

2006 年 6 月 5~8 日梅雨锋上中尺度对流系统 引发福建北部暴雨的诊断分析

赵玉春^{1, 2} 李泽椿³ 王叶红¹ 肖子牛³

1 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

2 武汉中心气象台, 武汉 430074

3 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 利用 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度的 NCEP 再分析资料、地面 1 h 降水和卫星黑体辐射亮度温度资料, 分析了 2006 年 6 月 5~8 日引发福建北部大暴雨的梅雨锋上的中尺度对流系统活动, 探讨了梅雨锋上或锋前暖区一侧中尺度对流系统触发和增强的动力机制, 并进一步研究了强降水凝结潜热造成的非绝热加热在对流系统发生发展中的作用。结果发现: 福建北部强降水产生是由梅雨锋上或锋前多个 β 中尺度或 α 中尺度的强对流系统活动造成的, 这些中尺度对流系统的发生发展与大尺度地转强迫造成的上升运动、武夷山脉等的地形动力强迫抬升作用、梅雨锋锋生以及锋面的阻挡和直接抬升作用有关。梅雨锋上强降水造成的非绝热加热在中尺度对流系统的形成和发展中起到了重要作用。最后, 总结出梅雨锋上中尺度对流系统发生发展的概念模型。

关键词 梅雨锋 暴雨 中尺度对流系统 非绝热加热 地形

文章编号 1006-9895 (2008) 03-0598-17

中图分类号 P445

文献标识码 A

Diagnosing Analysis of Heavy Rain in Northern Fujian Province Triggered by Mesoscale Convective Systems along the Meiyu Front during 5 - 8 June 2006

ZHAO Yu-Chun^{1, 2}, LI Ze-Chun³, WANG Ye-Hong¹, and XIAO Zi-Niu³

1 *Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074*

2 *Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074*

3 *National Meteorological Center, Beijing 100081*

Abstract With $1^\circ \times 1^\circ$ (longitude $\times$ latitude) NCEP reanalysis data, surface observed hourly rainfall and temperature of black body (TBB) detected by Fengyun satellite, an analysis is made of mesoscale convective systems (MCSs) triggering heavy rain in northern Fujian Province along the Meiyu front during 5 - 8 June 2006 to investigate the dynamic mechanism of the formation and enhancement of the MCSs on or in the warm side of the Meiyu front and study the role of diabatic heating released by rainfall condensation in the development of the MCSs. It is found that the heavy rain in northern Fujian Province is generated by several meso- β or α scale convective systems on or in the warm side of the Meiyu front. The formation and development of the MCSs is directly related to the upward motions by large scale geostrophic forcing, topographical dynamic lifting of Wuyi and Daiyun Mountains, frontogenesis and frontal barrier and direct lifting. The large scale geostrophic forcing denoted by $\mathbf{Q}$ vector convergence is a factor effecting the formation of the MCSs and the heavy rain on the Meiyu front, but it is possibly unnecessary. The frontal barrier and lifting are not neglected and maybe a main factor in the formation of upward motions and the MCSs.

收稿日期 2006-12-11, 2007-04-09 收修定稿

资助项目 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨研究开放基金 IHR2007K04 项目资助

作者简介 赵玉春, 男, 1972 年出生, 博士, 目前主要研究方向: 中尺度动力学与中尺度数值模拟。E-mail: zhaoych@cma.gov.cn

The mesoscale topographical forcing can enhance the upward motions and therefore is beneficial to the development of the MCSs or the strengthening of heavy rain. The diabatic heating released by rainfall condensation plays a feedback role in the development of the MCSs. The mechanism of the formation and development of the MCSs and the heavy rainfall on or in the warm side of the Meiyu front is complicated. Lastly, a conceptual model is concluded to reveal the possible mechanism of the formation and development of the MCSs on the Meiyu front.

Key words Meiyu front, heavy rain, mesoscale convective systems, diabatic heating, topography

1 引言

我国南方雨季里梅雨锋的活动往往带来丰富的降水,甚至造成严重的洪涝灾害。气象学家们对暴雨产生的大尺度环流背景、天气学条件以及梅雨锋上中尺度系统的活动^[1~6]等进行了大量的研究,得到了许多有意义的结果。梅雨锋是不同性质气团交汇的结果,它的维持是由稳定的大尺度环流背景造成的。陶诗言等^[7]指出,梅雨锋上暴雨的直接制造系统往往是中尺度对流系统(Mesoscale Convective Systems, 简称 MCSs)。赵思雄等^[8]也认为梅雨锋切变线附近不断有中尺度对流系统发生发展,梅雨锋上突发和短时的暴雨是由更小的 β 中尺度或 γ 中尺度系统引起的。孙晶等^[9]对梅雨锋上 β 或 γ 中尺度对流系统的结构特征进行了观测分析和模拟研究,得到了一些有意义的结果。梅雨锋上的中尺度对流系统是如何激发出来的?赵思雄等^[10]指出对流层低层及边界层内的一些扰动可能对中尺度对流系统的发生发展起到重要作用。孙建华等^[11]的研究表明环境风气流造成的底层强水汽辐合有利于对流的启动。Eitzen 等^[12]和 Lac 等^[13]研究了中尺度重力波和深对流之间存在着相互作用,认为中尺度重力波在深对流的启动中起到了重要作用。Weckwerth 等^[14, 15]则认为大气的一些边界层过程在对流的激发中起到了重要作用,如干线、中尺度锋面、阵风锋、水平对流滚轴、冷空气外流边界以及地形诱发的边界过程等。梅雨锋上或锋前对流系统的启动和增强机制还有待于深入细致的探讨。

梅雨锋上强对流暴雨发生后,降水凝结释放的非绝热加热会对梅雨锋以及暴雨系统本身起到重要的作用。Chen 等^[16]利用位涡反演的方法研究发现凝结潜热释放的非绝热加热在梅雨锋的形成和维持中有着重要作用。孙建华等^[17]对“94·6”暴雨个例的研究发现,潜热对对流系统的启动和发展均十分重要。王建捷等^[18]数值模拟的结果证明了潜热

在中尺度雨团强烈发展中的重要作用。贝耐芳等^[19]的研究结果也表明,潜热在中尺度对流系统的形成过程中可能起到重要作用。董佩明等^[20]研究了潜热在梅雨锋上中尺度低涡扰动发生发展中的作用,发现潜热是中尺度低涡扰动和低空急流发生发展的关键因子。Chen 等^[21]对梅雨锋上强暴雨的数值模拟研究表明,潜热释放在暴雨、中尺度低空急流、中低压、涡度的快速加强以及梅雨锋的锋生中起到了重要作用。因此,降水凝结潜热在梅雨锋以及梅雨锋暴雨系统的发生发展中有着重要作用。2006 年 6 月 5~8 日,准静止的梅雨锋维持在江南北部到华南北部一带,梅雨锋上不断有中尺度对流系统发生发展,给福建北部造成了强烈的降水,连续多日的暴雨天气给该地区带来严重的洪涝灾害。气象学家们不禁要问,是什么样的热力动力或物理过程使得这一地区的中尺度对流系统如此活跃?中尺度对流系统发生在什么样的环境场?梅雨锋强暴雨产生的非绝热加热在中尺度对流系统的发生发展中起到什么作用?本文通过对观测和再分析资料的诊断,试图回答上述问题,进一步了解梅雨锋上中尺度对流系统的触发和增强机制,以及降水造成的凝结潜热在梅雨锋暴雨系统中的作用。

2 天气背景

2006 年 6 月 5~6 日,欧亚地区大气环流形势稳定(图 1),主要表现在:(1) 500 hPa 天气图上,欧亚中高纬呈典型的“两脊一槽”,即乌拉尔山东部为一高压脊(或阻塞高压),鄂霍次克海地区为一阻塞高压(或高压脊),贝加尔湖以东地区为一低槽(或低涡)。华北地区为一弱的高压脊。江南北部到华南地区西风带环流平直,不断有弱的短波浅槽东移影响这一地区。西太平洋副热带高压稳定维持,其西伸脊点在 115°E 附近,130°E 以西脊线在 18°N~20°N 摆动。(2) 850 hPa 上,华北东部及其以东地区为一个高压反气旋环流,高压环流底部的

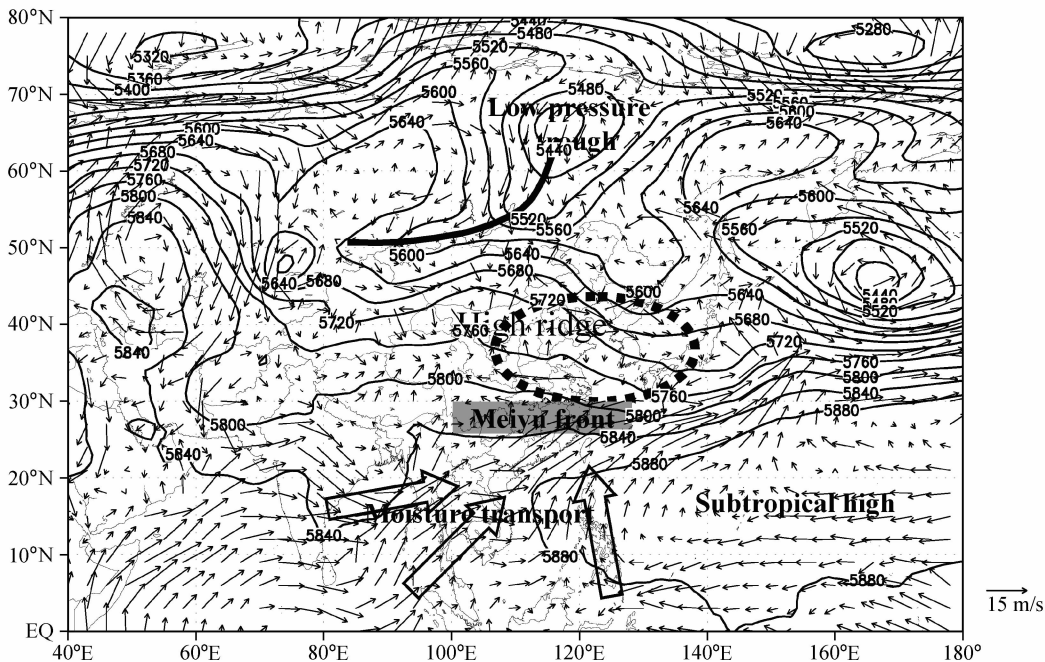


图1 2006年6月5日08时(北京时,下同)大尺度环流形势图。等值线为500 hPa位势高度(单位gpm);矢量为850 hPa流场;椭圆代表对流层低层华北东部的高压反气旋环流;箭头指示水汽输送带;阴影区指示梅雨锋

