华南暴雨中尺度对流系统的形成及 湿位涡分析*

蒙伟光1,2) 王安宇1) 李江南1) 冯瑞权1,3) 侯尔滨3)

1) (中山大学大气科学系,广州 510275)

2) (广州热带海洋气象研究所,广州 510080)

3) (澳门地球物理暨气象台,澳门)

摘 要 利用 MM5 模式对发生在 1998 年 5 月 23~24 日华南暴雨和中尺度对流系统 (Mesoscale Convective System,简称 MCS)模拟的模式输出资料,根据湿位涡守恒原理和 倾斜涡度发展理论分析了暴雨和 MCS 形成和发展的原因。结果表明,暴雨和 MCS 发生在 倾斜湿等熵面具有弱对流稳定性的下陷区,沿湿等熵面下滑的冷空气与倾斜上升并具有较 强对流有效位能的暖湿空气在下陷区会合的过程中经历了对流稳定性减小的过程,导致暴 雨和 MCS 发生发展区域有气旋性的涡旋发展。对流发展区域的上空满足条件对称不稳定 发生的条件,MCS 中上升气流呈倾斜状态。由于湿等熵面倾斜,在暴雨和 MCS 的发展过 程中,水平风垂直切变和湿斜压度的增大也有利于涡旋的发展,使暴雨和 MCS 得以维持。 最后,给出了华南地区湿等熵面上暴雨和 MCS 发生发展的一个物理概念模型。 关键词:湿位涡;对称不稳定;中尺度对流系统;华南暴雨;数值模拟 文章编号 1006-9895 (2004) 03-0330-12 中图分类号 P458 文献标识码 A

1 引言

位涡理论在分析天气系统演变和结构方面有广泛的应用。根据文献 [1,2],如果 不考虑非绝热加热和摩擦效应,位涡以及有降水发生的湿过程中的湿位涡均具有守恒 性。国内已有不少利用位涡守恒原理对暴雨等强天气形成和发展进行诊断分析的工 作^[3~5]。吴国雄等^[6]曾从严格的原始方程出发,引进饱和大气中凝结潜热的作用,导出 了湿位涡的变化方程,指出在θ。坐标下,对流稳定度的减少、等熵面上的辐合以及潜 热加热等因素均可导致法向涡度ζ⁰的增加。但当湿等熵面倾斜时,由于θ。坐标中的法 向涡度一般并不垂直于地表,ζ⁰的改变并不等价于垂直涡度的改变,使湿等熵位涡分 析的应用受到了限制。在 Z 坐标或 P 坐标中讨论等θ。面倾斜时垂直涡度的发展有更加 显著的优点,他们证明在湿位涡守恒的制约下,无论大气是湿对称稳定还是不稳定的, 是对流稳定还是不稳定的,由于湿等熵面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的 增加均能引起系统垂直涡度的显著发展。他们把这种由于等θ。面倾斜所引起的气旋式 涡度的增长过程称为倾斜涡度发展理论。实践证明,这一理论在暴雨等中尺度天气现

²⁰⁰³⁻⁰¹⁻⁰³ 收到, 2003-07-14 收到修改稿

^{*}国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 和中国科学院知识工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210 共同

象成因的分析中有较高的应用价值[7~9]。

1998年5月23~24日发生在华南地区的暴雨过程是一次比较典型的暴雨个例,受 较强冷空气南下影响,华南西部沿海和珠江口附近有对流云团的发展,暴雨是由多个 相继生消的中尺度对流系统(Mesoscale Convective System,简称 MCS)造成的。利 用中尺度数值模式 MM5 以及南海季风试验观测资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,我 们曾对其中的一个 MCS 进行了成功的数值模拟,得到了一些很有意思的结果^[10]。本文 试图应用湿位涡守恒和倾斜涡度发展理论,对本次暴雨过程的涡旋和 MCS 发生发展的 原因做一些初步的分析。资料主要采用数值模拟的输出结果,作诊断分析时把模式输 出的等σ坐标中的压、温、湿以及风场等资料插值到等θ。面或等压面上,然后再进行 计算。

