

湿位涡与锋面强降水天气的三维结构*

刘还珠 张绍晴

(国家气象中心, 北京 100081)

提 要

湿位涡(MPV)给出了大气短期行为的热力状态和涡旋运动之间的约束关系, 这种关系导致了强降水这样的天气现象中涡旋爆发性增长的重要机制, 它的大小与大气层结的状态、斜压性以及风的垂直切变有关, 其正负符号取决这三者的配置. 文章分析指出 500 hPa 上 MPV1 零线或 0~20(0.1 PVU)的区域可作为强降水区的后界(西北界). 锋面南侧暖湿对流不稳定层结大气中, 在对流层 700 hPa 及以下的中低层(低空急流之上), 存在着向东的正涡度环流对应 MPV2 的正值中心, 该中心北部对应强降水区. 而锋面北侧的对流稳定层结大气中, 对流层中低层(高空急流之下), 存在一支负涡度环流, 对应 MPV2 的负值中心, 该中心南部对应强降水区. 研究了强降水的锋面两侧冷暖区的垂直环流, 给出了锋面的三维热力流型结构.

关键词: 倾斜性涡度发展; 湿位涡; 锋面三维结构; 强降水.

引 言

目前在实际数值天气预报工作中, 主要是研究大尺度系统对天气的影响, 同时大尺度环流也为中小尺度天气系统提供了发生、发展的环流背景. 本文从这一角度出发, 用湿位涡这一表征大气动力、热力、水汽诸项因素的综合物理量对强降水(这里暂定为大于 10 mm 以上降水)进行诊断, 以寻求各热力和动力及水汽条件与降水之间的关系, 从而揭示强降水发生发展的物理机制.

早在 30 年代末, Rossby(1939)^[1]就认识到绝对涡度 ζ_a 的垂直分量 ζ_a 对大尺度运动的重要性, 而后(1940)^[2], 他又提出在正压大气中 ζ_a/h 的守恒性(h 是流体柱的厚度), 提出了涡管的垂直厚度与绝对涡度之间的约束关系. 接着 Ertel(1942)^[3]指出, 在绝热无摩擦的干空气中, 位势涡度 P_e 是守恒的. 80 年代, 由 Hoskins、Mcintyre 等(1982、1985、1989)^[4-6]将这一概念应用于热带外大尺度流型及平流层爆发增温等分析和研究中, 得到一些有意义的结果. 但由于 P_e 不包括水汽, 因此其应用存在着局限性. Bennetts 和 Hoskins(1979)^[7]曾从 Boussinesq 近似出发, 引入潜热作用, 导出湿球位涡变化方程. 近

* 本研究得到国家“85-906-03”课题资助.
1995-03-27 收到, 1995-09-19 收到修改稿.

来吴国雄等(1993)^[8]从严格的原始方程出发,导出湿位涡(MPV)方程,并证明了绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡的守恒性,还分别研究了等熵坐标及等压坐标中湿位涡的特征及相应的发展理论,指出倾斜不稳定涡旋发展在暴雨发生、发展中起着重要作用。

本文从这一理论出发,企图通过实例中湿位涡各项的数学意义和物理图象的理解,而对锋面强降水的发生机制得到进一步明晰认识,并为这类降水天气的预报提供有效的线索。

1 倾斜不稳定涡旋发展理论

定义 $P = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \nabla S}{\rho}$ 为气块的位势涡度,在无热源($\frac{dQ}{dt} = 0$)情况下,由涡度方程、质量连续方程和热力学方程,在不计摩擦时联立推导可得:

$$\frac{d}{dt}(\vec{\zeta}_a \cdot \nabla S) = \frac{dP}{dt} = 0 \quad (1)$$

式中, $\vec{\zeta}_a$ 为气块的绝对涡度, S 是熵. 式(1)即为绝热、无摩擦条件下,大气的位势涡度守恒定律。

对于大气中的一些突发性天气过程来说,约束关系扮演了重要角色. 将湿空气的位势涡度(Moist Potential Vorticity, 简称 MPV)在等压面上展开得:

$$\begin{aligned} MPV &= \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \nabla S}{\rho} = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \nabla \theta_{se}}{\rho} \\ &= -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \end{aligned} \quad (2)$$

