

“达维”台风大暴雨过程熵流特征分析

崔粉娥¹ 畅巨峰² 李卫敏¹ 靳甜甜¹

(1秦皇岛市气象局, 秦皇岛 066000; 2青龙满族自治县气象局, 秦皇岛 066500)

摘要: 应用耗散结构理论, 对2012年8月3—4日发生在河北省海岸带的一次台风暴雨过程进行诊断分析, 着重分析了大气排熵指数、边界层上部平均广义相当位温与暴雨的发生和落区的关系。结果表明: 副热带高压稳定少动和台风外围强盛的东南风急流造成了本次历史罕见的大暴雨局地特大暴雨天气; 大气排熵指数由高值向低值的演变有利于对流的发展, 从而导致对流暴雨形成; 负熵流区涵盖了强对流或对流性大暴雨发生的主要区域, 暴雨产生前5~6 h, 有高熵空气在边界层上部聚集, 暴雨区位于高熵中心附近、低空切变线和地面辐合线附近, 与高熵舌伸展的区域相一致。

关键词: 台风暴雨, 排熵指数, 广义相当位温

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2017.05.006

Analysis of the Entropy Flow Characteristics During the Torrential Rainfall Event of Typhoon Damrey (2012)

Cui Fene¹, Chang Juzheng², Li Weimin¹, Jin Tiantian¹

(1 Qinhuangdao Meteorological Bureau, Qinhuangdao 066000

2 Qinglong Manchu Autonomous County Meteorological Bureau, Qinhuangdao 066500)

Abstract: Based on the theory of dissipative structures, a typhoon rainstorm event, which took place in the coastal zone of Hebei Province on 3-4 August 2012, is analyzed with emphasis on the relationship between the rainfall zone and two diagnostic variables, i.e, the atmospheric removing entropy index and the average generalized equivalent potential temperature in the upper boundary. The results show that: the stable subtropical high and the strong southeast jet outside the typhoon lead to an extreme weather event, associated with local torrential-heavy rain; the removing entropy index changing from high values to lower ones denoted the development of convection leading to the formation of heavy rainfall; the negative entropy flow area covered the main area of strong convection and convection heavy rainfall, and the high entropy air converged in the top of the boundary layer 5-6 hours before the torrential rainfall occurred, also the rainfall areas located near the center of high entropy, which is consistent with the high entropy tongue stretched regions.

Keyword: typhoon torrential rainfall, removing entropy index, generalized equivalent potential temperature

0 引言

耗散结构理论为天气预报和气候变化的研究提供了新的思路和方法^[1]。熵平衡方程是制约大气运动的基本方程之一^[2]。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”^[3]。符长锋^[4]借助熵平衡方程, 对台风暴雨过程在负熵流作用下的减熵运动进行了诊断和对比分析, 得出了台风大范围暴雨和强的负熵变相对应的结论; 张霞等^[5]分析了熵流指数在远距离台风暴雨过程中的演变特征, 指出了各熵流指数与暴雨的发生和落区之间有良好的对应关系; 李

春虎等^[6]应用耗散结构理论, 分析了排熵指数与远距离台风暴雨区的关系, 指出排熵指数对远距离台风暴雨分析预报有一定的指示作用。符长锋等^[7]根据空气微团在多相系可逆湿绝热过程中的熵守恒原理导出了广义相当位温的概念和表达式, 表明广义相当位温能较完整地表现大气的温湿特征, 并在强对流天气和暴雨预报中加以应用。

目前, 广义相当位温在直接类台风暴雨预报中的扩展应用工作甚少, 本文借助广义相当位温构建的大气排熵指数, 对2012年8月3—4日发生在河北省海岸带的一次台风暴雨过程进行分析, 着重讨论了大气排熵指数、边界层上部平均广义相当位温的高熵中心在强降水时段的演变特征, 指出了各熵流指数与台风暴雨的发生和落区之间的对应关系, 旨在为此类台风暴雨过程的预报提供有益的参考。

收稿日期: 2015年12月13日; 修回日期: 2016年6月29日

第一作者: 崔粉娥(1977—), Email: cuifene@126.com

1 “达维”台风大暴雨实况及灾情

受2012年第10号台风“达维”影响，8月3—4日河北省沿海地区出现了强降水（图1），秦皇岛、唐山东南部、沧州东部出现了大暴雨，部分地区出现了特大暴雨，秦皇岛海阳镇最大为306.5 mm，唐山汤家河次之为273.3 mm。强降水主要集中在3日夜间到4日凌晨（图2）。加密自动站显示：最大雨强唐山古河为87.6 mm。根据翡翠岛海上自动气象站观测实况分析，4日01—04时海上平均风力为东北风7~8级阵风9~10级，最大值出现在4日02时40分，平均风速为19.3 m/s（8级），极大风速为27 m/s（11级），沧州沿海最高潮位达到5.17 m（警戒潮位4.8 m）。

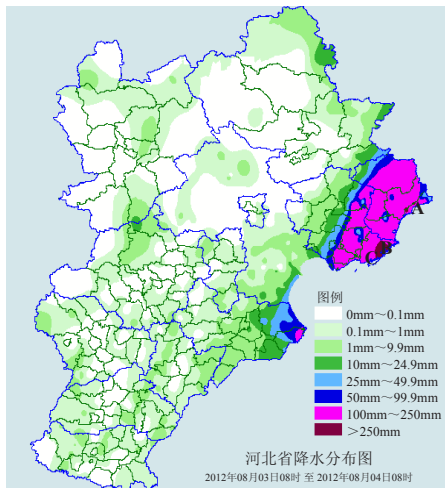


图1 2012年8月3日08时至4日08时河北省降水分布
(单位: mm, 图中A代表秦皇岛海阳镇, B代表唐山汤家河, C代表唐山古河)

Fig.1 Distribution of rainfall in Hebei Province for 24 h from 08: 00 BT 3 to 08: 00 BT 4 August 2012 (unit: mm, A is Haiyang Town in Qinhuangdao region, B is Tangjiahe and C is Guhe in Tangshan region)