Fig. 1 Large scale circulation pattern at 0800 LST 5 Jun 2006. Contours indicate 500-hPa geopotential height (gpm), vectors represent wind field at 850 hPa, arrows show moisture transportation path, ellipse denotes anticyclone over eastern North China in the lower troposphere and shaded area expresses the location of Meiyu front

偏东气流与西太平洋副热带高压西北侧或北侧的西南气流对峙,构成梅雨锋两侧的水平风切变。梅雨锋低压带位于华北高压与西太平洋副热带高压之间的低压带内。(3)梅雨锋南侧有三支气流向梅雨锋区输送水汽,一是副热带高压西侧的副热带季风气流,一是来自孟加拉湾的西南季风气流,另一支是来自南海北部的热带季风气流,它与90°E~105°E的越赤道气流有关。7日后,500 hPa上环流形势略有变化,贝加尔湖以东的低值系统南下到华北以北地区,将华北弱暖脊向东推移到海上,对流层低层的华北高压也随之东移入海,梅雨锋两侧的东西风切变随之打开,华北低槽槽后南下的西北风将梅雨锋西段快速南压,而梅雨锋东段(福建北部)移动不大,锋面两侧形成东北西南向的冷式切变。在上述稳定的大尺度环流背景下,梅雨锋带一直维持在华南北部地区,梅雨锋上或锋前活跃的中尺度对流系统给福建北部带来了连续多日的暴雨天气。

3 中尺度环境和中尺度对流活动

3.1 中尺度对流活动

6月5~7日,梅雨锋准静止地维持在华南北部

一带,梅雨锋锋上和锋前不断有中尺度对流系统产生、发展和东移,给福建北部地区带来强降水天气,大的对流降水主要发生时段为6日02~14时和7日02~14时,其中6日08~14时降水达到最强,福建北部地区6 h降水达到100 mm以上(政和达到107 mm),最大1小时降水率达到34 mm/h。下面主要分析6日02~14时福建北部强降水发生时段中尺度对流系统的活动特点。图2是6日02~12时每间隔2 h的TBB卫星云图,由图可见6日02时,一个 α 中尺度对流云团(云团A)控制福建中北部地区,这个云团的生成可以追溯到5日19时,它由江西中部生成的一个 β 中尺度云团东移到福建中部地区,与福建中部地区的一个对流系统合并而成,云顶最低温度达到-60℃,它给福建北部地区带来明显的降水,降水发生在对流云团北侧的最大温度梯度处。此时,在江西东部地区有一个 β 中尺度云团(云团B)生成,并有较强的降水发生在云团内(图2a)。04时,这个 α 中尺度的对流云团A东移到福建东部地区并有所减弱,而江西东部 β 中尺度云团B东移到福建西北部地区,云团加强云体范围有所增大,对流降水也明显增强(图2b)。

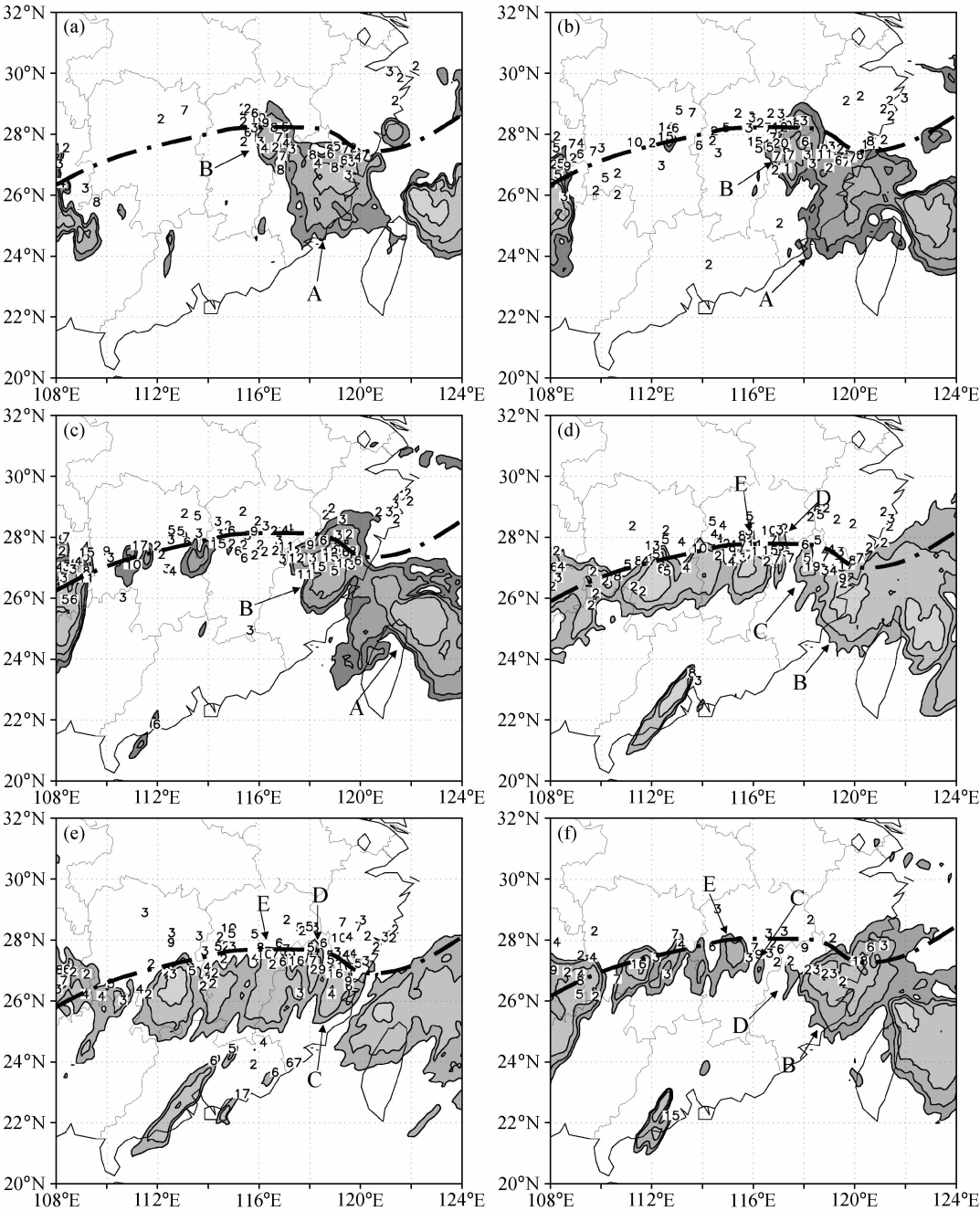


图 2 6 日风云卫星每 2 小时间隔一次的黑体辐射亮度温度 TBB: (a) 02 时; (b) 04 时; (c) 06 时; (d) 08 时; (e) 10 时; (f) 12 时。虚线近似代表 850 hPa 梅雨锋的位置; 阴影: TBB<-40℃; 等值线间隔: 10℃; 数字为 1 小时降水量 (单位: mm)

Fig. 2 Temperature of black body (TBB) detected by Fengyun satellite every 2 hours on 6 Jun 2006: (a) 0200 LST; (b) 0400 LST; (c) 0600 LST; (d) 0800 LST; (e) 1000 LST; (f) 1200 LST. The dashed lines indicate the location of Meiyu front, TBB in shaded areas is less than -40℃, contour interval is 10℃ and numbers are 1-h rainfall (mm)

06 时, 福建东部的 α 中尺度的对流云团 A 东移入海, 福建西北部 β 中尺度云团 B 进一步发展成 α 中尺度对流云团, 影响福建北部地区 (图 2c)。08 时, 这个 α 中尺度云团 B 东移中也有所减弱, 这时该云团的尾部有一个尺度较小的 β 中尺度云团 (云团

C) 分离出来, 江西东部地区又有两个 β 中尺度云团发展 (云团 D 和 E) (图 2d)。10 时, α 中尺度云团 B 东移到福建东部地区, β 中尺度云团 C 和 D 发展东移影响福建西北部地区, 云团 E 也进一步发展 (图 2e)。12 时, 云团 C 和 D 进一步发展影响福建

北部地区,云团 E 东移并发展成 α 中尺度云团影响福建西部地区(图 2f)。14 时,云团 C、D 和 E 略向东南移动且范围进一步扩大,继续影响福建中北部地区。

可见,福建北部强降水产生是由多个 β 中尺度或 α 中尺度的对流云团造成的,这些中尺度对流系统在发展初期尺度很小,在东移的过程中逐渐发展和加强,有时达到 α 中尺度。02~14 时,引发福建北部强降水的对流云团主要有 5 个。引人注意的是,这些中尺度对流云团在江西东部地区或福建西部地区生成后,在东移的过程中得到明显加强,且降水主要发生在深对流云主体北侧的温度梯度最大处。值得疑问的是,大气什么样的动力过程或物理机制使得对流云团在这些地方不断地形成和发展?江西与福建交界地带的武夷山脉以及福建境内的戴云山等地形作用在对流的触发和增强中可能起到重要作用,后面的分析进一步表明,大气的地转强迫运动、梅雨锋锋生强迫以及锋面的抬升作用等也扮演着重要的角色。

3.2 中尺度环境

梅雨锋上的中尺度对流系统不断在梅雨锋上生成、移动、发展和消亡,这些中尺度对流系统究竟发生在什么样的中尺度环境中?下面,主要分析福建北部的强降水天气发生的环境场特征。表 1 是福建北部及其两侧探空代表站点计算的物理量,可见在梅雨锋暴雨区,大气处于丰富的水汽环境、高总温度指数环境、大气抬升凝结高度低和地面抬升指

数低等有利的环境场中。6 日 08 时,代表站点邵武(衢州)的可降水量为 61(55) mm,总温度指数为 42(29) $^{\circ}\text{C}$,抬升凝结高度为 979(982) hPa,地面的水汽混合比为 16(14) g/kg,地面抬生指数 2(10) $^{\circ}\text{C}$ 。与梅雨锋北侧的代表站点衢州相比,梅雨锋暴雨区的代表站点邵武的环境场更有利于降水系统的发生。梅雨锋南侧的代表站点赣州虽然处于丰富的水汽环境中,但是由于对流抑制能量(187 J/kg)的束缚,加之抬升凝结高度高(959 hPa),因而没有明显的降水发生。6 日 20 时,与梅雨锋两侧区域相比,梅雨锋暴雨区仍然处于有利于降水系统发生的环境中。值得指出的是,由于探空站点没有位于强对流暴雨区,加之时间密度不够,探空站点计算出的物理量还不能完全反映对流降水区的环境场,如计算出的对流有效位能值很小甚至为零,稀疏的探空资料没法抓住对流发生期间不稳定能量的积聚和释放过程。