2 暴雨以及中尺度对流系统发展和演变的概况

2.1 中尺度对流系统的活动和实际降雨量

从 1998 年 5 月 22 日起,由于冷空气南下,华南沿海及珠江三角洲地区有多个与 MCS 相关的云团发生,这些 MCS 云团的活动是 23~24 日华南地区暴雨过程的直接影 响系统。利用 GMS5 卫星云图我们曾分析了这一时段中尺度云团演变和降水之间的关 系(详情可参看文献[11]),红外一通道的云顶黑体温度(T_{BB})分析也表明,5 月 22 日 22 时(UTC,下同)以后第一个 MCS 在广东西部沿海生成,生成后位置少变,23 日 06 时其-52℃和-72℃云顶温度等值线已基本成圆形分布,到 09 时发展至最强, 此后减弱,大致于23日12时后逐渐消亡。第二个云团生成的位置较为偏北,23日03 时左右在广西中部生成,生成后逐渐加强东移,23日09~10时移到广西东部时强度最 强, 一72℃云顶温度等值线范围发展至最大, 之后东移到了广东的中西部, 并在 23 日 18 时后逐渐减弱,其残余云系向南移动,与在珠江口西部沿海新生成的第三个 MCS 云 团合并。第三个 MCS 云团是这次暴雨过程中最强大的云团。它在 23 日 15 时左右形成 于珠江口西面,之后迅速加强并向南扩展,至5月24日00时以后强度发展达最强,范 围也很大,该MCS 云团在24日09时后逐渐消亡(图略)。从实测的5月23日12时~ 24 日 12 时的总雨量图的分布来看(图 1a),受这些中尺度云团的影响,广东省的西江 流域、珠江三角州地区均出现了暴雨以上的降水,主要暴雨中心位于广东省的四会, 珠江口两侧也有较强的雨量记录。从图 1b 我们还可以看到暴雨和 MCS 的活动与涡旋 的发展有密切的联系,该图是利用南海季风试验同化资料绘制出的850 hPa 流线图,涡 旋是在冷锋切变线上发展起来的。

2.2 数值模拟

数值模拟采用中尺度模式 MM5 进行,模拟试验区由两个相互嵌套的大小区域组成 [大区域 75×85 个格点,格距 54 km;小区域 97×100 个格点,格距 18 km,覆盖了整 个暴雨区和 MCS 活动的区域(图略)]。模式垂直方向取 23 个不等距的σ层,边界层 物理过程采用 MRF 参数化方案,显式水汽方案取简单冰相方案,积云降水参数化取 KF 方案。模式的初始条件和边界条件由 NCEP/NCAR 再分析资料作第一猜测场,对 南海季风试验得到的观测资料进行客观分析后得到。模式积分初始时间为 23 日 00 时,



图 1 (a) 1998 年 5 月 23 日 12 时~24 日 12 时的实测总降雨量(单位: mm),等值线: 5、25、50……; (b) 1998 年 5 月 24 日 00 时实况的 850 hPa 流场和等高线分布(间隔: 5 位势米)

积分 42 h。对湿位涡的诊断计算利用 18 km 区域的模式输出结果进行。

图 2a 是模式模拟的 23 日 12 时~24 日 12 时的总降水量图,从降水量及其分布来 看,模拟的 24 h 降水量与实测的降水量很接近,均为 200 mm 左右。尽管模拟的雨量 中心略偏于实际降水中心的东南方,珠江口两侧没有明显的雨量中心,但模拟的 MCS 的降水强度在强盛时均达到了 20 mm h⁻¹以上,雨区具有向东、向南移动和扩展的特 征,与卫星云图观测到的第三个 MCS 云团的发展和移动特征相似。从流场的模拟情况 还可以看到(图 2b),模拟涡旋的位置与实况基本一致,并具有中小尺度的结构特征。 总体来说 MM5 对本次暴雨过程的模拟相当成功,模式的输出结果是可信的。



图 2 (a) 1998 年 5 月 23 日 12 时~24 日 12 时的模拟总降雨量(单位: mm),等值线: 5、25、50……; (b) 1998 年 5 月 24 日 00 时模拟的 850 hPa 流场和等高线分布(间隔: 5 位势米)

3 暴雨和中尺度对流系统的湿位涡特征

3.1 湿位涡发展的基本理论

饱和湿空气的湿位涡在绝热和无摩擦的情况下具有守恒性质,当等 0。面与等压面

交角很小时,在 θ. 坐标中,由于沿湿等熵面 θ. 的梯度为零,湿位涡可以写成[6]

$$W = -g\zeta_{\theta} \frac{\partial \theta_{e}}{\partial p} \approx \# \mathfrak{B}, \qquad (1)$$

其中, ζ_θ 为绝对涡度在垂直方向上的投影。如定义对流稳定度

$$N_m = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} = -\frac{\rho g^2}{\theta_0} \frac{\partial \theta_e}{\partial p}.$$
 (2)

(1) 式可写成

3期

$$W = \frac{\theta_0}{\rho g} \zeta_{\theta} N_m \approx \sharp \mathfrak{B}, \qquad (3)$$

