

文章编号: 1000-2022(2005)06-0847-08

E_{CAP} 等环境参数在强对流天气分析中的应用

王咏薇, 寿绍文, 阎凤霞

(南京信息工程大学 大气科学系, 江苏 南京 210044)

摘要: 引入大气热力学变量密度温度 T_{ρ} , 采取与实际大气较为相符的可逆饱和湿绝热抬升过程, 利用 MM5V3.5 模式输出资料, 计算了对流有效位能 E_{CAP} 。在此基础上, 介绍了能量螺旋度指数 I_{EH} 。分析了 2003 年 7 月江淮梅雨暴雨等强对流天气发生过程中对流有效位能 E_{CAP} 及能量螺旋度指数 I_{EH} 的量值变化。结果表明: E_{CAP} 、 I_{EH} 等参数对强风暴的发生发展有一定的指示作用, 值得在业务工作中推广应用。

关键词: 强对流天气预报; 模式输出资料; 密度温度 T_{ρ} ; 能量螺旋度

中图分类号: P458.3 **文献标识码:** A

强对流天气包括雷暴大风、下击暴流、冰雹、龙卷和强雷雨(局地短时降水或持续性暴雨的一部分), 对其分析和预报历来是气象业务工作的难点。近十年来, 在强对流天气预报方法上, 美国局地强风暴室 (SELS) 做出了逐步由以经验为主向以物理因子为基础的转变^[1]。随着计算机技术和遥感技术的迅速发展, SELS 强对流天气预报和警报工作基本上实现了计算机处理分析, 预报对流参数产品的种数也不断增加, 例如, 可提供接收快速、应答及时、可视化程度高的对流有效位能 E_{CAP} 、对流风暴的相对螺旋度 R_{SH} 以及风切变-浮力能等参数。这些参数成为有力的工具供预报员释用, 大大提高了强对流天气监测及预报的水平。

近年来, 随着数值模式工作的进展, 国内气象研究者在强对流天气参数预报方面也作了许多工作。在中尺度气象学方面, 引入了大气热力学变量密度温度 T_{ρ} ^[2]、对流有效位能 E_{CAP} 、归一化对流有效位能 (E_{NCAP}) 及下沉对流有效位能 (E_{DCAP})^[3] 等一些新的参数。本文在前人工作的基础上, 详细讨论了状态曲线遵循可逆饱和湿绝热守恒计算对流有效位能 E_{CAP} 的方法。 E_{CAP} 计算过程中, 采用 MM5V3.5 模式输出资料, 并引入热力学变量 T_{ρ} , 计算结果较为客观。在此基础上介绍了风切变-浮力能组合参数能量螺旋度 I_{EH} , 并将 E_{CAP} 和 I_{EH} 应用于分析强对流天气, 以期更为深入地地了解强对流天气预报参数, 期望对实际气象业务工作有所帮助。

收稿日期: 2004-01-08 改回日期: 2004-06-14

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40075009); 国家自然科学基金资助项目 (40205008)

作者简介: 王咏薇 (1977-), 女, 甘肃武威人, 博士生, 研究方向: 暴雨中尺度天气动力学。E-mail: amuwang@163.com.

1 对流有效位能 E_{CAP}

1.1 模式输出资料计算 E_{CAP}

在深对流可能发生的环境中, E_{CAP} 是一个与环境联系最为密切的热力学变量, 随着探测资料和模式输出资料的增多, 作为预报因子的 E_{CAP} 越来越被广泛接受。然而在国内, 充分利用 E_{CAP} 等稳定度指数进行强对流天气预报预测的业务工作还没有开展起来, 大多数的计算仍然采用常规探空资料, 在气块的湿绝热抬升过程采用假绝热过程, 即气块抬升过程中不计显热作用以及假定凝结生成的物质立即脱离气块, 潜热保留在气块中。但是目前在分析探空和计算大气能量时, 用假绝热过程来代替实际大气绝热过程, 计算 E_{CAP} 时, 完全不考虑水物质的拖曳及显热作用是不太合理的。考虑水物质参与交换, 以可逆饱和绝热过程来代替假绝热过程计算 E_{CAP} 似乎更为合理, 与实际大气更为相符^[4]。