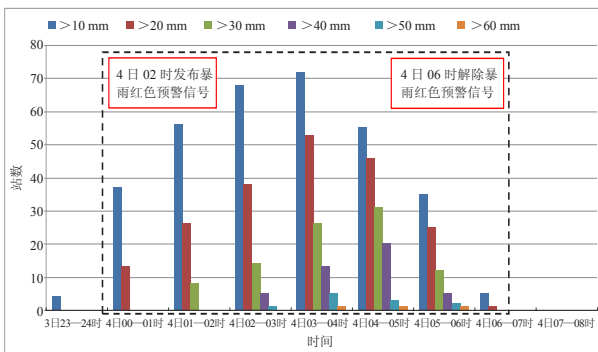


图2 2012年8月3—4日秦皇岛市逐小时降雨站数时序图
(黑色虚线代表强降水时段)

Fig.2 The number of stations with rainfall in hours for 24h from 3 to 4 August 2012 (Black dashed lines indicate the heavy rainfall hours)

由于台风“达维”登陆时恰逢农历十五天文大潮期，同时该台风登陆时强度将保持台风强度，也是1949年以来登陆长江以北的最强台风，距离河北省海岸线最近时为15 km，产生风雨潮三碰头的影响。此次过程降雨强度较大，降水时间集中，造成河北省沿海地区大范围洪涝灾害，河北省秦皇岛为此次天气过程的重灾区之一，3座大型水库超过汛限水位、64座中型水库溢流。因洪涝灾害共造成174万人受灾，因灾死亡3人；农作物受灾面积17万 hm^2 ，绝收面积3万 hm^2 ；倒塌房屋1.6万间，直接经济损失达194亿人民币。

2 成因分析

2.1 大尺度环流背景与影响系统

在2012年8月3日08时500 hPa高空（图3a），河套地区有一短波槽缓慢东移，副热带高压（以下简称副高）成块状，脊线稳定在37°N附近，西脊点在辽东半岛，之后逐渐向西北偏北方向移动。同时，强热带风暴“苏拉”位于闽浙交界处沿海，随副高外围东南气流向西北方向移动；3日20时，高空槽进一步加深并向东北方向移动，且中纬度西风带系统经向度加大，副高稳定且略有西伸，有利于热带风暴“达维”向东北偏北方向移动。同时，次700 hPa高空图（图3e）在山东半岛和天津一带有明显的低涡环流，配合850 hPa高空图（图3c和3d）上同一位置也存在明显的低涡环流，维持较强的东南风急流，最大风速达到24 m/s。河北省东北部地区位于台风北侧，偏东风加强，有明显的气流辐合。河北省沿海地区秦皇岛、唐山等地的降水显著加强。

在8月4日08时500 hPa高空图（图3b）上，副高脊线西伸北抬逐渐与大陆高压合并控制华北地区，热带风暴“达维”进一步减弱为低压，并入西风槽向东北方向移动。700和850 hPa偏南风急流移到辽东半岛（图3d和3e），低压环流中心位于辽宁西部，“达维”对河北省的影响基本结束。

由副高动态图可见（图3f）：从2日20时开始至4日08时副高成块状分布，稳定维持在30°~40°N，北脊点稳定少动，西脊点略有西伸，副高中心为592 hPa，范围逐渐扩大，但中心数值不变。副高稳定少动且脊点的位置有利于热带风暴“达维”向北移动和水汽向河北海岸带源源不断输送。

2.2 中尺度系统分析

低空切变线是台风倒槽向北伸展的风向辐合线，由图3可知：在强降水时段的850 hPa风场上沿海岸带存在明显的风向风速辐合，是东北风和偏南风之间的切变，切变线附近具有较强的斜压不稳定性，有利于