文献[8]定义

$$\begin{aligned} MPV1 &= -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \\ MPV2 &= -g(\vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial p}) \cdot \nabla_h S = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \end{aligned} \quad (3)$$

令

$$\begin{aligned} MPV21 &= g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \\ MPV22 &= -g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \end{aligned} \quad (4)$$

上式中 $\theta_{se} = \theta \exp(\frac{Lq}{C_p T_c})$, T_c 为气团到达抬升凝结高度时的温度,这里认为 T_c 与 T_d 接近,因此可以由马格拉斯公式从 q 和 p 求得。

MPV1 是空气块绝对涡度的垂直分量与熵的垂直梯度的乘积,当等熵面与等压面近似平行的时候,MPV1 是 MPV 的主要部分,MPV2 是风的垂直切变和湿相当位温水平梯度的乘积;在强降水过程发生之前,通常近地面有一个与暖湿气团相配合的熵值高中心,若对流层上层亦有一高值等熵面移到该中心上空,两等熵面会出现打通的情况。

图 1 是理想的 θ_{se} 纬向平均分布示意图, 图中所示, I 区 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} > 0$, 为稳定区, 夹在两个等熵面之间的气柱运动约束同 IPV ($-(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} = C$), 当气柱从等熵面的密集区向等熵面的松散区运动时, 气柱逐渐被拉长, 垂直涡度逐渐增大; 当气柱运动到 III 区的时候, 等熵面垂直坡度发生陡转, 其运动的约束条件为:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} = \text{const} \quad (5)$$

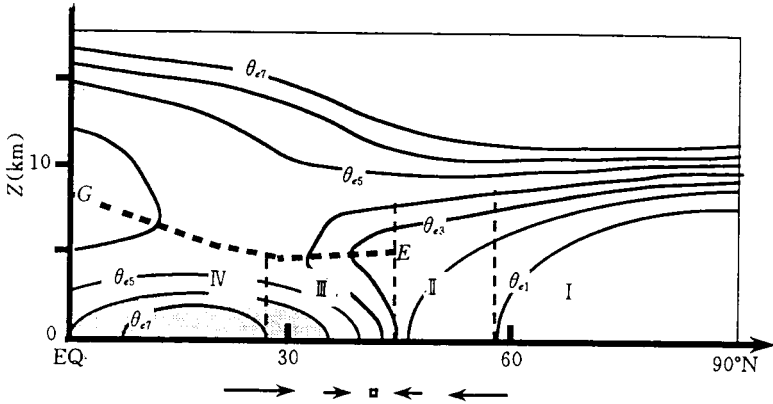


图 1 热力状态与涡旋运动的约束关系示意图

Fig. 1 Schematic diagram for the constrained relation between θ_{se} and vorticity

由文献[8]指出, 在湿位涡守恒的制约下, 由于 θ_{se} 面的倾斜, 大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加, 能够导致垂直涡度的显著发展, 倾斜越大, 气旋性涡度增长越剧烈, 这种涡度增长称为倾斜性涡度发展。

2 突发性强降水机制

为探讨突发性强降水的机制, 从国家气象中心有限区域预报模式(LAFS)存档的分析资料中提取几个强降水实例进行重点分析。

1993年6月25~28日出现了一次我国自西向东的强降水过程(见图4粗黑点处)。过程前, 在北欧西海岸有高压脊发展, 乌拉尔山的大低槽中分裂出一股冷空气经我国新疆、甘肃等地东南下, 与此同时, 西太平洋副热带高压加强西伸, 由孟加拉湾北上的暖湿气流与西北东南下的冷空气26日交绥于高原东北侧。反映在云图上是北支冷锋云带与高原东部积云团交会, 26日形成了一支具有多层云系组成的较宽的云带(图略), 降水区迅速扩大到陕西、河南, 并有暴雨发生, 26日18时后造成降水的冷锋进入位于四川盆地的低压中, 对流层低层可见到典型的西南涡, 造成四川雅安、成都一带50mm以上的大暴雨。

图2显示了26日冷空气进入四川盆地前后沿105°E经线的 θ_{se} 垂直剖面图, 27日也有类似的情况(图略), 由于冷空气南下, 且四川盆地内的暖气团进一步发展, 两者交会

