	35.0°N	29.5°N	29.0°N	无	无
7月31日00时	35.0°N	28.5°N	无	无	无
7月31日12时	33.5°N	30.5°N	28.5°N	无	无
8月1日00时	27.5°N	29.0°N	无	无	无
8月1日12时	30.5°N	29.5°N	无	无	无

4 数值试验

利用 MM5V3 中尺度模式, 对 7 月 22 日 00 时—23 日 00 时我国长江中游发生的一次强降水过程, 进行亚临界对称不稳定的数值试验。模式使用一重网格方式, 模拟域中心点取在

(115 E, 30 N), 水平格点数为 121 × 121, 格距为 30 km; 模式物理过程选取 ReismanI 混合相显湿方案, Grell 积云对流参数化方案, Eta 边界层方案; 模式初始场采用 NCEP 再分析资料和 12 h/次的实况资料; 模式积分时间为 24 h, 积分步长为 90 s。数值试验结果表明, 该中尺度模式能较好地模拟这次暴雨过程(图略), 数值试验结果如图 3~5 所示。

由图 3 可见, 1998 年 7 月 22 日 00 时—23 日 00 时, 沿 111.27 E 有 2 次较大的降水过程: (1) 22 日 02—08 时, 中心雨量 15 mm; (2) 22 日 14—22 时, 中心雨量 20 mm。200 hPa 高空急流分别在 22 日 04—05 时、15—16 时、20—22 时出现了 3 个急流核, 前 2 个急流核与降水中心有较好的超前对应关系。雨带位于 200 hPa 高空急流轴南侧和 850 hPa 低空急流轴北侧之间。

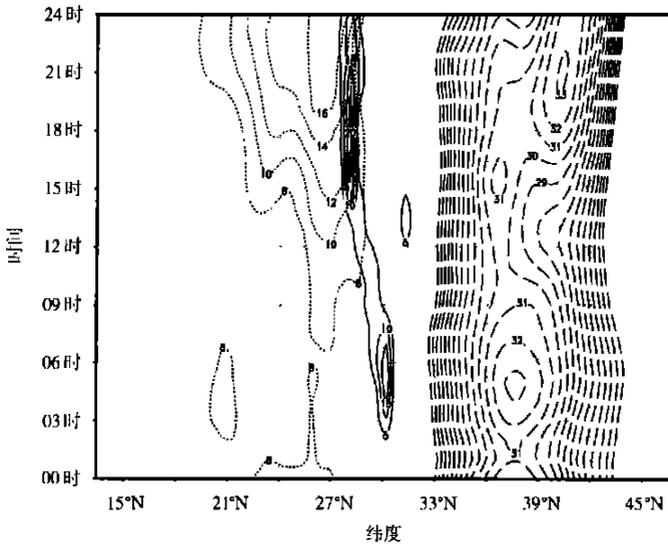


图 3 1998 年 7 月 22 日积分 1 h 沿 111.27 E 的 850 hPa 低空急流(左虚线, 单位: m/s)、雨量(左实线, 单位: mm)和 200 hPa 高空急流(右虚线, 单位: m/s)

Fig.3 After 1 hour integration, the low level jet along 111.27 E at 850 hPa (left dashed lines, units: m/s), rainfall(left solid lines, units: mm), and the high level jet at 200 hPa(right dashed lines, units: m/s) on 22th July 1998