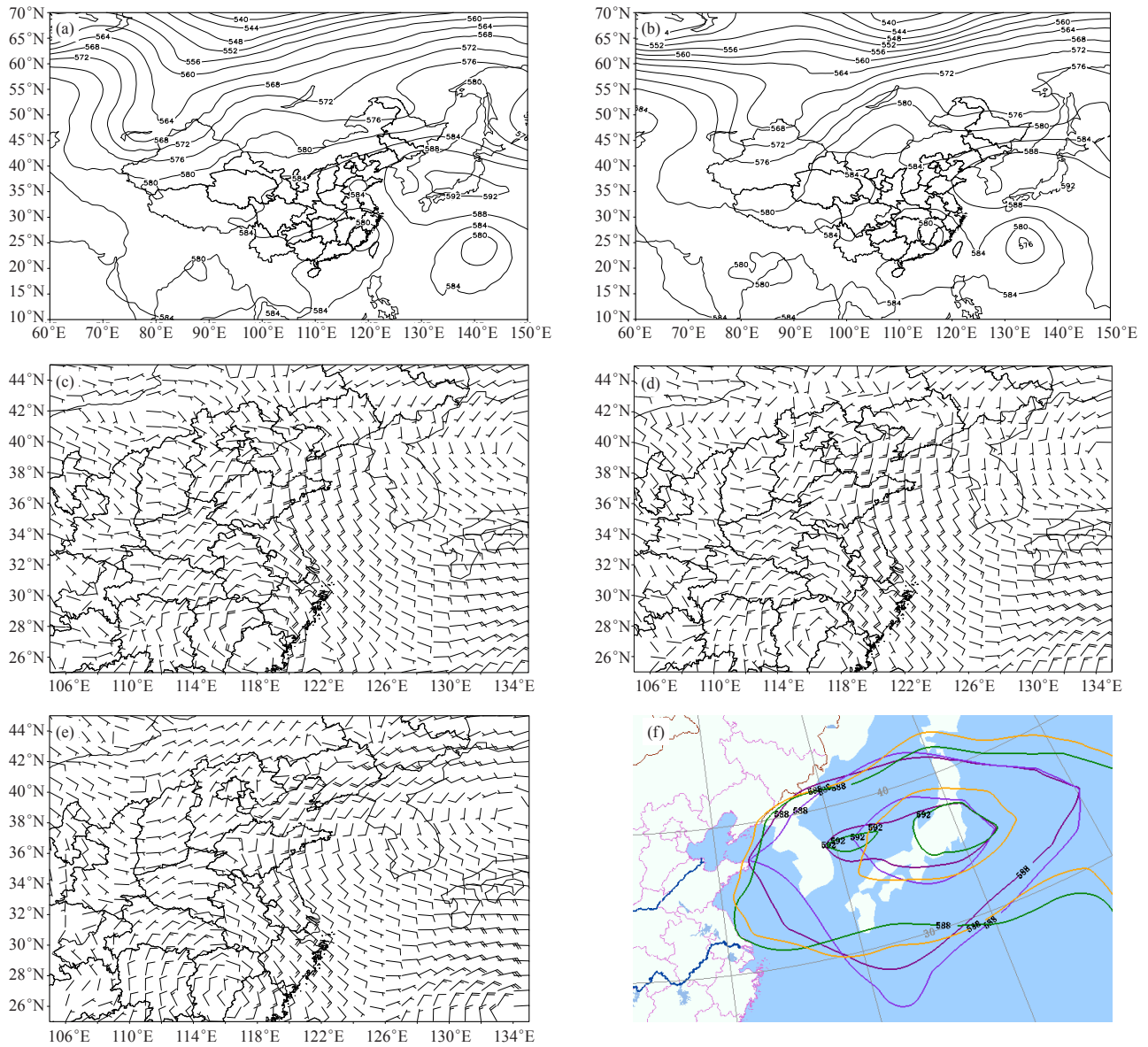


图3 2012年8月3日(a, c)和4日(b, d) 500 hPa 08时高度场(a, b; 单位: dagpm)和850 hPa风场(c, d; 单位: m/s), 8月4日08时700 hPa风场(e, 单位: m/s), 以及500 hPa副高动态图(f; 蓝色: 2日20时, 紫色: 3日08时, 黄色: 3日20时, 绿色: 4日08时, 单位: dagpm)

Fig.3 Potential Heights at 500 hPa (a, b, unit: dagpm) and wind field at 850 hPa (c, d, unit: m/s) at 08:00 BT 3(a, c) and 08:00 BT 4(b, d) August 2012, wind field at 700hPa at 08:00 BT 4 August 2012 (e, unit: m/s), and evolution of subtropic highs (f, blue for 20:00 BT 2 August; purple for 08:00 BT 3 August; yellow for 20:00 BT 3 August and green for 08:00 BT 4 August)

此次台风暴雨过程的增幅。

从SWAN回算的秦皇岛和天津两部雷达的拼图与自动站风场叠加(图4)可以看到: 8月3日23时, “达维”的环流中心位于山东北部接近河北省, 此时海上风速加大, 有一条切变线从台风中心伸向河北省东北部沿海, 此时回波结构密实, 地面降水开始加大; 4日02时, 山东境内为偏南风, 河北省东北部沿海存在辐合线, 回波继续加强, 中心强度达到50 dBz以上, 降水强度加强; 之后, 河北省逐渐转为偏

北风控制, 风速减小, 回波减弱东移, 降水结束。

地面辐合线的存在与海陆分布有一定的对应关系, 随着“达维”的移动, 河北省东北部海岸带产生了东北风与西南风的辐合, 辐合抬升作用使得地面降水进一步增幅。

3 熵流指数表达式及其物理意义

3.1 边界层上部平均广义相当位温

广义相当位温(θ_s)是大气显热和潜热的综合热

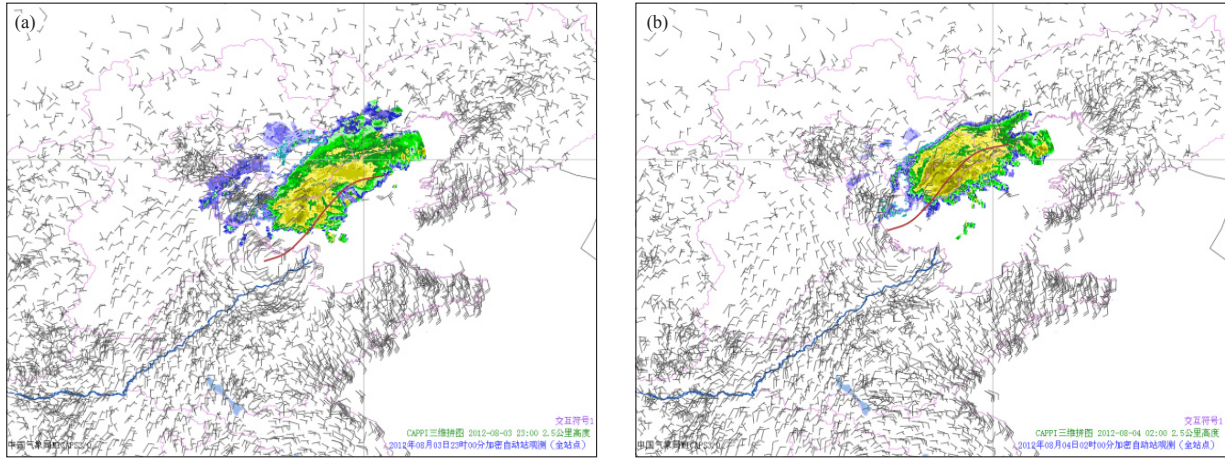


图4 2012年8月3日23时 (a) 和4日02时 (b) 雷达拼图与加密自动站风场叠加图
Fig.4 Radio echo overlap the wind field at auto-stations at 23:00 BT 3 (a) and 02:00 BT 4(b) August 2012

力指标^[8]，它全面考虑了水汽和液态水在大气热力过程中所能发挥的作用，精确而完整地反映了大气的温湿特征，并且在可逆湿绝热过程中是完全保守的。它是基于在可逆凝结绝热过程中熵不变这一重要性质得到的。

$$\theta_s = \tau\theta_e, \quad (1)$$

其中

$$\tau = \left[\frac{T_k C_k}{\theta_d} \right]^r, \quad (2)$$

$$T_k = T(z_i) - \frac{g}{c_p} z, \quad (3)$$

$$\theta_e = \theta_d \exp\left(\frac{Lq}{C_{pd} T_k} \right), \quad (4)$$

式中， $C_k = \frac{C_w}{C_{pd}}$ ， θ_d 是干空气的位温， θ_e 是相当位温， $T(z_i)$ 是起始抬升高度处的气温，其余为常用符号。