在研究中发现, 对于常规探空资料, 考虑水物质的参与很困难。现阶段, 随着数值模式的发展, 各种中尺度模式及云模式对于大气湿过程中的饱和凝结、对流参数化以及云物理过程都能很好地描述, 其预报产品包括大气湿过程中的水物质含量, 例如 MM 5V3.5 模式中的对流参数化方案, 其输出水物质质量场包括 Q_v (水汽混合比), Q_c (云水混合比), Q_r (雨水混合比) 等, 使得在计算对流能量过程中, 可进行密度温度的引入。下文引入大气热力学变量密度温度 T_ρ , 采取可逆饱和绝热过程, 对模式输出资料计算 E_{CAP} 的原理进行说明。

1.1.1 对流有效位能 E_{CAP} 的定义

E_{CAP} 是表征强对流天气环境场稳定度特征的一个重要因子。定义热力学图解上的正能量面积为 E_{CAP} , 如下式^[3]:

$$E_{CAP} = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dZ. \quad (1)$$

其中, T_v 为虚温, e_p 分别表示与环境 and 气块有关; Z_{LFC} 为自由对流高度, 是 $(T_{vp} - T_{ve})$ 由负值转正值的高度; Z_{EL} 为平衡高度, 是 $(T_{vp} - T_{ve})$ 由正值转负值的高度; 其余为常用符号。

从几何意义上说, E_{CAP} 正比于热力学图解 (如 $T-hp$ 图) 上的正面积, 表征大气的不稳定能量。

Kerr 等^[4] 考虑 E_{CAP} , 给出弱 ($< 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)、中 ($1000 \sim 5000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) 和强 ($> 2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) 和环境稳定度状况。 E_{CAP} 的值越大, 发生强对流的可能性越大。

1.1.2 密度温度 T_ρ

在新发展的湿大气对流理论中, 密度温度 T_ρ 是一个广泛应用的量^[2]。类似于引入虚温 T_v 的过程, 定义密度温度 T_ρ 为

$$T_\rho = T \left(\frac{1 + Y/\epsilon}{1 + Y_T} \right). \quad (2)$$

其中, T 为温度, Y_T 为水物质的混合比, $Y_T = Y + Y_i + Y_b$, Y , Y_b , Y_i 分别为水汽、液态水和冰的混合比。 ϵ 为干空气气体常数 R_d 与水汽气体常数 R_v 之比。当无水凝物时, $Y_T = Y$, 则

$$T_\rho = T \left(\frac{1 + Y/\epsilon}{1 + Y} \right) / T(1 + 0.608Y) = T_w. \quad (3)$$

即为虚温。所以 T_ρ 是 T_v 的一个特例。与虚温的物理意义类似, 密度温度 T_ρ 可看作在同一压力下, 干空气密度等于湿空气和含固态水的空气的密度时, 空气应有的温度。引入密度温度 T_ρ , 考虑到理想气体定律后, T_ρ 则反映了多相系统的温度, 即 $\alpha = R_d T_\rho / p$, 更进一步描述了大

气的实际情况。

在大气湿过程中, 考虑 T_p 计算不稳定能量, 可得 E_{CAP} 为^[2]

$$E_{CAP} = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_L} \left(\frac{T_{Dp} - T_{De}}{T_{De}} \right) dZ_0 \quad (4)$$

1.1.3 湿绝热过程中的保守量

在可逆湿绝热过程中, 对于含有一定量水物质的饱和空气系统, 其绝热方程形式可以写成^[5]

$$\left[hT - \frac{R_d}{c_{pd}} \ln p_d + \frac{Y L_v}{c_{pd} T} + (Y_s + Y_l) \frac{c_l}{c_{pd}} \ln T \right] = Q_0 \quad (5)$$

