

广义相当位温及其扩展应用

符长锋¹ 李任承² 赵振东² 卢莹³

(1. 河南省气象科学研究所, 郑州 450003; 2. 河北省气象学校;
3. 江苏省工业学院计算机系)

提 要: 广义相当位温是一个包含水汽和液态水在内的新的大气热力学参量。通过简明推导和论证, 进一步讨论其物理意义和扩展应用; 结合耗散结构理论, 提出了排熵指数概念; 根据广义相当位温自身的特点, 设计了大气液态水含量指数和大气水物质含量指数等预报判据; 这些参数在强对流天气和区域性暴雨分析预报中, 应用效果较好。

关键词: 广义相当位温 排熵指数 液态水含量指数 水物质含量指数 耗散结构

Generalized Potential Equivalent Temperature and Its Extended Application

Fu Changfeng¹ Li Rencheng² Zhao Zhendong³ Lu Ying²

(1. Meteorological Research Institute of Henan Province, Zhengzhou 450003;
2. Hebei Meteorological School; 3. Industrial College of Jiangsu Province)

Abstract: The generalized potential equivalent temperature θ_e can be considered as a new atmospheric parameter which contains vapor and liquid water in it. The physical significance of it and its extended application are further discussed by means of the concise derivation and demonstration. The concept of removal entropy index is proposed on the basis of the theory of dissipative structure. According to the characteristics of the generalized potential equivalent temperature itself, some parameters, such as the atmosphere liquid water content, the atmosphere water substance content, etc. are developed with these parameters, the very useful information for the forecasting of the severe convective weather and heavy rainfall can

be provided.

Key Words: generalized potential equivalent temperature remove entropy index liquid water content water substance content dissipative structure

引言

早在 20 世纪 70 年代末, 谢义炳先生就指出: “现代气象学中, 水汽对大气运动和天气系统的发生、发展的作用还没有得到应有的注意。”^[1] 此后我国许多气象工作者利用假相当位温 θ_w 作为大气的温湿特征量, 进行了大量的理论和应用方面的研究^[2~8], 取得了不少成果。然而假相当位温只是部分地考虑了水汽凝结潜热的作用, 忽略了有大量水滴以云的形态悬浮在空中的事实, 这就不可避免地影响其对次天气尺度降水系统热力学性质的描述能力^[9]。文献 [10] 介绍了一个在湿大气研究中出现的新的热力学变量, 即密度温度 T_ρ , 它是在等压的条件下, 考虑水物质对多相系统密度的贡献后引出来的^[11], 可称为广义虚温。为了完整地刻画大气的温湿特性, 充分体现水汽和液态水在大气热力过程和天气系统的形成和演化中的作用, 本文根据空气微团在多相系可逆湿绝热过程中熵守恒原理^[12], 提出了广义相当位温 θ_s 的概念及表达式, 并对其在强对流天气和暴雨预报中加以扩展应用, 效果较好。

目前数值预报已在业务预报中扮演重要角色, 不过强天气预报, 特别是强对流区域性暴雨的预报, 还不能令人满意。借助广义相当位温 θ_s 可以在强对流预报中得到十分有益的预报信息。

1 广义相当位温的表达式及其物理意义

当大气中有水汽凝结时, 在未发生降水之前, 液态水一般是随气块 (云体) 一起运

动的; 只有在降水发生后, 才会有部分液态水与云体相分离。

饱和湿空气在可逆湿绝热过程中系统的比熵不变^[12]

$$ds = (m_d C_{pd} + m_w C_w) d \ln T - m_d R_d d \ln p_d + d \left(\frac{m_v L}{T} \right) = 0 \quad (1)$$

式中 m_d 、 m_w 、 m_v 分别为单位质量的含有液态水的饱和湿空气中干空气、水物质 (水汽和液态水的总和) 及水汽的质量, 其余为常用符号。令

$$m = m_d + m_w$$

$$q_s = \frac{m_v}{m}$$

$$r_s = \frac{m_v}{m_d}$$

并令

$$q_w = \frac{m_v}{m} \quad (2)$$

代入式 (1), 两边再同除以 m , 经整理后得

$$ds = C_{pd} d \ln (\vartheta_w) = 0 \quad (3)$$

式中: $\tau = \left[\frac{T C_k}{\theta_w} \right]^{q_w}$, $C_k = C_w / C_{pd}$, $\theta_d = T \left(\frac{1000}{p_d} \right)^{R_d / C_{pd}}$, θ_w 为假相当位温:

$$\theta_w = \theta_d \exp \left(\frac{L r_s}{C_{pd} T} \right)$$

令

$$\theta_s = \vartheta_w \quad (4)$$

这里 θ_s 就是本文所定义的广义相当位温。式 (3) 和式 (4) 表明饱和湿空气与液态水共存系统在可逆湿绝热过程中有:

$$s = C_{pd} \ln \theta_s + s_0 \quad (5)$$

式中 s_0 为常数, 可取 $s_0 = 0$ 。上式证明了广义相当位温 θ_s 是大气比熵 s 的单值函数, 因

此可以说广义相当位温是熵温度。对于未饱和和湿空气，式中的 T 应改用凝结高度处的要素 T_c 。广义相当位温 θ_s 的单位可采用绝对温标 K，也可采用摄氏温标 $^{\circ}\text{C}$ 。

2 大气熵流的应用

对于开放体系，单位体积内熵流项的时间变率可以表示为^[13]

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{J}_s \quad (6)$$

式中 $S = \rho s$ ，为熵密度， s 为比熵。 \mathbf{J}_s 是单位时间内流过单位面积的熵，简称熵流。耗散结构理论认为，大气耗散结构的出现需要有负熵流，而负熵流必然和体系的排熵机制以及维持这种机制的环境场能量流与物质流的输入或输出相联系。文献 [14] 导出了便于气象业务应用的大气熵平衡方程。不过在该方程的五项中，对于短时或短期预报而言，只有第一项，即熵流散度的对流项 $-\nabla \cdot \mathbf{S}\mathbf{V}$ 的量级最大，比其余四项大 1~2 个量级。所以式 (6) 可改写为：

$$\frac{\partial S}{\partial t} \approx -\nabla \cdot \mathbf{S}\mathbf{V} = -\nabla \cdot \rho s \mathbf{V} \quad (7)$$

熵流散度是三维的，通常高空水平风速量级远大于垂直运动速度，在不精确计算的情况下，熵流散度的垂直分量也可以略去。鉴于广义相当位温 θ_s 是大气比熵 s 的单值函数，用 θ_s 替代熵流散度中的比熵 s ，其效果是一样的，且量值变化更为显著，使用更加方便，从而有

$$\frac{\partial S}{\partial t} \propto -\nabla \cdot \rho \theta_s \mathbf{V} \quad (8)$$

熵是无序的量度，但是熵流，特别是负熵流，是开放体系从无序到有序的原动力。负熵流产生和维持的环境场和强对流产生机制是相通的。强对流发生前，大气下层有能量和水物质的输入，而大气上层则必有干冷平流和能量辐散，即有熵的输出。这种不稳

定能量的产生机制至少可以认为是大气耗散结构的排熵机制之一。所以，为研究大气中某一体系的发展问题，对式 (8) 积分并求其平均：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} &\propto \frac{\int_{z_1}^{z_2} (-\nabla \cdot \rho \theta_s \mathbf{V}_h) dz}{\int_{z_1}^{z_2} \rho dz} \\ &= \frac{\int_{p_2}^{p_1} -\nabla \cdot \theta_s \mathbf{V}_h dp}{p_1 - p_2} \quad (9) \end{aligned}$$

式中 p_2 表示大气上层 z_2 高度上的气压， p_1 表示大气下层 z_1 高度上的气压， \mathbf{V}_h 为水平风速矢量。根据这个式子，考虑到无辐散层通常位于 500~600hPa，因此用高层 100~500hPa 平均熵流散度和低层 600~1000hPa 平均熵流散度的差值，建立一种指数，可称大气排熵指数

$$REI = \left. \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \right|_{100}^{500} - \left. \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \right|_{600}^{1000} \quad (10)$$

显然，当下层辐合和有高熵平流时，对排熵指数均有负值贡献；而上层则相反，当其辐散和有低熵平流时，对排熵指数均有负值贡献。故当某地 $REI < 0$ ，相当于有负熵流的作用，大气的有序度增加，有利于不稳定增强和强对流发展。

