

与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究^{*}

翟国庆

(杭州大学地理系, 杭州 310028)

丁华君

(杭州市气象局, 杭州 310007)

孙淑清

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

高 坤

(杭州大学地理系, 杭州 310028)

摘 要 对江淮流域8例与低空急流相伴的大暴雨天气过程进行了热力学、动力学特征分析。结果表明: 从散度方程的计算看, 在低空急流的左前侧有较强的辐合增强区, 有利于该地区出现强暴雨天气。条件对称不稳定通常与 α 中尺度雨带的发展有关。本文发现当条件对称不稳定区与低空急流的加强相联系时, 有利于湿位涡的发展, 对该地区强天气的发生有利。最后就各种物理量诊断的综合分析, 提出未来暴雨天气的落区预报方法。

关键词 低空急流 暴雨 物理量诊断 合成分析

1 前言

低空急流被认为是对中纬度暴雨和强风暴提供热力学和动力学条件的重要天气过程。由统计得到两者相关率很高^[1]。近期, 丁一汇等对我国1991年江淮流域持续性特大暴雨的低空急流作用做了进一步分析^[2], 阐述了江淮梅雨期低空急流的特点和结构特征, 并且把季风活动与其相联系, 构成一种独特的季风环流圈, 低空急流还存在短期振荡并与暴雨强度变化有关。

在低空急流附近, 存在着许多中-中间尺度的物理特征, 它们与未来的暴雨天气关系要比大尺度特征更为密切, 但这些中间尺度物理特征比较零乱, 往往难以确认哪些中尺度或中间尺度物理量对应更好, 这是诊断分析中普遍关心的问题之一。本文以伴随强暴雨天气的低空急流为出发点, 计算其热力、动力特征, 并在诊断场和时间变化场上进行合成分析以帮助探讨与低空急流相联系的强暴雨天气诊断模式。

在对暴雨个例合成时, 我们首先以(30°N, 115°E)为中心, 将每一个例资料内插到41×41, 格距取75 km, 垂直方向取11层的正方形网格上, 再分别按暴雨发生前12 h, 暴雨即将发生前和发生时, 及未来24 h暴雨中心为合成原点, 向上、下、左、右各延伸一定范围, 再以此范围分别对各时次5个基本要素的资料进行合成, 其特点是能突出暴雨区及其周围的大尺度特征, 以及它们的共性和物理机制。

1996-07-16收到, 1997-12-29收到再改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49335061

2 低空急流附近诊断特征及其与未来暴雨的关系

2.1 个例概况

表 1 列出了江淮地区 8 次梅雨期大暴雨过程。由表 1 可知, 所列的低空强风速与暴雨有较好对应关系。本文对表 1 个例进行合成并进行一系列的诊断分析。

表 1 个例概况

编号	暴雨过程时间 (北京时间) 年-月-日 T 时	850 hPa 西南 低空急流 风速 / m s^{-1}	后 24 h 降雨量 / mm
1	1991-07-04T08	22	130
2	1991-07-06T08	32	200
3	1993-06-29T20	17	100
4	1994-06-12T08	18	170
5	1994-06-16T08	17	112
6	1995-06-20T20	24	38
7	1995-07-01T08	18	101
8	1996-06-09T20	19	141

图 1 为表 1 中 8 个时次的 850 hPa 风场合成, 参考点为该时刻的未来 24 h 暴雨中心。合成范围为 31×31 格点, 格距为 75 km。由图 1 可见, 未来暴雨中心西南侧为合成的急流中心, 合成的平均风速已达到 16 m/s 以上, 未来的暴雨区北侧, 风速明显减小, 风速递减的梯度十分明显, 暴雨区落在低空急流中心左前侧的区域, 这里也是辐合上升运动区, 合成的垂直运动场表明 (虚线), 沿着西南大风速急剧减小地区对应着辐合上升区, 合成的 ω 值为 $-6 \times 10^{-1} \text{ hPa/s}$ 以上, 上升运动的中心位于低空急流中心的左侧, 未来暴雨中心的西南侧。但它与大尺度的低空急流相似, 存在着范围较大的垂直上升区, 上升中心亦可出现多个, 未必都与未来暴雨中心对应。

