

¹从不稳定能量角度对条件性不稳定相关问题的讨论

章丽娜¹ 周小刚^{1*} 徐丽娅²

ZHANG Lina¹, ZHOU Xiaogang^{1*}, XU Liya²

1. 中国气象局气象干部培训学院, 北京, 100081

2. 中国气象局气象干部培训学院湖北分院, 武汉, 430074

1. China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China

2. Hubei Branch of China Meteorological Administration Training Center, Wuhan 430074, China

2016-10-31收稿, 2017-03-20改回.

章丽娜, 周小刚, 徐丽娅. 2017. 从不稳定能量角度对条件性不稳定相关问题的讨论. 气象学报, 75(待刊)

Zhang Lina, Zhou Xiaogang, Xu Liya. 2017. Discussion about the questions related to conditional instability from the perspective of unstable energy. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(in press) (in Chinese)

Abstract Most local deep convections are initiated in conditional unstable stratifications, so it's necessary to consider the influence of deep air layer to the air parcel which is lifted from the base level. Some questions related to conditional instability, such as unstable energy, convective available potential energy (CAPE), are discussed from energy perspective. Besides, the relationship between the moist static energy of a single surface station and the unstable energy in conditional unstable stratifications are analyzed using a case study based on the observational data. The main results are as follows. (1) From energy perspective, the original definition of

资助课题: 国家自然科学基金项目(41475042, 41376019)、我国华南春季对流性大风监测预报关键技术研究(GYHY201406002)、国家科技支撑计划项目子项目(2015BAC03B06)共同资助

作者简介: 章丽娜, 主要从事中尺度气象学研究, Email: zhangln@cma.gov.cn.

通讯作者, 周小刚, 主要从事大气动力学和雷达气象学的教学和研究, Email: zhouxgang@sina.com

CAPE should be followed. That means CAPE equals the difference between positive and negative unstable energy. The lifting velocity in lower level associated with kinetic energy is implied in the formulation of original CAPE, which helps to forecast severe convective weather, especially in Southern China in warm season. (2) The moist static energy remains constant when the air parcel is lifted from low to high level, no matter during the dry adiabatic or moist adiabatic process. That indicates that the variation of total energy is only related to the variation of kinetic energy which is caused by the work of external force, not by the transformation from moist static energy. (3) The temporal variations of the moist static energy of a single surface station indicates the variation of positive and negative unstable energy, which is closely related to the calculation of unstable energy. Using such temporal variations help to make up for the coarse resolution of soundings and the deficiency of hourly data of positive and negative unstable energy.

Key words: conditional instability, unstable energy, CAPE, moist static energy

摘要: [目的]大多数深厚的局地对流是在条件性不稳定的层结中发生的，这就有必要考虑较厚气层对由底部上升气块所可能产生的总影响。[资料和方法]本文从能量角度讨论了条件性不稳定问题中的不稳定能量和对流有效位能（CAPE），还利用观测资料、结合实例分析了单站地面湿静力能与条件性不稳定中不稳定能量之间的关系。[结果与结论]主要结论如下：（1）从能量观点，本文对对流有效位能的两种定义进行了讨论，认为对流有效位能定义为正、负不稳定能量之差时，其与动能相联系的表达式中包含了低层抬升速度，可以更全面地用于强对流天气预报，尤其是我国南方暖季的强对流预报。（2）气块从底层上升时，无论经历的是干绝热还是湿绝热过程，湿静力能守恒，所以总能量的变化就是动能的变化，等于外界合力对气块做功大小，不存在湿静力能向动能的转换。（3）从本质上来说，单站低层湿静力能的时序变化用于对流预报的意义在于预示着正、负不稳定能量的改变，从而影响不稳定能量的值。这可以弥补由于高空探测时间分辨率较粗，不能计算逐小时正、负不稳定能量的不足。

关键词: 条件性不稳定，不稳定能量，CAPE，湿静力能

中图法分类号: P457.9

1 引言

[研究的意义]水汽、不稳定和抬升通常被称为雷暴生成3要素，即对流发生的必要条件和充分条件。大气中对流运动能否得到发展，对流发展的强弱与持续时间的长短，主要取决于大气的层结特性，即静力稳定度（也称为层结稳定度）。通常用气块法来判别静力稳定度，并将其分成绝对稳定、绝对不稳定和条件性不稳定三类。雷暴等对流性天气是在不稳定大气层结下出现的现象。由于大气中绝对不稳定的层结很少，大多数情况是属于条件性不稳定。因此，条件性不稳定的分析与实际天气预报关系密切。

[前人研究进展]条件性不稳定是针对湿空气而言的。在非常浅薄的气层中，条件性不稳定的判据为 $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ ，即环境大气的垂直温度递减率介于干绝热和湿绝热递减率之间。使用这个判据时需要判断薄气层是否饱和。例如，满足 $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 的未饱和薄气层是稳定的，而薄云层是不稳定的（许绍祖，1993）。由于对流产生在非常深厚的环境大气中，即是由若干个薄气层组成的，这些薄气层分别具有不同的温度直减率（ γ ）。因此环境大气在不同高度的静力稳定度特性也不相同，用前述判据很难判断深厚气层的稳定度情况。为了定量考虑较厚气层对由底部上升气块所可能产生的总影响，则需要用到不稳定能量的概念（许焕斌和王思微，1986；Markowski and Richardson, 2010）。不稳定能量的计算比较复杂，而利用T-lnP图上的面积来表示其大小却比较方便，这也是T-lnP图被称为绝热能量图解并在天气预报中被广泛应用的原因。这样就将条件性不稳定与不稳定能量联系起来。

[本研究切入点]在大尺度能量学研究中，洛伦茨提出了有效位能的概念，即能转换为动能的最大全位能称为有效位能（洛伦茨，1976）。与此类似，在T-lnP图上也定义了对流有效位能（Convective Available Potential Energy，简称为CAPE）的概念（刘健文等，2005）。在培训教学中，科研业务人员在有关条件性不稳定应用中感到困惑的集中有以下几个问题：1) 如何正确理解和应用CAPE的概念，并将其用于预报实践？2) 在条件性不稳定层结中，气块动能的增加是否与湿静力能的减少有关？3) 为什么基于单站探空资料的不稳定能量和基于单站地面资料计算的湿静力能时序变化都可以用于对流性天气预报，两者之间是否