对于饱和湿空气，式中凝结高度处的气温^[9] T_k 应改用 T ； r 是气块中水汽质量 (m_v) 和液态水质量 (m_w) 之和与该气块质量 (m) 的比值。

$$r = \frac{m_v + m_w}{m}. \quad (5)$$

θ_s 的物理意义是^[10]：假定一个携带有液态水的湿空气微团，在可逆湿绝热上升过程中，其中的水汽不断凝结出来并随该湿空气微团一起上升，一点也不脱离该湿空气微团，直至其中的水汽全部凝结为液态水（不考虑凝华作用）。这就相当于液态水的显热能和水汽的潜热能全部用来加热干空气。所表示的热量相当于该空气微团相当位温的 τ 倍。

边界层热量和水汽的输送对区域性暴雨是重要的，925~850 hPa处于边界层上半部，是熵流输入和聚积的重要层次， θ_s 场的高值舌区（高熵舌），突出

地显现这种熵的聚积现象。因此在天气分析，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。

3.2 大气排熵指数

对于开放体系，单位体积内熵流项的时间变率可以表示为^[3]

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot J_s, \quad (6)$$

式中， $S = \rho_s s$ 为熵密度， s 为比熵。 J_s 是单位时间内流过单位面积的熵，简称熵流。

鉴于 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^[4]，从而有

$$\frac{\partial S}{\partial t} \propto -\nabla \cdot \rho \theta_s V. \quad (7)$$

对式(7)积分并求其平均得^[7]

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \propto \frac{\int_{z_2}^{z_1} (-\nabla \cdot \rho \theta_s V_h) dz}{\int_{z_1}^{z_2} \rho dz} = \frac{\int_{p_2}^{p_1} (-\nabla \cdot \theta_s V_h) dp}{p_1 - p_2}, \quad (8)$$

式中， p_1 和 p_2 分别表示大气下层和上层某一等压面气压， V 为水平风速矢量。根据式(3)，考虑到无辐射层通常位于500~600 hPa，因此用高层100~500 hPa平均熵流散度和低层600~1000 hPa平均熵流散度的差值，建立一种指数，称作大气排熵指数，用REI表示，公式为

$$REI = \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \Big|_{100}^{500} - \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \Big|_{600}^{1000}. \quad (9)$$

对流层下层600~1000 hPa是暴雨天气的能量和物质的输入层，中高层500 hPa至平流层下部的100 hPa是暴雨天气的能量和物质的输出层。REI的物理意

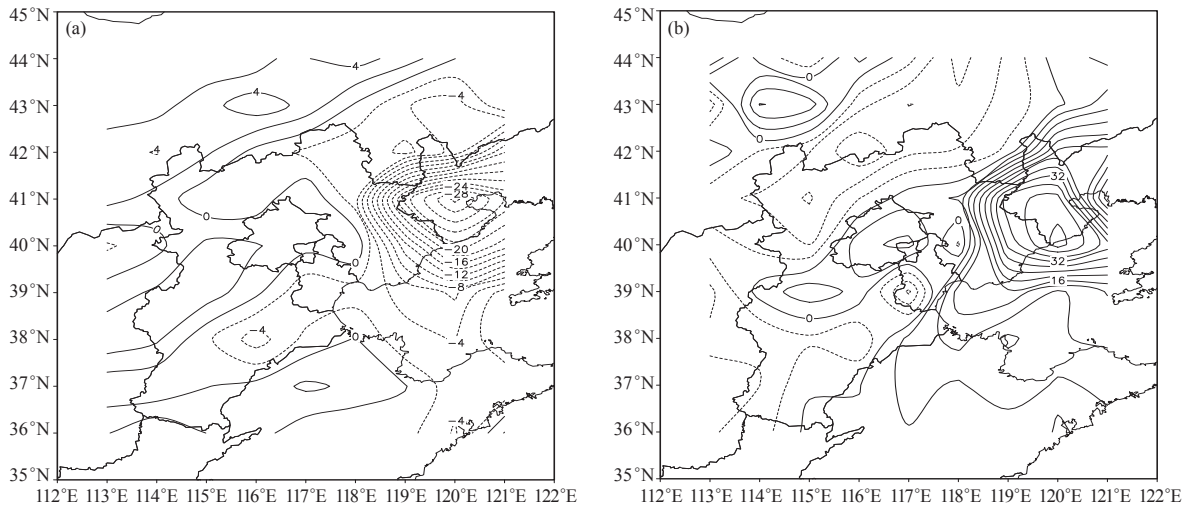


图5 2012年8月4日02时高空 (a) 和低空 (b) 平均熵流散度 (实线, 单位: 10^{-5} K/s)

Fig.5 Averaged entropy flow divergence (unit: 10^{-5} K/s) at 02:00 BT 4 August 2012: (a) for higher layer, (b) for lower layer

义: 当下层辐合 (即 $-\nabla \cdot \theta_s V_h > 0$) 和有高熵平流时, $\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} > 0$, 对REI有负值贡献; 而上层则相反, 当其辐散 (即 $-\nabla \cdot \theta_s V_h < 0$) 和有低熵平流时, $\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} < 0$, 对REI也有负值贡献。故当某地 $REI < 0$ 时, 即下层辐合、上层辐散, 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暴雨天气发展。

4 熵流指数分析

熵流指数分析使用的资料是 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度网格点的NCEP全球再分析资料 (2012年8月3—4日), 时间间隔6 h, 根据第3节介绍的 θ_s 和REI公式运算。

4.1 台风暴雨区大气排熵指数

符长锋^[4]借助熵平衡方程论证了台风大范围暴雨和强的负熵变相对应, 并且负熵变的汇合能够清楚地反映出中、低纬度天气系统的相互作用, 为台风远距离影响的特大暴雨的出现提供先兆。

