

熵的演化与暴雨形成和落区的探讨

李任承

符长锋 吴万素¹⁾

(河北气象学校,保定 071000) (河南省气象科学研究所,郑州 450003)

提 要

应用耗散结构理论,提出了大气中“湿熵”的具体计算公式和“相对湿熵”的概念,推导出了便于在大气中实际应用的总熵流表达式。结合河北省两次暴雨及特大暴雨天气过程,初步分析归纳了熵的演化与强对流暴雨和落区的关系;熵的演化与台风低压引发的暴雨和落区的关系,指出了两种暴雨过程的共同点和不同点;对台风低压的移动规律得到了某些有益的认识。

关键词: 耗散结构 相对湿熵 熵平衡方程 总熵流

引 言

暴雨是与积云对流的发展或台风的活动紧密联系的天气过程,而积云对流和台风一般被看成是大气中典型的“耗散结构”^[1]。

根据非线性、非平衡态热力学理论,对于开放系统,当系统处于远离热力学平衡状态时,通过与外界环境不断交换物质和能量,系统有可能失去稳定性,在某些外部约束条件下,以及通过内部的非线性、不可逆过程,某些“涨落”可被放大而使系统达到某种新的有序状态。以 I. Prigogine 为首的学派把这种在开放和远离平衡条件下、在与外界不断交换物质和能量的过程中,通过能量耗散和系统内部的非线性动力学机制来形成和维持的新的时空有序结构称之为“耗散结构”^[2]。

本文通过实例,以耗散结构理论为指导,对熵的演化与暴雨的形成和落区进行初步探讨。

1 大气系统的熵和熵平衡方程

1.1 张学文等通过研究,将任意状态下单位质量(1克)空气的绝对熵计算公式表示为^[3]:

$$s = C_p \ln \theta + 1.156 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \quad (1)$$

式中, θ 为空气块的位温; C_p 为定压比热。

式(1)是在假定空气中没有水汽相变的条件下熵的表达式,我们不妨称之为“干熵”。如果考虑到空气中可能发生水相变化时,用“湿熵”来描述空气的热力学状态更为方便。通过推证^[4],我们得到在饱和状态下湿熵的计算公式:

$$s_w = \frac{C_{pd}}{1 + W_s} \ln(T C_w W_s / C_{pd} \theta s_e) + s_0 \quad (2)$$

式中, W_s 为单位质量(1kg)干空气中所含有的水物质(包括汽态、液态和固态)的总质量; s_0 为熵常数; $\theta s_e \equiv T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{P - E} \right)^{R_d / C_{pd}} \exp \left(\frac{L W_s}{C_{pd} T} \right)$, 其余符号为常规符号。若为未饱和湿空气,则上式中的 T 、 P 、 E 均为抬升凝结高度上的值。

为方便起见,我们在计算湿熵时,在某些场合下不妨取“相对湿熵”,这正如我们在使用“温度”时,可以用摄氏温度而不一定非用绝对温度。在本文中,我们对质量为 1kg 的湿空气块,将式(2)中的熵常数取作 $s_0 = -5800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}$, 这样得到的湿熵显然只具有相对的意义。

1) 参加本文工作的还有尤凤春、徐志育同志。

1.2 对于开放系统,熵平衡方程为^[5]:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{deS}{dt} + \frac{diS}{dt} \quad (3)$$

其中, $S = \int_V \rho s dV$ 为系统的总熵; $\frac{deS}{dt} = - \int_{\Sigma} \vec{J}_s \cdot d\vec{\Sigma} = - \int_V \nabla \cdot \vec{J}_s dV$ 是由外界供给系统的熵; $\frac{diS}{dt} = \int_V \sigma dV$ 是系统内部所增长的熵。

熵平衡的局部表达式为:

$$\begin{cases} \frac{\partial \rho s}{\partial t} = - \nabla \cdot \vec{J}_s + \sigma \\ \sigma \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