式中, Y_s 为饱和水气混合比, Y_l 为可逆饱和湿绝热抬升过程中水物质相对空气的比含量, 其他为气象惯用符号。若定义^[4]

$$M = hT - \frac{R_d}{c_{pd}} \ln p_d + \frac{Y L_v}{c_{pd} T} + (Y_s + Y_l) \frac{c_l}{c_{pd}} \ln T_0 \quad (6)$$

对于某一初始状态水物质含量已确定, 其饱和湿绝热过程的 M 值唯一确定, 因此, 可以根据确定的 M 值, 利用迭代法或二分法计算可逆饱和湿绝热线。

1.1.4 对流有效位能 E_{CAP} 计算步骤

模式输出资料计算 E_{CAP} , 状态曲线采取可逆饱和湿绝热抬升过程。遵循 M 守恒, 引入密度温度 T_p , 进行 E_{CAP} 计算。具体步骤如下:

(1) 选取横坐标为温度, 纵坐标为对数气压。

(2) 温度、露点层结曲线制作。将探空资料垂直层资料插值为每隔数十百帕都有温度、气压及露点温度资料。依次每点相连, 可得温度、露点层结曲线。

(3) 选取起始抬升点。国内一些分析实现过程中为简单计, 常取起始点为大气最底层, 或取逆温层顶处。加拿大气象中心的 Desautels 等^[6] 试图将最佳对流有效位能 E_{BCAP} 用于日常业务, 他采取 E_{BCAP} 的算法是: 在气柱最底层 200 hPa 厚度内, 找出湿球位温 θ_w 最大值处, 以该处气块为起点, 先沿干绝热线抬升, 至抬升凝结高度处再沿湿绝热线抬升, 一直至平衡高度处。即选取最不稳定气块抬升, 计算不稳定能量, 所以产生的正能量被当作最佳 E_{CAP0} 。

(4) 状态曲线制作。选取起始抬升点后, 按照干绝热过程上升至抬升凝结高度 p_L , 计算公式为^[6]

$$p_L = \frac{1}{\frac{1}{T_D - 56} + \frac{\ln(T_K / T_D)}{800}} + 56 \quad (7)$$

其中, T_K 、 T_D 为起始点绝对温度、绝对露点温度。

气块干绝热过程应根据位温 θ 守恒迭代计算相应的温度值, 在实际计算中将起始点温度与抬升凝结高度处温度连接即可。

气块达到抬升凝结高度处时, 气块达到饱和, 通过计算空气块抬升凝结高度处水物质的含量, 可唯一确定其饱和湿绝热过程的 M 值, 从抬升凝结高度处可逆饱和湿绝热上升, 遵循可逆饱和湿绝热上升过程中的保守量 M 不变的原则, 每隔数十百帕迭代计算出温度。迭代过程中, 为了保持可逆饱和湿绝热线的连续性, 假设在 0°C 以上凝结出的液态水不存在凝固过程, 即始终保持其液态性质, 而在 0°C 以下, 水汽直接凝固为固态冰。最后连接气块上升过程中的干、湿绝热过程上的所有点, 即为状态曲线。

(5)比较层结曲线(即环境)与状态(气块)曲线温度。当气块温度开始大于环境(即自由对流高度)温度时,开始进行不稳定能量积分,至气块温度小于环境温度(平衡高度)处结束。积分所得量值即为不稳定能量 E_{CAP} ,表现在图上为两条曲线相交时的正面积的大小。

(6)在运用公式(4)进行 E_{CAP} 积分计算时,对于层结曲线,可运用模式输出资料的水物质含量计算密度温度进行积分。对于状态曲线过程,密度温度计算过程中水物质含量的确定,本文采用李耀东等^[5]的做法,假定饱和和凝结和冻结产生的水物质全部保留在气块中。

1.2 个例分析

1.2.1 模式资料输出及处理

本文试验个例取 2003 年 7 月 4 日 20 时(北京时,下同)江淮地区出现的一次暴雨过程,采取 MM5V3.5 模式。积分初始时刻为 7 月 4 日 08 时,积分 48 h。背景场为 NCEP/NCAR 全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料。模式水平粗细网格格距分别为 60 km、20 km。模式区域中心点位于 116°E , 32°N 。对流参数化方案为 grell 积云对流参数化方案及简单冰相显示水汽方案。输出量包括 Q_v (水汽混合比), Q_c (云水混合比), Q_r (雨水混合比),可供计算使用。