分析强降水时段 (2012年8月3日20时至4日08时) 台风暴雨过程中低空和高空的平均熵流散度发现, 台风暴雨区的平均熵流散度具有低空辐合和高空辐散的特征 (图5), 由前面公式 (9) 可知, 当低空辐合和高空辐散同时存在时, REI为负值。

本文用REI来表示熵变 (当 $REI < 0$ 时表示有负熵变或负熵流), 从而讨论台风暴雨区与REI的关系。从REI分布 (图6) 可以看出: 图6a是主要降水时段前的REI分布, 可以看到在渤海地区存在一负熵变 (负熵流) 中心, 河北东部沿海一带为弱负值区, REI值为 $0 \sim -15 \times 10^{-5}$ K/s, 此处负熵流较弱的原因是对流运动并不强烈; 到了3日20时 (图6b), REI

负值区向西北方伸展, 范围扩大, 负值中心轴线呈东北西南向, 秦皇岛—唐山沿海一带REI负值由原来的 -10×10^{-5} K/s迅速减小为 -40×10^{-5} K/s; 台风随着时间的推移继续向北移动, 台风低压环流中心位于渤海, 河北省东北部地区位于台风北侧, 偏东风加强, REI负值中心向东北方移动, 负值中心轴线近乎南北向, 河北东部沿海一带REI负值区维持。3日夜至4日凌晨河北省的强降水正是出现在REI负值显著增大区 (图7), 台风暴雨落在REI中心偏左侧, 强降水分布在REI负值中心轴线附近。根据耗散结构理论, 降雨云的发展和维持必须满足负熵流, 才能抵消降雨云体内强大的熵产生, 这些地区上空负熵流的维持和增强, 有利于降雨云的继续发展^[11]。

4日08时台风低压环流中心位于辽宁西部, 河北东部沿海一带REI有较大的正增幅, 由原来的 -40×10^{-5} K/s迅速增大为 -5×10^{-5} K/s, 强降水的北部地区存在一明显的正熵变中心 (正熵流) 中心, 说明强降水发生后, 云体中熵产生的作用已高于负熵流, 致使云体停止发展, 或移出或消亡^[12]。

通过以上分析看到, 负熵变区或负熵流区的演变跟系统的演变基本一致, 3日14时至4日02时, REI出现明显的负距平, 同时段高空槽与河套地区短波槽同位相叠加, 副高与西风带高空槽之间西南急流加强, 西南急流引导“达维”向东北方向移动, 为台风暴雨创造了动力和层结不稳定条件。台风低压环流移动到渤海, 东南急流达到最强, 最大风速达到24 m/s, 河北省东北部偏东风明显加强, 台风外围充沛的水汽沿东南急流向河北东部沿海输送, 可产生深厚的湿层和强水汽辐合, 并导致不稳定性增强和不稳定能量的

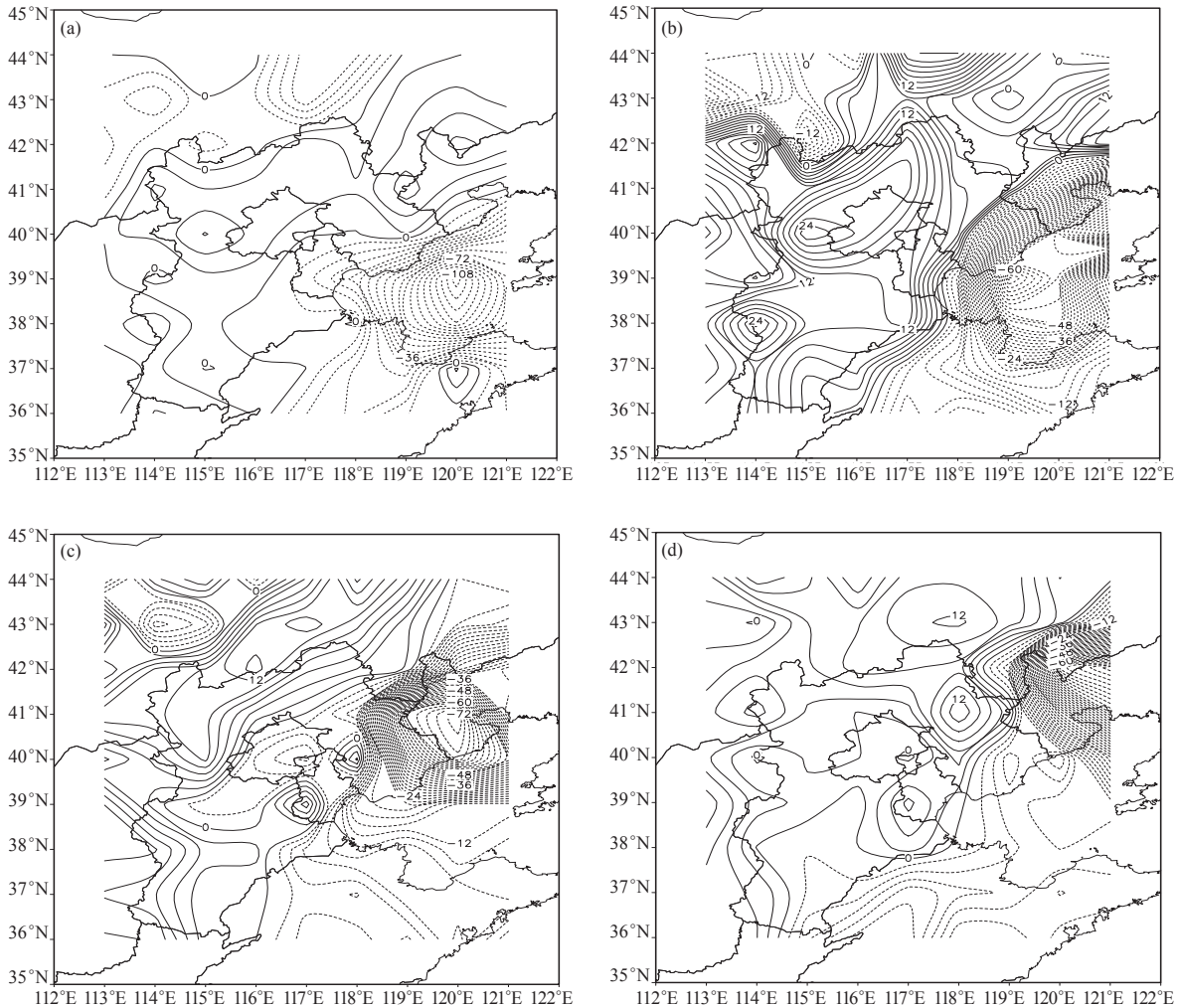


图6 2012年8月3日14时 (a) 和20时 (b)、4日02时 (c) 和08时 (d) REI分布图 (单位: $10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig.6 Distribution of the REI (unit: $10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 14:00 BT 3 (a), 20:00 BT 3 (b), 02:00 BT 4 (c), and 08:00 BT 4(d) August 2012