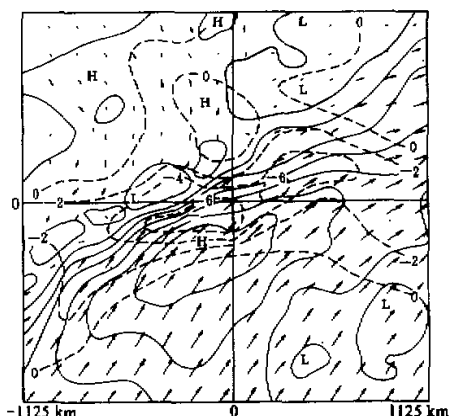


图 1 850 hPa 风场合成图

图中心为未来暴雨中心, 也是合成的中心格点;

实线为等风速线, 虚线为 500 hPa

ω 的合成场 ($\times 10^{-1} \text{ hPa/s}$)

2.2 低层水平风场分布与暴雨的关系

文献[3,4]都讨论了散度方程的应用。将散度方程表示成

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] - \omega \frac{\partial D}{\partial p} - \left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right] - f'_x - \beta u. \quad (1)$$

文献[3]将 (1) 式中等式右边第一、二项称为速度平流散度项, 是有助于辐合增长或维持的项, 因此与暴雨有关。

定义 (1) 式右边前两项为不均匀场 ($-N_{UF}$), 即

$$N_{UF} = \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right).$$

当 $N_{UF} > 0$ 时, 则有利于质量的辐合增加, 其单位为 10^{-9} s^{-2} 。我们先给出, 除常规观

测资料外,还增加了 ECMWF 资料(内插到正方形格点上)和特性层资料的个例分析结果(图 2)。图 2 为 1991 年 7 月 5~7 日 N_{UF} 值变化与暴雨的关系。由图 2 可见,在强低空急流轴的北侧,有几个 N_{UF} 中心,强度可以达到 $10^{-8} s^{-2}$ 左右,未来暴雨区与 N_{UF} 正值区有较好关系。如 5 日 20 时(图 2a),在低空急流轴的左前侧分别有两个大于 $1 \times 10^{-9} s^{-2}$ 的 N_{UF} 正中心,而后 12 h 的暴雨落区就发生在该两正中心内;次日凌晨后,湘西的低空急流中心(图中 J)向东北移动,中心抵汉口附近,风速增大,在天气系统上,有一西南低涡相伴东移及地面气旋波动发展,图 2b 和图 2d 中标出的“D”为当时 850 hPa 低涡位置。随着风速的增加和风的水平切变的加大, N_{UF} 的正、负值亦迅速增大并随急流东移,强盛期低空急流与 N_{UF} 的配置可如图 2c 所示,即在低空急流轴的北侧,垂直于低空急流轴中心左侧为负 N_{UF} 中心,其强度往往大于正 N_{UF} 中心,该例中,负中心已达到 $10^{-8} s^{-2}$,它与过去暴雨中心位置相合,这在几个连续的时次中均能清楚反映。位于急流轴左前的正 N_{UF} 中心始终与后 12 h 暴雨相配,尽管它的强度弱于负 N_{UF} 中心。

N_{UF} 反映了风场上平流加速度项的水平分布,低空急流狭窄强风带的出现有利于 N_{UF} 值的加大,从而使局地散度发生变化,是一个极有利的动力因素。但是,对于以

