

湿位涡在云南冰雹天气分析中的应用*

李英

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

段旭

(云南省气象台, 昆明 650034)

提 要

应用湿位涡理论, 对1997年3月云南南部频繁发生的几次冰雹天气进行了诊断分析. 结果表明: 在 θ_e 陡立密集区, 湿斜压涡度发展, 密集区内冰雹容易发生; 在降雹区低层为对流稳定的层结下($MPV1 > 0$), 有 $MPV2 < 0$, 使湿斜压不稳定增强, 倾斜涡度得以发展; 冰雹易在 $MPV2$ 负值区南侧或 $MPV2$ 正值区北侧发生.

关键词 湿位涡 倾斜涡度发展 冰雹

引 言

湿位涡是能同时表征大气动力、热力和水汽性质的综合物理量. 近年来, 其概念和理论得到了深入的研究和广泛应用. 吴国雄等^[1-2]从完整的原始方程出发, 导出了湿位涡方程, 证明了绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡的守恒性, 并由此研究了等熵坐标和等压坐标系中倾斜涡度的发展理论; 文献^[3-5]依据倾斜涡度发展理论, 分别对锋面强降水、1991年江淮特大暴雨以及台风暴雨落区等进行了湿位涡诊断研究, 认为湿位涡诊断量对暴雨天气有较好的指示意义. 但就国内而言, 这一理论在冰雹天气中的应用并不多, 尤其是在低纬高原地区. 本文以1997年3月发生在云南南部的几次大范围冰雹天气为例, 探讨湿位涡及倾斜涡度发展与低纬高原地区冰雹天气的关系.

本文选取1997年3月08:00(北京时)我国西南地区和相邻国家84个探空站的标准层资料, 用Cressman^[6]逐步订正法, 将站点资料插值到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的经纬网格点上(区域为 $18^\circ \sim 36^\circ \text{N}$, $91^\circ \sim 111^\circ \text{E}$), 再利用拉格朗日插值方法垂直插出800 hPa、600 hPa非标准层的资料.

1 湿位涡及倾斜涡度发展理论^[1]

忽略 ω 的水平变化, p 坐标下湿位涡(MPV)守恒方程为:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} = \text{常数} \quad (1)$$

* 由中国气象局青年气象科学基金资助.

1998-11-16 收到, 1999-09-14 收到再改稿.

将其写成分量形式:

$$MPV1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \quad (3)$$

其中 $MPV1$ 是湿位涡的垂直分量, 为湿正压项, 北半球大气对流不稳定时, $MPV1 < 0$; 大气对流稳定时, $MPV1 > 0$. $MPV2$ 是湿位涡在等压面上的水平分量, 为湿斜压项.

在湿位涡守恒的制约下, θ_e 面倾斜越大, 气旋性涡度越剧烈, 这种涡度的增长称为倾斜涡度发展. 文献[1]给出垂直涡度增长的充分条件为: $MPV2 / \frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$. 据此, 在大气为对流不稳定条件下 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$), 只有 $MPV2 > 0$ 垂直涡度才能得到较大增长; 大气为对流稳定 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$), 则只有 $MPV2 < 0$, 垂直涡度才能得到较大增长. 因此 θ_e 面的陡立是倾斜涡度发展的重要条件.

2 冰雹个例的湿位涡特征

1997 年 3 月中下旬, 云南南部的思茅、西双版纳、红河、临沧等地州频繁发生冰雹等强对流天气, 涉及范围广, 持续时间长, 给农业生产和人民生活造成了严重损害. 大范围的降雹分别出现在 3 月 15~19 日、23 日和 26 日, 其中最为强烈的过程发生在 15~19 日, 滇南地区(大致为 $22^\circ \sim 24^\circ \text{N}$, $100^\circ \sim 102^\circ \text{E}$) 出现了罕见的连续 5 天的冰雹、大风天气, 观测最大雹径为 120mm, 最大风速 22m/s, 地面积雹 15~22cm.