积蓄和释放, 对该侧降水产生重要影响。4日02—08时, REI出现明显的正距平, 此时系统东移, 低压环流中心位于辽宁西部, 偏南急流移到辽东半岛, 河北省东北部地区处在水汽辐散区, 降水趋于结束。

4.2 排熵指数与水汽通量散度对比分析

水汽通量散度的物理意义是: 在单位时间、单位体积内汇合进来或者输送出去的水汽质量。从850 hPa水汽通量散度图 (图8) 可以看出, 8月3日20时, 河北东北部有一个中心强度为 $-7 \times 10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的水汽辐合带, 该辐合区逐渐向东北方向移动, 强度有所加强, 4日02时水汽通量辐合带位于河北和辽宁交界, 之后由于低压环流向东北方向移动, 水汽通量辐合减弱, 该地区的强降水逐渐结束。

与台风暴雨区的平均熵流散度或REI的对比分析可以看出: 负值区都可以代表低空辐合和高空辐散的

特征, 但熵流指数的演变与暴雨落区的对应关系明显优于水汽通量散度, 水汽通量散度体现不出中、低纬度天气系统的相互作用, 因此与强降水落区有偏差。

从REI的演变可以看到: REI由高值向低值的演变反映了大气低层的高熵通过垂直上升运动向高层大气输送, 有利于对流的发展。此结论同时也证明了REI对未来短时间内强对流天气的发生有明显的预测作用: 负熵流区涵盖了强对流或对流性大暴雨发生的主要区域, 暴雨产生前5~6 h, 有明显的REI负距平, 且大暴雨落在REI负值轴附近区域。因此, REI的演变对强降水的发生有较好的指示作用, 对台风暴雨落区预报提供有益的参考。

4.3 边界层上部平均 θ 相当位温

925~850 hPa处于边界层上部, 是熵流输入和累积的重要层次, 夏季强对流天气或暴雨发生前, 一般

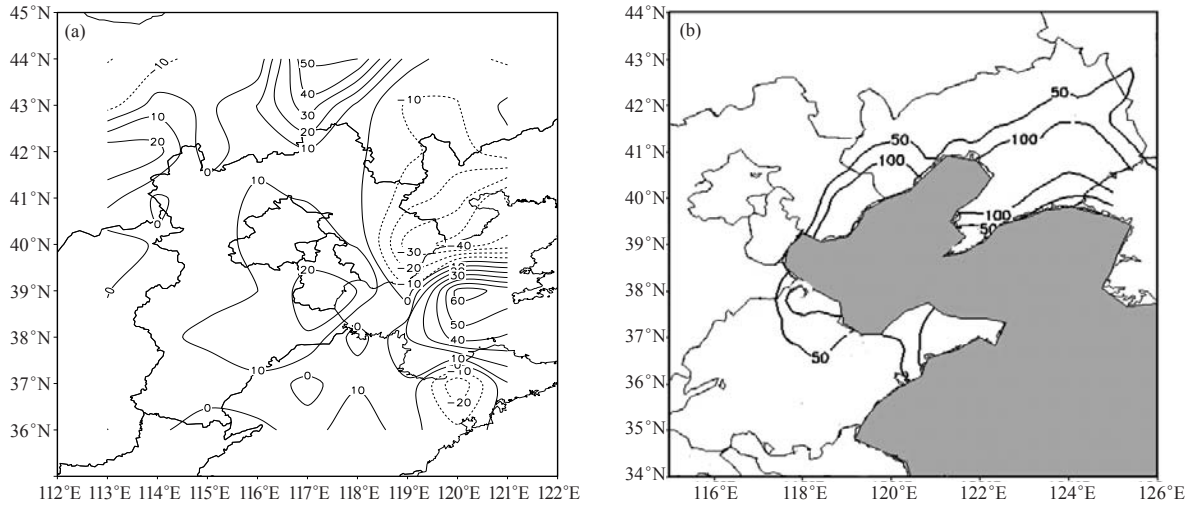


图7 2012年8月4日02时 REI差值 (图5b的值减去图5a的值) 分布图 (a, 单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) 和24 h暴雨区分布 (b, 单位: mm)
 Fig.7 (a) Distribution of difference of the REI (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 02:00 BT 4 August 2012 (values in Fig.5b minus values in Fig.5a), (b) Rainstorm area in 24 hours (mm)

都有高温高湿空气从低层输入, 在边界层聚积的现象。当925和850 hPa均值场上的高熵舌所在区域上空有冷平流和排熵机制存在时, 该区通常会是对流不稳定度加大或对流不稳定即将发展的区域, 这通常是强降水即将发生的区域^[7]。因此, 根据925和850 hPa均值场上平均 θ_s 的演变, 来讨论高熵舌与台风暴雨落区的关系。

8月3日20时 (图9a) 台风暴雨发生前, 由于受高压边缘高温高湿气团影响, 河北省边界层上部熵大于 $130 \text{ }^\circ\text{C}$, 但高熵中心的位置位于渤海地区, 与热带风暴“达维”低压环流中心相一致, 高熵舌由西南伸向东北, 河北东部沿海熵为 $135 \text{ }^\circ\text{C}$ 。到了4日02时 (图