但是,从 NCEP 每 6 小时一次的再分析资料计算出的对流有效能量(CAPE)来看,福建北部地区强对流降水发生时,有对流不稳定能量积聚和释放在过程。图 3 是 6 日 08、14 时的对流有效能量和对流抑制能量分布,可见,6 日 08 时高对流不稳定能量主要集中在梅雨锋南侧的暖区内,梅雨锋附近没有高不稳定能量分布,14 时一个高对流不稳定能量舌向北快速推进到福建中北部地区,尽管福建北部地区没有高的不稳定能量,但是可以推知这期间有不稳定能量积聚和释放过程(图 3a)。相对于

表 1 2006 年 6 月 6 日福建北部及其两侧探空代表站点计算的物理量
Table 1 Physical variables calculated from radio soundings at typical stations in the north of Fujian Province and its two sides on 6 Jun 2006

时间	站名	PW/mm	TT/ $^{\circ}\text{C}$	LI/ $^{\circ}\text{C}$	CIN/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	CAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	LCL/hPa	Qs/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	R6/mm
08 时	衢州	55	29	10	0	0	982	14	5
	邵武	61	42	2	0	0	979	16	30
	福州	67	46	-1	177	33	980	18	10
	赣州	64	44	0	187	17	959	18	0
20 时	衢州	55	37	5	0	0	981	15	5
	邵武	61	41	3	0	0	978	17	6
	福州	57	36	6	0	0	983	15	25
	赣州	67	47	-1	116	141	944	18	0

注: PW: 可降水量; TT: 总温度; LI: 地面抬升指数; CIN: 对流抑制能量; CAPE: 对流有效位能; LCL: 抬升凝结高度; Qs: 地面水汽混合比; R6: 地面 6 h 降水量
Notes: PW: Precipitable water; TT: total temperature; LI: surface lifting index; CIN: convective inhibition energy; CAPE: convective available potential energy; LCL: lifting condensational level; Qs: surface vapor mixing ratio; R6: surface observed 6-h rainfall

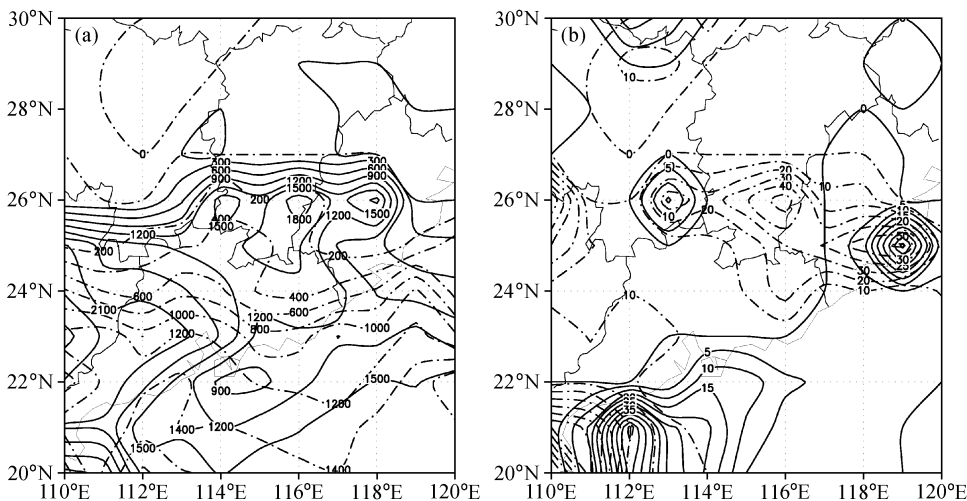


图3 6日08时(虚线)和14时(实线)的对流有效位能(单位: J/kg) (a) 和对流抑制能量(单位: J/kg) (b) 分布

Fig. 3 (a) Convective available potential energy (J/kg) and (b) convective inhibition energy (J/kg) at 0800 LST (dashed lines) and 1400 LST (solid lines) 6 Jun 2006

对流有效位能而言, 6日08时对流抑制能量相对较高, 位于梅雨锋南侧的暖区内, 它可能抑制着对流不稳定能量的爆发, 这也是该时段梅雨锋前没有对流触发形成降水的原因。14时对流抑制能量明显变小, 大气环境变得更加有利于对流系统的发生(图3b)。因此, 梅雨锋上或锋前的中尺度对流系统发生在高水汽、一定的对流不稳定能量、低对流抑制能量和低地面抬升指数等有利的环境场中, 抬升凝结高度低也是中尺度对流系统和暴雨产生的一个重要因子。

4 对流启动与增强的强迫机制

中尺度对流系统可分为自由对流和强迫对流, 自由对流发生在强的对流不稳定区域, 气块具有大的对流有效位能, 按气块理论, 扰动的气块能够凭着自身的浮力上升到自由对流高度发生对流。强迫对流的发生需要有强迫抬升机制, 将气块抬升到自由对流的高度, 释放对流不稳定能量触发对流。在梅雨锋降水区, 由于强的蒸发冷却作用以及梅雨锋云带对太阳短波辐射的阻挡作用, 使得对流层低层的梅雨锋区为弱的对流不稳定或者中性层结, 但在梅雨锋带上, 不断有中尺度对流系统的发生、发展和东移, 在沿途产生强降水。梅雨锋南侧低空急流对暴雨区暖湿气流的输送有利于对流不稳定能量的重建, 但它不足以导致自由对流的产生, 因此, 中尺度对流系统的发生必定有一定的强迫抬升机制。

那么, 究竟什么动力过程是这次梅雨锋强对流系统发生的强迫机制? 分析发现, 大气地转运动的强迫作用、局地地形、梅雨锋锋生强迫以及锋面的抬升等在中尺度对流系统的发生发展中起到重要作用。

4.1 准地转强迫

程艳红等^[22]对强迫流和不稳定流的分析发现, 尽管地转强迫流比不稳定流小一个量级, 但它在对流的强迫中起到重要作用。这里, 利用 Hoskins 等^[23]在 f 平面上导出的绝热无粘的准地转 ω 方程, 来定性诊断大尺度地转运动对中尺度对流系统的强迫作用, 其表达式为

$$\left(S \nabla^2 + \frac{f_0}{\gamma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q}_g,$$

其中, $\mathbf{Q}_g$ 为地转 $\mathbf{Q}$ 矢量,

$$\mathbf{Q}_g = - \left[\left(\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right) \mathbf{j} \right],$$

它的散度可以作为垂直运动的强迫项, ω 为气压坐标下的垂直运动, $S = -(T/\theta)(d\theta/dp)$ 为静力稳定度参数,

$$\gamma = \frac{R}{f p_0} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{c_v/c_p}$$

如果方程满足椭圆性条件, 则地转 $\mathbf{Q}$ 矢量辐合(辐散)区为上升(下沉)运动的区域。考虑到梅雨锋的特点, 计算地转 $\mathbf{Q}$ 矢量时用 θ_{sc} 代替 θ 。

图4是梅雨锋上强对流降水发生时段850 hPa地转 $\mathbf{Q}$ 矢量散度分布。6日08时, 梅雨锋上有两个较强的地转 $\mathbf{Q}$ 矢量辐合区, 一个位于湖南的中南

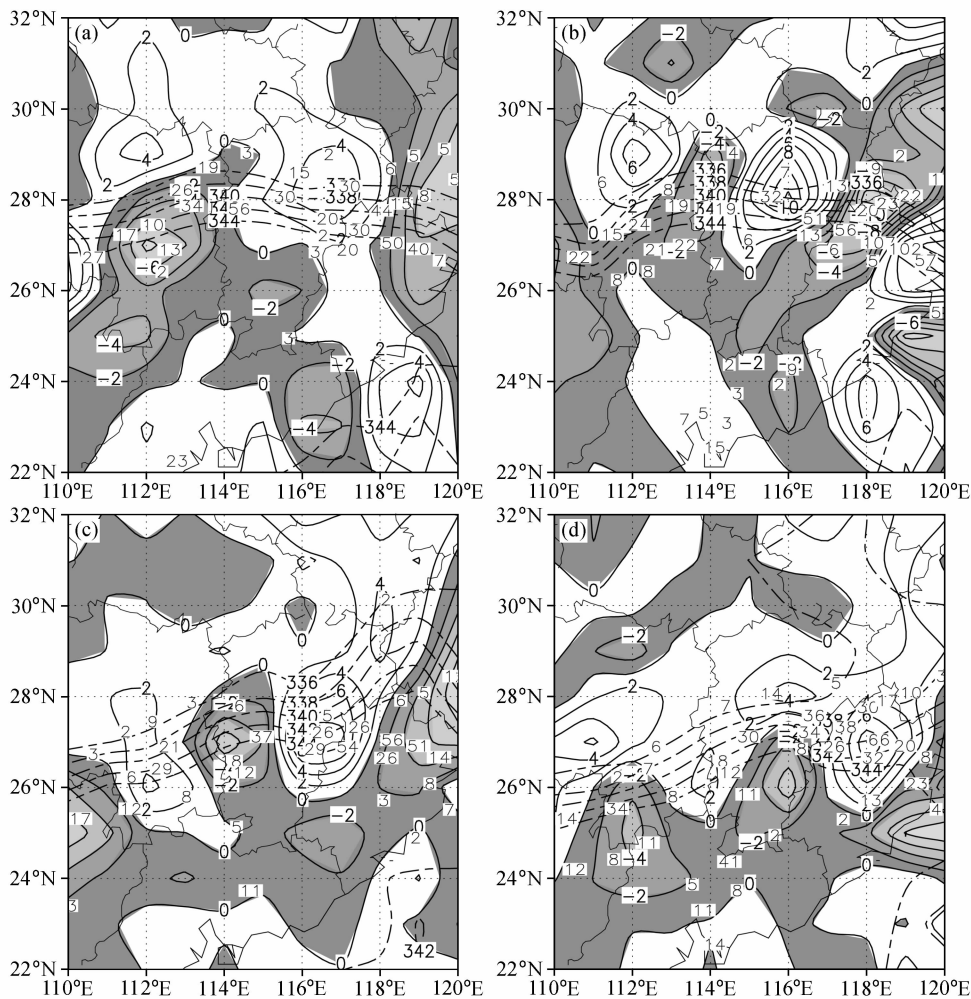


图4 梅雨锋上强对流降水发生时段 850 hPa 地转 Q 量散度 (实线, 单位: $10^{-15} \text{K} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) 分布: (a) 6 日 08 时; (b) 6 日 14 时; (c) 7 日 08 时; (d) 7 日 14 时。阴影: 地转 Q 矢量辐合区; 虚线: 假相当位温 (单位: K), 代表梅雨锋; 细体数字为观测的 6 小时降水量 (单位: mm)