2.1 相当位温的剖面特征

图 1 给出 1997 年 3 月中旬冰雹过程 14~16 日和 18~20 日 08:00 沿 101°E 的 θ_e 垂直剖面. 冰雹开始前(14 日), 云南上空为南支槽前的较强的暖湿气团控制, $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$, 大气层结为对流不稳定, 此时, 北方冷空气已开始南下, 其前锋 θ_e 密集带位于 28°N 附近. 15 日, θ_e 密集带缓慢南移, 24°N 附近的 θ_e 陡立面密集增强, 冰雹开始出现. 16~19 日, 随着 θ_e 陡峭密集带向南侵入滇南湿对流不稳定区, 冰雹天气更为强烈. 此间, 北方冷空气移到云贵高原地区后趋于静止, 成为昆明准静止锋, 这使冷、暖空气在滇南地区对峙, θ_e 陡峭密集带维持, 因而冰雹天气连续发生. 20 日, θ_e 陡峭密集带移出我省, 冰雹过程结束. 根据倾斜涡度发展理论, θ_e 面陡立时, 有利于垂直涡度的显著发展, 而倾斜涡度发展造成的上升运动又有利于对流天气的产生. 在图中叠加沿 101°E 垂直剖面上的风场(风矢量用经向风 v 和垂直速度 $u \times 10^4$ 确定), 可以看出 θ_e 陡立面上的气流状况. 15~18 日, 滇南上空 θ_e 陡立面附近有一支暖湿上升气流, 向北斜升至 400 hPa 高度, 与陡立面北侧大约 3 个经距处的一支下沉气流相遇, 这两支气流与昆明准静止锋北侧地面的东北气流共同形成了一个经向垂直环流圈, 这一环流圈使两种不同性质的气流充分交汇, 对于不稳定能量的释放是十分有利的. 19 日, 由于降雹点零散, 范围较前期大为减小且偏离 101°E , 故在沿 101°E 剖面上 θ_e 陡立面减弱, 其附近没有环流圈存在, 滇南上空为下沉气流, 20 日(无雹日)的情况也与

此相似. 上述分析表明: 倾斜涡度的发展与强对流天气有较好的关系, 冰雹易发生在伴随斜升运动的 θ_e 陡峭密集区附近. 23 日和 26 日的冰雹天气亦如此(图略), 陡峭密集区则是由于缓慢南下的昆明准静止锋与北上的暖湿对流不稳定空气交绥形成的. 图 1 显示的 θ_e 陡峭密集随高度向北倾斜, 是由于冷空气较为浅薄, 仅在低层有明显反映, 而暖湿气流较强, 且沿锋面抬升所致.