9b), 高熵中心和强度都变化不大, 并且高熵中心在渤海持续时间达6 h以上, 随着系统东移和台风向北移动, 唐山—秦皇岛一带出现明显的高熵舌, 高熵舌由东南伸向西北, 大于 $135 \text{ }^\circ\text{C}$ 的高熵区范围有所增大, 同时次的边界层上部高熵平流 (图10) 显示: 唐山—秦皇岛一带处于高熵平流中心区, 与未来的暴雨落区相吻合。这说明河北东部沿海上空有明显的熵流输入和聚集, 为该区域暴雨的发生和持续提供了必要条件。4日08时 (图略), 随着副高北抬和热带风暴“达维”低压向东北方向移动, 边界层上部高熵区北移, 河北省东部沿海暴雨区的熵值明显减小, 热带风暴“达维”对河北省的影响基本结束。

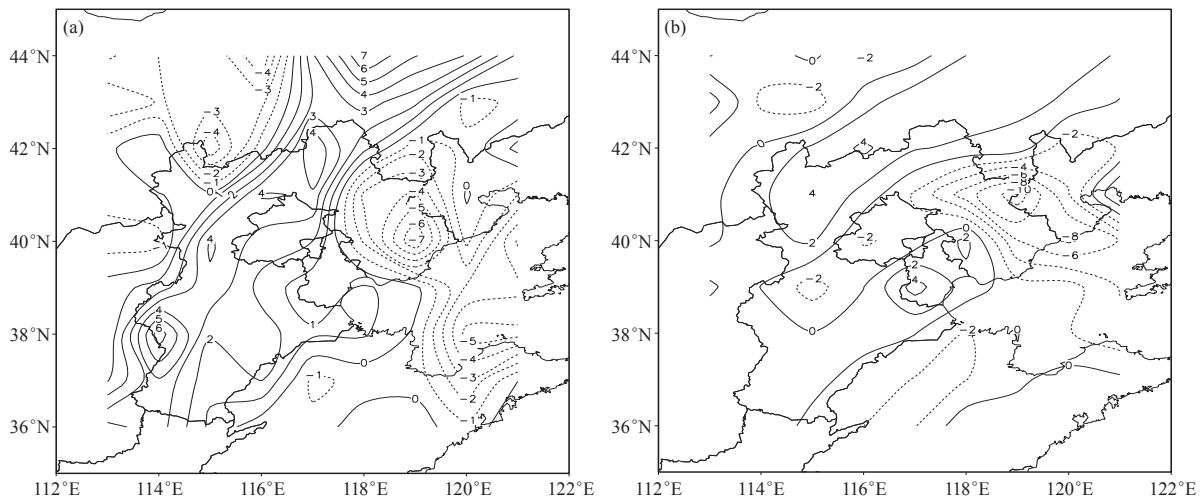


图8 2012年8月3日20时 (a) 和8月4日02时 (b) 850 hPa水汽通量散度场 (单位: $10^{-5} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)
 Fig.8 Moisture divergence at 850hPa (unit: $10^{-5} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) at 20:00 BT 3 (a) and 02:00 BT 4 (b) August 2012

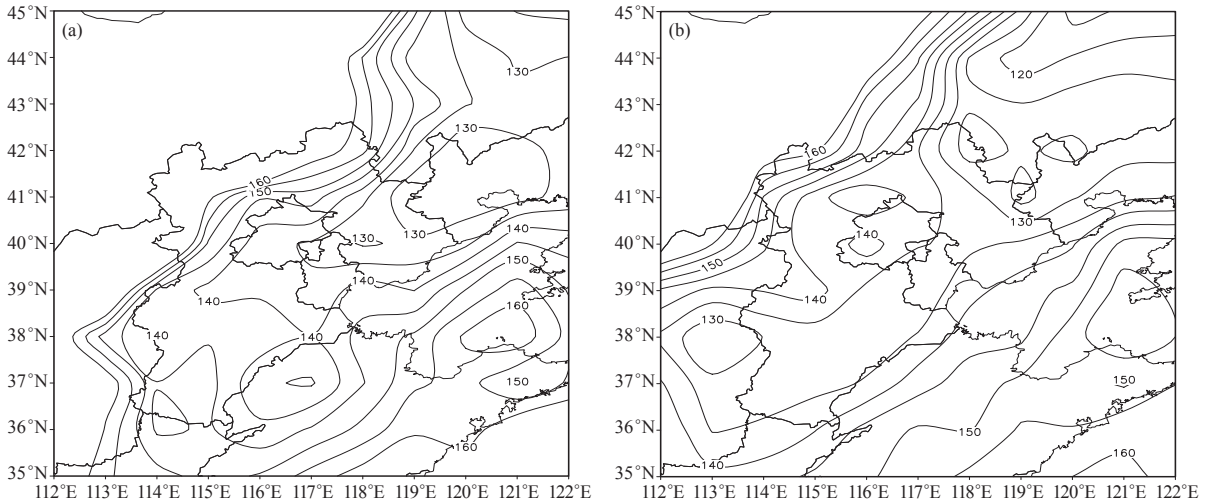


图9 2012年8月3日20时 (a) 和4日02时 (b) 边界层上部 θ_s (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 9 Distribution of the θ_s (unit: $^{\circ}\text{C}$) above boundary layer at 20:00 BT 3 (a) and 02:00 BT 4 (b) August 2012

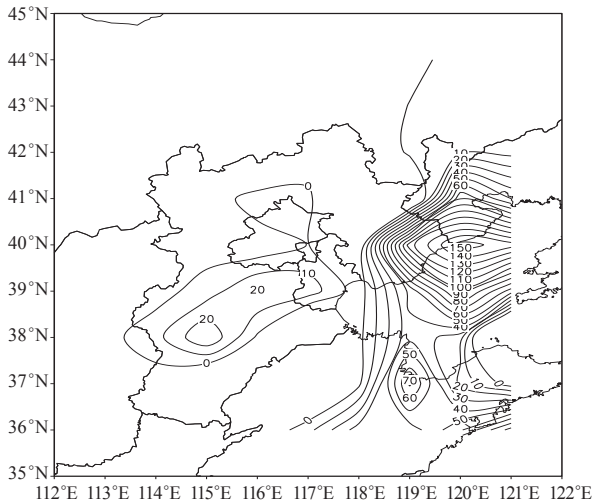


图10 2012年8月4日02时边界层上部 θ_s 平流 (单位: 10^{-5} K/s)