(3) 式表明在湿等熵坐标中,当气块从对流稳定度大的区域向小的区域移动时,或从 等熵面密集区向散开区移动时,气旋性涡度将增长。

由(1)式取时间的全微分,可以得到

$$\zeta_{\theta} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t}(\zeta_{\theta}) = -\frac{1}{\theta_{\mathrm{ep}}} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \left(\frac{\partial \theta_{e}}{\partial p}\right),\tag{4}$$

D/Dt 为拉格朗日坐标的全微分。利用 θ_e 的表达式和 θ 坐标的连续方程,吴国雄等^[6] 曾 从(4) 式进一步推导出了对流稳定度和绝对涡度对时间的变化方程:

$$\frac{1}{\theta_{ep}} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \theta_{ep} = r \Big[\nabla_{\theta} \cdot \mathbf{V} + \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \Big(\frac{Lq}{c_{p}T} \Big) + \frac{\theta}{\theta_{p}} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \frac{\partial}{\partial p} \Big(\frac{Lq}{c_{p}T} \Big) \Big], \tag{5}$$

$$\frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t}\zeta_{\theta} = -\zeta_{\theta} r \Big[\nabla_{\theta} \cdot \mathbf{V} + \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \Big(\frac{Lq}{c_{p}T}\Big) + \frac{\theta}{\theta_{p}} \frac{\mathrm{D}}{\mathrm{D}t} \frac{\partial}{\partial p} \Big(\frac{Lq}{c_{p}T}\Big)\Big],\tag{6}$$

其中, $\theta_{ep} = \partial \theta_e / \partial p$, $\theta_p = \partial \theta / \partial p$, $\gamma = (\theta_e / \theta_{ep}) \exp(Lq / c_p T)$, L, c_p , q 分别为水汽的凝结潜热率、定压比热和比湿。由(4)、(5)和(6)式可以看到,等熵面上的辐合以及水汽凝结均能引起对流稳定度的减少,从而导致了系统气旋性涡度的增加。由于涡度变化方程(6)中引进了凝结潜热的效应,用于有凝结发生的天气过程的讨论有显著的优点。从方程我们还可以看到,凝结潜热的作用是通过对对流稳定度的改变,从而影响到垂直涡度或是系统强度变化的。

当等 θ_e 面有明显的倾斜时,这在暴雨过程中是经常出现的,由于湿过程和湿饱和 的原因,等 θ_e 面会变得相对徒直,很难满足等 θ_e 面同等压面交角很小的条件,此时 (1) 式并不是一个很好的近似,等熵面上湿位涡发展理论的应用受到了限制。

吴国雄等^[6]进一步提出了倾斜涡度发展理论,适用于在 Z 坐标或 P 坐标中讨论等 θ_e 面倾斜时垂直涡度的发展过程。在 P 坐标中,如假定垂直速度的水平变化比水平速 度的垂直切变小得多,湿位涡守恒的表达式可改写为

$$W = -g(f\mathbf{k} + \nabla_p \times \mathbf{V}) \cdot \nabla_p \theta_e \approx \text{ \min by}.$$
⁽⁷⁾

如我们定义湿位涡的第一分量为垂直分量,第二分量为等压面上的水平分量,即

$$W_1 = -g\zeta_{ap} \frac{\partial \theta_e}{\partial p},\tag{8}$$

(10)

$$W_2 = -g\mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \nabla_p \theta_e, \qquad (9)$$

式中 $\zeta_{ap} = f + (\partial v / \partial x - \partial u / \partial y)_p = f + \zeta_p$,则 *P*坐标中湿位涡守恒可表达为 $W = W_1 + W_2 \approx 常数.$

一般,由于W2含有风速的垂直切变和相当位温的水平梯度,称为湿斜压项,相应

地,W₁称为湿正压项。

进一步写成 P 坐标的分量形式, W_1 和 W_2 可分别表示为

$$W_1 = -g(f + \zeta_p) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}, \qquad (11)$$

$$W_{2} = g\left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{e}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{e}}{\partial y}\right).$$
(12)

可以清楚地看出, W_1 的表达式与(1)式是等价的,其值取决于空气块绝对涡度的垂 直分量与相当位温垂直梯度的乘积。一般来说由于绝对涡度为正值,当 $\partial \theta_e / \partial p < 0$ 时 (对流稳定), $W_1 > 0$;当 $\partial \theta_e / \partial p > 0$ 时(对流不稳定), $W_1 < 0$ 。 W_2 与 θ_e 面的倾斜有 关,其值与风的垂直切变和湿斜压度(也即相当位温的水平梯度)有关。也就是说在 湿位涡守恒条件的约束下,由于 θ_e 面的倾斜,除了对流不稳定度、等熵面上的辐合以 及潜热释放等因子外,水平风的垂直切变或湿斜压度 $\nabla \theta_e$ 的增长都可引起气旋性涡度的 增加。而且 θ_e 面倾斜越大,气旋性涡度增长越激烈。