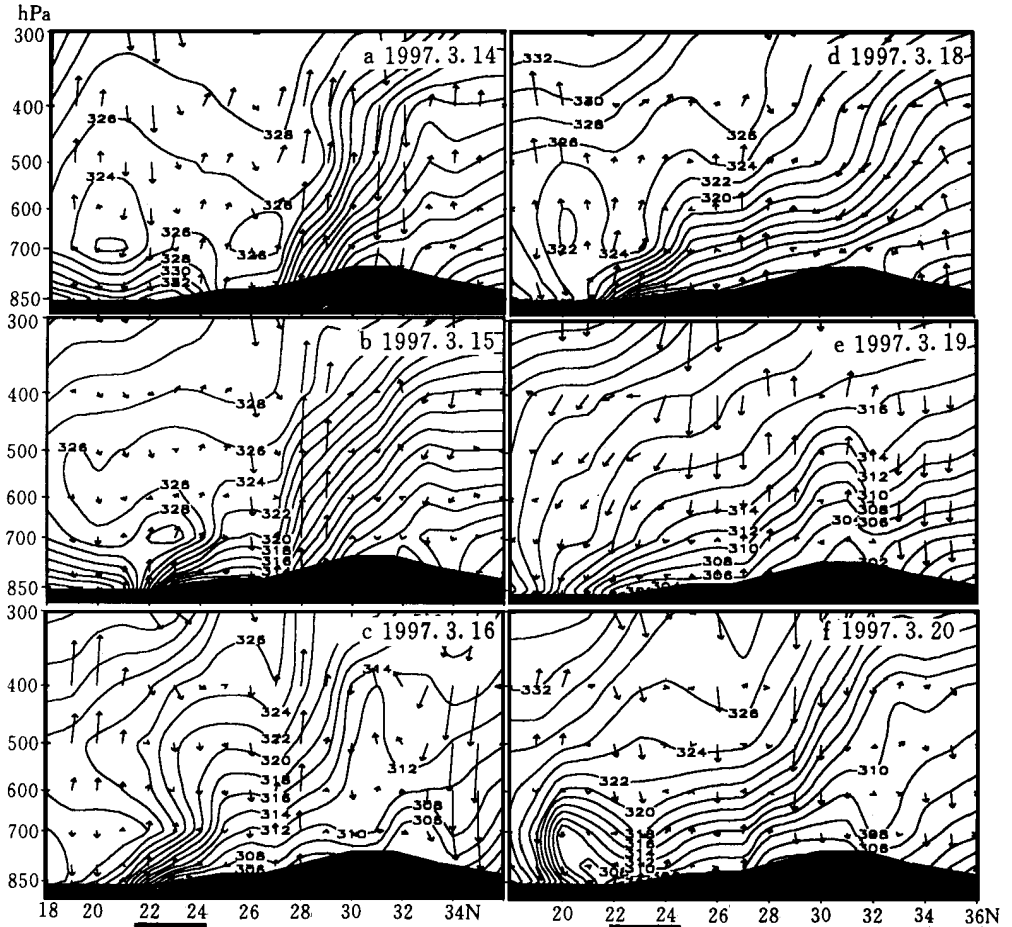


图 1 沿 101°E 剖面上 θ_e 和风场分布

(图下粗实线表示霁区的经向跨度, 地形是根据测站的气压绘制, θ_e 单位: K)

2.2 等压面上的湿位涡特征

分析 1997 年 3 月 700 hPa 湿位涡分布, 发现 $MPV1$ 清楚地反映了冰雹天气发生的大尺度环境场. 图 2a 是沿 101°E 通过滇南地区的 700 hPa 湿位涡垂直分量随时间的演变, 3 月中旬前期, 整个云南受南支槽前西南暖湿气流的影响, 滇南地区为 $MPV1$ 强的负值区域, 它反映了当时具有较强的湿对流不稳定层结, 但此间滇南上空为下沉气流控制, 故抑制了强对流天气发生. 15 日, 来自北方的 $MPV1$ 正值区域向南扩展, 在滇南上空与负 $MPV1$ 之间形成等值线的密集带, 这一密集区维持至 19 日, 冰雹连续发生于 $MPV1$

等值线密集区附近。20~22日, 正 $MPV1$ 锋南移出省, 密集带梯度减小且位置偏南, 冰雹过程结束。由此可以看出, 低层 $MPV1$ 的分布和演变反映了两种不同性质气团的活动, $MPV1$ 的“锋区”附近具有上升气流(参见图1), 为冰雹易发地区。图2a中显示, 除了15日冰雹发生在锋前对流不稳定层结下, 其余雹日降雹区均处在“锋区”北侧的对流稳定区内, 23日及26日的情况相似。