式(3)、(4)中各符号的物理意义参见文献[2]、[5](下同)。

引入局域平衡假设,应用平衡态的基本热力学关系,可得总熵流和熵产生的明显表达式:

$$\vec{J}_s = \frac{\vec{J}_q}{T} - \sum_{k=1}^n \frac{\mu_k}{T} \vec{J}_k + \rho s \vec{V} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \sigma = & \vec{J}_q \cdot \nabla \frac{1}{T} - \frac{1}{T} \sum_{k=1}^n \vec{J}_k \cdot (T \nabla \frac{\mu_k}{T} - \vec{F}_k) \\ & - \frac{1}{T} \Pi : \nabla \vec{V} - \frac{1}{T} \sum_{j=1}^r J_j A_j \end{aligned} \quad (6)$$

$\vec{J}_q$ 又可以分解为由扩散引起的热流和传导(包括辐射)引起的热流两部份:

$$\vec{J}_q = \vec{J}_q + \sum_{k=1}^n \vec{J}_k h_k$$

化学势可表示为:

$$\mu_k = h_k - T s_k$$

因此,式(5)又可以改写为:

$$\vec{J}_s = \frac{\vec{J}_q}{T} + \sum_{k=1}^n \vec{J}_k s_k + \rho s \vec{V} \quad (7)$$

这就是气象上便于应用的总熵流表达式。

1.3 积云发展时的熵流情况

对于一个成熟的积雨云单体,忽略热传导(包括辐射)的影响,并视干空气和水汽的扩散流为零,则式(7)可写成:

$$\vec{J}_s = \rho_{wi} (\vec{V}_{wi} - \vec{V}) s_{wi} + \rho s_w \vec{V} \quad (8)$$

式中, ρ_{wi} 、 $\vec{V}_{wi}$ 、 s_{wi} 分别为液态(或固态)水质点

的分密度、运动速度及分比熵; ρ 、 s_w 、 $\vec{V}$ 分别为空气块的总密度、比熵及质心速度。

对式(8)沿云体边界积分,则有:

$$\begin{aligned} \frac{deS}{dt} = & - \int_{\Sigma} \vec{J}_s \cdot d\vec{\Sigma} \\ = & - \int_{\Sigma_1} \rho_{wi} (\vec{V}_{wi} - \vec{V}) s_{wi} \cdot d\vec{\Sigma} \\ & - \int_{\Sigma_2} \rho s_w \vec{V} \cdot d\vec{\Sigma} - \int_{\Sigma_3} \rho s_w \vec{V} \cdot d\vec{\Sigma} \end{aligned} \quad (9)$$

式中, deS/dt 为总熵流项; Σ 是云体边界总面积; $d\vec{\Sigma}$ 是有向面元,方向为外法向; Σ_1 是云底面积, Σ_2 是气流流入区的总面积, Σ_3 是气流流出区的总面积,并有 $\Sigma = \Sigma_2 + \Sigma_3$ 。

当有水滴或冰晶从云底降落时,式(9)右边第一项为负值(反之为零);当有气流向云体流入时,第二项为正值(反之为零);当有气流从云体流出时,第三项为负值(反之为零)。根据耗散结构理论,积雨云的发展和维持必须满足 $deS/dt < 0$ (负熵流),才能抵消云内强大的熵产生 ($diS/dt = \int_V \sigma dV > 0$),使云体保持在比平衡态低熵的状态。否则,积雨云将停止发展,并逐步解体、消亡。

需要特别指出:耗散结构理论虽然强调“负熵流”在耗散结构的形成和发展过程中的组织化作用,但并非意味着耗散结构本身的熵值就必定很低。相反,有些强大的耗散结构其本身熵值是很高的,只不过比“平衡态”熵值较低罢了。从天气预报的角度来说,则主要应着眼于造成暴雨的积雨云发展的环境条件及其判据。

2 熵的演化与暴雨的形成和落区实例分析

用式(2),我们计算了河北省 21 个地面测站 1978 年 7 月—1987 年 7 月逐日 08 时的地面熵值及其连续三天的滑动平均值,并求出了 1985 年 7 月 1—3 日和 1978 年 7 月 20—31 日的熵距平和 24 小时熵的变化;还计算了 25—45°N 和 100—125°E 范围内 850、700、500hPa 等压面上 64 个高空测站逐

日08时的熵值及3层等压面上熵值总和,分析了地面及高空熵变情况。结合河北省1985年7月2日暴雨和1978年7月23—29日暴雨、大暴雨和特大暴雨天气过程,归纳了熵的演化与暴雨形成和落区的关系。