由图 4 可见, 7 月 22 日 00 时, 200 hPa 扰动风场已达到并大于非线性亚临界对称不稳定临界值 8 m/s, 此时, 200 hPa 风场还未形成高空急流核, 但扰动风场已出现非线性亚临界对称不稳定, 并随时间增大, 2 h 后, 即 22 日 02 时, 降水开始发生; 此后, 扰动风场随着亚临界对称不稳定的增强而随时间不断增大, 雨量也相应增大, 到 22 日 04 时—05 时高空急流核形成, 1 h 后, 即 22 日 05 时—06 时, 出现了 15 mm 的雨量中心; 急流核形成后 3 h, 即 22 日 08 时, 扰动风场随时间继续增强到最大值 14 m/s; 从此开始, 扰动风场迅速减弱, 22 日 08—14 时, 扰动风场由 14 m/s 迅速减弱到 8 m/s, 且降水量也相应迅速减少到 5 mm。显然, 可将图 4 中扰动风场视为随时间—纬度变化的波动, 沿纵向时间轴可见, 波谷和波峰分别位于 22 日 01—02 时和 07 时, 谷、峰间隔为 5~6 h; 沿横向纬度轴可见, 波谷和波峰分别位于和谷、峰间隔为 3 个纬度, 约 300 km 处; 可将波谷和波峰之间的时间和空间间隔定义为非线性亚临界对称不稳定的 e 折时间和空间尺度, 对于第 1 次降水过程, 分别为 5~6 h 和 300 km。

22 日 13 时, 200 hPa 扰动风场由非线性亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 再次增大, 到 22 日 14 时, 已近 9 m/s, 以后继续增大; 22 日 15 时, 200 hPa 开始形成第 2 个高空急流核, 雨量

也相应迅速增大到 10 mm ; 此后, 从 22 日 15 时到 19 时, 扰动风场随着非线性亚临界对称不稳定的增强而随时间不断增大, 雨量也相应增大, 并一直维持 20 mm 的中心值。22 日 19 时到 22 时, 雨量迅速减少, 但扰动风场继续增大, 并形成第 3 个高空急流核。另一方面, 850 hPa 风场由 22 日 12 时 10 m/s 迅速增大到 21 时的 17 m/s , 但仅从 22 日 18 时开始低空扰动风场达到并大于亚临界对称不稳定临界值 8 m/s , 到 22 日 22 时开始形成 850 hPa 低空急流核。类似可确定第 2 次降水过程的非线性亚临界对称不稳定的 e 折时间和空间尺度, 分别为 8 h 和 200 km 。

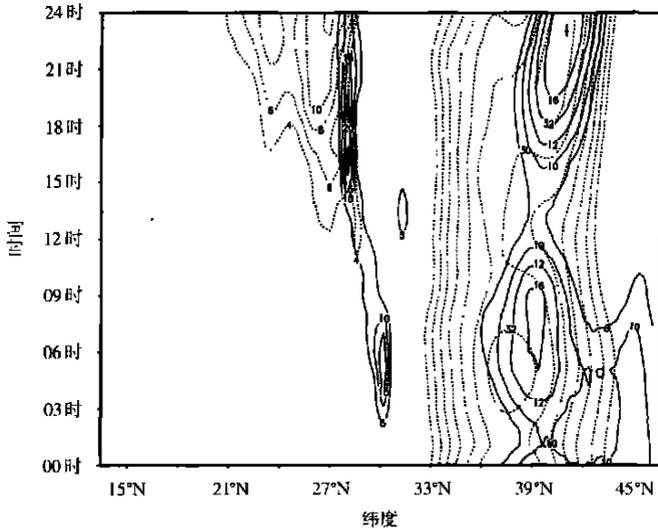


图 4 1998 年 7 月 22 日积分 1 h 沿 111.27°E 的 850 hPa 低空扰动风场 (左实线, 单位: m/s)、雨量 (左虚线, 单位: mm)、 200 hPa 高空急流 (右虚线, 单位: m/s) 和 200 hPa 大于 8 m/s 纬向扰动风场 (右实线, 单位: m/s)

Fig. 4 After 1 h integration, the disturbance wind field along 111.27°E at 850 hPa (left solid lines, units: m/s), rainfall (left dashed lines, units: mm), 200 hPa jet (right dashed lines, units: m/s), and the 200 hPa zonal disturbance wind greater than 8 m/s (right solid lines, units: m/s) on 22th July 1998