有关联？

[拟解决的关键问题]针对上述问题，本文第2节从能量角度讨论了条件性不稳定问题中的不稳定能量及其应用，并对CAPE的定义进行溯源和分析；第3节对气块上升过程中湿静力能的变化进行了简要分析，并说明单站地面湿静力能时序变化可以用于对流性天气预报的原因。

2 不稳定能量、CAPE 的定义及应用讨论

根据能量守恒原理，只要知道起始状态和终止状态的能量分布，便可确定终止状态的大气运动状况。

图 1 为 T-lnP 图中能量转换过程示意图。抬升 p_A 高度的空气微团，初始因空气微团未饱和，故气块先沿干绝热线上升，达抬升凝结高度（Lifting Condensation Level，简称 LCL）后空气饱和，再向上则按湿绝热线上升。这条气块的温度变化曲线被称为状态曲线，它在图 1 中与环境温度曲线有两个交点，分别为自由对流高度（Level of Free Convection，简称 LFC）和平衡高度（Equilibrium Level，简称 EL）。其中在 LFC 和 EL 之间，气块的温度高于环境的温度；而在 LFC 以下，气块的温度低于环境的温度。严格意义上这种层结性质为潜在性不稳定。因为使用针对薄层的条件性不稳定判据时，如果抬升气块本身是饱和的，则为不稳定。而推导潜在性不稳定判据时，并不要求气块在起始高度饱和（图 1 中 p_A 高度上，气块不饱和），只要它抬升凝结以后释放的潜热使气块温度高于环境温度就称为潜在性不稳定。通常，潜在不稳定大气必为条件性不稳定的。

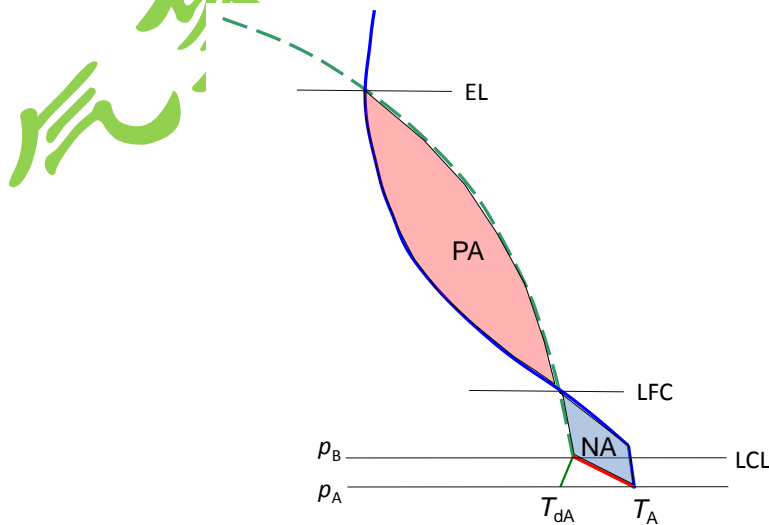


图 1 T-lnP 图中能量转换过程示意图，蓝色实线为环境大气的温度廓线，红色实线为干绝热线，绿色虚线为

湿绝热线，绿色实线为等饱和比湿线，抬升凝结高度、自由对流高度、平衡高度 3 个特征高度分别用 LCL, LFC 和 EL 表示，气块起始抬升高度 p_A 的温度和露点分别为 T_A 和 T_{dA} ，到 p_B 饱和。PA 和 NA 分别表示正不稳定能量和负不稳定能量

Fig.1 Schematic model of energy transformation in T-lnP plot. The blue solid line is the environmental temperature profile, the red solid line is the dry adiabatic line, the green dashed line is the moist adiabatic line, and the green solid line is saturation specific humidity curve? LCL, LFC and EL indicate lifting condensation level, level of free convection and equivalent level. The air parcel is lifted from p_A with a temperature of T_A and a dew point temperature of T_{dA} and then saturates at p_B . PA and NA means positive and negative unstable energy

2.1 上升气块所获得的能量

由气块法假定，环境大气是静止的，且不受其中升降气块的影响。仅考虑气块作垂直位移时，气块的运动方程为：

$$\frac{dw_i}{dt} = \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i} g = \frac{T_i - T_e}{T_e} g \quad (1)$$

式（1）左边是单位质量空气块的垂直加速度，右边是气块所受的向上浮力。其中下标 e 表示环境变量，i 表示气块变量。

不考虑环境的影响，由全微分与偏微分关系

$$\frac{dw_i}{dt} = \frac{\partial w_i}{\partial t} + u_i \frac{\partial w_i}{\partial x} + v_i \frac{\partial w_i}{\partial y} + w_i \frac{\partial w_i}{\partial z} \quad (2)$$

气块法仅考虑气块由底部作垂直上升运动，且运动是定常的，则（2）式可以简化为

$$\frac{dw_i}{dt} = w_i \frac{\partial w_i}{\partial z} \quad (3)$$

将（3）式代入（1）式，由于 w_i 只与 z 有关，则

$$w_i \frac{dw_i}{dz} = \frac{T_i - T_e}{T_e} g \quad (4)$$

对（4）式积分，即考虑较厚气层对由底部上升气块所可能产生的总影响。从地面 z_0 积分到平衡高度 z_{EL} ，并利用静力学关系对积分高度作变换，则

$$\left(\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} - \frac{w_{i(z_0)}^2}{2} \right) = \int_{z_0}^{z_{EL}} \frac{T_i - T_e}{T_e} g dz = R_d \int_{p_0}^{p_{EL}} (T_i - T_e) d(-\ln p) \quad (5)$$

(5) 式表明, 在条件性不稳定大气中, 气块上升过程中动能的增加等于气块所受浮力在气层中所作的功, 它在 $T-\ln P$ 图上与状态曲线和层结曲线所围的面积有关。

2.2 不稳定能量与 CAPE 定义

将状态曲线和层结曲线所围的面积用 $T-\ln P$ 图的正负面积大小表示, 则

$$\left(\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} - \frac{w_{i(z_0)}^2}{2} \right) = PA - NA \quad (6)$$