2.1 1985年7月2日河北省暴雨天气过程

在7月1日08时地面图上河北省北部的张家口、承德、围场等站的熵距平值均 $>+20\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$,北京和青龙站也为正值(图1a)。08时850hPa熵值分布和850、700、500hPa等压面上熵值总和分布图上,张家口、北京、太原、邢台均处于高熵区,河北省北部处于高熵舌区(图略)。当天至次日08时,全省均有不同程度的降水,其中北京及其以北地区下了大雨,当日熵距平最大的承德站下了暴雨(55mm,图1a)。

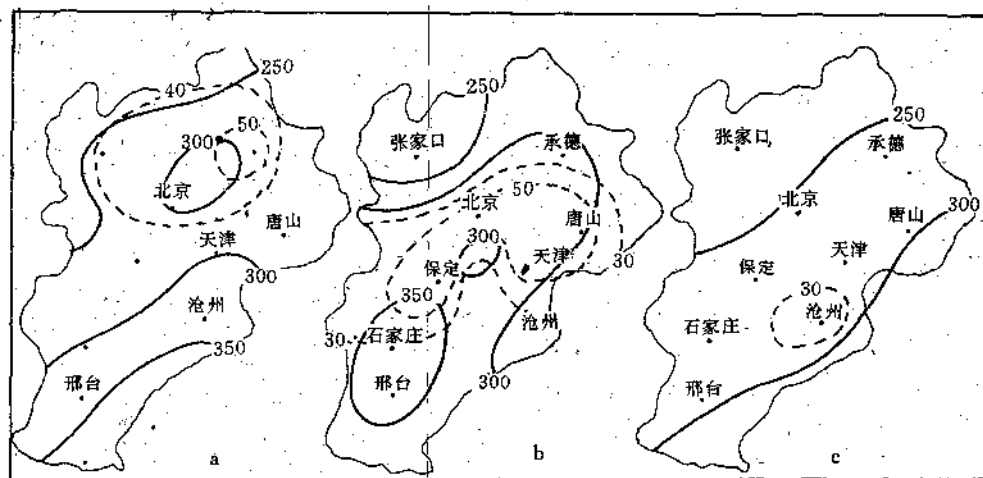


图1 7月1—3日08时河北省地面相对湿度熵($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)分布图

虚线为等雨量线(mm)

7月2日08时地面图上,保定以西、石家庄、蔚县24小时正变熵高达 $62\text{--}67\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$,全省大多数站熵距平为正值。保定以西的蔚县08时地面至500hPa大气层结为真潜不稳定,不稳定能量值正、负代数和为 $+70\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。850、700、500hPa 3层熵值总和分布情况为:石家庄、保定、北京、承德、天津均处于高熵舌区(图2)。

当日京、津、唐、保均下了暴雨(图1b),其中保定市遭受特大冰雹袭击,雹粒最大直径达70mm,是近40年来所没有过的。降雹时间达15分钟(从18时35分—18时50分),15分钟最大降水量达69mm,地面最深积雹17cm,最大风速 $36\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,损失惨重。但处于京、津、保之间的坝县,因地面08时熵距平为负值,24小时变熵亦为负值,因此,虽然其周围各站均下了60mm以上的暴

雨,它却只下了30mm的大雨(图1b)。这说明强对流降水落区与地面熵值的分布及大小是有密切关系的。

7月3日08时河北省地面各站熵距平均为负值,绝大多数站有较强的24小时负变熵(图1c);高空图上,高熵区移至东北地区,暴雨落区也随之移至东北地区(图略)。

这次暴雨过程的特点是:暴雨发生前8—24小时,本站及其上风方地面和对流层中、下层均有较显著的增熵和正的熵距平;高空图上,暴雨落区对应的对流层上层(200hPa)处于急流出口区。700—500hPa华北西北部有一冷性低涡(低熵系统)向东偏南方向移动(图略)。这样,一方面造成了强烈的大气层结不稳定,另一方面在低涡东南象限由于正涡度平流造成的上升运动,结合850hPa和地面的辐合气流,形成了对流云爆