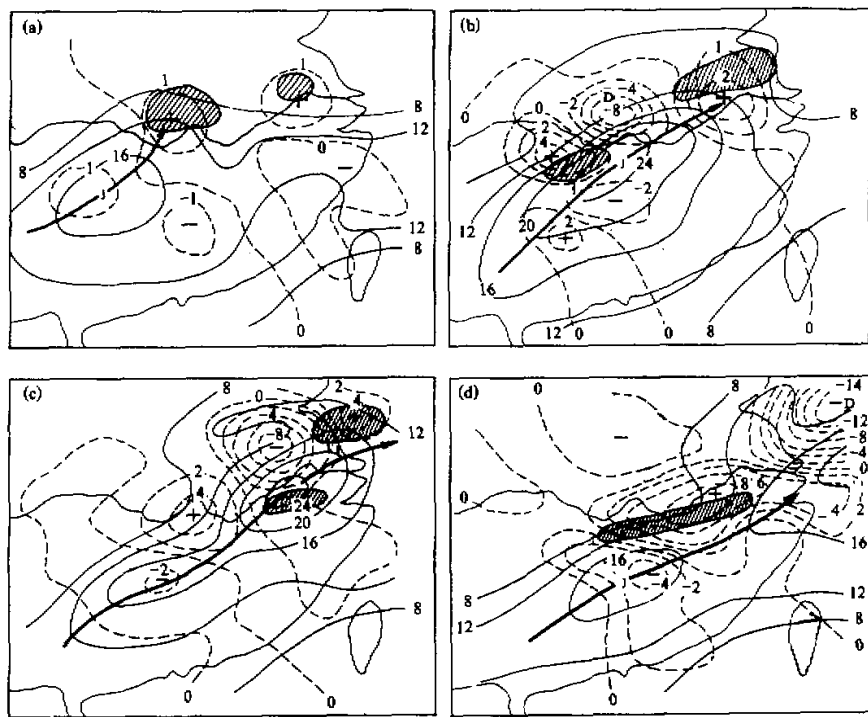


图 2 1991 年 7 月 5~7 日 850 hPa 风场与 N_{UF} 场的分布

实线为等风速线,虚线为等 N_{UF} 线 ($\times 10^9 s^{-2}$),阴影区为未来 12 h 大于 50 mm 的降水区

(a) 7 月 5 日 20 时; (b) 6 日 08 时; (c) 6 日 20 时; (d) 7 日 08 时

地形为主引起的降水增幅, N_{UF} 值似乎无法反映, 如图 2c 中的黄山、天目山暴雨区。我们曾对 1991 年 7 月 5 日地形对降水的作用做过数值试验^[5], 当黄山、天目山地区处在暖式切变, 低层有强西南气流情况下, 引起山地的降水增幅可达 80% 左右。图 2c 中黄山、天目山再次出现 12 h 达 200 mm 以上的特大暴雨, 且暴雨区仅限于山地附近, 显然是与地形作用有关。

当前一次低空急流东移入海后, 湘西地区再次发展出急流核时, 同样伴有 N_{UF} 值的变化。急流中心的左前侧及风速梯度较大的区域再次出现 N_{UF} 正值中心 (图 c、d), 继而产生暴雨。由上可见, N_{UF} 正值中心能较好地反映出在强低空急流的左前侧和风速梯度较大的地区, 未来辐合增长的位置及对天气的作用。

再分析 N_{UF} 随时间变化来反映辐合增长的加速趋势, 当 $\partial N_{UF} / \partial t > 0$ 时, 表明辐合增长呈增大趋势, 从而有利于垂直上升运动加速发展。

图 3 为大暴雨天气发生发展阶段时, N_{UF} 和 N_{UF} 12 h 时间差值合成图。可以看到, 在以未来暴雨区为中心的合成图上, 未来的大暴雨区落在低层 $N_{UF} > 1$ 的正中心附近及 $\partial N_{UF} / \partial t > 1$ 区附近。合成场的 N_{UF} 差值正中心值约为 $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 左右。图中还反映出合成 N_{UF} 正中心位于未来暴雨西侧, 而低层有利于辐合增长趋势的主要地区正好位于暴雨区中心附近。这充分说明, 在未来暴雨发生或雨量猛增之前, 辐合增长呈加速发展。比较图 1 可见, 在低空急流中心的左前侧, 强上升运动区中心与低层辐合增长区相对应, 其中心位置均位于未来暴雨中心的上风方, 同时, 有利于辐合增长发展的地区向未来暴雨中心靠近, 这种低层动力条件的配置, 显然是有利于梅雨期暴雨的持续和加强。

2.3 低空急流与大气低层对称不稳定

以上讨论的是暴雨区及低空急流附近的动力条件, 近年来, 不少论著曾经讨论低空急流附近对称不稳定性问题^[6,7], 指出低空急流特殊的风场切变有利于对称不稳定的发展, 他们指出条件性对称不稳定发生的主要条件是湿球位涡(q_w)小于零。我们所选的几个例都伴有较强的低空急流, 对于这些暴雨个例不稳定条件的发生是极为重要的, 为此, 有必要计算湿球位涡的演变。