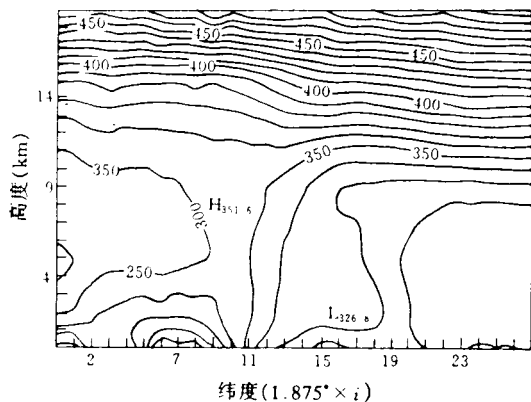


图 2 1993年6月26日沿105°E经线的 $\theta_{e\epsilon}$ 垂直结构

Fig. 2 Meridional cross-section of $\theta_{e\epsilon}$ distribution at 105°E on June 26, 1993

于32°N附近,暖气团的320 K等 $\theta_{e\epsilon}$ 面的坡度变得异常陡峭,由上节原理可知,此时该地的垂直涡度迅猛增大(图略),27~28日间的大暴雨区就先从这里开始。

为进一步了解垂直涡度增大的细节,这里分别考查了式(5)中的MPV各项在这三天的变化,发现位于四川盆地MPV21和MPV22在这几天中没有明显的特征,仅27日MPV21有强的负中心,而处于高原东侧、冷暖空气交界的四川盆地附近出现强的MPV1负中心(见图3),27日发展最甚,之后逐渐东移。由 $MPV1 = -(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{e\epsilon}}{\partial p}$,当冷暖空气交汇,大气温湿结构发生变化, $\theta_{e\epsilon}$ 等值面坡度加大,对流不稳定发展,如图2所示, $\theta_{e\epsilon}$ 随高度变化较小,并且MPV中其它各项值不大,为保持其守恒,垂直涡度得到较大的增长,强烈的上升运动造成暴雨的产生。

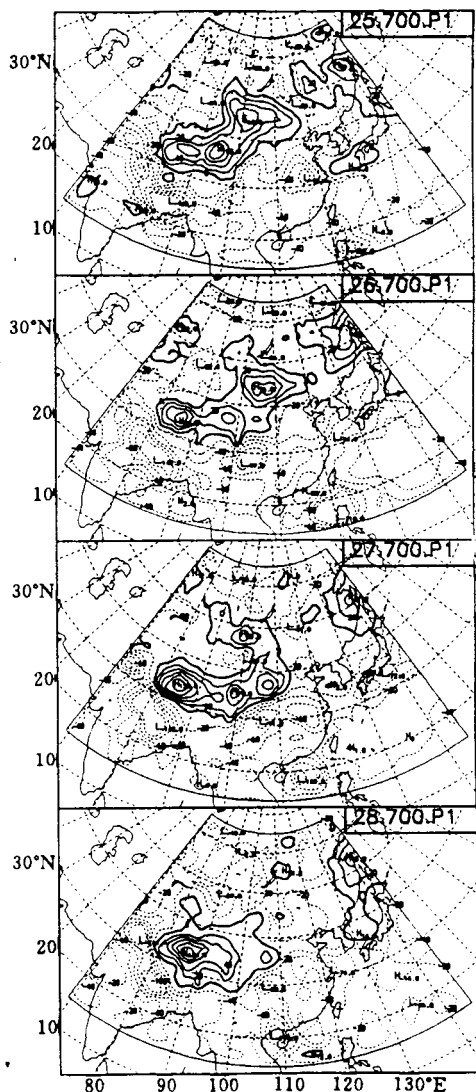


图 3 1993年6月25~28日700 hPa上的MPV1逐日演变(实线为正值,虚线为负值,单位:0.1 PVU)

Fig. 3 Daily evolution of the MPV1 distribution at 700 hPa from 25 to 28 June, 1993 (solid line: positive, dashed line: negative, unit in 0.1 PVU)

3 湿位涡(MPV)与强降水落区的关系

3.1 MPV1 与强降水区

25 日, 在 500 hPa 上位于我国西北地区的 MPV1 正中心与其东部向东北方向伸展的负值区之间形成了较大的梯度(图 4), MPV1 的零线向北突起, 形成负舌区, 在以后的两天中, 该负舌一直维持, 而且向北发展, 负舌区的底部形成绝对值大于 40(0.1