3.2 中尺度对流系统的发生发展和湿等熵面上的湿位涡分析

本次暴雨和 MCS 是在冷锋式切变线上的一个涡旋中发展起来的^[10], MCS 的内部 对流活动很强,最大上升速度可达 90 cm s⁻¹以上,并产生了每小时 20 mm 以上的降 水。图 3a 给出了 24 日 03 时也就是 MCS 发展强盛期经过暴雨区和 MCS 近于南北方向 的垂直剖面图,图中阴影区为雨水混合比大于 0.4 g kg⁻¹的区域。可以看到在 MCS 的 南侧,暖湿气流活跃,中低层有对流不稳定区存在,北侧为冷空气,锋区与等 θ_e 线的 密集区对应,暴雨和 MCS 发生在冷暖空气交会处,那里等 θ_e 线有明显的倾斜,特别是 在中层等 θ_e 线基本垂直,对流不稳定度呈中性($\partial \theta_e / \partial p \approx 0$)。由于低层南侧的暖湿空 气和北侧的冷空气在向这一中性层结区移动时都经历了对流稳定性减弱的过程,由 (4)式可以知道,这一区域的气旋性涡度 ζ_e 将增大,而由(3)式,该区域低层湿等熵 面上的湿位涡正值增加。涡旋的形成和发展有利于 MCS 和降水的发生,在这一过程中



图3 (a) 1998 年 5 月 24 日 03 时模拟的经暴雨和 MCS 南北方向剖面图的 θ_e 的分布,实线:等 θ_e 线 (间隔 2 K), 阴影区为雨水混合比大于 0.4 g kg⁻¹的区域; (b) 1998 年 5 月 24 日 03 时 θ_e=354 K 湿等熵面上湿位涡的分布 (单位: 10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹),阴影区为 MCS 降水强度大于 10 mm h⁻¹的区域

潜热释放所造成的对流稳定性减少又进一步促进了涡旋的发展。图 3b 是相应时次 θ_e = 354 K 湿等熵面上湿位涡的分布, 阴影区是 MCS 降水强度大于 10 mm h⁻¹的区域,可以看到,在 MCS 和涡旋发生的位置等熵面上有正的湿位涡异常区对应。分析表明该正值区位置的时间演变与 MCS 的发展过程对应也很好,从 MCS 发展的初始阶段开始,湿位涡正值区从广东的中部向珠江口附近南移,24 日 00 时湿位涡的值达最大(>2.0× 10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹)(图略),到了 MCS 发展的强盛期,随着 MCS 范围的扩大湿位涡正值区的范围也扩大,最大值也还保持在 1.5×10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹方右(图 3b)。

为了进一步说明系统气旋性涡度的变化,我们给出了相应时次 θ_{e} = 354 K 湿等熵面 上的散度分布图(图4a),图4b是24日03时相应湿等熵面上的气压场和流场,由图 可以看到在 MCS 发生发展的珠江口北侧和华南西部沿海一带,湿等熵面的气压较高, 说明湿等熵面在这里明显下陷。MCS是在湿等熵面呈漏斗状的区域中发展起来的。吴 国雄等[6]和寿绍文等^[9]在讨论江淮流域梅雨锋暴雨过程中也发现湿等熵面的这种形态, 他们分析的湿等熵面在暴雨区也呈下陷的状态。寿绍文等阿曾把这一下陷区称为等熵 面的深 "坑",并根据 "倾斜涡度发展" 理论指出在这一有利的等熵面形态下,具有较 高湿位涡的高层冷空气可沿着等熵面快速向南下降,使对流稳定度急剧减弱,导致了 气旋性涡旋的发展和加强;同时由于向下滑的冷空气可迫使底部的暖湿空气沿着等熵 面上升,并在等熵面上与冷空气相遇,有利于对流和暴雨的发展。图 4a 表明在 MCS 的发展过程中, MCS 发生区域的等熵面上有较明显的辐合区, 表现为深"坑"北侧的 倾斜湿等熵面上来自北侧的冷空气向下滑入深"坑"中与暖湿空气会合(图 4b)。但应 该注意到,这种冷空气沿湿等熵面从高层下滑的现象不象梅雨锋暴雨那样明显题,只 是在深"坑"的西北侧有一支较弱的气流滑入深"坑"中,与那里的暖湿空气会合, 这是华南地区冷空气比较浅薄的一种表现,同时也是由于冷空气主要是从西路南下[12] 的缘故。从图4可以看到,冷空气主体是从华南西部沿海沿着倾斜的湿等熵面下滑, 进入南海北部的,在 MCS 发展位置上的辐合,来自冷空气一侧的贡献不是很明显,主 要是南侧暖湿空气的流入。应该指出的是,在深"坑"的东部和东北部,有较强的辐 散区,湿等熵面高度较高的层次上(400 hPa、500 hPa 左右)有明显的向外流出区,