1.2.2 模拟结果的可靠性分析

由 24 h 的细网格模拟雨量(图 1a)可见,长江中下游地区有一条东西向的雨带,这与实况(图 1b)一致。主要的暴雨中心的模拟雨量及实况雨量几乎是一致的,并且位置也较一致。但是长江中下游雨带其他地区的雨量略微偏大,位置稍有偏差。

总体来说,MM5V3.5 模式对于这次暴雨过程具有较强的模拟能力,较为准确地模拟出了暴雨系统。利用模式输出的细网格动力协调资料进行暴雨的诊断研究,能够反映暴雨形成的机制,得到较为可靠的结论。

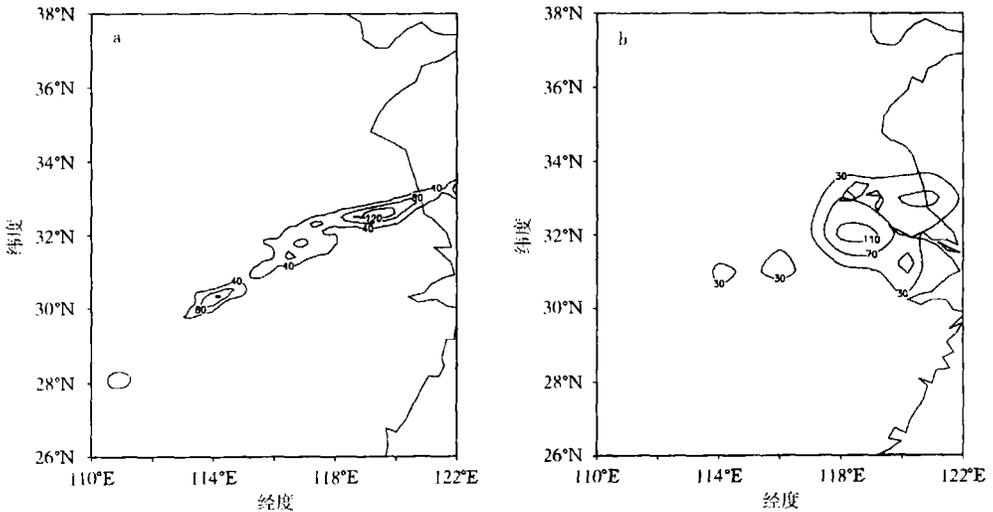


图 1 2003 年 7 月 4 日 08 时—5 日 08 时 24 h 的模拟降水 (a) 和实况降水 (b) (单位: mm)

Fig 1 Simulated (a) and observed (b) 24 h rainfalls

from 0800BST 4 July to 0800BST 5 July 2003 (units mm)

1.2.3 对流有效位能 E_{CAP} 在暴雨发展中的作用

(1) E_{CAP} 单站分析

2003 年 7 月 4—5 日,南京站发生百年一遇的特大暴雨,从 7 月 4 日 20 时至 7 月 5 日 20 时,南京 24 h 降水量达 207.2 mm,创南京自有气象资料以来日降水量之最。此次降雨有对流

性强、雨强大等明显特点, 估计暴雨发生前大气中具有强不稳定能量。

利用模式模拟细网格资料插值计算 7 月 4 日 20 时南京站资料, 气块自湿球位温 θ_w 最大处 (p_0 为 860.0 hPa) 抬升, 计算得到抬升凝结高度为 $p_L = 829.2$ hPa 采取可逆饱和湿绝热抬升过程, 积分得 E_{CAP} 为 3 543.6 J/kg 达到一个较高的能量值, 配以高湿的环境场, 极易发生暴雨等强对流天气 (图 2a)。