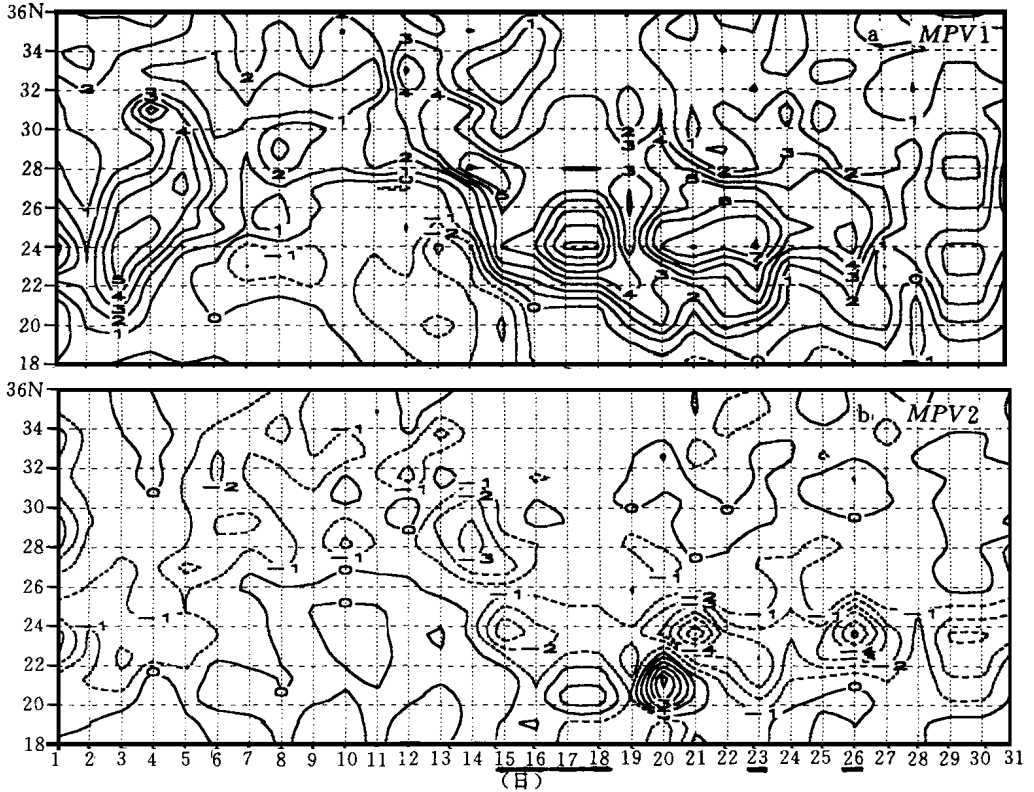


图2 1997年3月700 hPa上沿101°E的湿位涡时间演变图

(单位: $10^{-7} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$, 图下粗实线表示降雹日)

$MPV2$ 的数值一般比 $MPV1$ 小约一个量级, 但其绝对值增大, 将有利于垂直涡度发展。从700 hPa上 $MPV2$ 的分布来看(图2b), 从3月15日开始, 滇南地区的 $MPV2$ 从正值转为一条 $MPV2$ 的负值区域, 对应于图2a中 $MPV1$ “锋区”北侧(这里 $MPV1 > 0$)。根据倾斜涡度发展理论, 在大气为对流稳定的条件下, 须 $MPV2 < 0$, 垂直涡度才能得到较大增长。分析表明, 3月中下旬降雹区低层 $MPV1$ 和 $MPV2$ 的分布是有利于垂直涡度发展的, 湿斜压度的增强主要是由于昆明准静止锋的活动, 使抬升的暖气流偏南风与低空冷气流偏北风之间形成较强的风垂直切变, 同时锋面附近又具有较大的 $\nabla \theta$ 所致。从 $MPV2$ 的等压面分布图上看(图略), 降雹区位于 $MPV2$ 负值中心的南侧。

从图2b我们还发现, 20~22日滇南上空同样具有较强的 $MPV2$ 负值区, 但并无强对流天气发生。这是因为该地处于 $MPV1$ “锋区”后的一个大值中心附近, 具有较强的对