图 4 1998 年 5 月 24 日 03 时 θ_e=354 K 湿等熵面上散度的分布 (a,单位: 10⁻⁵s⁻¹) 以及气压和流场分布 (b) 阴影区为 MCS 降水强度大于 10 mm h⁻¹的区域

这是 MCS 内部气流的一种反映,蒙伟光等^[10]曾指出,模拟的 MCS 的内部有强烈的上 升运动,其上层有明显的辐散区,高层的最大流出位于 400 hPa 层次上,这些分析结果 是相互一致的。

从以上的分析可以看到,当来自南侧的暖湿空气流入湿等熵面下陷区或是当南北 冷暖空气在湿等熵面深"坑"中会合时,由于沿倾斜的湿等熵面下滑过程中两支气流 均经历了对流稳定性减弱的过程,气旋性涡度将增大,有利于 MCS 和暴雨的形成和发 展。而且由于在这一过程中有凝结潜热的释放,可进一步减少对流不稳定性,结果将 进一步促进涡旋的发展,使对流和降水得到维持。

3.3 倾斜涡度发展的分析

以上的分析表明,MCS和暴雨发生在湿等熵面有明显倾斜的区域。在湿等熵面倾斜时, θ_e 坐标中的法向涡度 ζ_θ 并不垂直于地表,因此 ζ_θ 的改变并不完全等价于垂直涡度的变化。在 3.1节中我们曾讨论过,此时可在等压面上进行分析。当选用 P 坐标时,湿位涡的水平分量和垂直分量的总和守恒,系统涡度 ζ_ρ 的改变由对流稳定度、水平风的垂直切变或湿斜压度的变化共同决定。已有一些工作对湿位涡正压项和斜压项与暴雨的关系进行了分析^[5,7,8],如王建中等^[5]还对湿位涡表达式进行变化,提出了相对湿位涡和牵连湿位涡的概念,其中牵连湿位涡为 $-gf(\partial \theta_e/\partial p)$,即大气静止(u=0,v=0)时的湿位涡,相对湿位涡相当于从湿位涡减去牵连湿位涡,这为在随地球旋转的坐标中考察斜压涡旋的特征提供了方便。以下我们仍用 3.1节给出的 W_1 和 W_2 的表达式对等压面的湿位涡特征进行讨论,利用倾斜涡度发展理论进一步对 MCS 和暴雨的形成发展过程进行分析。

为了更清楚地反映出湿位涡的时空演变,图 5a 给出了在强对流区域上平均得到的湿位涡空间—时间剖面图。在暴雨和 MCS 形成之前,气层中的湿位涡值都比较小,而在 MCS 发生发展的过程中,湿位涡的正异常区主要位于低层 700 hPa 以下的气层,其中心位于 900 hPa 附近,最大值达到 3.5×10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹以上。图 5b 中我们给出





(a) 1998 年 5 月 MCS 附近 3×3 个网格点平均湿位涡的空间一时间剖面图;
(b) 900 hPa 上 MCS 附近 3×3 个网格点平均的湿位涡各分量(单位: 10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹) 以及 相对涡度 VOR(单位: 10⁻⁵ s⁻¹) 和降水强度 R(直方图,单位: mm h⁻¹)的时间演变 了 900 hPa 上湿位涡各分量的时间演变图,同时还给出了区域平均的相对涡度和 MCS 降水强度的变化,可以看到湿位涡的正异常主要来自 W_1 的贡献,从 23 日 18 时起,随着 MCS 的发展,低层的 W_1 显著增大,至暴雨和 MCS 发展最强(24 日 03 时)后, W_1 的值达到最大,与降水强度的演变有很好的对应关系。在暴雨和 MCS 发展的过程中, W_1 的值基本保持为正,与此相反, W_2 却基本上为负值,而且其绝对值在系统发展的过程中也有很明显的增大过程。但由于 $|W_1| \gg |W_2|$,湿位涡在暴雨过程中表现为明显的正异常。从图 5b 给出的区域平均相对涡度时间演变可看到,湿位涡的正异常导致相对涡度的明显增长。前面的讨论已说明涡度的增长与等熵面上的辐合以及水汽凝结引起的对流稳定度的减少有关,从这里可以看到,除此之外,由于湿等熵面的倾斜,风垂直切变、湿斜压度的加强也可引起系统垂直涡度的增加。