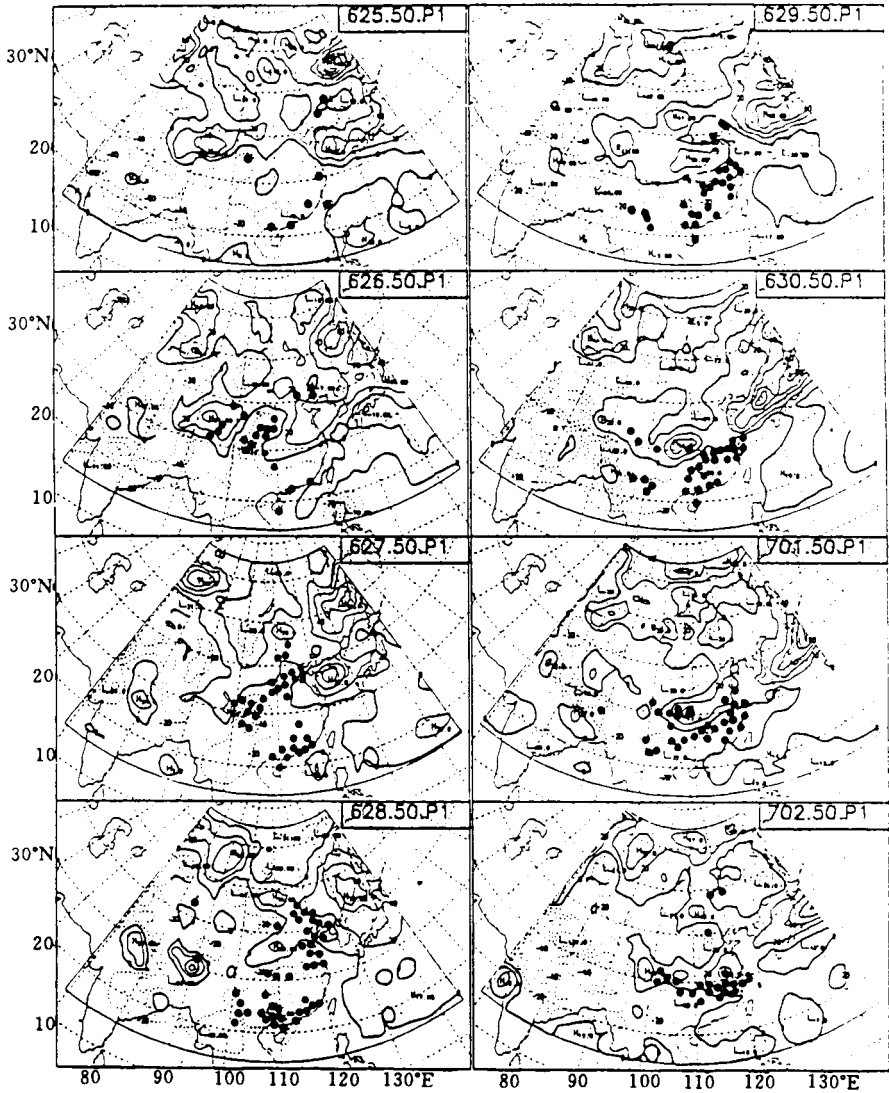


图 4 1993 年 6 月 25 日~7 月 2 日 500 hPa 上的 MPV1 逐日演变 (粗线为零线, ●处为大于 10 mm 的降水)

Fig. 4 As in Fig. 3, but for 500 hPa from 25 June to 2 July, 1993. (thick solid line; zero line, dotted area; >10 mm rainfall)

PVU)的负中心, $MPV1$ 等值线相对密集带所对应的零线走向与主要雨区的走向较为一致(图中·处为 24 小时 10 mm 以上降水), 随后的天气(6 月 28 日~7 月 2 日)主要受上述降水过程的冷锋系统继续南压影响, 并在我国大陆东部北纬 30°N 附近形成准静止锋、原在广东南部登陆的台风(后转为低气压)以及从孟加拉湾东移的南支槽前暖湿气流的共同作用, 造成了从华南北部到江南一带的入梅期大降水(最大降水量在安徽屯溪达 161 mm/24 h). 如图 4 所示, 这几天 $MPV1$ 零线的走向接近雨带的走向, 更确切地说, 该零线与强降水区的后界走向较一致, 有时雨带稍后于 $MPV1$ 零线而位于 $0\sim 20(0.1 \text{ PVU})$ 区内.