Fig. 4 The distribution of geostrophic Q vector divergence (solid, units: $10^{-15} \text{K} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa during the period when the heavy rain is triggered by intensive convection; (a) 0800 LST 6 Jun; (b) 1400 LST 6 Jun; (c) 0800 LST 7 Jun; (d) 1400 LST 7 Jun. Shaded areas are geostrophic Q vector convergence, dashed lines denoting Meiyu front are pseudo-equivalent potential temperature (K) and thin numbers are observed 6-h rainfall (mm)

部, 一个位于福建的北部地区, 这两个地区皆有对流系统发展形成降水, 地转强迫在对流降水的形成中起到了一定作用。但是在江西中部的强降水区为地转 Q 矢量辐散区, 不利于强降水的发生 (图 4a)。6 日 14 时, 梅雨锋维持少动, 梅雨锋上也存在两个地转 Q 矢量辐合区, 一个位于福建西北部的强降水区, 另一个位于湖南和江西的交接地带, 其中福建西北部强对流降水区的地转强迫上升运动更加明显 (图 4b)。7 日 08 时, 梅雨锋演变成东北西南向, 梅雨锋上有三个地转 Q 矢量辐合区, 一个位于福建东北部地区, 一个位于广西北部, 另一个位于湖南中

部和江西中部交界地带处, 这三个地区皆有对流降水发生, 但湖南南部、江西中部与福建中部交界地带处的降水区没有地转强迫的上升运动 (图 4c)。7 日 14 时, 准地转强迫的上升运动发生在梅雨锋前, 两个明显的地转 Q 矢量辐合区分别位于广东、广西和湖南三省的交界地带以及江西南部地区, 但是福建南部、湖南东南部与江西西南部的降水区没有明显的上升运动 (图 4d)。

可见, 梅雨锋上或锋前的部分强对流降水区对应着地转 Q 矢量辐合区。这表明大尺度地转强迫造成的上升运动为中尺度对流系统的触发和降水形

成提供了有利的抬升条件,地转强迫是对流系统触发的强迫抬升机制之一。在地转 Q 矢量辐散区发生的强对流降水,可能是其他强迫机制导致,也可能是上游地转强迫产生的对流沿着梅雨锋移动到下游后产生降水。由于观测资料的限制,不能详细跟踪分析对流系统的触发和增强与地转强迫造成的上升运动之间的关系。

4.2 锋生强迫作用

梅雨锋锋生是梅雨锋降水形成和发展的主要原因之一。伍荣生等^[24]指出,梅雨锋锋生会强迫出锋面次级环流,它有利于上升运动的加强和中尺度对流系统的发展。那么,在此次梅雨锋对流降水系统的形成中,是否存在梅雨锋锋生,它对流系统的触发又起到什么作用?利用 Keyser 等^[25]提出的二维矢量锋生函数,代入假相当位温为

$$F = \frac{d}{dt} \nabla \theta_{sc},$$

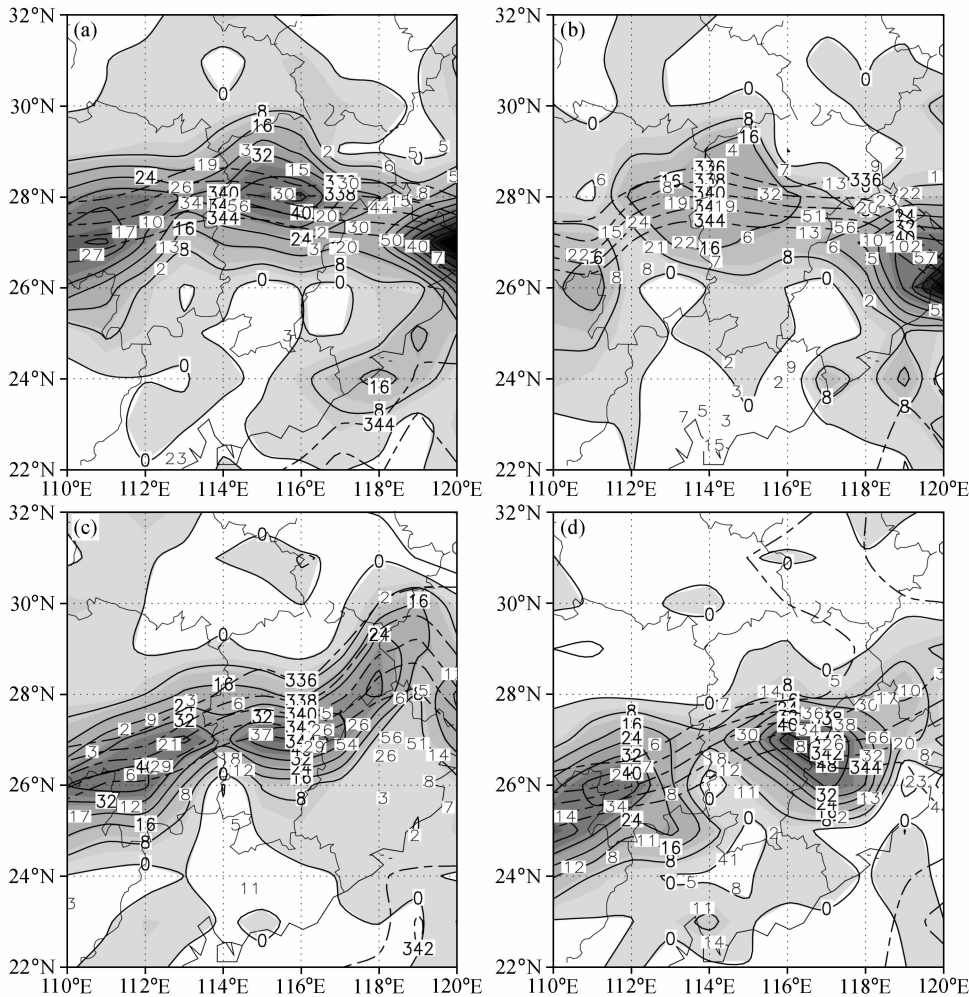


图 5 同图 4, 但为 850 hPa 二维 Q 矢量锋生函数[单位: $K \cdot Mm^{-1} \cdot (6 h)^{-1}$]

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for two-dimensional Q vector frontogenesis function ($K \cdot Mm^{-1} (6 h)^{-1}$) at 850 hPa

它与 Q 矢量密切相关,定义 Q 矢量为水平流体运动方向上水平假相当位温梯度的时间变化率为:

$$Q = \frac{d}{dt} \bigg|_h \nabla \theta_{sc} = - \left[\left(\frac{\partial V}{\partial x} \cdot \nabla \theta_{sc} \right) i + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \cdot \nabla \theta_{sc} \right) j \right],$$

这里, $\frac{d}{dt} \bigg|_h$ 表示变量沿着水平运动方向的时间变化率。由矢量锋生函数的定义可知, Q 矢量正比于矢量锋生函数,因而可以用来诊断锋生。定义 Q 矢量锋生函数为

$$F = \frac{1}{2 |\nabla \theta_{sc}|} \frac{d}{dt} |\nabla \theta_{sc}|^2 = \frac{Q \cdot \nabla \theta_{sc}}{|\nabla \theta_{sc}|},$$

可诊断梅雨锋锋生。

图 5 是梅雨锋强对流降水发生时段 850 hPa 二维 Q 矢量锋生函数,可见在梅雨锋上存在明显的锋生。6 日 08 时,准东西向的梅雨锋上为明显的锋生,锋生大值中心分别位于湖南南部、江西中部以及福建北部地区,锋生函数值达到 $48 K \cdot 1000$

$\text{Mm}^{-1} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$, 可见, 在梅雨锋雨带上的强降水区为强烈的锋生区 (图 5a)。6 日 14 日, 梅雨锋锋生有所减弱, 最大锋生在梅雨锋东段 (福建以东地区), 福建北部的强对流降水区锋生值在 $32 \text{ K} \cdot 1000 \text{ Mm}^{-1} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 左右, 梅雨锋西段为较均匀的弱锋生, 锋生函数值大致为 $16 \text{ K} \cdot \text{Mm}^{-1} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ (图 5b)。7 日 08 时, 梅雨锋上锋生再次加强, 锋上存在着两个大的锋生函数值中心, 分别位于湖南南部和江西中南部地区, 锋生函数值为 $48 \text{ K} \cdot \text{Mm}^{-1} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ (图 5c)。7 日 14 时, 梅雨锋上两个锋生大值区分别位于广西北部 and 湖南南部交界地带以及江西中部与福建中部交界地带, 强的锋生区也是大的对流降水区 (图 5d)。这表明梅雨锋锋生与强对流降水密切相关, 锋生可能通过对流的触发和降水的加强起到了重要作用。另外, 根据锋面次级环流方程^[26], 锋生能够在梅雨锋两侧强迫出次级环流, 它的上升支提供的强迫上升运动对流降水的形成和发展起着重要的作用, 因而它也是对流触发的强迫抬升机制之一。

除了梅雨锋锋生存在着强迫作用外, 梅雨锋本身也存在着强迫抬升或阻挡作用, 因为梅雨锋一般具有一定的坡度, 西南暖湿气流会沿着梅雨锋爬升, 当达到自由对流高度的时候, 可能释放对流不稳定能量形成对流。图 6a 是梅雨锋西段 (109°E) 强对流降水发生时段 (6 日 08 时) 的 $v-w$ 合成的高度-纬度剖面图。可见, 900 hPa 以上梅雨锋的坡度很小, 对流层低层 (850 hPa 以下) 一支强劲的偏南风向北吹, 遇到梅雨锋后沿着锋面爬升到 800 hPa 左右

高度的时候, 气流垂直上升。沿着这支上升气流 $\partial \theta_{\text{se}} / \partial p > 0$, 存在着对流不稳定, 这支上升气流可以导致对流不稳定能量释放, 促使对流爆发形成暴雨。而在梅雨锋的东段 (118°E), 梅雨锋的坡度很大, 它对西南气流有一定的阻挡和抬升作用, 由图可见 (图 6b) 锋前一支偏南气流沿着梅雨锋爬升到 700 hPa 后垂直上升。沿着这支上升气流的大气层结也为对流不稳定, 一些中尺度对流系统发生在这支上升气流中。可见, 倾斜的梅雨锋对西南暖湿气流的抬升或阻挡作用在中尺度对流系统的触发和增强中也起到了一定的作用。

4.3 地形作用

地形是影响暴雨的重要因素之一, 地形强迫抬升可以造成暴雨增幅。Lin 等^[27] 和 Chiao 等^[28] 曾综合考虑降水的影响因子, 对总降水进行估计, 估计的公式为

$$P = \frac{\rho}{\rho_w} E (\mathbf{V}_H \cdot \nabla h + W_s) \frac{q L_s}{c_s},$$