将湿位涡变化表示成^[7]

$$\frac{dq_w}{dt} = f \left(\frac{g}{\theta_0} \right)^2 K \cdot (\nabla \theta_w \times \nabla \theta) + f \left(\frac{g}{\theta_0} \right) \zeta \cdot \nabla Q + f \left(\frac{g}{\theta_0} \right) F \cdot \nabla \theta_w, \quad (2)$$

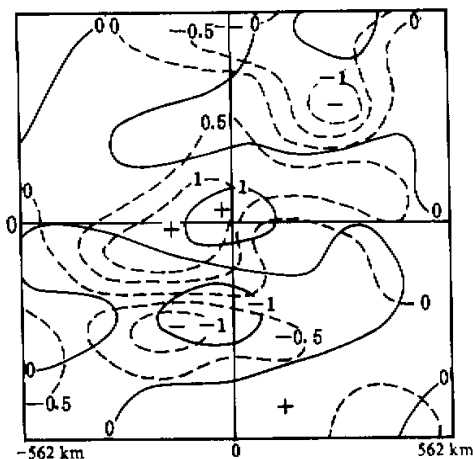


图 3 暴雨发生前的 850 hPa N_{UF} 与 N_{UF} 时间差值合成图
图中心为后 24 h 暴雨中心, 虚线为 N_{UF} 合成场, 实线为 $\partial N_{UF} / \partial t$ 合成场

式中 θ 为位温, θ_w 为湿球位温, θ_0 为位温的典型值 (取常数), 其他为常用符号。

(2) 式中, 等式右边分别为条件对称不稳定(C_{GI})项、非绝热项和摩擦项。将右边第一项中($\nabla \theta_w \times \nabla \theta$)定义为

$$C_{GI} = \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \theta_w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x}. \quad (3)$$

(3) 式表明, 当 $C_{GI} < 0$ 时, 有利于湿位涡负值加大, 出现条件对称不稳定, 亦即有利于暴雨等强天气的产生。

低空急流是一支输送动力、热力和水汽的高速不平衡气流, 其周围条件对称不稳定区的分布及与之相伴的暴雨、强对流天气的关系又如何呢?

图 4 为与图 2 相应个例的低空急流发展东移过程及与条件对称不稳定区变化的关系。图中仅绘出低空急流轴线 (箭矢线, 等风速线可以参看图 2), 箭矢线的顶端为 12 m/s 等风速线的位置。图中可以看到, 在低空急流轴附近伴有 C_{GI} 负值区。急流处于不同强度时其附近的条件对称不稳定分布亦不相同, 但位于急流轴顶端的前部, 有一明显的条件对称不稳定区。图 4b 中, 强急流轴前方的条件对称不稳定强度达到 $10^{-11} \text{ K}^2/\text{m}^2$; 十分有意思的是, 图中 C_{GI} 负值区出现的降水阴影区是其后 12~24 h 的 12 h 暴雨区, 即, 与低空急流轴前相伴的条件对称不稳定区有利于 12 h 以后的暴雨发生。图 4a 和图 4b 中阴影区分别对应的是 5 日 20 时~6 日 08 时和 6 日 20~7 日 08 时的暴雨。

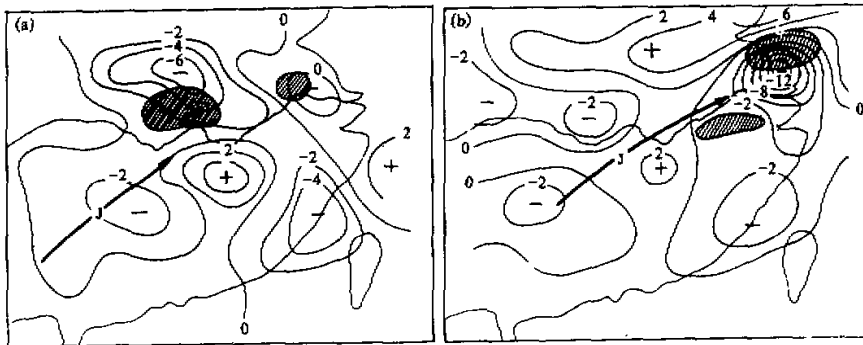


图 4 850 hPa 条件对称不稳定场 $C_{GI} (\times 10^{-11} \text{ K}^2/\text{m}^2)$ 的等值线分布
阴影区为间隔 12 h 之后的 12 h 暴雨区