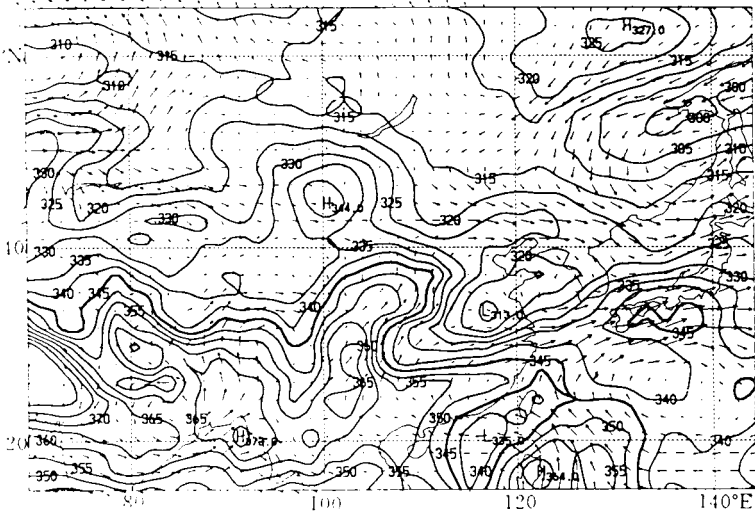


图 5 1993 年 6 月 26 日 700 hPa 上的 θ_w 和风场分布 (粗线为 345 K)

Fig. 5 Distribution of θ_w and wind field at 700 hPa on June 26, 1993. (thick solid line: 345 K)

图 5 为 700 hPa θ_w 的水平分布, 对照图 4 可以清楚地看到: 位于我国西北地区有等 θ_w 线密集带, 若以 345 K 为特征线(加粗线), 该线与 500 hPa 上 $MPV1$ 零线极为一致. 特征线以北是 θ_w 的低值区, 即与低温、低湿区相对应, 而特征线以南则为高温高湿的 θ_w 大值区, 因此, 这个等值线密集带正是冷暖空气团所交界的锋区所在. 即位于图 1 中的 ■ 区, 这里是垂直涡度发展的不稳定区. 由图 5 可见, 强降水正处于偏南气流和偏北(偏西)气流的辐合带. 28 日由于我国大陆东部偏南风的加强, 使得辐合区伸到华北北部和东北南部一带, 因此这一天的强降水区偏离 $MPV1$ 零线而处在 $0\sim 20$ 之间的偏北地区. 6 月 29 日~7 月 2 日的雨区与 $MPV1$ 零线的位置与前述的情况类似(图略). 在 $MPV1$ 等值线相对密集的零线附近, 正是冷暖空气交汇而有利于水汽辐合、垂直涡度剧烈发展的地带. 因此, $MPV1$ 可作为指示强降水带的走向及落区的一个因子. 在 1994 年 6 月 7~14 日另一例降水过程中, 降水区的位置及走向与 500 hPa 上 $MPV1$ 零线仍有较好的关系, 但普查 1993 年整个夏季的情况, 发现降水区与 $MPV1$ 的关系并非如此简单, 其原因将在下文讨论.

3.2 反映不同降水性质的 MPV2

分析 700 hPa 上 MPV2 的分布(图略), 25、26、27 日四川盆地的降水区位于高原东侧 MPV2 正中心东北侧, 而 28 日后降水带向陕西、河南移动, 6 月 30 日~7 月 2 日移至我国黄淮、江淮一带停滞, 此时与东部洋面上西伸过来的 850 hPa 上负中心的南部位置相对应。

比较 MPV2 与式(4)中的 MPV21 和 MPV22 发现, 前一个过程中, 在我国西部地区, MPV2 的特征主要是 MPV21 的贡献, 而后一段降水过程则是 MPV22 起主要作用(图略)。由下一节的讨论我们将会清楚, 其实, 前一段降水处于偏冷锋前的暖湿不稳定区, MPV2 由处于低空东南风急流之上的局地正涡度环流决定。而后一段降水则处于偏冷锋后的对流稳定区内, MPV2 由处于高空西风急流之下的局地负涡度环流决定。