图 6 给出了 24 日 00 时和 24 日 03 时 925 hPa 等压面上 W_1 和 W_2 的分布图,分别 对应 MCS 发生的初始阶段和强盛阶段,图上还给出了相应等压面上的 θ_e 等值线。在 MCS 发生的初始阶段,华南地区的等 θ_e 线密集区也即锋区附近为 W_1 的正值区,而且 沿锋区呈带状结构,这是由于在这一区域大气低层基本上是处于对流稳定($\partial \theta_e / \partial P <$ 0)或弱的对流不稳定状态(参看图 3a),对流不稳定区($W_1 < 0$)主要位于南侧海洋



图 6 1998 年 5 月 24 日 925 hPa 等压面上 W₁ 和 W₂ (粗虚线) 以及 θ_e (细实线) 的分布 (a) 00 时 W₁ 和 θ_e; (b) 00 时 W₂ 和 θ_e; (c) 03 时 W₁ 和 θ_e; (d) 03 时 W₂ 和 θ_e W₁ 和 W₂ 的单位: 10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹; 等 θ_e 线间隔: 2 K: 阴影区为 MCS 降水强度大干 10 mm h⁻¹的区域 上。而对应时次 W_2 沿锋区均为负值区。在 MCS 的发展过程中,我们曾模拟出 MCS 的右侧有偏南风中尺度低空急流的发展,其高度随 MCS 的发展可抬升到 850 hPa 附近。因此, W_2 的负值主要是来自水平风的垂直切变的增大和湿斜压度增强的贡献。随着 MCS 的发展和南移,锋区上正的 W_1 区和负的 W_2 区也向南压至珠江口北侧(图 6c、d),而且随着对流稳定性的减少和斜压性的增强, W_1 和 W_2 的绝对值均增大,与 MCS 和涡旋的发展有很好的关系。图 6 上在 MCS 发展的位置上均有相应的 W_1 和 W_2 大值 中心对应,特别是与 MCS 对应的 W_2 负值中心,由于湿斜压度的增大此时的负值达到 $J - 2 \times 10^{-6}$ m² s⁻¹ K kg⁻¹以上,与 W_1 正值中心的值已可以相互比较。因此,尽管从 区域平均来看,在 MCS 和暴雨的发展过程中, W_1 的绝对值比 W_2 的绝对值大很多 (图 5b),MCS 以及涡旋的发生发展主要来自正压部分的贡献,但斜压项的贡献也是不 容忽视的。

4 条件对称不稳定与倾斜上升运动

MCS和涡旋的发展并不是在对流最不稳定区中发展起来的,而是位于暖湿气流北侧的锋区前沿或低层正 W₁和负 W₂的大值中心区,这是一个很值得研究的现象。从本次暴雨个例的模拟情况看,MCS内部的强上升气流呈向北倾斜的状态,其南部气层中有对流不稳定能量的积聚。在 MCS 明显发展起来之前 12 小时(即 23 日 12 时)模拟的位于澳门站的 *T*-lg*p* 图表明,对流有效位能(CAPE)一直在增加,此时已达 1156 J kg⁻¹,700 hPa 以下的层次基本处于饱和状态(图略)。倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳定能量的暖湿空气向北和向上输送,在那里由于湿等熵面倾斜引起的涡旋发展作为一种强迫机制促使不稳定能量得到释放,使降水落在具有较强的 W₁和 W₂ 值的弱不稳定区中,而不是垂直落在气流最不稳定的区域。由此看来,倾斜上升运动在此次 MCS 的形成和发展中起来了重要的作用。

大气在垂直方向上为对流稳定、在水平方向上为惯性稳定的情况下,由于气流作 倾斜上升运动仍可能引发不稳定扰动的发展,这种对称不稳定(SI)机制早已被人们 认识到^[13,14]。按照 Bennetts 和 Hoskins^[13]W<0 是判断气层中条件对称不稳定(CSI) 的一个必要条件,从图 7a 所给出的 24 日 00 时经暴雨区和 MCS 南北方向的垂直剖面图 上可以看到,尽管在暴雨区上空低层的 W 值为正,但在其中层有从 MCS 南部低层一 直伸向北侧低层正值区上空的负 W 值区,说明中层大气是满足 CSI 条件的。为了进一 步证实 CSI 机制在本次 MCS 和暴雨发生发展中的作用,我们还绘制了相当位温 *θ* 和绝 对动量 M 的垂直剖面图。图 7b 也是 24 日 00 时的情况,从图上可以看到在 MCS 形成 的位置上空,800~500 hPa 的层次上,等 *θ* 线的倾角大于等 M 线的倾角,按照理论模 式推导出的判据,这种情况也是满足 CSI 发生条件的。因此,CSI 机制应该是本次暴雨 和 MCS 得到发展的一种可能的重要机制。由于 CSI 条件下可形成中尺度的倾斜环流并 触发扰动的不稳定发展,MCS 中的倾斜上升运动可能是扰动发展的一种结果。