图 5 给出每小时扰动风场随高度—纬度的变化 (部分图略), 由图 5 可见, 22 日 01 时, 在 200 hPa 39°N 附近出现了 8 m/s 的扰动风速中心, 并随时间增大, 到 22 日 04 时, 增大到 12 m/s , 显然, 高空出现亚临界对称不稳定; 200 hPa 39°N 附近的 8 m/s 等风速线随时间向下伸展, 到 08 时达 260 hPa , 并在 200 hPa 出现最大扰动风速 14 m/s , 此后, 8 m/s 等风速线随时间继续向下伸展, 到 11—12 时达最低层 350 hPa , 然后向上收缩 13 时达 260 hPa , 而扰动风速中心由 08 时 14 m/s 迅速减弱到 13 时的 8 m/s , 13 时后, 8 m/s 等风速线随时间继续向下伸展, 到 20 时达最低层 320 hPa , 扰动风速中心由 13 时 8 m/s 迅速增大, 高空又出现了亚临界对称不稳定, 到 20 时增大到 14 m/s 。

22 日 01—10 时, 在中层 $800 \sim 500 \text{ hPa}$, 各纬度扰动风速均小于 8 m/s , 中层没有出现亚临界对称不稳定, 对第 1 次降水过程影响很小; 22 日 05 时在 29°N 出现 1 个 4 m/s 新中心, 此新中心随时间增强, 到 11 时在 29°N 处 500 hPa 和 700 hPa 均出现亚临界对称不稳定临界值 8 m/s 的中心, 此后, 风速不断增大, 12—13 时在 500 hPa 出现 10 m/s 中心, 显然, 此时中层

出现亚临界对称不稳定, 一直维持到 15 时, 29°N 附近的 8 m/s 等风速线随时间上抬下伸到 420~800 hPa, 与第 2 次降水过程相对应, 随后逐渐减弱下移 700 hPa, 到 18 时为 8 m/s, 20 时为 6 m/s。而 17—20 时同一纬度 200 hPa 附近出现了 14 m/s 的扰动风速中心。

22 日 01—17 时, 在低空 800~925 hPa, 各纬度扰动风速均小于 8 m/s, 低空没有出现亚临界对称不稳定。仅在 22 日 18 时, 在 800 hPa 出现了 8 m/s 的扰动风速中心, 20 时增大到 12 m/s。此时, 降水已经大大减弱并逐渐消失。18—20 时低空出现的亚临界对称不稳定对第 2 次降水过程影响很小。