由文献[8], 为了讨论方便将式(5)改写为

$$MPV = \zeta_n \theta_{sn} = \zeta_p \theta_{sp} + \zeta_s \theta_{ss} = \text{const} \quad (6)$$

式中下标 n 、 s 、 p 分别表示与等 θ_s 面垂直的方向, 水平 x 、 y 方向和垂直等压面 p 的方向, 所以 ζ_n 、 ζ_s 、 ζ_p 分别表示这三个方向的相对涡度, 且 $\theta_{sp} = \frac{\partial \theta_s}{\partial p}$, $\theta_{ss} = \frac{\partial \theta_s}{\partial s}$, $\theta_{sn} = \frac{\partial \theta_s}{\partial n}$ 。因此, 式(6)可写为:

$$-\zeta_p = -\zeta_n \frac{\theta_{sn}}{\theta_{sp}} + \zeta_s \frac{\theta_{ss}}{\theta_{sp}} \quad (7)$$

在 $\theta_{sp} > 0$, 即层结对流不稳定条件下, 只有 $\zeta_s \theta_{ss} > 0$ 即 $MPV2 > 0$, 垂直涡度才能得到较大地增长。前述的四川盆地的降水应属此类, 此时由于锋区附近 $\frac{\partial \theta_s}{\partial x} > 0$, $\frac{\partial v}{\partial p} > 0$, 说明低空有偏南风急流, 这时地转关系受到破坏。另一种情况若 $\theta_{sp} < 0$, 即在对流稳定层结下, 只有 $\zeta_s \theta_{ss} < 0$, 即 $MPV2 < 0$ 时, 垂直涡度才能得到较大的增长, 因此出现在江淮流域的降水是与上述情况相反。此时, 锋区附近 $\frac{\partial \theta_s}{\partial y} < 0$, 根据式(4), 只有 $\frac{\partial u}{\partial p} < 0$, 垂直涡度才可得较大增长, 因此这里满足了地转关系, 存在着西风随高度增大的情况。

由上述分析可以得出: MPV2 是与大气层结稳定度、斜压以及风垂直切变有关的物理量。当它的绝对值急剧增大时, 一般应预示在其负中心的南部和正中心的北部, 有垂直涡度的增长, 导致上升运动, 对应较强的降水。

4 强降水锋面的三维流型结构

综上所述, 等熵面垂直倾斜度急剧增大处, 是突发性强降水最易发生的地方, MPV1 给出冷空气活动的大尺度背景, MPV2 的符号和数值与局地水平涡度的方向和强弱密切相关, 强降水的发生是大气运动的大尺度背景与局域性热力结构和运动状态诸多有利因素相配合的结果。弄清楚这种有利配置的物理图像, 对于我们进一步认识强降水发生发展的机制、提供强降水预报的线索是有意义的。图 6 是两个降水过程中有典型意义的(雨量最大或突发降水日)垂直结构图, 这种锋面型降水的基本特征是, 在大气热力结构突变区(θ_s 线陡然向地面转折处, 即强斜压区), 是垂直涡度发展最强的区域, 该区

内,空气沿锋面爬升(基本上是等熵运动),形成了中低层的强垂直运动;在水汽供应充足的条件下,该区是强降水产生的主要地带;该区的南侧低层一般有偏南风急流,急流之上有一个(向东的)正涡度环流,水平涡度在等熵梯度的投影为正值,即 $MPV2 > 0$ 。该区的北侧高层有西风急流,而急流之下对应一个向西的负涡度环流,这里 $MPV2 < 0$,两个反向的垂直环流在低层形成辐合,在高层形成辐散;两个环流的强弱,视锋面两侧冷暖空气的对峙情况而定。在上升运动十分强的情况下,当锋面南侧的暖湿空气占主导、南风偏强时,降水区的垂直运动主要由南侧正环流引起,而北侧负环流很弱(以1993年6月26日,1994年6月7日为例),此时雨区偏于 $MPV2$ 正值中心的北部。反之,当锋面北侧的冷空气占主导,北风偏强时,降水区的垂直运动主要由北侧的负涡度环流引起,而南侧的正涡度环流则很弱(1993年6月28日后及1994年6月9日后的降水多属此类),此时雨区偏于 $MPV2$ 负值中心的南部。当两支垂直环流都很强时,辐合区的垂直运动达最大,降水也达到最强(以1993年6月30日及1994年6月9日为例),此时雨区处于 $MPV2$ 正负交替的梯度最大处。