其中, $\mathbf{V}_H \cdot \nabla h$ 与地形诱发的垂直运动有关, W_s 为天气系统强迫的垂直运动, q 是水汽混合比, ρ 和 ρ_w 分别是空气的密度和水的密度, c_s 是对流系统的传播速度, L_s 是中尺度对流系统的水平尺度, E 为降水效率, 定义为降水质量与水汽入流的质量比。由于 E 很难计算, 估计的降水对 L_s 和 c_s 也非常敏感, 该式用于定量估计降水有一定的难度。梅雨锋上强对流降水发生期间, 不同地区的地形抬升造成的强迫上升运动在对流的触发和降水的增幅过程中究竟起到了什么作用? 这里利用 $\mathbf{V}_H \cdot \nabla h$ 来诊断地

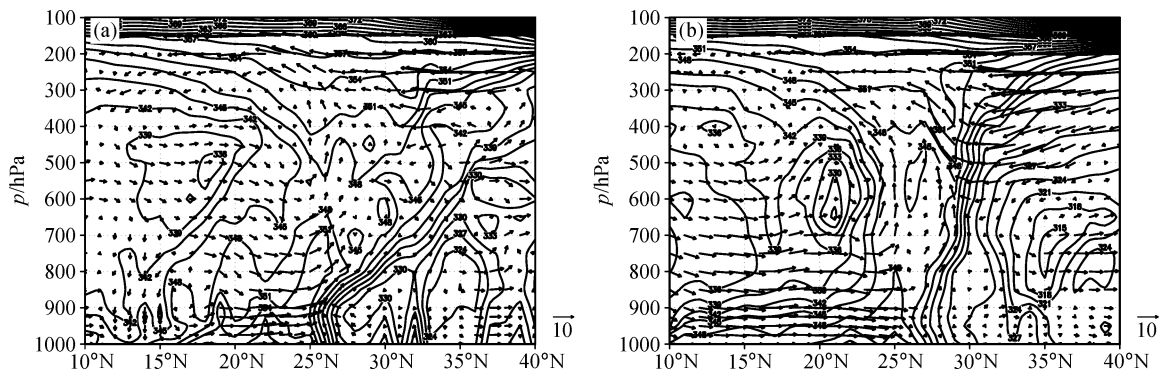


图 6 梅雨锋强对流降水发生时段 (6 日 08 时) 沿 109°E (a) 和 118°E (b) 的假相当位温 (单位: K) 和风矢量 ($v, -\omega$) 的高度-纬度的合成图。v 的单位: m/s ; ω 的单位: 10^{-1} Pa/s

Fig. 6 The height-latitude cross sections of pseudo-equivalent potential temperature (K) and wind vector ($v, -\omega$) along 109°E (a) and 118°E (b) during the period (0800 LST 6 Jul) of heavy rain triggered by intensive convection along the Meiyu front. Units of v : m/s ; units of ω : 10^{-1} Pa/s

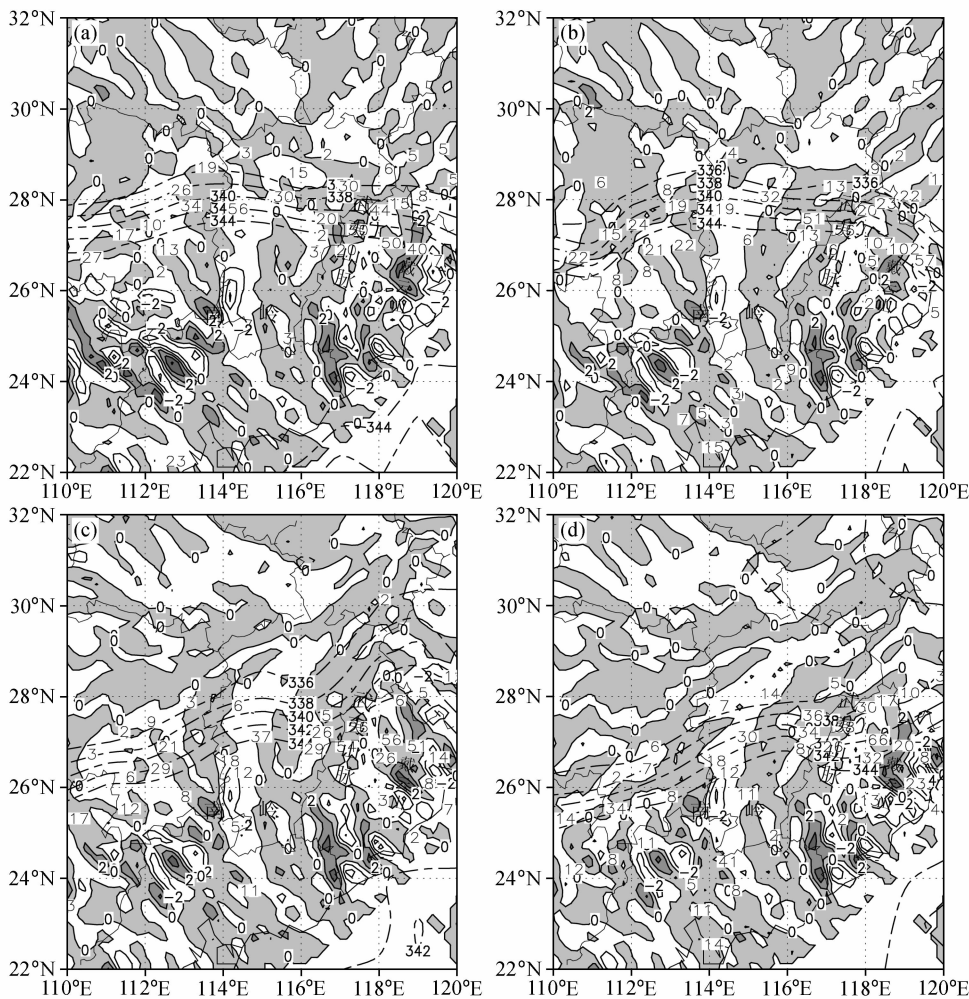


图 7 同图 4, 但为地形强迫的 850 hPa 上升运动 ($u\partial h/\partial x + v\partial h/\partial y$) (单位: 10^{-2}m/s)

Fig. 7 Same as Fig. 4, but for topography forced upward motions ($u\partial h/\partial x + v\partial h/\partial y$) at 850 hPa (units: 10^{-2}m/s)

形强迫的垂直运动, 分析地形强迫对中尺度对流系统的触发以及降水的增幅作用。

图 7 是梅雨锋上强对流降水发生时段地形强迫的 850 hPa 上升运动分布。可见, 6 日 08 时, 湖南和江西交界地带、江西和福建交接地带 (武夷山脉) 以及福建东北部地区 (戴云山) 为明显地形强迫上升运动区, 这些地区都是强对流降水发生区。6 日 14 时, 由于梅雨锋位置没有发生明显的变化, 梅雨锋前仍然维持强的西南暖湿气流, 这些地区仍然为强的地形强迫的上升运动区, 同时也是强对流降水发生区域。7 日 08 时, 尽管梅雨锋西段明显南压, 梅雨锋变为东北西南向, 但是梅雨锋东段移动不大, 锋前仍然维持旺盛的西南气流, 在江西和福建交接地带以及福建东北部地区存在明显的地形强迫上升运动, 该地区维持着强对流降水。7 日 14

时, 梅雨锋略向南压, 梅雨锋东段的强对流降水区地形强迫的上升运动仍然非常明显。可见, 地形强迫的垂直上升运动与梅雨锋上或锋前的强对流降水区有很好的对应关系, 这表明, 地形强迫的上升运动对中尺度对流系统的触发以及降水的增幅可能起到了重要的作用。但是由于这里使用的是 6 小时一次的再分析资料, 很难分析地形抬升对中尺度对流系统触发和增强的详细过程。

5 非绝热加热对梅雨锋暴雨的作用

梅雨锋上的强对流降水造成的非绝热加热必定对大气产生影响, 从而反馈作用于梅雨锋以及锋面降水系统。伍荣生等^[24]对梅雨锋锋生的理论研究表明, 非绝热加热作用对梅雨锋锋生起着重要的作用。那么, 这次梅雨锋强对流暴雨发生期间降水造

成的非绝热加热起到了什么作用? 利用 Yanai 等^[29]提出的视热源和视水汽汇来计算非绝热加热, 从多个角度分析非绝热加热所起的作用, 并不分离对流性降水造成的非绝热加热。视热源和视水汽汇的计算表达式分别为

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right]$$

和

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} \mathbf{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right),$$

其中, L 为水汽的凝结潜热, c_p 为干空气定压比热。上两式可以改写为

$$Q_1 = Q_R + L (\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial}{\partial p} (\bar{S} \bar{\omega})$$

和

$$Q_2 = L (\bar{c} - \bar{e}) + L \frac{\partial}{\partial p} (\bar{q} \bar{\omega}),$$

视热源由三项组成: 辐射冷却项 Q_R 、净的水汽凝结项 $L (\bar{c} - \bar{e})$ 和由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送项 $\partial (\bar{S} \bar{\omega} / \partial p)$, 其中水汽的凝结又包括稳

定性降水和对流性降水产生的凝结加热。湿水汽汇由两项组成: 净的水汽凝结 $L (\bar{c} - \bar{e})$ 和由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送 $\partial (\bar{q} \bar{\omega}) / \partial p$, 一般情况下, 前者比后者要大, 因而利用 Q_2 可以近似估计降水凝结造成的非绝热加热来进行定性分析。

5.1 非绝热加热与梅雨锋暴雨

在梅雨锋活动期间, 强的中尺度对流活动在梅雨锋上引发了强降水, 降水造成的凝结潜热释放出现在 850 hPa 梅雨锋暖区一侧, 与梅雨锋雨带一致。图 8 是 116°E~119°E 平均的地面降水、850 hPa 上 Q_1 、 Q_2 以及 Q_1 和 Q_2 垂直积分差值的纬度时间演变情况。可见, 梅雨锋降雨带在 4 日开始形成, 之后略向南压, 5~7 日连续三日稳定维持在 26°N~28°N 地区 (福建北部), 8 日后雨带开始进一步南压 (图 8a)。850 hPa 上 Q_1 与梅雨锋雨带的活动一致, 在降水加强的时段, 降水造成的非绝热加热也得到加强, 梅雨锋上的强降水中心与非绝热加热中心一一对应 (图 8b)。 Q_2 的演变与 Q_1 基本一致, 但是值较 Q_1 略大, 这表明低层积云与乱流产生的