(6) 式中, PA (Positive Area) 为图 1 中的正面积, NA (Negative Area) 为图 1 中的负面积。

在许多教科书中, 将气块从初始位置抬升至使其达到平衡高度时气块所增加的净动能称为不稳定能量。由 (6) 式, 不稳定能量即为 $T-\ln P$ 图中正面积与负面积的差值。正面积又称为正不稳定能量, 负面积又称为负不稳定能量。

有效位能的含义是指有可能转换为动能的位能。对上升气块而言, 对流有效位能 (CAPE) 有两种定义: 一种观点认为 CAPE 即等于不稳定能量 (许绍祖, 1993; Emanuel, 1998), 即正、负不稳定能量之差。通过对 CAPE 定义的溯源发现, Moncrieff 和 Miller (1976) 第一次提出 CAPE 命名时, 是从运动方程组出发, 利用流线上的能量守恒关系 (伯努里方程) 导出的动能变化量, 实际上就是上升气流中浮力沿流线的积分, 并将其称为对流有效位能。将其应用到热力学图解上, 即对应于正面积减去负面积。也就是说, 原始的 CAPE 定义是第一种观点。目前多数采用以 PA 表示 CAPE, 即第二种观点认为, CAPE 为在自由对流高度和平衡高度之间, 气块可从正浮力做功而获得的能量 (正不稳定能量)。

下面对第一种观点和第二种观点的对流有效位能应用作讨论时, 分别将其称为不稳定能量、CAPE 的应用讨论。

2.3 不稳定能量、CAPE 的应用讨论

2.3.1 不稳定能量的应用讨论

不稳定能量主要用于判断强对流天气能否发生。通常认为积云对流单体中的上升运动至少达到 10m/s (寿绍文, 2009)。但不同强度的对流系统, 云中的最大上升速度也不尽相同。比如, 普通单体雷暴中约 10m/s, 而中纬度飚线中为 15-20m/s (王秀明, 2013), 超级单体雷暴中有时实测可达 55m/s (Musil et al.,

1986), 龙卷中的上升速度甚至大于 75m/s (Markowski and Richardson, 2010)。

下面由式 (6), 分不同情况来加以讨论。

(1) 当 $PA > 0$ 而 $NA = 0$ 时。这种情况对应的往往是午后热对流, 对流强度不大, 属于普通雷暴, 假设对流中最大上升运动为 $w_{i(z_{EL})} = 10\text{m/s}$ 。则当

$$PA = \frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = 50\text{J/kg}$$
 时, 即使初始时的 $w_{i(z_0)} = 0$, 气块能最后达到 10m/s 的最大

上升速度。可见午后热对流只需很小的 PA 就能发生。

(2) PA 和 NA 都不等于零, 但 $PA - NA = 0$ 。在这种极端情况下, 图 1 中正负面积相等, 即不稳定能量等于 0, 也就是从地面到 EL 之间的浮力总做功为 0。这时对流还能不能产生呢? 此时 (6) 式变为

$$\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = \frac{w_{i(z_0)}^2}{2}$$

此时, $w_{i(z_0)} = w_{i(z_{EL})}$ 。如果初始垂直速度 $w_{i(z_0)} = 10\text{m/s}$, 对流还是能发生。

这要求低层有非常强的垂直上升运动。根据以往的一些分析结果, 在地形、冷锋、海风锋、重力波、冷池出流等作用下, 可以在低层产生中尺度的强上升运动, 不过一般量级在 0.1~1m/s (卢焕珍等, 2012; 王秀明等, 2014)。在某些情况下, 也有可能存在接近 10m/s 的强上升运动。比如, 数值模拟表明, 当干线上存在小扰动时, 初始上升运动超过 5.5m/s (Campbell et al., 2014)。因此即使 $PA = NA$, 如果气块初始时的垂直上升运动足够强, 仍有可能发生对流。但一般情况下, 初始垂直上升运动超过 10m/s 的情况非常罕见。产生局地强雷暴时, 更多见的是下面讨论的第三种情况。

(3) PA 和 NA 都不等于零, 且 $PA > NA$, 这也是最常见到的条件性不稳定层结 (如图 1 所示)。由前所述, 不同类型、不同强度的对流对应的最大上升速度的数值有较大差别。首先看普通单体雷暴, 一般需要至少 $w_{i(z_{EL})} = 10\text{m/s}$ 。如果

$PA - NA < 50\text{J/kg}$, 则 $w_{i(z_0)} = 0$ 时, 对流难以产生; 如果 $w_{i(z_0)} \neq 0$ 但 $w_{i(z_0)}$ 较小,

则需要满足 $PA - NA \approx \frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = 50\text{J/kg}$ 或者更大; 如果 $w_{i(z_0)} \neq 0$ 且 $w_{i(z_0)}$ 较大,

则 $PA - NA$ 不到 50J/kg 就可以产生对流, 类似 (2) 中提到的情况。

上面只是考虑普通单体雷暴的情形，很多强对流中的上升速度都远大于 10m/s，如超级单体风暴，最大上升速度常常超过 50m/s。若取 $w_{i(z_{EL})} = 50\text{m/s}$ ，

这时 $\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = 1250\text{J/kg}$ 。根据 (6) 式，达到这样的速度可以来自两个方面的贡

献。若初始上升速度小，如果 $\frac{w_{i(z_0)}^2}{2}$ 远小于 1J/kg ，则需要 $\text{PA-NA} \approx \frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = 1250\text{J/kg}$ 。

如果低层有很强的抬升，要生成 $w_{i(z_{EL})} = 50\text{m/s}$ 的强对流风暴，即使

$w_{i(z_0)} = 10\text{m/s}$ ，仍需要 $\text{PA-NA} = \frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} - \frac{w_{i(z_0)}^2}{2} = 1200\text{J/kg}$ 。可见，对于云中上升

运动非常大的强风暴，几乎不可能仅靠初始的抬升达到强的最大上升速度，即初

始动能 $\frac{w_{i(z_0)}^2}{2}$ 对于最大动能 $\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2}$ 的贡献较小，而主要的贡献来自 PA-NA。

上述分析可以解释为什么南方暖季出现的很多强对流并没有很强的低层初始抬升。暖季，南方低层的暖湿条件非常好，抬升凝结高度很低，这时 PA 往往很大而 NA 非常小，比较容易出现上述第 (3) 类中 PA-NA 较大的情况，因此不需要很强的低层抬升就能发生强对流，有时候甚至初始扰动非常弱，此时常常由于很难找到明显的低层扰动而造成漏报。