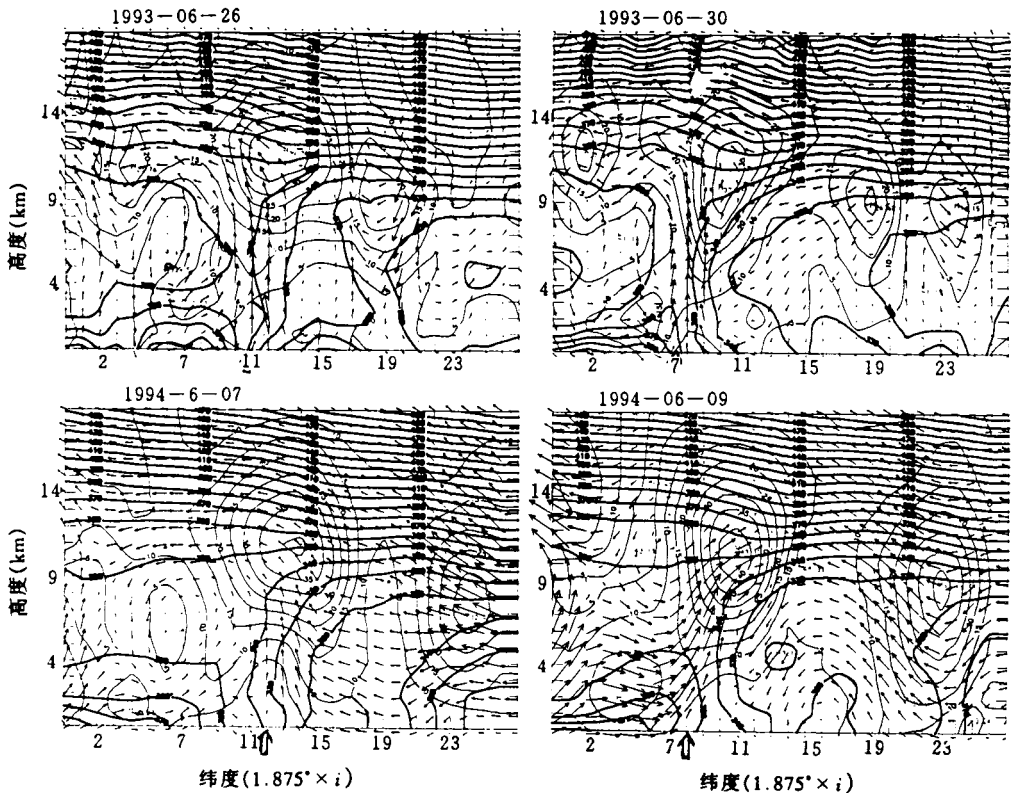


图6 强降水锋面的三维流型结构(粗实线为等 θ_w 线,细实线为等风速线,风矢为经向风和垂直速度的合成,大箭头指处为降水带位置)

Fig. 6 The three-dimensional flow pattern around cold front with heavy rain (thick solid line: θ_w isentropics, fine solid line: isanemone, barbed arrow: composite of meridional and vertical components, large arrow: rainband position)

5 讨论与展望

通过以上锋面降水个例的湿位涡诊断分析, 初步认为:

(1) 湿位涡是一种综合表示大气动力状态和热力状态的物理量, 它给出了两者之间相互联系和相互制约的关系, 它的大小与大气层结的状态、斜压性以及风的垂直切变有关, 其正负符号也取决这三者的配置情况。

(2) 对流层中层(500 hPa) $MPV1 < 0$ 的边界区域是冷暖空气交绥地带, 这里的偏南和偏北(西)风辐合区域则是强降水出现的地方, 当偏南风较强时, 降水区则略向北推进, 故 500 hPa 上 $MPV1$ 零线或 $0 \sim 20(0.1 \text{ PVU})$ 的区域可作为锋面强降水区的后界(西北界)。