下面以近几年 3 次较典型的强对流过程为例，对广义相当位温的衍生参量结合实际进行讨论：(1) 2004 年 6 月 7 日下午到夜间豫北和豫东有 3 个县局部出现冰雹，持续时间不长，雹体不大。降水一般为小雷雨或零星小阵雨。但河南北中部有 11 个县、市受飚线和 $17 \sim 19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风袭击。(2) 2002 年 7 月 19 日傍晚到夜间，从豫北到豫南的北部有 12 市、24 县共 42 个站出现冰雹和雷雨大风，最大冰雹直径达 8cm，积雹厚度 5~6cm，持续时间一般在 15~30 分钟左右。大风风力 8~9 级，最大风速 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此次强对流天气范围之大，灾情之重，

近几十年较少见。不过降水量一般为小到中雨，部分地区大雨，暴雨仅出现一个站。
 (3) 2000 年 7 月 5 日 17 时~6 日 17 时河南省北中部发生一场强对流特大暴雨过程，特大暴雨主要在新乡、郑州、许昌和开封地区(图 1)。24 小时降水量大于 100mm 的有 12 站，中心在延津，过程雨量达 452mm，强度之大属该地历史所罕见。

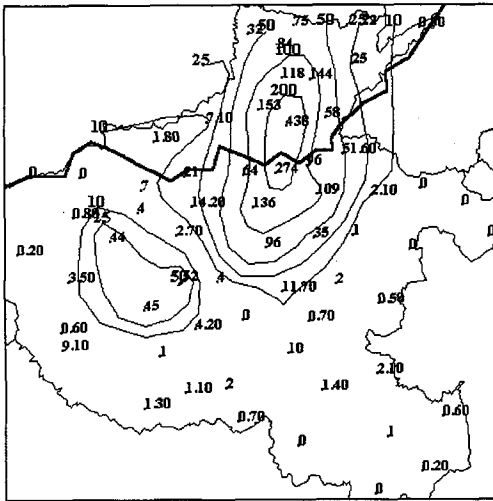


图 1 2000 年 7 月 5~6 日 17 时河南省主要测站 24 小时降水量 (单位: mm)

排熵指数 REI 在短时强对流天气预报方面是一个相当不错的诊断预报参量。图 2 示出，在上述三次强对流天气发生的 6~18 小时前都有 $REI < 0$ 的明显表现；负值区涵盖了强对流或对流性大暴雨发生的主要区域，特别是对于对流性大暴雨过程，负值中心和特大暴雨中心比较一致。所以排熵指数不仅可作为强对流天气发生的一种判据，而且可为对流性暴雨中心落区预报提供有益的信息。

3 广义相当位温指数的应用

通常广义相当位温 θ_e 的垂直分布近地

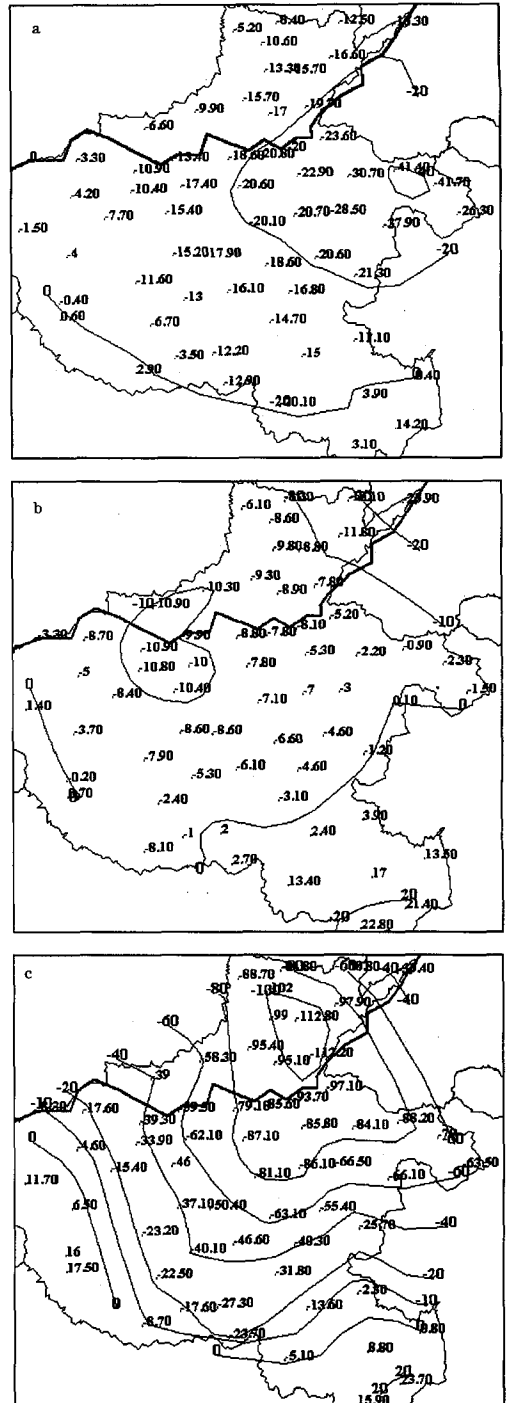


图 2 大气排熵指数 (单位: $\times 10^{-4} K \cdot s^{-1}$)