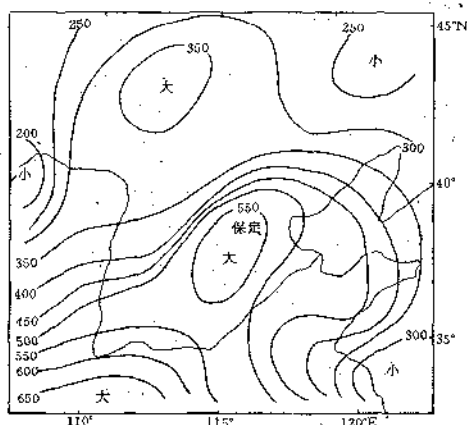


图2 7月2日08时850、700、500hPa相对湿度之和

发的触发机制。低层大量高熵空气提供了对流云(耗散结构)发展所需的原料和能量,高层200hPa急流造成的高速辐散高温气流以及云中大量降水的出现,使对流发展区处于比平衡态低熵的状态。根据式(9),考察积雨云的发展过程,其实质乃是地面及低层高熵空气通过对流迅速向高空输送,以完成向平衡态的过渡。因此,当低层有一定程度的高熵空气的积累并达到一定数值(临界值)时,若中空(700hPa或500hPa)有低熵系统(冷槽或冷涡)的侵入,便有利于不稳定状态的形成,加之高层(200hPa附近)若有急流相配合,便可造成强对流暴雨天气。暴雨落区一般位于地面熵距平为正值且24小时正变熵最大的地区以及对流层中低层(850或700hPa)高熵舌区的下风方附近。图3是对流云发展时熵流分布示意图。

2.2 1978年7月23—29日河北省连续暴雨及特大暴雨天气过程,该过程分为3个阶段:

2.2.1 23—24日为第一阶段,主要受西风槽引导的低熵系统影响。自22日起,地面及850、700、500hPa均有较强正变熵和正的熵距平(图略),500hPa有低熵系统自河套西部随高空槽东移。23日08时700hPa自内蒙的刺麻库伦经张家口、延安到昌都为—东北—

西南向切变线,850hPa有一支风速为 $10—12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的低空急流自此时在浙江宁海登陆的7805号台风北部沿副高边缘向北输送高熵空气,高空200—100hPa河北省处于高空急流出口区。河北全省自20日起就有连续的地面正变熵,23、24日均有较大的正熵距平。上述条件造成了河北省23、24日大范围暴雨,23日全省有16个站下了暴雨,其中5个站下了大暴雨;24日有两个站下了暴雨,11个站下了大雨(图4a、b)。

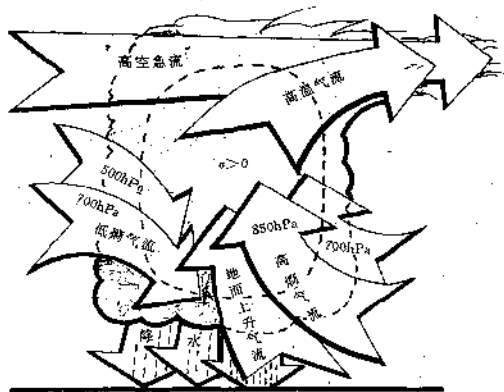


图3 积雨云发展时熵流分布示意图

2.2.2 25—26日为第二阶段,主要受台风低压影响。25日,台风低压进入河北省东南部,26日移至河北省东北部。台风低压带来了大量高熵空气,25—26日河北省均处于850、700、500hPa的高熵区(图5)。高空200—100hPa河北省位于反气旋流场后部的强辐散区(图略)。25日全省有27个站出现暴雨,其中7个站大暴雨。当台风低压经过遵化时,由于有利地形(喇叭口状)以及移速锐减,使遵化下了特大暴雨(日雨量343mm,图4c)。26日全省有14个站下了暴雨,其中3个站下了大暴雨(图4d)。25—26日地面熵距平多数站为较大正值,但台风低压经过的地区由于降水而出现了明显的24小时负变熵。

2.2.3 27—29日08时为第三阶段,主要受高空低熵系统影响。26日台风低压在河北省北部减弱消失后,27日地面又积累了大量高熵空气。850、700、500hPa河北省西部有一宽