(a) 1991 年 7 月 5 日 08 时, (b) 6 日 08 时

采用图 1 的方法对 8 个时次进行合成 (图 5), 合成的原点仍用后 24 h 的暴雨中心为原点。可以看出, 条件对称不稳定与未来暴雨区有较好的对应关系。图 5 的中心附近是一个 C_{GI} 小于零的区域, 合成值可以达到 $-3 \times 10^{-11} \text{ K}^2/\text{m}^2$ 左右, 它位于合成的暴雨中心西北侧、弱的上升区附近。这一现象表明, 低空急流造成的沿轴的前方产生条件对称不稳定, 有利于湿位涡的发展, 当它与其他物理条件相配合时, 可激发产生强对流天气的发生发展。

2.4 叠套分析

上述分析表明, 无论是散度方程项或是不稳定因子都与暴雨有密切关系, 但是任何单一因子都难以概括出强对流天气的复杂天气过程。图 6 采用前面所述几种物理诊断特征的叠套, 来绘制低空急流出现情况下强对流天气过程的物理图像。

由图 6 可见, 采用 3 种随时间变化和该时刻的动力、热力诊断量的合成可以将后 24 h 的暴雨区包围。图中用粗实线 $>0.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 表示有利辐合增长发展区; 细虚线 (C_{GI}) 和粗虚线 $\partial C_{GI} / \partial t < -1 \times 10^{-11} \text{ K}^2 / \text{m}^2$ 有利于湿位涡发展, 并有呈加强的趋势。当低层辐合加速增长 ($\partial N_{UF} / \partial t > 0.5$), 其中心区位于未来暴雨区, 低层的散度辐合呈增强趋势, 高低空的相对散度 (200 hPa 散度-850 hPa 散度) 与 $\partial D / \partial t$ 一致时, 表明低空急流中心左前侧已形成有利的动力增强条件, 可造成该地区垂直上升运动的发展。同时, 位于

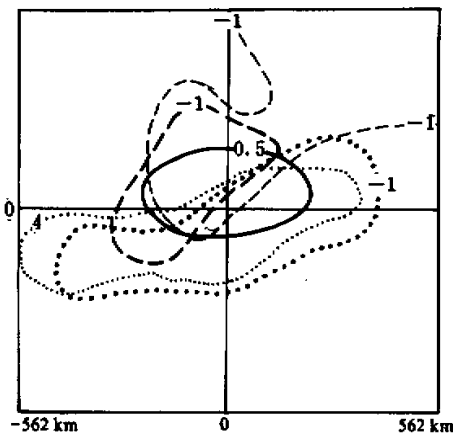


图 6 暴雨发生前合成的物理量叠套图
粗实线为 $\partial N_{UF} / \partial t$ 线, 粗虚线为 $\partial C_{GI} / \partial t$, 虚线
为 C_{GI} 线, 点线为相对散度 $\Delta D (\times 10^{-5} \text{ s}^{-1})$,
粗点线为 $\partial D / \partial t$

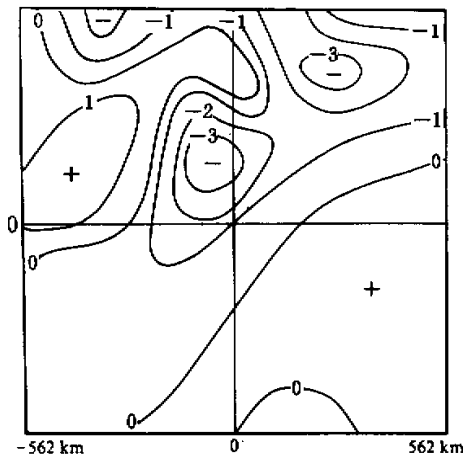


图 5 暴雨发生前 850 hPa 的 C_{GI} 合成图
图中心点为后 24 h 暴雨中心

未来暴雨中心附近的条件对称不稳定的发展, 进而有利于湿位涡的发展, 就形成了大暴雨发生或降水量猛增的先决条件。只有同时满足以上这些条件, 才能较好地把握未来暴雨的发生区。