a. 2004 年 6 月 7 日 08 时; b. 2002 年 7 月 19 日 08 时; c. 2000 年 7 月 5 日 08 时

面数值较大, 随高度上升而减小, 出现低值点后再随高度上升而增大。广义相当位温 θ_s 的层结廓线在强对流天气发生前常常会有中低层特别宽的明显特点^[9]。并且, 在晴稳的天气下, 大气 100hPa 以下 θ_s 层结的低值点多半只有一个, 一般在 400~300hPa 上。当强对流天气发生发展时, 大气 θ_s 层结的低值点位置往往会发生改变, 尤其是强对流暴雨天气来临时, 因大气对流层下层含水量的迅速增加和大气中扰动发展的相互作用, 大气 θ_s 层结的低值点可出现两个以上。从而可以设计广义相当位温指数, 以揭示大气含水量状况和低空的对流不稳定。

3.1 和大气含水量状况有关的广义相当位温指数

由式 (2) 可知, 如果 $q_w = q_s$, 必然 $m_w = m_s$, 这意味着该处大气不含液态水。令此时的广义相当位温为 θ_w :

$$\theta_w = \theta_s \left[\frac{T_c}{\theta_s} \right]^{q_s} \quad (11)$$

可以定义大气第 i 层的相对液态水含量

$$(RLWC)_i = \left[\frac{\theta_s}{\theta_w} \right] = \left[\frac{T_c}{\theta_s} \right]^{-q_w - q_s} \quad (12)$$

显然, 当 $(RLWC)_i = 1$ 时, 表示第 i 层大气不含液态水; 而当 $(RLWC)_i > 1$ 时, 则表示第 i 层大气含液态水。因此定义大气液态水含量指数

$$LWCI = \sum_{i=1}^{10} (RLWC)_i \quad (13)$$

从 1000~100hPa 共 11 个标准层, 这里用 10 层, 实际上讨论 200hPa 以上的液态水, 通常是没有多大意义的。同样, 还可以定义大气第 i 层的相对水物质含量指数:

$$(RWSC)_i = \left[\frac{\theta_s}{\theta_d} \right] = \tau \exp \left(\frac{Lr_s}{C_{pd} T_c} \right)$$

和大气水物质含量指数

$$WSCl = \sum_{i=1}^{10} (RWSC)_i$$

在强对流区域性暴雨产生前 6~18 时, 一般都能够发现 $LWCI$ 的增长。经验表明, 当 $LWCI \geq 10.3$ 后, 就可出现区域性暴雨。所以 $LWCI$ 可用来判断短时预报的预见期内的强对流天气是否会形成区域性暴雨。

大气液态水含量指数 $LWCI$ 可以和水物质含量指数 $WSCl$ 配合使用, 例如当测站 $LWCI \leq 10.1$ 且 $WSCl < 11.5$, 该测站未来 12 小时内不会有明显降水; 显然 $WSCl$ 越低, 降水越不容易出现。这有助于排除某些强对流过程预报中往往出现的强降水空报现象。我们计算程序中当出现上述情况时, 令

$$LWCI = LWCI - 1$$

所以在大气液态水含量指数图上遇有 $LWCI = 9.0$ 时, 指示在短时预见期内不利降水出现。根据大气液态水含量指数可以初步判断河南即将到来的强对流天气的类型。

第一型: 当算出全省大部分 ($\geq 2/3$) 测站 $LWCI = 9$ 时, 例如 2004 年 6 月 7 日 08 时 (图 3a)、2002 年 6 月 1 日 08 时等所示的强对流过程。在这种情况下, 通常河南不出现较强的对流性降水, 可以有局部雹灾, 但是一般范围不太广, 强度不很强; 可能的主要灾害是阵性大风, 土壤干燥时可伴有沙尘暴。