例，2013 年 7 月 8 日，受对流系统影响（图 2a），广西中东部午后发生了 1 小时降水量超过 20mm 的短时强降水（图 2b），但由于华南低层都盛行西南气流，低层的辐合抬升条件非常不明显（图 2c），预报员在当天的强对流潜势预报中漏报了此次短时强降水。广西东部梧州当天 08 时 BT 的探空显示（图 2d）， $\text{PA}=498\text{J/kg}$ ， $\text{NA}=20\text{J/kg}$ ， $\text{PA-NA}=478\text{J/kg}$ 。在忽略初始动能的情况下，由公式

(6) 估算的最大上升速度 $w_{i(z_{EL})} = 30\text{m/s}$ 。也就是说，即使低层的辐合抬升力不强，由于 PA-NA 较大，仍能出现强的上升速度，从而形成强对流，造成强对流天气。

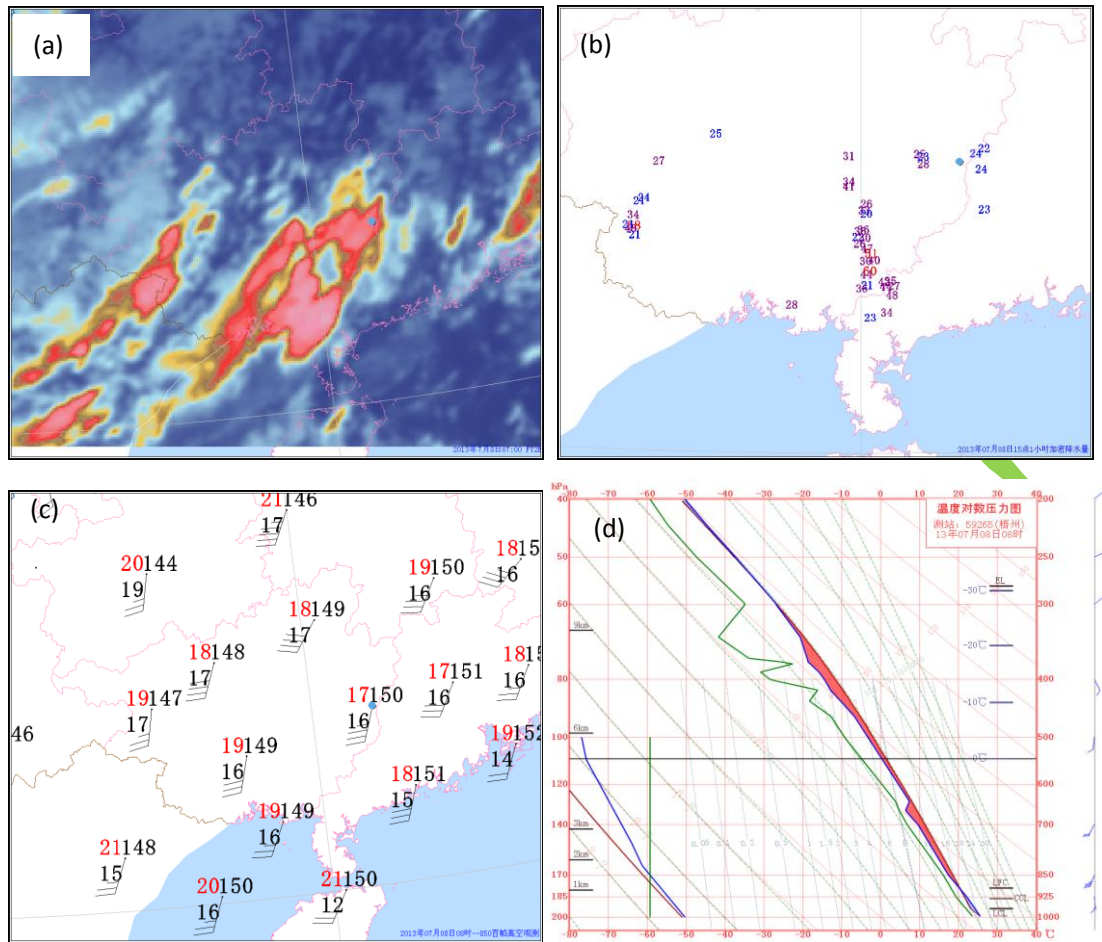


图 2 2013 年 7 月 8 日的观测资料显示：(a) 15 时 BT 红外云图，(b) 15 时 BT 1 小时加密观测降水量（单位：mm），(c) 08 时 BT 850hPa 填图，(d) 08 时 BT 梧州站的 T-lnP 图。a-c 中蓝色圆点为梧州站位置

Fig.2 Some plots according to the observation data on July 8th 2013. (a) infrared satellite image at 15:00 BT; (b) observed 1 hour precipitation at 15:00 BT (unit: mm); (c) wind, geopotential height, temperature (red) and dew point depression on 850 hPa at 8:00 BT and (d) the T-lnP of Wuzhou at 8:00 BT. The Wuzhou station is dotted in blue point in figure (a)-(c)

2.3.2 CAPE 的应用讨论

这里的CAPE指的是对流有效位能定义的第二种观点，即T-lnP图上的正面积。目前，针对 CAPE本身的计算方法已有较多研究，如计算CAPE时是否采用虚温订正 (Doswell and Rasmussen, 1994)、采用何种湿绝热过程 (Li et al, 2004)、LFC的取法问题 (章丽娜等, 2016) 等。而CAPE在强对流天气预报中的主要应用有以下两种。

(1) 利用 CAPE 大小估计最大对流速度

在假设 $w_{i(z_{LFC})} = 0$ (Markowski and Richardson, 2010) 时：

$$-\frac{w_{i(z_0)}^2}{2} = -NA \quad (7)$$

此种特殊情况下，不稳定能量演变为：

$$CAPE = \frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} = PA \quad (8)$$