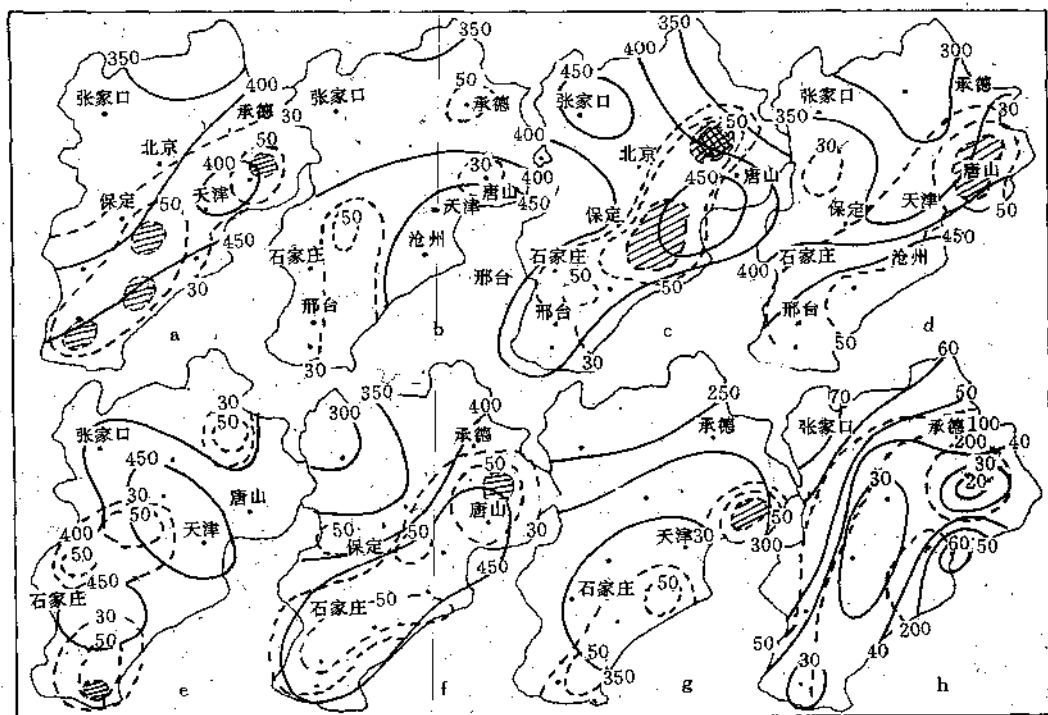


图 4 7月23—29日08时河北省地面湿熵分布图

斜线区为大暴雨区,网线区为特大暴雨区

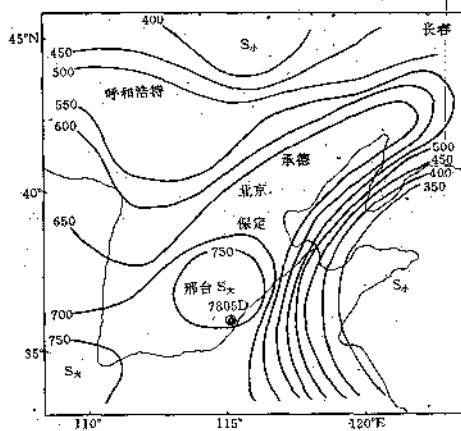


图 5 7月25日08时850、700、500hPa相对湿度和

广的较强高熵舌东移北伸,同时河套西部有低熵系统(冷槽及冷涡)东移,地面有冷锋进入河北省西北部并向东南方向移动(图略),高空200—100hPa河北省处于高空急流出口区。在上述系统配合下,造成河北省大范围暴雨(图4e、f、g)。至29日08时,河北省地面

各站均为较强的负熵距平和负变熵,高空850、700、500hPa高熵舌断裂,一股退至邢台以南;一股移至东北地区,暴雨过程结束。

7月22—28日08时7天连续暴雨天气过程地面平均熵距平及总降水量如图4h,850、700、500hPa3层等压面上熵值之和平均情况如图6所示。由图4h可见,地面均为正的熵距平,由图6可见,中低层河北省处于高熵舌区偏东一侧下风方。

利用式(9)亦可讨论台风低压的负熵流过程。与积雨云不同的是,台风低压的负熵流过程主要是靠高层反气旋流场的质量辐散作用以及大量降水,而不是高空急流的热流辐散。当然,二者内部熵产生的机制也是不同的(这里不做详细讨论,我们将另文探讨)。