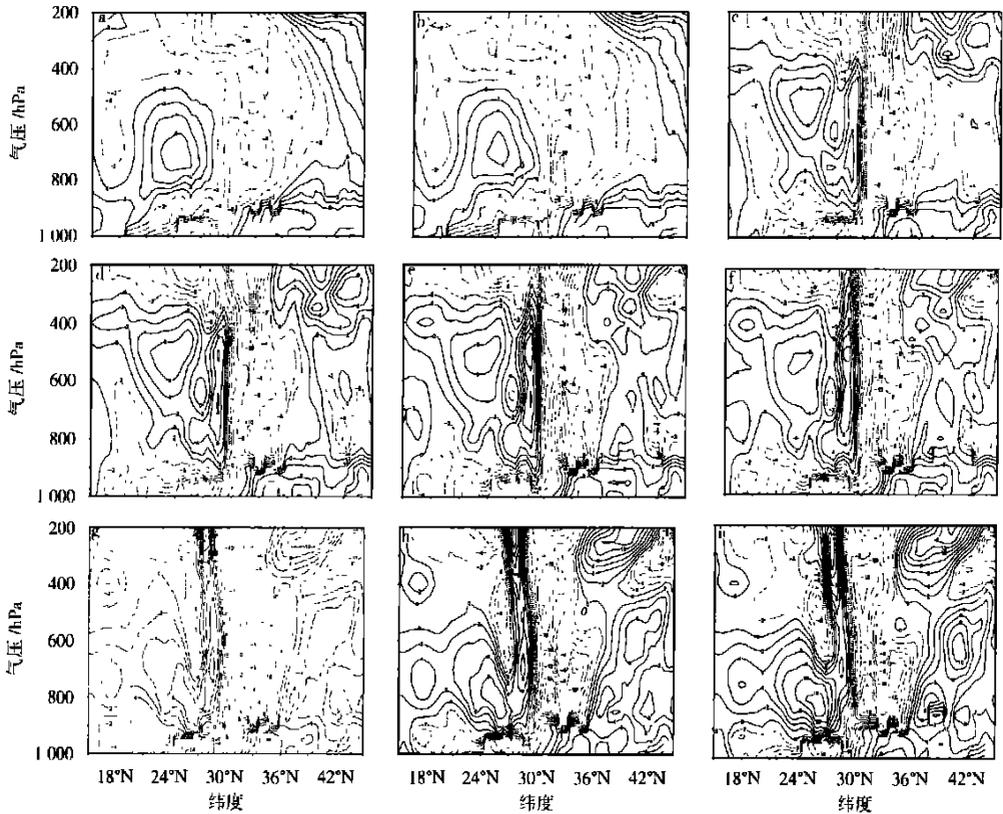


图 5 1998 年 7 月 22 日 01—20 时高低空扰动风场垂直剖面图(单位: m/s)
a. 01 时; b. 04 时; c. 10 时; d. 11 时; e. 13 时; f. 14 时; g. 17 时; h. 18 时; i. 20 时

Fig. 5 The vertical section of disturbance wind field in high and low levels
from 0100—2000UTC on 22th July 1998(units: m/s)

a. 0100UTC; b. 0400UTC; c. 1000UTC; d. 1100UTC; e. 1300UTC;
f. 1400UTC; g. 1700UTC; h. 1800UTC; i. 2000UTC

综上所述, 7 月 22 日 00 时—23 日 00 时中出现的 2 次降水过程, 第 1 次降水过程主要是由高空 200 hPa 扰动风场亚临界不稳定引起的, 而第 2 次降水过程不仅与高空 200 hPa 亚临界不稳定低空有关, 而且还与中层 500 hPa 亚临界对称不稳定有关; 低空 800 hPa 出现的亚临界对称不稳定对这 2 次降水过程影响都很小。非线性亚临界对称不稳定扰动的 e 折时间和空间尺度, 分别为 5~8 h 和 200~300 km。

5 结 论

(1) 1998 年 7 月 20 日—8 月 1 日“二度梅”的梅雨暴雨可分为 3 大段, 均是线性对称稳定而非线性对称不稳定过程, 是典型的非线性亚临界对称不稳定。因此, 非线性亚临界对称不稳定可能是此“1998 二度梅”暴雨形成的重要机制。

(2) 扰动风场的增长与降水的增长关系密切, 扰动风场增长愈强, 降水的增长就愈明显。扰动风场的增长有超前于降水增长的情况。非线性亚临界对称不稳定的增强可能使降水增强。

(3) 降水区和暴雨中心主要位于高层 200 hPa 扰动风场极大值南侧和低层 850 hPa 扰动风场极大值北侧之间。非线性亚临界对称不稳定主要发生在中高层上。扰动风场时间曲线与线性对称不稳定参数 \bar{S}_{\min} 的时间曲线基本是超前约 12~24 h 反位相: 扰动风场增强超前 \bar{S}_{\min} 的减小 12~24 h (或线性对称稳定的减弱)。由此, 提出了梅雨暴雨形成的一种可能的新物理机制: 即首先在高层出现非线性亚临界对称不稳定; 高层纬向扰动风场加强, 其南侧反气旋环流加强, 辐散加强, 产生抽吸作用, 然后使中层辐散加强, 中层纬向扰动风场加强, 进一步加强抽吸作用, 从而使低层辐合加强; 低层纬向扰动风场加强, 使辐合进一步加强, 从而激发大暴雨形成。同时, 高层和中层纬向扰动风场加强使扰动风场垂直切变增大, 对应理查逊数 R_i 减小, 从而产生线性对称不稳定, 即使线性对称稳定大气变得不稳定。