第二型: 当全省大部分测站 $LWCI > 9.0$ 且 $LWCI < 10.3$ 时, 例如 2002 年 7 月 19 日 08 时 (图 3b)、2003 年 6 月 20 日 08 时等所示的强对流过程。在这种类型下, 一般雹灾、飀线、龙卷等强对流天气发展范围可以较广, 强度可以较强, 并可有局地暴雨, 但河南通常不会出现大于 5 个站连成片的区域性暴雨。

第三型: 当全省大部分测站 $LWCI \geq 10.3$ 时, 例如 2000 年 7 月 5 日 08 时 (图 3c) 和 2004 年 7 月 15 日 20 时等所示的强对流天气过程。在这种类型下, 虽然大气层

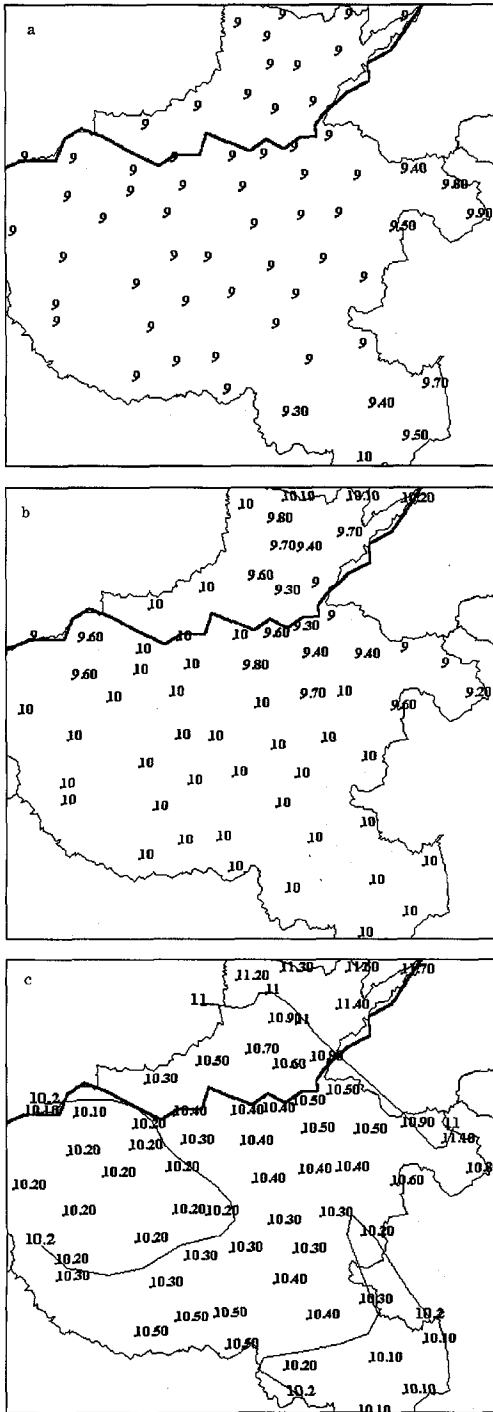


图3 河南大气液态水含量指数(无量纲)

a. 2004年6月7日08时; b. 2002年7月19日08时;
c. 2000年7月5日08时

结可能很不稳定,但一般雷雨中很少有强烈的冰雹相伴,可能的主要灾害是区域性的暴雨、大暴雨或特大暴雨形成的内涝。

3.2 与低空对流不稳定分布有关的广义相当位温的指标

与低空对流不稳定相联系的指标有两个,即边界层广义相当位温的高熵舌和边界层广义相当位温的高熵平流。强对流天气,尤其是强对流暴雨发生前,一般都有高温高湿空气从低层输入,在边界层聚积的现象。925hPa~850hPa处于边界层上半部,是熵流输入和聚积的重要层次,其广义相当位温 θ_e 场的高熵舌,突出地显现这种熵的聚积现象;其广义相当位温 θ_e 场的高熵平流,则显现这种熵聚积的未来趋向。于是925hPa和850hPa的均值场上的高熵舌和高熵平流轴所在区域,在其上空有强的排熵机制和冷平流存在时,通常会是对流不稳定出现或即将发展的地区。所以不难理解,当边界层上半部高熵舌和高熵平流轴相平行时,其间大体上是强对流区域性暴雨的主要落区。当边界层上半部高熵舌和高熵平流轴相交叉时,交点附近基本上是对流区域性暴雨的中心落区。图4是特大暴雨出现前的2000年7月5日08时边界层广义相当位温场和高熵平流轴线位置,阴影区是6日17时24小时雨量图上大暴雨($\geq 100\text{mm}$)的落区。可以看出边界层广义相当位温的高熵舌和高熵平流轴线之间的区域与强对流大暴雨的主要落区是相当吻合的。