从以上分析可以看出, 伴有强低空急流过程的暴雨或强烈天气, 在其发展时, 低空急流风场构成了特殊的动力和热力条件。不仅由于风场的不均匀性造成特定的散度、涡度及低层上升运动等有利条件, 而且由于这种不均匀性的发展, 产生了中尺度的动力和热力不稳定。如果我们能够很好地诊断出这些条件的演变情况以及它们互相加强的区域, 那对预报未来强天气的发生及可能落区是十分有利的, 其物理意义也是十分清楚的, 这里分析的是 8 个时次的合成结果, 具有一定代表性。

3 小结

(1) 在江淮地区伴有低空急流的暴雨等强烈天气发生前, 出现在急流轴左前侧的辐

合增长对未来天气有指示意义,同时,当辐合增长呈加速趋势时,极有利于爆发暴雨或雨量猛增等强烈天气;虽然散度的辐合增长一般在 10^{-9} s^{-2} ,但当急流发展加强时,其值可达到 10^{-6} s^{-2} ,而平均增长值亦可达到 $1.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 。

(2) 条件对称不稳定往往反映的是中-中间尺度的不稳定情况,变化较大。但当有低空急流相伴出现时,其急流轴前端出现的条件对称不稳定区有爆发暴雨等强烈天气的潜在可能性,而出现强天气的时间则往往在 12 h 之后。

(3) 从以上 8 个个例的综合诊断分析中可以看出:低空急流在热力不稳定能量的积累、输送和释放中起了十分关键的作用;它使比较分散的中尺度不稳定区组织并发展起来,以形成强烈的中尺度天气过程。综合考察低空急流周围风场特征、条件对称不稳定的发展情况及与低层辐合增长及发展趋势之间的相互关系,将十分有利于未来暴雨或雨量猛增落区的预测。

参 考 文 献

- 1 孙淑清, 1980, 低空急流及其与暴雨的关系, 大连暴雨会议文集, 长春: 吉林人民出版社, 40~46.
- 2 丁一汇, 1993, 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究, 第四章, 北京: 气象出版社.
- 3 孙淑清, 1982, 低层风场在暴雨发生中的动力作用, 大气科学, 6(4), 394~430.
- 4 陈忠明, 1993, 散度方程简化及其应用研究的若干问题, 大气科学, 17(5), 540~547.
- 5 翟国庆, 高坤等, 1995, 暴雨过程中中尺度地形作用的数值试验, 大气科学, 19(4), 475~480.
- 6 Bennetts, D. A. et al., 1979, Conditional symmetric instability — a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 945~962.
- 7 王建中, 丁一汇, 1996, 一次华北强降雪过程的不对称不稳定性研究, 中尺度天气和动力学研究, 国家自然科学基金重点项目——我国中小尺度环流系统天气气候和动力学研究, 北京: 气象出版社, 153~161.

Physical Characteristics of Heavy Rainfall Associated with Strong Low Level Jet

Zhai Guoqing

(Department of Geography,
Hangzhou University, Hangzhou 310028)

Ding Huajun

(Hangzhou Meteorological Bureau,
Hangzhou 310007)

Sun Shuqing

(Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Gao Kun

(Department of Geography,
Hangzhou University, Hangzhou 310028)

Abstract The thermodynamic and dynamic analysis on eight cases of heavy rainfall accompanied with strong low level jet in the Changjiang and Huaihe River valley are made in this paper. It indicates by calculating the divergence equation that the convergence increases obviously in the area in front of and on the left side of the low level jet. It shows a favorable condition to the development of the mesoscale systems. The conditional symmetric instability usually relates to the development of meso- α scale rain belt. It is found that when its unstable region appears with the strengthening of the low level jet, the severe weather may occur in that area. The role of low level jet in the accumulation, transportation and release of the thermodynamic instability energy is also discussed. Finally, based on the comprehensive analysis of various thermodynamic and dynamic variables, a forecasting method of heavy rainstorm position is suggested.

Key words low level jet heavy rainfall physical analysis integrated analysis