流稳定层结,垂直涡度不容易发展起来,而在 $MPV1$ “锋区”上,对流稳定度较弱或为中性,相应 θ_e 面更为陡立,更有利于垂直涡度发展。

从 600 hPa 湿位涡的分布来看,其特点与 700 hPa 相比有所不同。图 3 给出 3 场冰雹

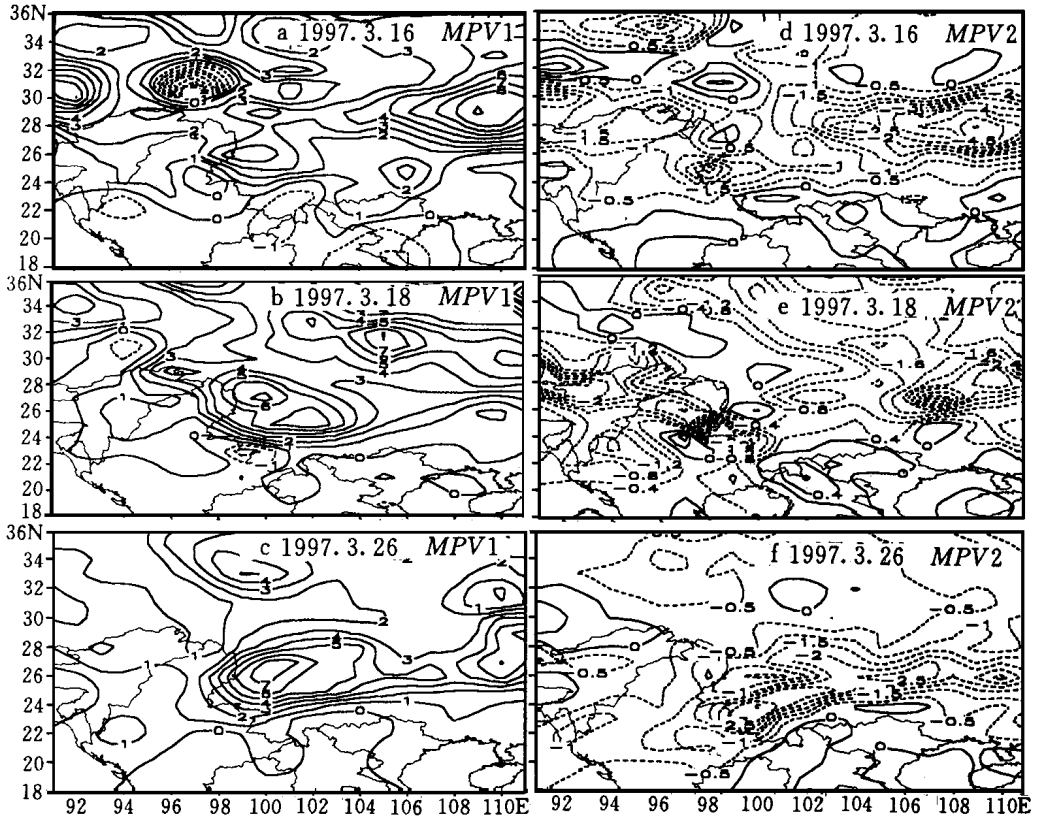


图 3 3 场冰雹 600 hPa 的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 湿位涡分布

600 hPa 的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 的分布,与 700 hPa 相反,在此层上云南部地区 $MPV1 \leq 0$ (图 3a、b、c),这种低层为湿对流稳定而中层为湿对流不稳定(或中性)的特征正是暖湿空气被锋面抬升的反映,冰雹日滇南区域平均(区域内的 9 格点平均) θ_e 垂直廓线图也可以说明这一点(图略),由于昆明准静止锋的活动, θ_e 垂直廓线上有两个极小值,一个出现在近地面,另一个在 600 hPa 附近,在 700 hPa 有一 θ_e 极大值,这种结构反映的大气稳定性质与 $MPV1$ 反映的情况是一致的,随着锋面南移,降雹区上空冷空气增厚,700 hPa 上 θ_e 值减小,600~700 hPa 之间的不稳定性减弱,当整个对流层的 $MPV1$ 均为较强的正值区时,冰雹天气结束。图 3d、e、f 分别为同期 $MPV2$ 的分布,降雹区附近有 $MPV2$ 正值中心,随着暖湿气流的衰退, $MPV2$ 正值中心南移,因此冰雹出现在其北侧。

根据倾斜涡度发展理论, $MPV1 < 0$, 同时 $MPV2 > 0$, 是有利于湿斜压涡度发展的。吴国雄等人的研究表明^[1], 低层(850 hPa 或 700 hPa 上) $MPV1 < 0$ 同时 $MPV2 > 0$ 的区域与暴雨有较好的关系,我们用同样的方法对 1998 年 6 月发生在滇中的 6 场暴雨进行了诊