图 2b 为 7 月 4 日 20 时南京站常规探空观测资料, 采取假绝热过程抬升假设计算 E_{CAP} 为 674.2 J/kg 可见, 能量计算结果, 假设大气为假绝热上升过程与可逆饱和湿绝热上升过程有很大差别, 当日南京站所发生特大暴雨, 应该尽量考虑大气水物质参与交换的可逆饱和湿绝热过程, 不稳定能量计算结果才更为可信。

在用模式资料计算时, 应注意状态曲线湿绝热抬升过程假设凝结出的水物质全部保留在气块中, 与实际不稳定能量相比, 这一假设会加大不稳定能量的值。选取不同的初始气块抬升, 在计算中采用不同的计算方法, 所得不稳定能量的值有很大的不同。

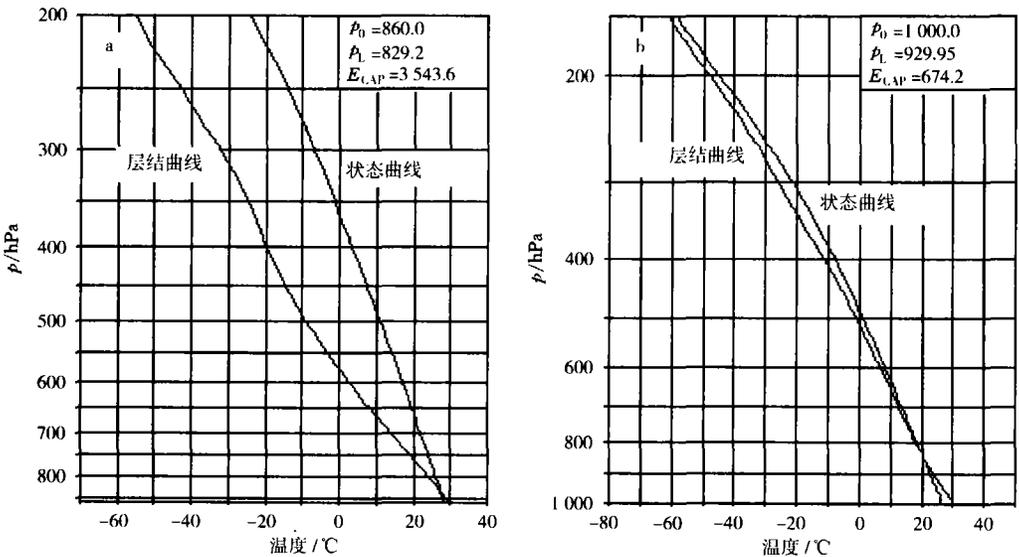


图 2 7 月 4 日 20 时南京站模拟探空 (a) 及常规观测资料探空 (b)

Fig 2 Nanjing station simulated (a) and observed soundings (b) at 2000BST 4 July 2003

(2) E_{CAP} 分布分析

图 3 为 NCEP/NCAR 资料 E_{CAP} 的分布图。从图中可以看出, 暴雨前 (7 月 4 日 06 时), 117 ~ 122°E, 30 ~ 33°N 有一大值中心 (图 3a); 随后该中心值一直增大, 增大幅度较大, 到 12 时能量中心增大至 3 000 J/kg (图 3b), 12 时后该能量中心值缓缓上升, 可以初步确定该能量高值区可能有强对流天气发生。到 18 时能量最大值为 3 150 J/kg (图 3c)。与图 1b 降水量大值中心比较, 可见能量大值区与降水大值区基本对应。7 月 4 日 20 时暴雨发生后, 到 5 日 00 时, 能量释放, E_{CAP} 大值中心值降为 1 050 J/kg (图 3d)。可见, E_{CAP} 分布与暴雨区有较好的对应关系, 从能量大值区可以初步有效地分析暴雨等强天气的落区及强度。研究暴雨发生前后不稳定能量的演变过程, 有利于更好地分析预报暴雨等强对流天气发生的时间。