(4) 非线性亚临界对称不稳定扰动的 e 折时间和空间尺度, 分别为 5~8 h 和 200~300 km。

参考文献:

- [1] Kuo H L. Symmetrical disturbances in a thin layer of fluid subject to horizontal temperature gradient and rotation[J]. *J Meteor*, 1954, 11(5): 399-411.
- [2] Ooyama K. On the stability of baroclinic circular vortex: A sufficient criterion for instability[J]. *J Atmos Sci*, 1966, 23(1): 43-53.
- [3] Hoskins B J. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 1974, 100(435): 480-482.
- [4] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 1979, 105(446): 945-962.
- [5] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system, Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids[J]. *J Atmos Sci*, 1979, 36(10): 2 425-2 449.
- [6] Ogura Y. Possible triggering mechanisms for severe storms in SESAME EVE IV (9-10, May, 1979) [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1982, 63(5): 503-515.
- [7] Emanuel K A. The lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability[J]. *J Atmos Sci*, 1983, 40(10): 2 368-2 376.
- [8] Emanuel K A. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings[J]. *Mon Wea Rev*, 1983, 111(10): 2 016-2 033.
- [9] Xu Q. Generalized energetics for linear and nonlinear symmetric instability[J]. *J Atmos Sci*, 1986, 43(10): 972-984.
- [10] Cho H R, Shepherd T G, Vladimirov V A. Application of the direct Liapunov method to the problem of symmetric stability in the Atmosphere[J]. *J Atmos Sci*, 1993, 50(6): 822-836.
- [11] Mu Mu, Vladimirov V, Wu Yong-Hui. Energy-casimir and energy-lagrange methods in the study of nonlinear symmetric stability problems[J]. *J Atmos Sci*, 1999, 56(3): 400-411.
- [12] Lu Wei-song, Shao Hai-yan. Generalized nonlinear subcritical symmetric instability[J]. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20(4): 623-630.

[13] 刘子臣, 张健宏, 梁生俊. 中尺度对称不稳定的诊断应用[J]. 南京气象学院学报, 1997, 20(3):400-404.

Primary Study on Nonlinear Subcritical Symmetric Instability and the Second Meiyu Rainstorm in 1998

XIA Ying, LU Wei-song

(Department of Atmospheric Sciences, NU IST, Nanjing 210044, China)

Abstract: Diagnostic analyses are carried out for the Meiyu rainstorm in the Meiyu period from 0000UTC 20th July to 1200UTC 1st August in 1998 and the MM5V3 meso-scale model is used to simulate the Meiyu rainstorm. The results show that (1) this precipitation process can be divided into three periods and the nonlinear subcritical symmetric instability is the main mechanism; (2) the increase of rainfall has a close relation with the increase of the disturbance wind which can often be found before the increase of rainfall, so the increase of the nonlinear subcritical symmetric instability can make the rainfall increase; (3) the nonlinear subcritical symmetric instability mainly occurs at 200 hPa and 500 hPa which can make the atmosphere from linear symmetric stability to instability. Heavy precipitation mainly occurs at the place between the south side of the maximum disturbance wind field at high or middle levels (200 hPa or 500 hPa) and the north side of the maximum disturbance wind field at the low level (850 hPa); (4) The e -folding temporal and spatial scales of the nonlinear subcritical symmetric instability disturbance are respectively 5 ~ 8 h and 200 ~ 300 km.

Key words: subcritical symmetric instability; nonlinear; Meiyu rainstorm