我们应用地面、850、700、500hPa相对湿度熵的空间分布作为河北省暴雨预报因子,结合500hPa涡度、850hPa散度以及天气系统影响和湿熵平流等因子,对河北省1978—1987年10年间7—8月份的暴雨形成和落区进行分析,共有101次暴雨日,其中伴有强对流发生的暴雨共有83次。所建立的统计预

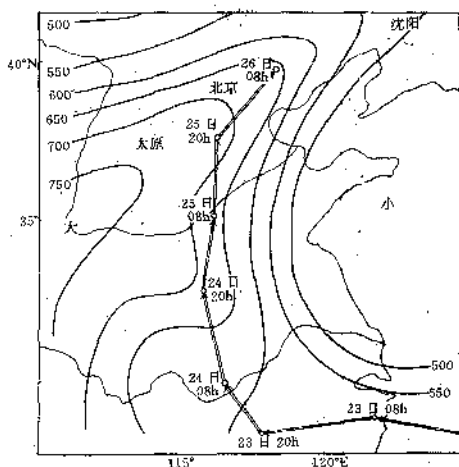


图6 7月22—28日850、700、500hPa相对湿熵之和的平均值

报方程拟合成功率71%，用于1990年试报，成功指数为73%，在1992年和1993年预报中，成功指数为75%。应用850hPa相对湿熵分布进行暴雨落区预报也较准确。

3 结 语

3.1 有利于强对流暴雨形成的条件是：地面及对流层低层(850hPa)有高熵大气的积累；对流层中层(500及700hPa)有低熵系统的加入；对流层高层处于急流出口区，有较强的热流辐散。暴雨落区一般位于低层正的熵距平和熵舌区附近等熵线密集带高熵区一侧。

3.2 台风低压可造成特大暴雨，其形成的条

件：一是在台风北侧有低空急流将大量高熵空气源源不断地向暴雨区输送；二是台风低压本身遇到有利地形或停滞。台风低压具有避开低熵区、朝高熵区移动的趋势。在环境流场作用下，台风低压移动路径在台风转向前向高熵区移动；在台风转向后大致与850hPa高熵舌外围线一致，或与850、700、500hPa 3层等压面的高熵舌轴线平行。

3.3 强对流暴雨落区对应着地面高熵中心以及850与500hPa熵值之差较大的区域的下风方附近；台风低压暴雨落区一般在850、700、500hPa对应着高熵区。但是，由于大量降水，在其移动路径上地面往往有较大的24小时负变熵。

3.4 强对流暴雨与台风低压暴雨的负熵流过程有所不同。前者主要是靠高空急流将大量加热的空气输运出去，造成较强的负熵流；后者主要是靠高空反气旋环流将大量干热空气辐散出去，造成强大的负熵流。前者主要表现为热流辐散，后者则主要表现为物质流辐散。

参考文献

- 1 柳崇健. 大气耗散结构理论. 北京: 气象出版社, 1988年12月.
- 2 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年4月.
- 3 张学文等. 大气的热力学总编. 大气科学, Vol. 16, No. 3, 1992年5月, 339—344.
- 4 Iribarne, J. V., and Godson, W. L., Atmospheric Thermodynamics, D. Reidel Publishing Company, Boston—U. S. A. 1973.
- 5 S. R. 德格鲁脱和P. 梅休尔. 非平衡态热力学. 陆全康译. 上海: 科学技术出版社, 1981年7月.

Entropy Evolution and Its Association with the Formation and the Placement of Heavy Rain

Li Rencheng

(Hebei Meteorological school, Baoding 071000)

Fu Changfeng Wu Wansu

(Henan Meteorological Research Institute, Zhengzhou 450003)

Abstract

Based on the theory of dissipation structure, the calculation formula of atmospheric wet entropy and the conception of relative wet entropy have been presented. The formula of general entropy flow which is easy to be applied in atmosphere has been calculated. Two weather processes of heavy rain and rain gust in Hebei Province were taken, the entropy evolution and its association with the placement of severe convection storm and with the placement of heavy rain of typhoon low have been analysed. The common ground and difference of the two heavy rain events have been presented. The moving law of typhoon low has been recognized.

Key Words: dissipation structure relative wet entropy entropy balance equation general entropy flow