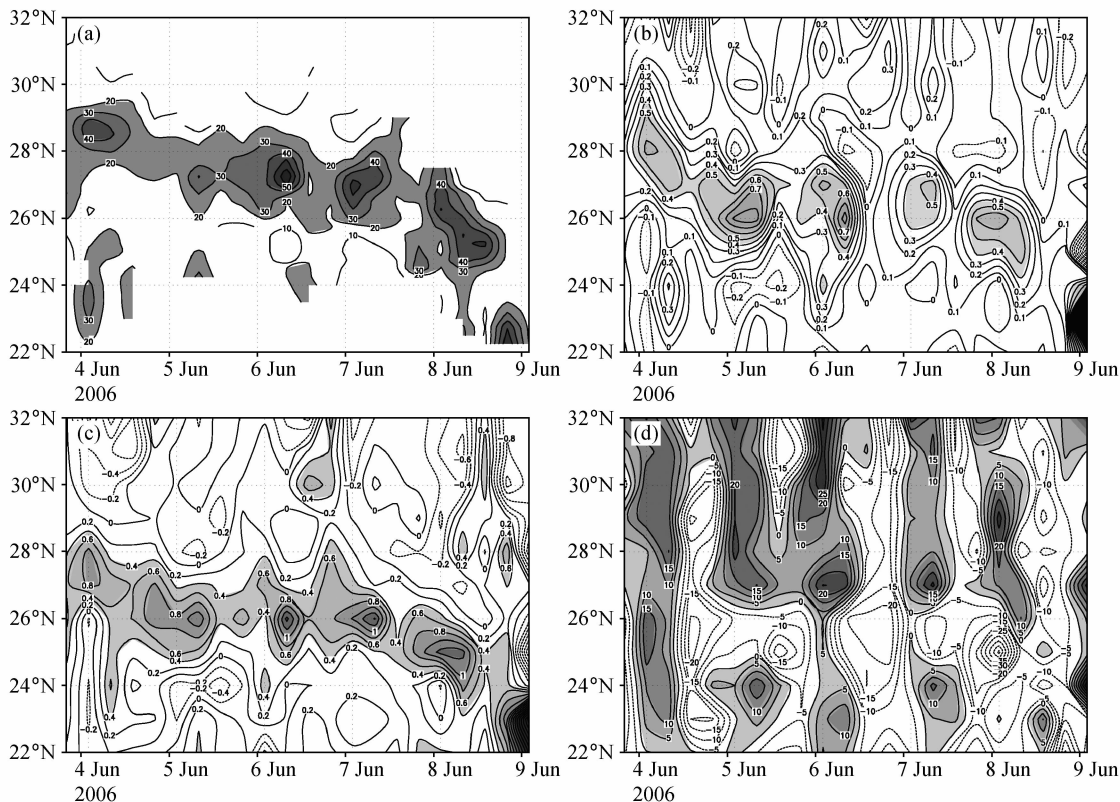


图 8 梅雨锋活动期间 116°E~119°E (暴雨区) 平均的地面 6 h 降水量 (a, 单位: mm), 850 hPa 上 Q_1 (b)、 Q_2 (c) (单位: K/h), 以及 Q_1 和 Q_2 垂直积分差值的时间演变 (d, 单位: W/m²)

Fig. 8 Temporal variations of (a) surface 6-h rainfall (mm) averaged over 116°E~119°E (heavy rain area), (b) Q_1 (K/h), (c) Q_2 (K/h) at 850 hPa and (d) vertical integration of the difference between Q_1 and Q_2 (W/m²) during the period of Meiyu front activities

小尺度涡旋垂直输送有一定的强度。梅雨锋雨带与非绝热加热的这种变化特点说明,梅雨锋暴雨期间凝结潜热释放对大气进行了非绝热加热(图 8c)。另外,在 Q_1 和 Q_2 垂直积分的差值演变图上,在梅雨锋雨带的北侧差值为正,这说明地面的感热通量和蒸发比较强,梅雨锋雨带偏南一侧的差值为负,这是由于梅雨锋云带对太阳短波辐射阻挡,使得地面的辐射冷却较大,在梅雨锋近地面形成相对的冷带造成的(图 8d)。

5.2 非绝热加热与暴雨区不稳定

梅雨锋上强降水造成的非绝热加热对暴雨有什么样的反馈作用?梅雨锋上强对流降水的产生是对流不稳定能量不断积聚和释放的结果,而凝结潜热造成的非绝热加热会加热大气,改变大气的层结分布,影响大气的稳定度,进而对梅雨锋对流降水系统的发生发展产生影响。图 9 是强对流降水时段(6 日 14 时)大气扰动的比湿、假相当位温、大气非绝热加热 Q_2 和层结分布(扰动的计算用分析时刻的值减去 6 月 1~12 日 48 个时次的平均值,下

同)。可见,在梅雨锋暖区一侧,从对流层底层到对流层中高层,垂直方向上存在着一个倾斜的正比湿带,扰动的最大比湿值达到 4 g/kg (图 9a)。这说明强对流暴雨发生期间,梅雨锋暖区一侧存在着强的水汽扰动,它为暴雨准备充分的水汽。在这个倾斜的水汽扰动带上,存在着与凝结潜热释放有关的非绝热加热扰动带,它与水汽扰动带基本上一致,最大加热扰动达到 1.4 K/h (图 9b)。由于非绝热加热大气,使得这个扰动带上存在大的假相当位温扰动,最大扰动值达到 12 K (图 9c),这个温度扰动带与水汽扰动和非绝热加热带有很好的对应关系,可以认为这种位温扰动与降水凝结释放的非绝热加热有关。温度扰动的结果直接造成大气层结分布的改变,使得温度扰动带的上方出现对流不稳定,为对流的发生储备不稳定能量,一旦有强迫的上升运动使得这种不稳定能量释放,就会产生对流引发暴雨。图 9d 是扰动的 $\partial\theta_{se}/\partial p$ 分布,可以清楚地见到,在梅雨锋暖区一侧温度扰动带上方存在 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 的大值带,它们是对流不稳定区域。由

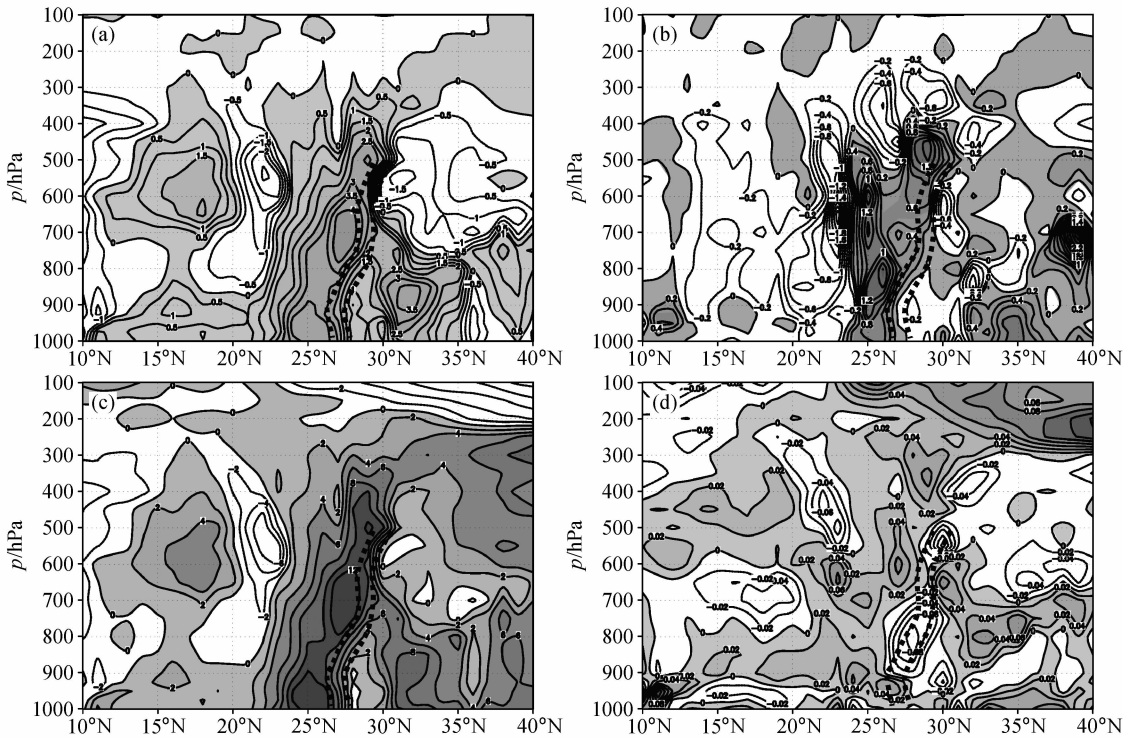


图 9 梅雨锋强对流暴雨发生时段(6 日 14 时)沿着 118°E (暴雨区)的扰动比湿(a,单位: g/kg)、非绝热加热(b,单位: K/h)、假相当位温(c,单位: K)和大气不稳定度 $\partial\theta_{se}/\partial p$ (d)的高度-纬度剖面。粗虚线代表梅雨锋

Fig. 9 Height - latitude cross sections of (a) perturbed specific humidity (g/kg), (b) diabatic heating (K/h), (c) pseudo-equivalent potential temperature (K) and (d) atmospheric instability $\partial\theta_{se}/\partial p$ along 118°E (heavy rain area) during the period (1400 LST 6 June) of heavy rain triggered by intensive convection on the Meiyu front (thick dashed line)

此可见,梅雨锋上强对流系统引发暴雨产生之后,降水凝结潜热释放造成的非绝热加热又反馈来影响大气的不稳定度,为对流的进一步发生发展准备不稳定条件。

5.3 非绝热加热与梅雨锋锋生和中尺度次级环流

对二维的运动学锋生分析表明,梅雨锋上存在着明显的锋生过程。考虑了非绝热加热因素的局地锋生函数^[24]为

$$F = \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{2} |\nabla \theta|^2 = \nabla Q \cdot \nabla \theta - \nabla (\mathbf{V} \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla \theta,$$

式中, $\nabla Q \cdot \nabla \theta$ 是非绝热因子, $\nabla (\mathbf{V} \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla \theta$ 是位温平流因子,两者的共同作用影响局地梅雨锋的强度。可见,当 ∇Q 和 $\nabla \theta$ 在同一个方向时,非绝热过程对锋面强度的影响最大,而当两者正交的时候对锋面强度没有影响,因此当非绝热加热的梯度与锋面垂直的时候,锋面强度会发生显著的变化。这里不定量计算非绝热加热因子的大小,用 ∇Q 和梅雨锋(用 θ_{sc} 密集带表示)的关系进行定性分析,其中非绝热加热 Q 用视水汽汇 Q_2 近似估计。图 10 是梅雨锋强对流暴雨时段(6 日 14 时和 7 日 14 时)非绝热加热的梯度分布。可见 6 日 14 时,准东西向的梅雨锋上 ∇Q 指南并与梅雨锋近乎垂直,因而对梅雨锋有明显的影响,且 ∇Q 与 $\nabla \theta$ 的方向一致,非绝热加热使得梅雨锋锋生。在梅雨锋南侧的暖区,尽管 ∇Q 与梅雨锋近乎垂直,但是 ∇Q 与 $\nabla \theta$ 的方向相反,非绝热加热的作用是锋消,不利于梅