2 风切变—浮力能组合参数

Johns 等^[8]指出, 对流天气既可以发生在低螺旋度结合高对流有效位能的环境中, 也可以

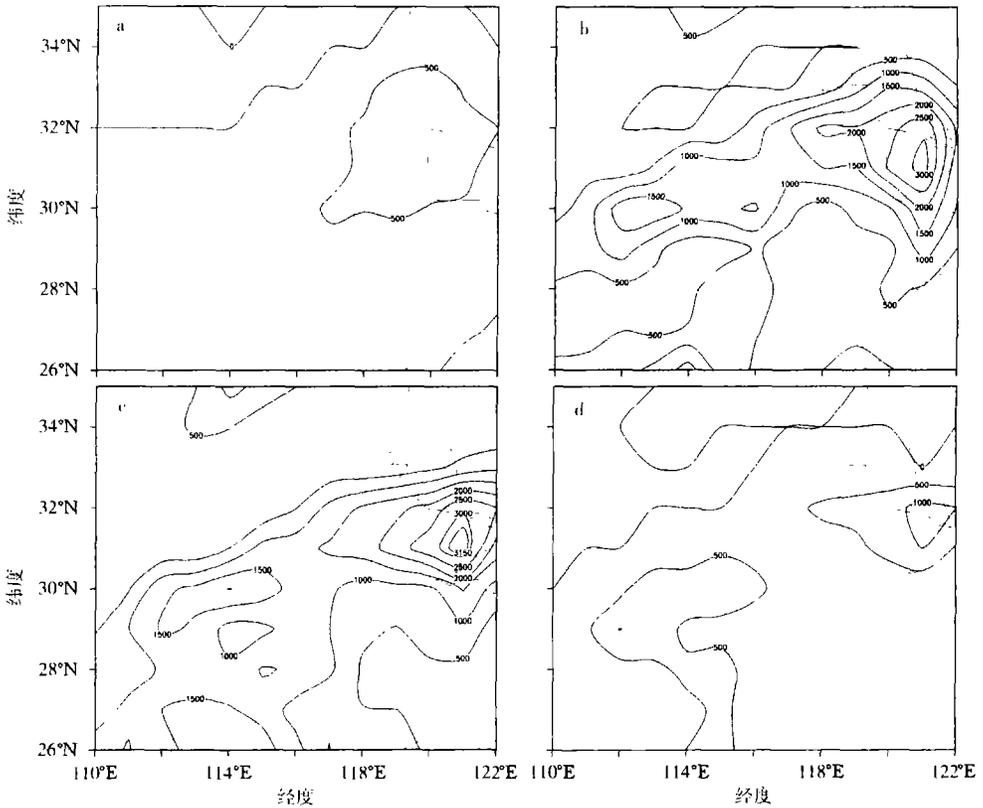


图 3 2003 年 7 月 4—5 日江淮地区暴雨前后 E_{CAP} 的时空分布 (单位: J/kg 等值线间隔 500 J/kg)

a 7 月 4 日 06 时; b 7 月 4 日 12 时; c 7 月 4 日 18 时; d 7 月 5 日 00 时

Fig 3 Spatial-temporal evolution of E_{CAP} around a Jinghuai torrential rain event

based on the NCEP/NCAR data (units J/kg contour interval 500 J/kg)

a 0600BST 4th July 2003 b 1200BST 4th July 2003

c 1800BST 4th July 2003 d 0000BST 5th July 2003

发生在相反的环境中,两者之间存在一种平衡关系。风切变—浮力能组合参数能较好地地区分中尺度系统的强风暴环境与非强风暴环境,从而得到更好的诊断预报效果。目前,国外较为广泛的使用风切变—浮力能组合参数有能量螺旋度 I_{EH} 、粗理查逊数 N_{BR} 、风暴强度指数 I_{SS} 等。本文主要介绍能量螺旋度指数。

2.1 能量螺旋度指数 (I_{EH})

Davies 等^[9]定义能量螺旋度指数 (I_{EH}) 为

$$I_{EH} = \frac{(E_{CAP})(S_{RH})}{1.6 \times 10^5} \quad (8)$$

并将这一指数用于超级单体和龙卷预报,他们的研究表明,当能量螺旋度值 $I_{EH} > 2$ 时,出现超级单体的可能性极大。能量螺旋度的值越大,出现超级单体的可能性越大。其中 S_{RH} 为风暴相对螺旋度,这里表示 0~3 km 的螺旋度。定义为

$$S_{RH} = \int_0^h \zeta (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} dz \quad (9)$$