在这种假设下，由（8）式可以估计出最大对流速度为：

$$w_{i(z_{EL})} = \sqrt{2CAPE} \quad (9)$$

比较式（6）和式（9）发现，式（6）表达了在 T-lnP 图上能转换为气块动能的大小，与对流有效位能的含义相符。而 CAPE 则是在假定 $w_{i(z_{LFC})} = 0$ 时，可以给出对流上升运动可能达到的最大强度。此外，由（6）式可知，当状态曲线和层结曲线确定后，如果初始上升速度比较大，在 LFC 高度，垂直速度并不会减弱为 0。由图 1 和式（1）也可知，在 LFC 高度，环境温度等于气块温度，垂直加速度为 0，并不意味着垂直速度一定为 0。

（2）利用CAPE分析不稳定能量

（6）式中，PA用CAPE表示，NA用对流抑制能量（Convective Inhibition，简称为CIN）表示，则（6）式可以表示为

$$\left(\frac{w_{i(z_{EL})}^2}{2} - \frac{w_{i(z_0)}^2}{2} \right) = CAPE - CIN$$

一般认为，CAPE大、CIN小是有利于雷暴或深厚湿对流发生的层结特征（陈佑淑和蒋瑞宾，1989；俞小鼎等，2012）。很多个例分析也证实了这一特征。例如，针对华南春季的一次对流过程，蒙伟光等（2012）的分析表明对流发生在具有较大CAPE（>1200 J/kg）和较小CIN（<10 J/kg）的区域。而苏涛等（2016）分析了海南地区夏季的一次雷暴过程后指出，在发生对流的地区，前期CAPE达到了2523J/kg，而CIN只有2J/kg。这与2.3.1节中不稳定能量的讨论是类似的。

近年来，我国科研业务人员在强对流天气预报中越来越多的使用CAPE，并在CAPE与强对流天气之间的关系方面进行了广泛的研究和应用（叶爱芬等，2006；魏东等，2011；李云静等，2013；张建春等，2014；郑媛媛等，2015；孙继松等，2015）。但要注意的是，仅统计CAPE大小与强对流发生的关系没有明显意义。实际应用中更值得关注的是不稳定能量与强对流天气之间的关系。

3 湿静力能定义及其应用讨论

能量和不稳定是大气动力学研究的二个重要方面，并有密切关系。能量研究实际上可以认为是大气运动方程组的另一种形式，优点是只要知道初态和终态的能量分布，就可知道终态的大气运动状况。早在上世纪八十年代，我国就开展了对单站地面湿静力能的计算和应用（雷雨顺，1986），目前仍有一些台站将其作为强对流预报指标来使用。在气块上升运动中，也可以计算出其湿静力能。在条件性不稳定中，不稳定能量与湿静力能是否有关？单站地面湿静力能既然也能作为强对流预报指标来使用，那么它与上节讨论的不稳定能量是否有关联，与不稳定能量相比，它的优越性是什么？针对上述科研业务人员容易混淆的问题，下面对气块湿静力能和单站地面湿静力能的区别及其应用作如下讨论。

3.1 气块湿静力能的定义与变化

显热能、位能、潜热能和动能是大气热力学和动力学中的四种基本能量形式。除动能以外的能量称为湿静力能。

气块的湿静力能定义为：

$$E_{\text{oi}} = c_p T_i + gz_i + L_v q_i \quad (10)$$

上节已讨论（如图 1 所示），气块上升过程中动能的变化取决于 T-lnP 图上的不稳定能量。从能量转换角度，是否有湿静力能向动能的转换？下面简要说明在图 1 所示的干绝热和湿绝热过程中湿静力能是守恒的。

图 1 中，LCL 高度以下为干绝热过程，湿静力能即成为干静力能。干空气的状态曲线可用下式表示：

$$\frac{dT_i}{dz} \approx -\frac{g}{c_p} = \gamma_d \quad (11)$$

上式稍作变换可写为

$$\frac{d}{dz}(c_p T_i + gz) = 0 \quad (12)$$

式（12）表明，未饱和湿空气块的干静力能守恒，即在抬升凝结高度以下，状态曲线上的干静力能为常数。

图 1 中，LCL 高度以上为湿绝热过程。目前，国内外常用的热力学图解中湿绝热线大多采用假绝热线（Li et al., 2004; Markowski and Richardson, 2010）。

这里考虑单位质量的饱和湿空气块（不含液态水和固态水），假设含 q_s kg

水汽。设该饱和湿空气从压强为 p_i 、温度为 T_i 的高度 z 处上升，在 $z+dz$ 高度处，压强为 p_i+dp_i ，温度为 T_i+dT_i ，饱和比湿为 q_s+dq_s 。由于气块凝结出 dq_s kg 的水，则潜热释放为 $L_v dq_s$ ，其中 L_v 为潜热系数。

根据热力学第一定律及 $p_i = p_e$ ，则湿绝热方程为

$$c_{pm}dT_i - R_m T_i \frac{dp_e}{p_e} = -L_v dq_s \quad (13)$$

其中， $c_{pm} = c_p(1+0.84q_s)$ 是湿空气的定压比热， $R_m = R_d(1+0.608q_s)$ 是湿空气的比气体常数，由于 q_s 远小于 1，一般可以取 $c_{pm} \approx c_p$ ， $R_m \approx R_d$ ，因此 (13) 式可简化为

$$dT_i = \frac{R_d T_i}{c_p} \frac{dp_e}{p_e} - \frac{L_v}{c_p} dq_s \quad (14)$$

由于环境空气满足 $\frac{dp_e}{dz} = -\rho_e g$ 和 $p_e = \rho_e R_d T_e$ ，因此，将 $\frac{dp_e}{p_e} = -\frac{g}{R_d T_e} dz$ 代入上式，

$$\begin{aligned} dT_i &= \frac{R_d T_i}{c_p} \left(-\frac{g}{R_d T_e} dz\right) - \frac{L_v}{c_p} dq_s \\ &= \frac{g T_i}{c_p T_e} dz - \frac{L_v}{c_p} dq_s \end{aligned}$$

近似认为 $\frac{T_i}{T_e} \approx 1$ ，则

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} + \frac{L_v}{c_p} \frac{dq_s}{dz} \quad (15)$$