雨锋向暖区一侧移动(图 10a)。7 日 14 时,东北西南向的梅雨锋上的 ∇Q 大多指向东南,与梅雨锋的交角很大近乎垂直,非绝热加热同样使得梅雨锋明显锋生,而在锋面南侧的暖区为锋消(图 10b)。上述分析表明,梅雨锋上降水凝结潜热释放造成的非绝热加热使得梅雨锋锋生,有利于锋面附近降水系统的进一步发展。

非绝热加热作用一方面会使得梅雨锋锋生,另一方面会强迫出次级环流。吴宝俊等^[30]对多层非线性平衡 ω 方程计算发现,降水凝结潜热加热强迫产生的上升运动在暴雨过程中起到决定作用。考虑非绝热加热的中尺度次级环流方程为

$$-r \frac{\partial \theta}{\partial p} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + 2 \frac{\partial m}{\partial p} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial p} - \frac{\partial m}{\partial y} \frac{\partial^2 \psi}{\partial p^2} = Q_H + Q_a + Q_g,$$

其中, $m = u_g + f y$ 为动量; $r = [R/(f p_0)](p_0/p)^{c_v/c_p}$; ψ 为流函数; Q_H 、 Q_a 和 Q_g 分别为非绝热加热、非地转和地转强迫项,其中 $Q_H = -r \partial H / \partial y$, H 为非绝热加热, $Q_H > 0$ 时强迫出热力直接环流, $Q_H < 0$ 则强迫出热力间接环流。这里,主要仍然利用视水汽汇 Q_2 代替 H 定性分析非绝热加热形成的中尺度次级环流。

图 11 是梅雨锋强对流暴雨发生期间(6 日 14 时和 7 日 14 时)沿 118°E 的非绝热加热 H 、 $\partial H / \partial y$ 以及扰动的 $v - \omega$ 合成的高度纬度剖面。可以看到,6 日 14 时,在梅雨锋暖区一侧存在着两个加热

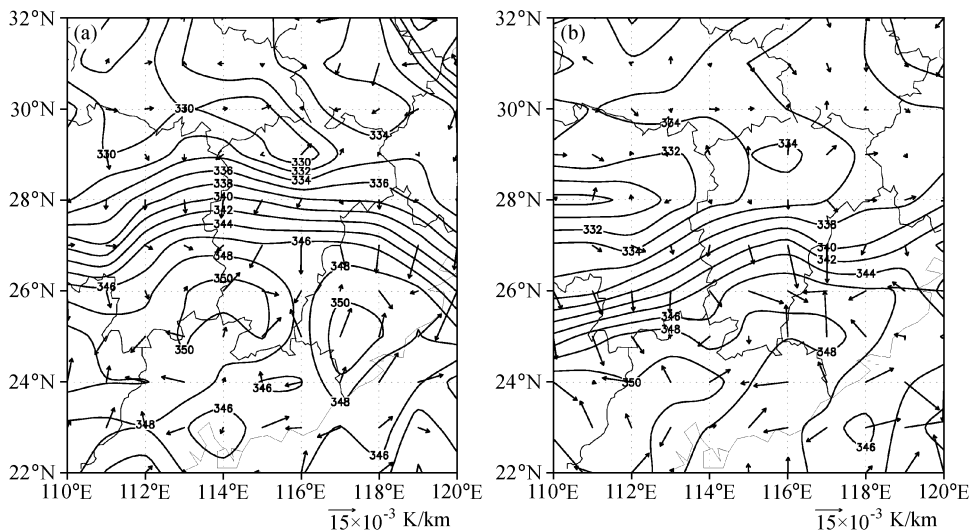


图 10 梅雨锋强对流降水时段 6 日 14 时 (a) 和 7 日 14 时 (b) 非绝热加热地区 ∇Q 的分布。等值线为假相当位温(单位: K)

Fig. 10 The distribution of diabatic heating ∇Q at (a) 1400 LST 6 Jun and (b) 1400 LST 7 Jun 2006 when the heavy rain is triggered by intensive convection along the Meiyu front. Contours are pseudo-equivalent potential temperature (K)

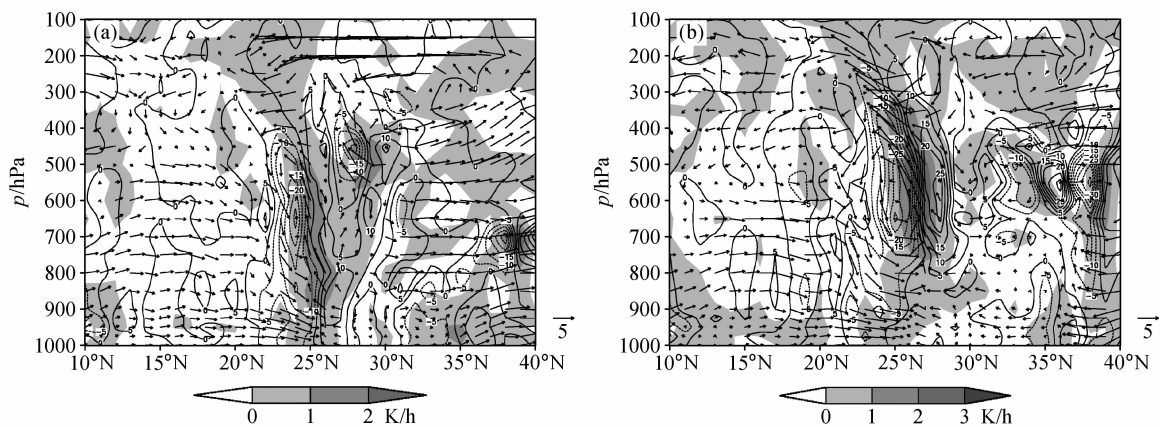


图 11 梅雨锋强对流暴雨发生期间沿 118°E (暴雨区) 的非绝热加热 H (阴影, 单位: K/h)、 $-\partial H/\partial y$ (等值线, 单位: $10^{-3}\text{K}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) 以及扰动风矢量 ($v, -\omega$) 的高度-纬度剖面图: (a) 6 日 14 时; (b) 7 日 14 时。 v 的单位: m/s ; ω 的单位: 10^{-1}Pa/s

Fig. 11 Height-latitude cross sections of diabatic heating H (shading, units: K/h), $-\partial H/\partial y$ (contours, units: $10^{-3}\text{K}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) and perturbed wind vector ($v, -\omega$) along 118°E (heavy rain area) during the period when the heavy rain is triggered by intensive convection along the Meiyu front: (a) 1400 LST 6 Jun; (b) 1400 LST 7 Jun. Units of v : m/s ; units of ω : 10^{-1}Pa/s

中心, 一个位于 650 hPa 左右, 为一垂直加热柱 (阴影区, 26°N 附近), 在加热中心的南侧 $-\partial H/\partial y < 0$ (即 $Q_H < 0$), 北侧 $-\partial H/\partial y > 0$ (即 $Q_H > 0$)。在 $Q_H < 0$ 的区域存在着一个扰动的次级环流, 其上升支沿着大气加热柱上升到 400 hPa 以后在加热柱南侧 200 km 处下沉, 近乎具有 β 中尺度, 这个次级环流属热力间接环流, 应该与 $Q_H < 0$ 强迫有关。在加热柱的北侧并未出现明显的热力直接环流。另外, 在该加热柱的北侧 450 hPa 存在着一个次加热中心, 它的南侧存在一个次级环流, 北侧也存在一个次级环流, 由于加热的范围比较小, 这两个次级环流的尺度都较小, 为 β 中尺度 (图 11a)。7 日 14 时, 在梅雨锋暖区一侧只有一个加热柱, 这个加热柱到了对流层中高层略向南倾斜, 加热中心位于 550 hPa 左右, 且加热的强度较 6 日 14 时的强, 在加热中心的南北两侧分别存在一个扰动的次级环流, 南侧次级环流的下沉支在加热中心南侧 200~300 km 处, 具有 α 中尺度, 环流中心位于 600 hPa 左右。北侧的次级环流相对要弱, 环流中心位于 200 hPa 左右 (图 11b)。上述分析表明, 降水凝结潜热释放造成的大气非绝热加热强迫出了中尺度次级环流, 这与次级环流的理论分析一致。但是这种再分析资料分析出的扰动次级环流, 与中尺度次级环流方程直接计算出的次级环流有一定的差异。如 6 日 14 时梅雨锋暖区一侧 26°N 附近的加热柱北侧的 $Q_H > 0$ 区域并没有明显的次级环流, 这可能与 Q_H

值相对较小有关, 也可能是其他因素造成。

6 梅雨锋上中尺度对流系统的概念模型

根据上述分析, 并结合以往的研究, 可以总结出梅雨锋上中尺度对流系统发生发展的概念模型 (见图 12)。梅雨锋活动期间, 对流层低层梅雨锋南侧的西南低空急流向梅雨锋区输送暖湿气流, 一方面为暴雨区输送充足的水汽, 为暴雨的发生准备水汽条件, 一方面使得梅雨锋锋前暖区一侧出现对流不稳定, 为对流暴雨的发生准备不稳定能量。梅雨锋后高空干冷空气侵入到梅雨锋前暖湿气流的上空, 有利于对流不稳定的加强。西南暖湿气流在地形的动力强迫抬升以及大尺度地转强迫等因子的作用下产生上升运动, 之后在梅雨锋的阻挡下, 气流沿着梅雨锋进一步向上爬升, 促使对流不稳定能量爆发形成对流产生暴雨。暴雨发生后, 降水释放大量的凝结潜热加热大气, 一方面使得加热区附近的大气层结趋于不稳定, 为对流的进一步发展和触发储备一定的不稳定能量; 另一方面降水凝结的非绝热加热导致梅雨锋锋生, 使得梅雨锋进一步维持, 同时强迫出中尺度的次级环流, 它的上升支有利于对流的进一步发生和发展。此概念模型是基于此次梅雨锋长时间活动期间几次强的对流暴雨发生时总结出来的, 但是仍然需要对梅雨锋上中尺度对流系统引发暴雨的多个个例进行进一步的分析和总结,