综合以上的分析,我们给出了在倾斜的湿等熵面上暴雨和 MCS 发生发展的物理模型(图 8)。在倾斜的湿等熵面下陷区对流稳定性小,从暴雨区和 MCS 北侧沿湿等熵面 下滑的冷空气与来自南侧作倾斜上升、具有较强对流有效位能的暖湿空气在下陷区会



图 7 1998 年 5 月 24 日 00 时模拟的经暴雨和 MCS 南北方向剖面图的 W 分布 (a,单位: 10⁻⁶ m² s⁻¹ K kg⁻¹) 以及绝对动量 M 和 θ_e 的分布 (b, 实线:等 θ_e 线,间隔 2 K; 虚线:绝对动量 M 线,间隔 4 m s⁻¹) 阴影区为雨水混合比大于 0.4 g kg⁻¹的区域



图 8 湿等熵面上暴雨和 MCS 发生发展的物理概念模型

合的过程中经历了对流稳定性减小的过程。对流稳定性的减小和气流在湿等熵面上的 辐合造成了系统气旋性涡度的增大,导致暴雨和 MCS 发生发展区域有气旋性的涡旋发 展,有利于暴雨和 MCS 的形成。对流发展区域的上空满足 CSI 发生的条件,扰动发展 的结果引起上升运动呈倾斜状态。另外,由于湿等熵面倾斜,在暴雨和 MCS 的发展过 程中,水平风垂直切变和湿斜压度的增大也有利于涡旋的发展,使暴雨和 MCS 得以维 持。

339

通过分析,我们可以看到尽管在暴雨过程中有时等 θ_e 面与等压面的交角较大,或 者非静力过程比较明显,但即使在这样的时候湿等熵面上湿位涡的异常对暴雨和 MCS 的发生发展仍有较好的指示作用,湿位涡守恒和倾斜涡度发展理论在这种情况下还是 有很大的意义。近年来,有不少的工作继续从理论上探讨湿位涡异常与强暴雨系统发 生发展的关系问题^[15~17],如高守亭等^[15]进一步从动力上推导了热力、质量强迫下的湿 位涡方程,指出强暴雨系统中湿位涡随时间的变化不仅要受热力的强迫,而且还受到 因强降水造成的质量强迫的影响,暴雨系统中的湿位涡异常与这两种强迫的共同作用 有密切关系。这些工作都表明"湿位涡异常"作为暴雨系统移动和落区的示踪量,在 暴雨诊断和预报工作中有着广阔的前景。

5 结论

(1) MM5 较好地模拟了 1998 年 5 月 23~24 日的华南暴雨和中尺度对流系统 (MCS) 的活动,模式输出的要素资料是可信的。

(2) 暴雨和 MCS 在倾斜湿等熵面呈下陷的区域中发展起来,与暴雨区相应湿等熵面上气压较高的区域有正的湿位涡对应。正的湿位涡值随着暴雨和 MCS 的发展增大,范围也扩大。

(3)湿位涡值的增大与冷暖空气在湿等熵面下陷区会合有关。由于 MCS 发生区域 北侧冷空气沿倾斜的湿等熵面下滑的过程中与南边暖湿空气会合,倾斜的湿等熵面上 有明显的辐合区;而且南北冷暖空气向湿等熵面下陷区移动的过程中都经历了对流稳 定性减弱的过程,导致涡旋发展,降水发生,湿位涡值增大。凝结的作用进一步减小 对流不稳定性, MCS 在弱对流不稳定的区域中形成和发展。

(4)水平风垂直切变的增大和湿斜压度的增加对涡旋的发展从而对 MCS 的形成也 有较大的贡献。与暴雨和 MCS 发生区域对应的低层等压面上湿位涡的正压分量为正 值,而斜压分量为负值。