上式又可改写为

$$\frac{d}{dz}(c_p T_i + gz + L_v q_s) = 0 \quad (16)$$

可见在湿绝热过程中，湿静力能是守恒的。饱和湿空气在上升过程中重力势能 gz 的增加被显热能 $c_p T_i$ 的减小和潜热 $L_v q_s$ 的释放所抵消。

因此，在气块上升过程中，湿静力能是守恒的，不存在湿静力能向动能的转

换。

3.2 单站地面湿静力能的定义及应用

3.2.1 单站地面湿静力能的定义

湿静力能是在上世纪四十年代初，为鉴别气团属性而提出的。70 年代末，雷雨顺提出了“能量天气学”，将湿静力能量的概念系统地应用于对流天气，特别是冰雹天气的预报。目前仍有不少台站利用单站地面湿静力能的时序变化来预报暴雨、强对流性天气的发生（李法然和朱红，1998；赵桂香等，2006）。

在计算单站低层湿静力能时，主要的分析对象是环境大气，它是一个开放系统。单站地面环境大气总能量的公式为

$$E_{\sigma_e} = c_p T_e + g z_e + L_v q_e + \frac{1}{2} \bar{V}_e^2 \quad (17)$$

（注：这里定义的总能量与大尺度封闭系统中的总能量是不一样的，大尺度封闭系统中的总能量中不包括潜热能）。由于动能项较其它项小 2-3 个数量级，因此一般不予考虑。因此总能量可化为

$$E_{\sigma_e} = c_p T_e + g z_e + L_v q_e \quad (18)$$

即前面提到的湿静力能。

由（18）式可见，对于单站地面的环境大气而言， z_e 是固定的。 E_{σ_e} 反映的是地面 T_e 和 q_e 变化的综合。当存在外界的低层水汽或（和）温度平流输送达到本站，都会引起该站地面某一时刻湿静力能的变化。

3.2.2 单站低层湿静力能与不稳定能量之间的关系

前面的分析已经表明，对于某一个时刻、某站被抬升的气块而言，对流的发生发展与不稳定能量有关。在自由大气中无明显温湿平流的情况下，地面环境的温度和比湿变化就可以引起正不稳定能量 PA 的变化。王秀明等（2012）研究初步表明，地面环境温度和湿度的变化对 PA 变化有较大影响，温度改变 1°C ，PA 增加 200J/kg ，露点改变 1°C ，PA 增加 500J/kg 。而在地面环境温度升高、露点升高的情况下，负不稳定能量 NA 通常减小（图 3）。初始抬升气块的温湿特性的变化必然引起气块初始湿静力能发生变化。因此，从这个意义上，如果将两者联系起来，单站地面湿静力能的时序变化用于对流预报的意义在于预示着 PA 和 NA 的改变。某一时刻的单站地面湿静力能增加后，会影响地面抬升的气块的

(PA-NA) 的值，且往往是 PA 增加而 NA 减小，从而有利于该时刻气块不稳定能量的增加，对流易于发生。

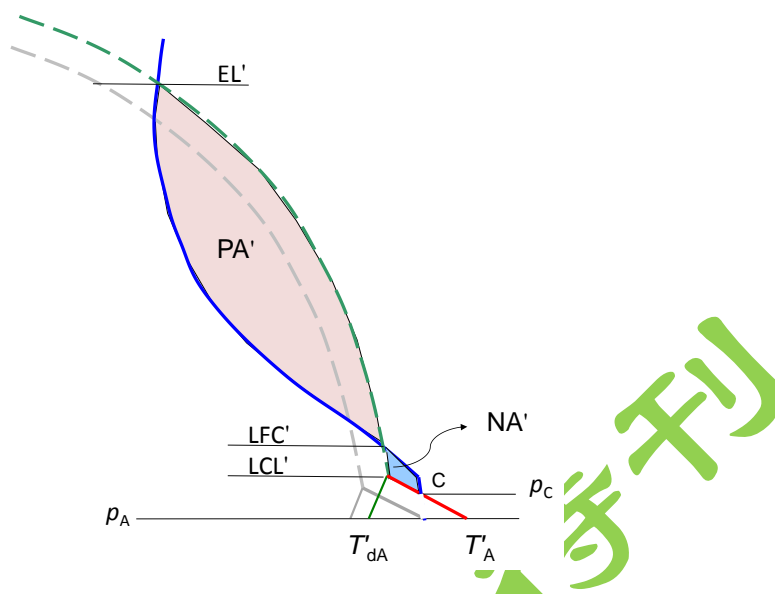


图 3 同图 1，但为地面温度和露点升高为 T'_A 和 T'_{dA} 后的能量转换示意图，新得到的各变量用上标“'”表示，灰色线条表示图 1 中由气块原来的温度、露点得到的等饱和比湿线和状态曲线。当地面温度由原来的 T_A 升温至 T'_A 时，由于近地面湍流混合的作用， p_A 和 p_C 之间的温度层结曲线变为干绝热线，但 C 点之上的层结曲线不变

Fig.3 Similar to fig.1, but the surface temperature and dew point temperature are increased to be T'_A and T'_{dA} . The new variables are labeled with superscript. The grey line indicates the original lines in fig.1. When the temperature increased to be T'_A , the environmental temperature profile between p_A and p_C turn to be dry adiabatic line associated with the turbulence mixing, and the profile above p_C is unchanged

可以从图 1 和图 3 的对比来说明这个问题。假设图 1 表示某地 08 时探空，则计算地面起始气块总能量时，主要由 T_A 和 T_{dA} 决定其数值大小。在假设未来 12 小时内自由大气的层结廓线（图 1 和图 3 蓝色实线）不变的情况下，如果下午某时地面温度和露点分别增加为 T'_A 和 T'_{dA} ，则对应地面起始气块的总能量增加，具体数值可以根据前面给出的总能量公式算得，公式(18)中的 T_e 和 q_e 由图 3 中的 T'_A 和 T'_{dA} 代入。可以定性的判断，在如图 3 给出的情况下，地面气块的总能量是增加的。而同时图 3 中的 PA 增加为 PA' 而 NA 减小为 NA'，所以不稳定能量(PA'-NA')

也是增加的。

因此，湿静力能的变化趋势与不稳定能量的变化趋势是一致的。假设在自由大气层结曲线不变的前提下，地面湿静力能的变化可以用于表征不稳定能量的变化。定性而言，地面湿静力能增加时，预示着不稳定能量也增加。但目前尚未研究两者的定量关系。但是如果大气层结廓线也发生明显变化，则不管是定性还是定量上都很难判断地面湿静力能和不稳定能量之间的关系。