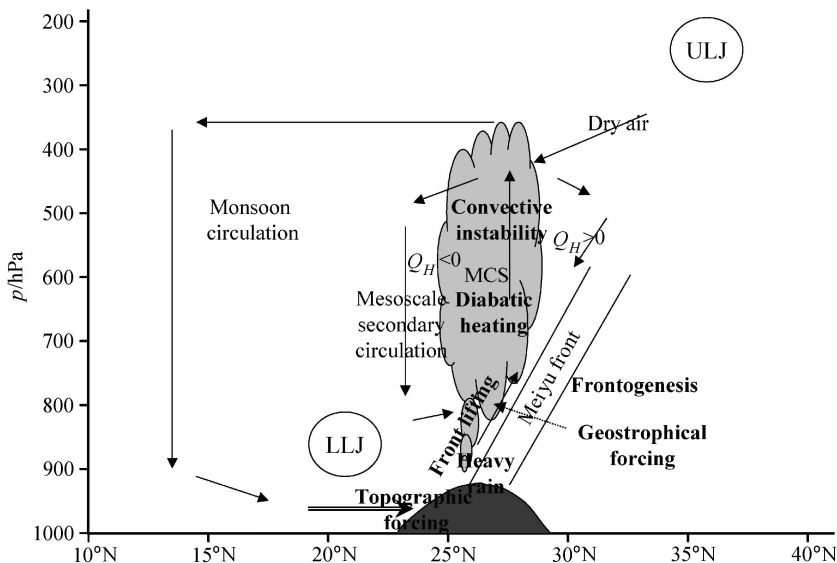


图 12 梅雨锋上中尺度对流系统的产生、发展以及降水非绝热加热反馈的概念模型示意图。ULJ 代表高空急流，LLJ 代表低空急流

Fig. 12 Conceptual model for the formation and development of mesoscale convective systems and diabatic heating feedback of rainfall condensation on the Meiyu front. ULJ is the upper level jet, LLJ is the lower level jet

了解此概念模型的普适性。

7 结论和讨论

本文通过对华南北部一次准静止维持的梅雨锋暴雨分析表明，这次梅雨锋的长时间持续是大尺度环流系统稳定维持的结果，梅雨锋上或锋前不断产生并东移的中尺度对流系统是梅雨锋雨带上强降水的直接制造者，中尺度对流系统的触发和增强与多种因素有关，降水凝结潜热造成的非绝热加热对中尺度对流系统和暴雨的形成也起到了重要作用，主要结论如下：

(1) 欧亚中高纬稳定的“两脊一槽”的大尺度环流形势，华北东部浅薄的高压反气旋环流和西伸的副热带高压长时间的稳定维持是江南南部到华南北部准东西向梅雨锋长时间维持的关键。

(2) 梅雨锋上或锋前暴雨区大气柱的水汽含量高、抬升凝结高度低，并存在一定的对流不稳定能量，地面抬升指数低和对流抑制能量小，这些是有利于产生对流和形成暴雨的环境条件。

(3) 梅雨锋上或锋前暖区一侧频繁的中尺度对流系统活动是暴雨形成的主要原因，这些中尺度对流系统的触发和增强与大尺度地转强迫的上升运动、局地的地形强迫抬升作用、梅雨锋锋生强迫的次级环流以及梅雨锋锋面的直接抬升和阻挡作用有

关，在强暴雨区这几个因子可能共同作用，导致对流系统的不断触发、发展和消亡。

(4) 梅雨锋上或锋前强降水造成的非绝热加热对梅雨锋上对流系统的活动以及降水的维持起到了重要作用：一方面凝结潜热释放加热大气，使得加热层附近的大气层结趋于不稳定，为对流的进一步产生和加强储备不稳定能量；另一方面非绝热加热使得梅雨锋锋生，使得梅雨锋持续维持，并强迫出中尺度次级环流，它的上升支有利于进一步触发对流形成暴雨。

梅雨锋上中尺度对流系统活动引发暴雨是在多种有利的条件下产生的，暴雨的发生因而也受到多种因素的影响，也非常复杂，单一因素的作用并不一定能够造成强对流暴雨的形成。大尺度地转强迫、复杂的中尺度地形的动力强迫抬升、梅雨锋的阻挡和抬升作用、中尺度次级环流上升支的形成以及降水凝结的非绝热加热的反馈作用等在梅雨锋上中尺度对流系统的触发、维持及其引发暴雨的过程中可能共同起着作用，也可能是以某个或某几个因素在起着主导作用，这些因子的作用在暴雨的不同发展阶段所起的作用可能不一样，这需要利用数值模拟和数值试验的方法来进行进一步验证。

参考文献 (References)

[1] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980, 225pp

- Tao Shiyan, et al. *Rain Storm in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [2] 黄士松 (主编). 华南前汛期暴雨. 广州: 广东科技出版社, 1986. 244pp
Huang Shisong (Ed). *Rain Storm in South China in Early Summer* (in Chinese). Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1986. 244pp
- [3] 张丙成. 长江中下游梅雨锋的研究. 北京: 气象出版社, 1990. 269pp
Zhang Bingcheng. *Study on Meiyu Front in the Mid-Lower Reaches of the Yangtze River* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1990. 269pp
- [4] 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 255pp
Ding Yihui. *Study on Continuous Rain Storm over Changjiang-Huaihe Basin in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 255pp
- [5] 薛纪善 (主编). 1994年华南夏季特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1999. 185pp
Xue Jishan (Ed). *Study on Extremely Heavy Rainfall in South China in the Summer of 1994* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999. 185pp
- [6] 周秀骥 (主编). 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究. 北京: 气象出版社, 2000. 370pp
Zhou Xiuji (Ed). *Study on Rainstorm in the South China Experiment* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000. 370pp
- [7] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001. 184pp
Tao Shiyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Forecast and Mechanism of Rain Storm in China in Summer 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001. 184pp
- [8] 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
Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. *Study on the Mechanism of the Formation and Development of Heavy Rainfalls on the Meiyu Front in the Yangtze River Valley* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 281pp
- [9] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 梅雨期暴雨个例模拟及其中小尺度结构特征分析研究. 大气科学, 2007, **31** (1): 1~18
Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. A numerical simulation on torrential rain during the Meiyu period and analysis of mesoscale and microscale structure of convective systems. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 1~18
- [10] 赵思雄, 贝耐芳, 孙健华, 等. 亚澳中低纬度区域暴雨天气系统研究. 气候与环境研究, 2002, **7** (4): 377~385
Zhao Sixiong, Bei Naifang, Sun Jianhua, et al. A study of heavy rainfall systems in mid-lower latitude zone in Asian - Australian monsoon area. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, **7** (4): 377~385
- [11] 孙建华, 赵思雄. 华南 946 特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流的作用. 大气科学, 2002, **26** (5): 633~646
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II: Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (5): 633~646
- [12] Eitzen Z A, David A R. Numerical simulations of interaction between gravity waves and deep moist convection. *J. Atmos. Sci.*, 2005, **62**: 1480~1496
- [13] Lac C, Lafore J P, Redelsperger J L. Role of gravity waves in triggering deep convection during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 2002, **59** (8): 1293~1315
- [14] Weckwerth T M, Wakimoto R M. The initiation and organization of convective cells atop a cold-air outflow boundary. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**: 2169~2187
- [15] Weckwerth T M, Parsons D B. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, **124**: 5~21
- [16] Chen George Tai-Jen, Wang Chung-Chieh, Liu Stefano Chih-Shin. Potential vorticity diagnostics of a Mei-Yu front case. *Mon. Wea. Rev.*, 2003, **131**: 2680~2696
- [17] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002年6月20~24日梅雨锋 MCS 发生发展分析. 气象学报, 2004, **62** (4): 423~438
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. An analysis on MCSs in Meiyu front during 20~24 June 2002. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **62** (4): 423~438
- [18] 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
Wang Jianjie, Guo Xiaorong. Numerical simulation of the earliest torrential rain event over South China in 1996. *Chinese Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1997, **8** (3): 257~266
- [19] 贝耐芳, 赵思雄, 高守亭. 1998年“二度梅”期间武汉-黄石突发性暴雨的模拟研究. 大气科学, 2003, **27** (3): 399~418
Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. A numerical simulation of sudden heavy rainfall occurred in Wuhan and Huangshi during June of 1998. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (3): 399~418
- [20] 董佩明, 赵思雄. 梅雨锋两类中尺度低压(扰动)及其暴雨的数值研究. 气候与环境研究, 2004, **9** (4): 641~657
Dong Peiming, Zhao Sixiong. A numerical study of two kinds of mesoscale low (disturbance) on Meiyu front and associated heavy rainfall. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2004, **9** (4): 641~657
- [21] Chen Shoujun, Kuo Ying-Hwa, Wang Wei, et al. A model-

- ing case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**: 2330~2351
- [22] 程艳红, 陆汉城. 强迫流与不稳定流的相互作用. 大气科学, 2006, **30** (4): 609~618
Cheng Yanhong, Lu Hancheng. The interaction between forced and instable convection. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (4): 609~618
- [23] Hoskins B J, West N. Baroclinic waves and frontogenesis. Part II: Uniform potential vorticity jet flows-cold and warm fronts. *J. Atmos. Sci.*, 1979, **36**: 1663~1680
- [24] 伍荣生, 高守亭, 谈哲敏, 等. 锋面过程中尺度扰动. 北京: 气象出版社, 2004. 168pp
Wu Rongsheng, Gao Shouting, Tan Zhemin, et al. *Dynamics of Front and Mesoscale Disturbances* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 168pp
- [25] Keyser D, Schmidt B, Duffy D. Quasigeostrophic vertical motions diagnosed from along- and across-isentrope components of the $\mathbf{Q}$ vector. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **120**: 731~741
- [26] 寿绍文. 中尺度天气动力学. 北京: 气象出版社, 1993. 252pp
Shou Shaowen. *Mesoscale Synoptic Dynamics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 252pp
- [27] Lin Y-L, Chiao S, Wang T-A, et al. Some common ingredients for orographic flooding and heavy rainfall. *Wea. Forecasting*, 2001, **16**: 633~660
- [28] Sen Chiao, Lin Yuh-Lang. Numerical modeling of an orographically enhanced precipitation event associated with tropical storm Rachel over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 2003, **18**: 325~344
- [29] Yanai M S, Esbensen S, Chu J. Determination of bulk properties of tropical cloud cluster from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30**: 611~627
- [30] 吴宝俊, 刘玉玲, 杨越奎, 等. “917”梅雨锋横向次级环流稳定维持原因初探. 高原气象, 1995, **14** (2): 176~184
Wu Baojun, Liu Yuling, Yang Yuekui, et al. A preliminary study on persistent cause of the transversal secondary circulation of Mei-yu front in June 1991. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1995, **14** (2): 176~184