断¹⁾, 发现低层 $MPV1 < 0$ 同时 $MPV2 > 0$ 的区域可作为暴雨落区的判据. 从暴雨站的 θ_e 垂直廓线图来看(图略), θ_e 极小值只有一个, 出现在 500 hPa 附近, 这表明暴雨发生时对流不稳定层次较为深厚, 可达 500 hPa 高度, 而对于冰雹天气, 不稳定区仅出现在 600~700 hPa 之间, 出现这种区别的主要原因是云南这两类天气发生的天气环境有所不同. 暴雨发生时, 低层一般为暖性低值系统, 高层有冷槽活动, 且水汽充沛深厚, 故低层有明显的 $MPV1 < 0$ 且 $MPV2 > 0$ 的区域. 而冰雹天气常常与南支槽和昆明准静止锋的共同影响有关, 昆明准静止锋是一个低层浅薄系统, 它常造成低层的对流稳定层结, 但对暖气团有强迫抬升作用, 故使 $MPV1 < 0$ 同时 $MPV2 > 0$ 的区域出现在较高层次. 鉴于云南地处高原, 有的地方海拔已超出 850 hPa 高度的特殊地理位置, 600 hPa 亦可视为低层, 因此对于冰雹天气, 我们可参考 600 hPa 上 $MPV1 < 0$ 同时 $MPV2 > 0$ 的区域确定冰雹可能发生的位置.

3 小 结

在高原地区, 大风冰雹的发生具有很强的突变性, 持续时间短、局地性强, 对它的预报是日常工作中的难点. 本文根据倾斜涡度发展理论, 对滇南大风冰雹进行分析, 发现湿位涡这一综合物理量对冰雹天气诊断具有较好的效果. 在 p 坐标系中, 当 θ_e 密集陡峭面出现时, 湿斜压涡度迅速发展, 使陡峭面附近暖湿气流倾斜上升, 有利于强对流天气发生. 因此, 倾斜涡度发展应是冰雹大风形成的一种重要机制. 通过湿位涡两个分量分析冰雹个例后发现, $MPV1$ 的分布清楚地反映了冷、暖两支气流的活动, 冰雹一般出现在 700 hPa 上 $MPV1$ 的“锋区”附近; 在对流层低层, 滇南虽为对流稳定($MPV1 > 0$), 但同时 $MPV2 < 0$, 也有利于倾斜涡度的发展, 对流稳定度越弱(或为中性), 倾斜涡度越容易发展; 在 600 hPa 上, $MPV1 < 0$, 同时 $MPV2 > 0$ 的区域对冰雹发生也具有一定指示性. 因此, 不论大气是对流不稳定还是对流稳定, θ_e 面陡立, $MPV2$ 绝对值增大(即斜压不稳定增强), 都能使倾斜涡度发展, 引发强对流天气; 冰雹易在 $MPV2$ 负值区南侧, $MPV2$ 正值区北侧发生. 湿位涡理论可为低纬高原地区冰雹的诊断和实际预报提供一种新的思路.

参 考 文 献

- 1 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): 387~404.
- 2 吴国雄, 蔡雅萍. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学, 1997, 21(3): 273~281.
- 3 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.
- 4 刘还珠, 张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报, 1996, 7(3): 275~284.
- 5 王淑静, 周黎明, 陈高峰. 解释台风暴雨落区判据探讨. 应用气象学报, 1997, 8(2): 167~174.
- 6 Cressman G P. An operational objective analysis system. Mon. Wea. Rev., 1959, 87: 367~374.

1) 段旭, 李英. 湿位涡在滇中暴雨中的分析应用. 高原气象(待发表).

DIAGNOSTIC ANALYSIS OF MOIST POTENTIAL VORTICITY FOR HAIL IN SOUTHERN YUNNAN

Li Ying

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Duan Xu

(*Yunnan Meteorological Observatory, Kunming 650034*)

Abstract

By using the concept of moist potential vorticity, the characteristics of moist potential vorticity are analyzed in several hail events over southern Yunnan on March, 1997. The results show that very stiff moist isentropes could lead to the development of moist slantwise vorticity and the initiation of hails. The lower atmosphere has convective stability ($MPV1 > 0$) in hail area, but the development of moist slantwise vorticity ($MPV2 < 0$) could be a favorable condition to the severe convection there. Moreover, it is a good environment for hail weather to develop on the north side of areas where $MPV2 > 0$ and the south side of areas where $MPV2 < 0$.

Key words: Moist potential vorticity Slantwise vorticity Hail