其中, V 是环境风; C 是风暴移速, 本文计算以 850 hPa 到 400 hPa 气层中的加权平均风, 风向向右偏转 30° , 风速大小的 75% 作为该点的风暴速度; h 是风暴入流厚度。本文计算从地面到 3 km 处的风暴相对螺旋度。

2.2 实例分析

2003 年的江淮梅雨期, 副高较强。在副高维持过程中, 能量不断积聚, 西南急流活跃, 大量的暖湿空气从南海及孟加拉湾源源不断地输入到我国大陆, 西风带冷空气频繁而激烈地与江淮地区的暖湿空气交汇, 在副高的进退过程中, 形成了一场又一场狂风暴雨。南京在这次梅雨期间共有数次大的降水过程, 其中 7 月 5 日、11 日 08 时 24 h 降水量分别达到 121.8 mm 和 54.2 mm。7 月 8 日江苏省沿江和苏北地区出现了一次强对流和大范围暴雨天气, 7 月 10 日苏州太仓出现龙卷天气, 7 月 17 日南通、无锡等地也出现了雷雨大风和龙卷天气。

本文采用 NCEP/NCAR 全球资料分析 E_{CAP} 和 I_{EH} , 结果见表 1。由表 1 可以看出, 7 月 4 日南京站大暴雨发生前, 不稳定能量及风切变值较大, 能量螺旋度为 2.04。在空气湿度很大的情况下, 形成一场百年罕见的暴雨。7 月 8 日的苏北地区强对流风暴具有很强的螺旋度值及较强的不稳定能量, 与 4 日的对流性大暴雨相比, 8 日以狂风暴雨为代表性天气, 与暴雨天气相比, 强对流天气往往具有更大不稳定能量与切变值。17 日南通地区的龙卷天气具有极强的螺旋度值。8 日与 17 日

这两次过程的能量螺旋度值远远超过 2.0。由此可知, 各种强天气发生前, 在螺旋度和对流有效位能两者之间存在一种平衡关系, 可以用能量螺旋度 I_{EH} 来表征。

分析 7 月 10 日南京及苏州地区的 E_{CAP} 及 I_{EH} 值, 可知强风暴天气既可以发生在低螺旋度 ($S_{RH} < 150 \text{ m}^2/\text{s}^2$) 结合高有效位能 ($E_{CAP} > 2000.0 \text{ J/kg}$) 的环境中, 也可以发生在高螺旋度、低有效位能的环境 ($S_{RH} > 200 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $E_{CAP} < 1500.0 \text{ J/kg}$) 中。高有效位能和高螺旋度并非强天气发生的充分必要条件。在实际的业务预报工作中应该增强人机交互功能, 对天气状况进行综合考虑。

3 结论与讨论

(1) 通过实例分析可知, 在状态曲线遵循与实际大气较为相符的可逆饱和湿绝热上升过程中, 引入大气热力学变量 T_p , 采用 MM5V3.5 模式输出资料计算出的 E_{CAP} 更为客观。由于密度温度计算过程中水物质含量较难确定, 本文在计算过程中采取李耀东等^[5]水物质含量计算方法, 与实际大气水物质含量变化更为相符。

(2) 位势及层结不稳定是强对流天气产生的必要条件, E_{CAP} 作为垂直积分稳定度指数, 其水平分布特征与天气系统密切相关。根据 E_{CAP} 时空分布特征, 可以初步判断暴雨发生的区域和降水强度。高时空分辨率的模式资料输出探空图解, E_{CAP} 指数有利于更好地揭示强对流天气发生的环境场状况。 E_{CAP} 相关参数归一化对流有效位能 E_{NCAPE} , 下沉对流有效位能 E_{DCAP} 等在强对流天气分析中的应用值得进一步去研究。