4 结语

(1) 广义相当位温 θ_e 完整地表达了大气的温湿特性,充分体现了水汽和液态水在大气热力过程以及天气系统的形成和演化中所能发挥的作用。因此在天气分析中,特别

是在次天气尺度和中尺度强降水系统的诊断分析中是一个新的、实用的热力学参量。

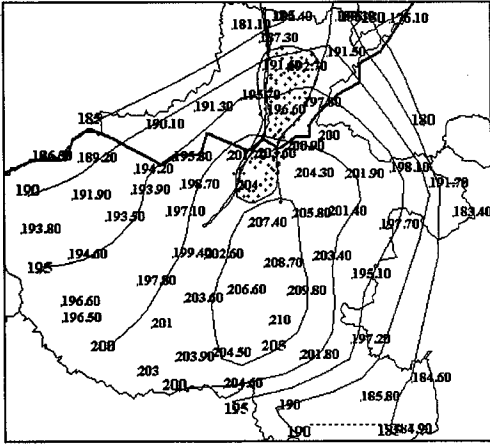


图4 2000年7月5日08时河南边界层上部
广义相当位温场(单位: $^{\circ}\text{C}$)

高熵平流轴线和高熵舌线分别用粗、细线表示, 阴影为大暴雨区

(2) 广义相当位温无论在干绝热过程还是在多相系可逆湿绝热过程中, 都是严格守恒的量, 与湿空气的熵是一一对应的; 它对湿斜压大气的热力结构、稳定度状况具有较强的刻画能力。

(3) 通过利用广义相当位温对大气液态水相对含量的研究, 导致对强对流天气预报的分类; 大气水物质含量指数和大气液态水含量指数相配合, 可用于有无明显降水、有无区域性暴雨的预报; 而和对流层低空不稳定相联系的边界层广义相当位温的高熵舌和高熵平流与暴雨中心落区有关。这些都适用于强对流天气的业务预报。

(4) 大气排熵指数对强对流短时预报很有价值, 是预报强对流天气能否发生的有力判据。它是在低层 600hPa 以下有熵输入, 高层 500hPa 以上有熵输出的模型基础上建立的, 其适用的天气系统类型尚需进一步探讨和检验。

参考文献

- 1 谢义炳. 湿斜压大气的天气动力学问题. 谢义炳文集. 北京: 北京大学出版社, 1997: 311~327.
- 2 王两铭. 饱和湿空气动力学. 北京: 气象出版社, 1981: 32~98.
- 3 刘式适. 关于湿大气动力学的几个问题. 气象科技, 1989, (1): 19~25.
- 4 程麟生. 湿斜压不稳定的条件、判据和临界波长. 北方天气文集, 1983, (4): 131~141.
- 5 李任承, 顾光芹. 关于假相当位温的精确计算. 气象, 1990, 16 (3): 13~17.
- 6 李任承. 大气层结不稳定能量的简便计算方法. 气象, 1987, 13 (11): 18~22.
- 7 李任承, 符长锋, 吴万素. 熵的演化与暴雨形成和落区的探讨. 气象, 1995, 21 (3): 11~16.
- 8 李任承. 对流层大气的负熵流和熵产生. 气象, 2001, 27 (11): 22~26.
- 9 符长锋, 李任承, 吴万素. 广义相当位温及其在天气预报中的应用. 空军气象学院学报, 1994, 15 (3): 213~220.
- 10 彭治班, 周小刚, 赵秀英. 密度温度 T_p , ——一个新的大气热力学变量. 气象, 1999, 25 (10): 57.
- 11 彭治班, 刘健文, 郭虎等. 国外强对流的应用研究. 北京: 气象出版社, 2001: 136~140.
- 12 盛裴轩, 毛节泰, 李建国等. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2003: 129~138.
- 13 李如生. 非平衡态热力学和耗散结构. 北京: 清华大学出版社, 1986: 127~160.
- 14 符长锋. 台风暴雨大气熵变场的诊断和对比分析. 应用气象学报, 1991, 2 (4): 408~414.