(3) 对流层低层 $MPV2$ 的符号和数值被当地的热力分布和局地垂直环流的方向和强弱所决定。锋面南侧暖湿不稳定层结大气中, 对流层中低层(低空急流之上), 一般存在一支向东的正涡度环流, 对应 $MPV2$ 的正值中心, 该中心北部对应强降水区。而锋面北侧的对流稳定层结大气中, 对流层中低层(高空急流之下), 一般存在一支向西的负涡度环流, 对应 $MPV2$ 的负值中心, 该中心南部对应强降水区。当两支环流均强时, 锋区垂直运动达极大, 降水也最强。

参考文献

- 1 Rossby C G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J Marine Rev.*, 1939, **2**(1): 38~55.
- 2 Rossby C G. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Q. J. R. M. S.*, 1940, **66**(suppl.) 68~67.
- 3 Ertel H. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Met. Z.*, 1942, **59**: 277~281.
- 4 McIntyre M E. How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings. *J. M. S. J.*, 1982, **60**: 37~65.
- 5 Hoskins B J, McIntyre M E and Robertson A W. On the use and signification of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. M. S.*, 1985, **111**: 877~946.
- 6 Hoskins B and Berrisford P. A potential vorticity perspective of the storm of 15~16 October 1987. *M. W. R.*, 1989, 825~849.
- 7 Bennetts and Hoskins B J. Conditional symmetric instability-a possible explanation for frontal rainbands. *Q. J. R. M. S.*, 1979, **105**: 945~962.
- 8 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): 387~405.

MOIST POTENTIAL VORTICITY AND THE THREE DIMENSIONAL STRUCTURE OF A COLD FRONT WITH HEAVY RAINFALL

Liu Huanzhu Zhang Shaoqing

(National Meteorological Centre, Beijing 100081)

Abstract

Under the constrain of conservation of moist potential vorticity (MPV), vertical vorticity may develop explosively (slantwise vorticity development) and result in severe weather such as torrential rainfall. MPV is related with stability, baroclinity and vertical wind shear. Its symbol (positive or negative) is determined by their allocation. In the middle troposphere (at about 500 hPa), the region with negative vertical component of MPV, i. e. $MPV_1 < 0$, is a transition region between cold dry air and warm moist air. The zero isopleth of MPV_1 or the region between 0 and 20 (0.1 PVU) can be considered as the northwest limit of a torrential rain area. The horizontal component of MPV, i. e. MPV_2 , is determined by moist baroclinity and vertical wind shear. To the south of the front, air is convectively unstable. Positive MPV_2 centre can appear above the lower-level jet, and torrential rain may occur in the region north of the centre. To the north of the front, air is convectively stable, negative MPV_2 centre can appear below the upper-level jet, and heavy rainfall may occur in the region south of the centre. The vertical circulation and the three dimensional thermal structure across the front region are given.

Key words: Slantwise vorticity development; Moist potential vorticity; Three dimensional structure of front; Torrential rainfall.

全国气候变化学术研讨会在京召开

由国家气候变化协调小组第一工作组和中国气象学会气候专业委员会共同发起的全国气候变化学术研讨会于1996年4月22~24日在北京召开。来自中国科学院有关研究所, 国家环保局, 中国农业科学院, 中国气象局所属单位, 院所和各省局以及5所大学等的近百名专家学者聚集一堂, 交流国内在气候变化方面所做的工作成果。大会还专门邀请了气象界老前辈叶笃正, 陶诗言, 施雅风先生和任阵海院士以及国家计委高广生同志到会作了特邀报告。

会议主要就: 1. 气候变化研究进展与综述; 2. 我国大气温室气体的排放及其辐射强迫作用; 3. 中国气候变化的观测事实研究; 4. 气候变化及其影响的模拟和预测研究; 5. 气候变化对生态系统、农业、水资源等的影响研究等方面进行了交流。

另外还专门交流讨论了气候变化研究的观点和事实。本次会议为国家气候变化协调小组提供有用的信息, 为今年中国代表团参加第二次联合国气候变化框架的大会提供有价值的材料。

国家气候中心
(巢清尘)