(3) 初步研究表明, 与单一的切变或能量指数相比, 风切变—浮力能组合参数从根本上提高了探空类型的识别能力。能量螺旋度指数 I_{EH} 表征风切变与能量两者之间存在一种平衡关

表 1 强对流天气前环境参数值

Table 1 Environmental parameters associated with strong convection storms

时间	地点	E_{CAP} /(J/kg)	I_{EH}
7 月 4 日 18 时	南京	1 975.0	2.04
7 月 8 日 12 时	苏北	2 399.0	6.34
7 月 10 日 06 时	苏州	2 978.0	2.50
7 月 10 日 06 时	南京	649.0	1.49
7 月 17 日 12 时	南通	3 014.0	8.91

系,说明强对流天气既可以发生在低螺旋度结合高对流有效位能的环境中,也可以发生在相反的环境中。在预报过程中选用能量螺旋度参数,对于强天气类型的预报及区分有一定的作用。

(4)目前,本文所取 E_{CAP} 、 I_{EH} 、 S_{RH} 等强对流环境参数的阈值皆为参考国外气象研究者的工作,但是在分析国内强对流天气过程,应以国内参数阈值为准,进行环境参数阈值的统计工作,尚有待进一步去完成。

(5)模式输出资料的参数化直观处理,是数值预报工作的一个必要步骤,对于强对流天气的预报警报有一定的意义。进一步推进这项工作,对于短期天气预报的订正或超短时预报水平的提高都将是一个新的尝试。

参考文献:

- [1] 彭治班,王荣华,刘建文,等.美国 SELS 近 25 年强局地风暴预报的进展 [C] / 彭治班,刘建文,郭 虎,等.国外强对流天气的应用研究.北京:气象出版社,2001: 3-10.
- [2] 彭治班,周小刚,吴宝俊,等.密度温度及其应用示例 [C] / 彭治班,刘建文,郭 虎,等.国外强对流天气的应用研究.北京:气象出版社,2001: 136-140.
- [3] 寿绍文,励申申,姚秀萍.中尺度气象学 [M].北京:气象出版社,2003: 291-300.
- [4] Kerr Darrk G L. Storm-relative winds and helicity in the tomadic thunderstorm environment [J]. Wea Forecasting 1996 11 (4): 485-505
- [5] 李耀东,刘建文,刘玉玲,等.可逆饱和绝热过程分析及其与大气对流能量相关问题的讨论 [J]. 气象科技,1999 17 (3): 28-32
- [6] Desautels G, Verret R. Canadian meteorological centre summer severe weather package (storm selective helicity) [R]. 18th Conf on Severe Local Storms San Francisco CA: Amer Meteor Soc, 1996 689-692
- [7] 郭 虎,朱平盛,彭治班,等.相当位温的一种计算方法 [C] / 彭治班,刘建文,郭 虎,等.国外强对流天气的应用研究.北京:气象出版社,2001: 103-110.
- [8] Johns R H, Doswell C A. Several local storm s forecasting [J]. Wea Forecasting, 1992, 7 (4): 588-612.
- [9] Davies JM, Hourly H. Instability, and EHI in forecasting supercell tomadoes [R]. 17th Conference on Severe Local Storms St Louis MO: Amer Meteor Soc, 1993 107-111

Application of Environmental Parameters E_{CAP} and I_{EH} to the Analyses of the Severe Convective Weather

WANG Yong-wei SHOU Shao-wen YAN Feng-xia

(Department of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044 China)

Abstract This paper discusses a approach of computing the E_{CAP} in detail by adopting the MM 5V3.5 output data, introducing an atmospheric thermodynamic variable, density temperature T_{ρ} and according to the reversible saturated moist adiabatic process in the environmental atmosphere. Based on this, the energy-helicity parameter I_{EH} is introduced. Besides, through analyzing the value variations of the E_{CAP} and I_{EH} parameters in the "03.7" Jianghuai Meiyu period severe convective process, it is found that E_{CAP} and I_{EH} parameters are usefull in the prediction of the severe storm s occurrence and development and worth noting in operational predictions.

Key words severe convection weather prediction; model output parameter; density temperature T_{ρ} ; energy helicity