3.2.3 湿静力能时序变化的应用

将(18)式两边同除以 c_p ，可以得到湿静力温度，它的逐时变化和湿静力能 E_{oc} 的逐时变化趋势和强度是一致的。2012年北京“7.21”暴雨发生期间，北京54511站08时的 $PA=954J/kg$ ， $NA=43J/kg$ (表1)。根据表2中湿静力温度的逐时变化可以看到，21日10-13时期间，湿静力温度在 $47.5^{\circ}C$ 以上，对应了地面较高的温度和露点，表明这段时间内，不稳定能量处于增加阶段。14时探空表明 $PA=2090J/kg$ ， $NA=4J/kg$ (表1)。但值得注意的是，14时地面湿静力能已经较13时明显减小而基于14时探空计算的 PA 仍较大，可能是因为实际探空仪器释放的时间大约在13时，即14时探空实际表示13时左右的环境大气(表1,表2)。由上述个例的分析表明，由于地面的温度和露点观测时次较密，在自由大气中没有明显温、湿平流的情况下，利用逐时的湿静力温度可以更加细致的刻画本站不稳定能量的变化趋势，从而弥补由于高空探测时间分辨率较粗、不能计算逐小时 PA 和 NA 、从而难以计算 $(PA-NA)$ 逐时变化的不足。

表1 2012年7月21日北京探空站54511的相关变量随时间的变化

Table 1 The temporal variations of the parameters at the sounding station of Beijing (54511) on July 21th 2012

时间 (BT)	地面温度 ($^{\circ}C$)	地面露点 ($^{\circ}C$)	海平面气压 (hPa)	PA (J/kg)	NA (J/kg)
08	28	24	1000	954	43
14	28	26	998	2090	4
20	24	24	995	0	0

表 2 2012 年 7 月 21 日北京地面观测站相关变量随时间的变化

Table 2 The temporal variations of the parameters on surface at the observation station of Beijing on July 21th 2012

时间 (BT)	地面温度 (°C)	地面露点 (°C)	海平面气压 (hPa)	湿静力温 度 (°C)	湿静力温度逐 时变化 (°C)	1 小时降水 量 (mm)
08	28	24	1004	47.2	/	0
09	28	24	1004	47.2	0	0
10	28	25	1004	47.7	0.5	0
11	29	25	1003	48.8	1.1	0
12	29	24	1002	48.3	-0.5	0
13	28	25	1001	47.8	-0.5	1
14	26	25	1000	45.8	-2	3
15	26	25	1000	45.8	0	0.2
16	26	25	997	45.9	-0.1	3
17	25	24	990	44.5	-1.4	3
18	24	24	985	43.6	-0.9	5
19	24	23	990	43	-0.6	14
20	24	24	992	43.5	-0.5	51

4 结论和讨论

条件性不稳定是许多局地对流发生的重要条件之一。本文从能量角度讨论了条件性不稳定问题中的不稳定能量、CAPE 的定义等。此外，还结合实例分析了单站地面湿静力能与条件性不稳定中的不稳定能量之间的关系。主要结论和讨论如下：

(1) 对流有效位能的定义有两种观点。第一种观点认为动能的增加是环境对气块做功所致，数值上等于 T-lnP 图上积分正面积区 PA 和积分负面积 NA 之差，即不稳定能量。由于它的表达式中包含了低层抬升速度，可以更全面地用于强对流天气的预报，尤其是我国南方暖季的强对流预报。第二种观点认为对流有效位能的定义为 T-lnP 图上的正面积区。通常在实际应用中，如考虑正面积很大而负面积很小，易发生强对流天气时，与第一种观点是类似的。此外，使用 CAPE 定义可以推测出最大对流速度，但仅统计 CAPE（正面积）大小与强对流发生的关系没有明显意义。

(2) 在条件性不稳定情况下，上升气块的总能量为湿静力能与动能之和，总能

量的变化等于外界合力对气块做功大小，即 $T-\ln P$ 图中 $PA-NA$ 大小。由于无论是干绝热还是湿绝热中，气块的湿静力能是守恒的，因此总能量的变化就是动能的变化。即气块上升过程中，不存在湿静力能向动能的转换。

(3) 某一时刻，基于单站地面资料计算的总能量可以用湿静力能表示，湿静力能的变化趋势与不稳定能量的变化趋势是一致的。从本质上来说，单站低层湿静力能的时序变化用于对流预报的意义在于预示着 PA 和 NA 的改变，从而影响到不稳定能量 ($PA-NA$) 的值。这可以弥补由于高空探测时间分辨率较粗、不能计算逐小时 PA 和 NA 、从而难以计算 ($PA-NA$) 的不足。

参考文献

- 陈佑淑, 蒋瑞宾. 1989. 气象学. 北京: 气象出版社, 216-221. Chen Y S, Jiang R B. 1989. Meteorology. Beijing: Meteorological Press, 216-221 (in Chinese)
- 雷雨顺. 1986. 能量天气学. 北京: 气象出版社, 65-85. Lei Y S. 1986. Energy Synoptic Meteorology. Beijing: Meteorological Press, 65-85 (in Chinese)
- 李法然, 朱红. 1998. “1997.8.13”特大暴雨的地面湿静力能量场. 浙江气象科技, 19(3):10-12. Li F R, Zhu H. 1998. The field of surface moist static energy in an extreme precipitation event on August 13th, 1997. J Zhejiang Meteor, 19(3):10-12 (in Chinese)
- 李云静, 张建春, 王捷纯, 等. 2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析. 气象, 39(2): 210-217. Li Y J, Zhang J C, Wang J C, et al. 2013. Causative analysis of strong convective unstable conditions under a cold vortex. Meteor Mon, 39(2): 210-217 (in Chinese)
- 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 2005. 天气分析预报物理量计算基础. 北京:气象出版社, 91-97. Liu J W, Guo H, Li Y D, et al. 2005. Basis of physical quantity calculation for weather analysis and forecast. Beijing, Meteorological Press, 253pp (in Chinese)
- 洛伦茨. 大气环流的性质和理论. 北京大学地球物理系气象专业译, 北京, 科学出版社, 1976, 89-94. Lorenz E N. 1976. The nature and theory of the general circulation of atmosphere. Translated by the major of meteorology in department of geophysics of Peking University, Beijing, Science Press, 89-94 (in Chinese)
- 卢焕珍, 刘一玮, 刘爱霞, 等. 2012. 海风锋导致雷暴生成和加强规律研究. 气象, 38(9): 1078-1086. Lu H Z, Liu Y W, Liu A X, et al. 2012. Study of thunderstorm initiation and intensification rules associated with sea breeze fronts. Meteor Mon. 38(9): 1078-1086 (in