(5) 对称不稳定可能是暴雨和 MCS 发生发展的一种重要机制。在 MCS 发生的弱 对流不稳定区,等 θ。线的倾斜度比绝对动量 M 等值线的倾斜度大,中层对应有湿位涡 的负值区,满足 CSI 条件,来自 MCS 南侧的倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳 定能量的暖湿空气向北和向上输送,并促使不稳定能量释放。

参考文献

- Hoskins, B. J., The role of potential vorticity in symmetric stability and instability, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1974, 100, 480~482.
- 2 Hoskins, B. J., On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1985, 111, 877~964.
- 3 盛华, "81.7" 大暴雨位涡与相当位涡的诊断分析, 高原气象, 1984, **3** (3), 10~18.
- 4 陆尔、丁一汇、李月洪, 1991年江淮特大暴雨的位涡分析与冷空气活动,应用气象学报, 1994, 3 (8), 266~274.
- 5 王建中、马淑芬、丁一汇,位涡在暴雨成因分析中的应用,应用气象学报,1996,7(1),19~27.
- 6 吴国雄、蔡雅萍、唐晓菁,湿位涡和倾斜涡度发展,气象学报,1995,53 (4),378~405.

- 7 李耀辉、寿绍文, 一次江淮暴雨的 MPV 及对称不稳定研究, 气象科学, 2000, 20 (2), 172~178.
- 8 段旭、李应, 滇中暴雨的湿位涡诊断分析, 高原气象, 2000, **19**(2), 253~259.
- 9 寿绍文、李耀辉、范可,暴雨中尺度气旋发展的等熵面位涡分析,气象学报,2001,59(6),560~568.
- 10 Meng Weiguang, Wang Anyu, Li Jiangnan et al., Numerical simulation of a mesoscale convective system (MCS) during the first rainy season over South China, Acta Meteor. Sinica, 2003, 17 (1), 79~92.
- 11 蒙伟光、王安宇、李江南等,华南前汛期一次暴雨过程中的中尺度对流系统,中山大学学报(自然科学版), 2003, **42** (3), 73~77.
- 12 仪清菊、刘品、王明志, 1998年华南暴雨试验期暴雨过程概述, 气象科技, 1999, (3), 33~39.
- 13 Bennetts, D. A., and B. J. Hoskins, Conditional symmetrical instability-possible explanation for front rainbands, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1979, 105, 945~962.
- 14 Emanual, K. A., On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric sounding, Mon. Wea. Rev., 1983, 111, 2016~2033.
- 15 高守亭、雷霆、周玉淑,强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析,应用气象学报,2002,13,662~670.
- 16 Gao shouting, Lei Ting, and Zhou Yushu, Moist potential vorticity anomaly with heat and mass forecings in torrential rain systems, *Chin. Phys. Lett.*, 2002, **19**, 878~880.
- 17 Cui Xiaopeng, Gao Shouting, and Wu Guoxiong, Moist potential vorticity and up-sliding slantwise vorticity development, *Chin. Phys. Lett.*, 2003, 20, 167~169.

Moist Potential Vorticity Analysis of the Heavy Rainfall and Mesoscale Convective Systems in South China

Meng Weiguang^{1,2)}, Wang Anyu¹⁾, Li Jiangnan¹⁾, Fong Soikun^{1,3)}, and Hou Er-bin²⁾

- 1) (Department of Atmospheric Science, Zhongshan University, Guangzhou 510275)
- 2) (Guangzhou Institute of Tropical and Oceanic Meteorology, Guangzhou, 510080)
- 3) (Geophysical and Meteorological Observatory Macao, Macao, China)

Abstract By using the MM5 model outputs of a successful numerical simulation on a South China heavy rainfall event and the mesoscale convective system (MCS) occurred during $23 \sim 24$ May 1998, the development of the heavy rainfall and MCS have been investigated in terms of moist potential vorticity principle and slantwise vorticity development theory. The results show that, on the slantwise moist isentropic surface, areas with high pressure and positive moist potential vorticity are favorable for the development of heavy rainfall and MCS. As the cold air slide down along the moist isentropic surface and confluence with the slantwise upward motion warm and moist air with high convective available potential energy values, both of them experience a stability decreasing process, and lead to cyclonic vorticity development. Over deep convection area, the atmosphere exhibits the signature of conditional symmetric instability, and MCS is characterized by slantwise upward motion. As for the slantwise of moist isentropic surface, the increase in vertical shear of horizontal wind or enhancement in moist baroclinity also resulted in the increase of vertical vorticity and the development of MCS. Finally in the article, a physical conceptual model about the development of heavy rainfall and MCS over South China was presented.

Key words: moist potential vorticity; conditional symmetric instability; mesoscale convective system; South China; heavy rainfall; numerical simulation