Chinese)

- 蒙伟光, 戴光丰, 张艳霞, 等. 2012. 华南局地锋生及对流系统发展的模拟分析研究. 气象学报, 70(3):387-401. Meng W G, Dai G F, Zhang Y X, et al. 2012. Analysis and simulative study of the local frontogenesis and convection development over South China. Acta Meteorologica Sinica, 70(3): 387-401 (in Chinese).
- 寿绍文. 2009. 中尺度气象学. 气象出版社, 1-10. Shou S W. 2009. Mesoscale Meteorology. Beijing: Meteorological Press, 1-10 (in Chinese)
- 苏涛, 苗峻峰, 蔡亲波. 2016. 海南岛海风雷暴结构的数值模拟. 地球物理学报, 59(1): 59-78. Su T, Miao J F, Cai Q B. 2016. A numerical simulation of sea breeze thunderstorm structure over the Hainan Island. Chinese Journal of Geophysics, 59(1): 59-78 (in Chinese)
- 孙继松, 雷蕾, 于波, 等. 2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征. 气象学报, 73(4): 609-623. Sun J S, Lei L, Yu B, et al. 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area. Acta Meteor Sinica, 73(4): 609-623 (in Chinese)
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论, 气象, 40(4): 389-399. Wang X M, Yu X D, Zhou X G. 2014. Discussion on basical issues of thunderstorm potential forecasting. Meteor Mon, 40(4): 389-399 (in Chinese)
- 王秀明, 周小刚, 俞小鼎. 2013. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究. 气象学报, 71(5):839-852. Wang X M, Yu X D, Zhou X G. 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures. Acta Meteor Sinica, 71(5):839-852 (in Chinese)
- 王秀明, 俞小鼎, 朱禾. 2012. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用. 应用气象学报, 23(2):139-146. Wang X M, Yu X D, Zhu H. 2012. The application of NCEP analysis data to severe convection environment analysis. J Appl Meteor Sci, 23(2):139-146 (in Chinese)
- 魏东, 孙继松, 雷蕾, 等. 2011. 三种探空资料在各类强对流天气中的应用对比分析. 气象, 37(4): 412-422. Wei D, Sun J S, Lei L, et al. 2011. Comparative analysis of three kinds of sounding data in the application of the severe convective weather. Meteor Mon, 37(4): 412-422 (in Chinese)
- 许焕斌, 王思微. 1986. 双路一维时变对流云数值模拟研究. 气象学报, 44(3), 314-320. Xu H B, Wang S W. 1986. Effect of cloud-precipitation development on the formation of vertical

- circulation in a supercell storm, *Acta Meteor Sinica*, 44(3):314-320 (in Chinese)
- 许绍祖. 1993. 大气物理学基础. 北京, 气象出版社, 189-195. Xu S Z. *Fundamentals of Atmospheric Physics*, Beijing: Meteorological Press, 189-195 (in Chinese)
- 叶爱芬, 伍志方, 肖伟军, 等. 2006. 对流有效位能在强对流预报中的应用研究. *热带气象学报*, 22(5): 484-490. Ye A F, Wu Z F, Xiao W J, et al. 2006. A study of application of CAPE in severe convective weather prediction. *J Trop Meteor*, 22(5): 484-490 (in Chinese)
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. *气象学报*, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(3): 311-337 (in Chinese).
- 张建春, 王海霞, 陶祖钰. 2014. 对流有效位能预报能力的统计分析. *暴雨灾害*, 33(3): 290-296. Zhang J C, Wang H X, Tao Z Y. 2014. Statistical analysis of predicting skill of convective available potential energy. *Torrential Rain Disaster*, 33(3): 290-296 (in Chinese)
- 章丽娜, 朱禾, 周小刚. 2016. 关于虚温订正 CAPE 求算方法的讨论. *气象*, 42(8):1007-1012. Zhang L N, Zhu H, Zhou X G. 2016. Effect of LFC in CAPE calculation with virtual temperature correction. *Meteor Mon*, 42(8):1007-1012 (in Chinese)
- 赵桂香, 李新生, 袁崇民等. 2006. 华北盛夏暴雨过程的能量特征分析. *山西气象*, 74(1):3-7. Zhao G X, Li X S, Yuan C M, et al. 2006. The analysis of the energy characteristics of the heavy rain event in midsummer over Northern China. *Shanxi Meteor Quart*, 74(1):3-7 (in Chinese)
- 郑媛媛, 张备, 王嘯华, 等. 2015. 台风龙卷的环境背景和雷达回波结构分析. *气象*, 41(8):942-952. Zheng Y Y, Zhang B, Wang X H, et al. 2015. Analysis of Typhoon-Tornado weather background and radar echo structure. *Meteor Mon*, 41(8):942-952 (in Chinese)
- Campbell P C, Geerts B, Bergmaier P T. 2014. A dryline in southeast Wyoming. Part I: Multiscale analysis using observations and modeling on 22 June 2010. *Mon Wea Rev*, 142(1):268-289
- Doswell C A, Rasmussen E N. 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea Forecasting*, 9(4):625-629.
- Emanuel K A, 1994, *Atmospheric Convection*. Oxford University Press (New York)
- Li, Y D, Gao, S T, Liu, J W. 2004. Assessment of several moist adiabatic processes associated with convective energy calculation. *Adv. Atmos. Sci*, 21(6): 941-950

Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley-blackwell, 41-43,274,192-194,14

Moncrieff M W, Miller M J. 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. Quart J R Met Soc, 102 (432): 373-394

Musil D J, Heymsfield A J, Smith P L. 1986. Microphysical characteristics of a well-developed weak echo region in a High Plains supercell thunderstorm. J climate applied meteor, 25, 1037-1051

气象学报

待刊