Fig.10 The θ_s advection (unit: 10^{-5} K/s) at upper boundary layer at 02:00 BT 4 August 2012

4.4 广义相当位温与相当位温对比分析

相当位温 (θ_e) 是一个重要的温湿特征参数, 广泛应用于大气位势稳定度分析、气块运动轨迹等熵面追踪等问题。 θ_e 的大值区是大气层结最不稳定的地方, 等 θ_e 线密集区是位势不稳定和斜压不稳定集中的区域, 是大气中湿斜压不稳定能量集中的区域, 蕴藏着可供中尺度对流发展所必需的不稳定能量。

从850 hPa θ_e 场 (图11) 可见, 8月3日20时在渤海有一南北向的相当位温高值区, 中心值达356 K, 河北东北部处于 θ_e 高值区, 且大于348 K, 该强度稳定少变; 4日02时高值区略有东移, 暴雨区位于该高值区中, 之后由于不稳定能量得到释放的缘故, 河北地区大气层结趋于稳定, 降水趋于结束。

台风暴雨过程中, θ_s 和 θ_e 都能体现出高温高湿的特征, 但 θ_e 未体现出能量聚集和高能舌与暴雨的对应关系, 明显比 θ_s 粗略。

由以上分析可知, 在台风暴雨过程中, 边界层上部存在着高熵空气向暴雨区的输送。暴雨产生前6 h, 有高熵空气在边界层上部 (925~850 hPa) 聚集, 暴雨区位于高熵中心附近, 与高熵舌伸展的区域相一致, 高熵区与雷达强回波区分布相一致, 都位于低空切变线和地面辐合线附近, 高熵空气的聚集与中尺度系统相关性较好, 且熵流指数明显优于普通诊断量。

5 结论与讨论

1) 本次台风暴雨是高空槽、副高和热带风暴“达维”共同作用的结果。由于副高稳定少动且脊点位置有利于“达维”向北移动和水汽向河北海岸带源源不断输送, 再加上“苏拉”和“达维”的相互作用, 使河北省东部沿海地区出现大暴雨局地特大暴雨的历史罕见天气。

2) 此次台风暴雨过程中, 负熵变区或负熵流区的演变跟系统的演变基本一致, 负熵流区涵盖了强对流或对流性大暴雨发生的主要区域, 暴雨产生前5~6 h, 是西南急流和台风外围东南急流最强时段, 有明显的REI负值区, 且大暴雨落在REI负值轴线附近和强水汽辐合区域。

3) 直接类台风暴雨过程中^[13-14], 暴雨产生前6 h, 有高熵空气在边界层上部 (925~850 hPa) 聚集, 并向暴雨区输送, 暴雨区位于高熵中心附近、低空切变线和地面辐合线附近, 与高熵舌伸展的区域相一致。

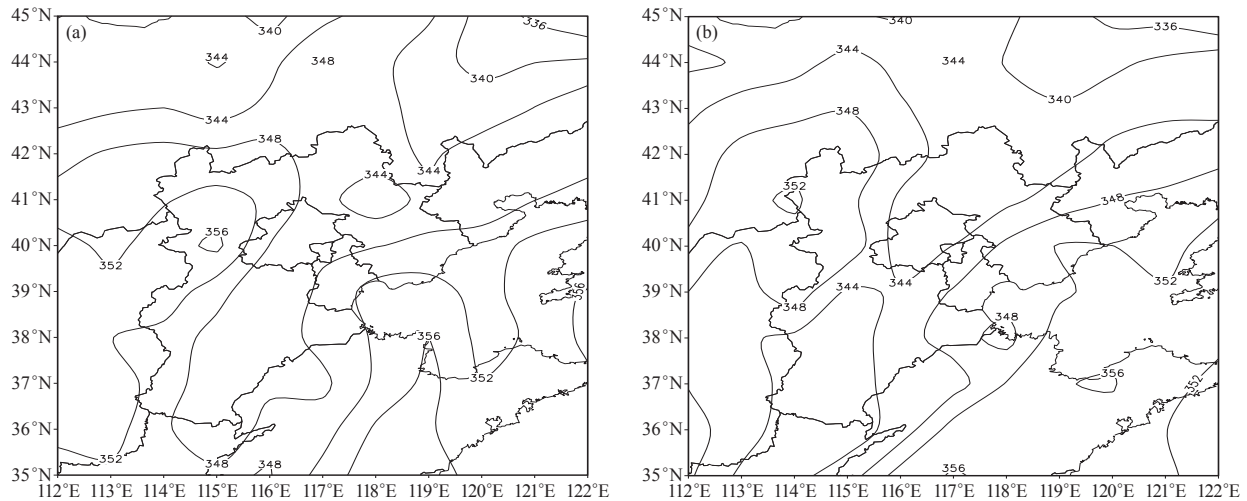


图11 2012年8月3日20时 (a) 和4日02时 (b) 850 hPa相当位温 (单位: K)

Fig.11 The potential equivalent temperature field at 850 hPa at 20:00 BT 3 (a) and 02:00 BT 4 (b) August 2012

本文讨论的REI和边界层上部 θ_s 可以被用于直接类台风暴雨的诊断和预报, 明显优于普通诊断量, 但由于台风暴雨与多种因素有关, 以上结论有待于更多的实例予以证实。

参考文献

- [1] 柳崇健. 大气耗散结构理论. 北京: 气象出版社, 1988: 26-65.
- [2] Peixoto J P, Oort A H. 气候物理学. 吴国雄, 刘辉, 译. 北京: 气象出版社, 1995: 320-323.
- [3] 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: 68-160.
- [4] 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.
- [5] 张霞, 王咏青, 符长锋, 等. 一次远距离台风暴雨过程的熵流指数演变. 气象科学, 2007, 27(5): 522-529.
- [6] 李春虎, 罗哲贤, 张颖娴, 等. “麦莎”远距离台风暴雨的排熵指数分析. 南京气象学院学报, 2008, 31(3): 381-388.
- [7] 符长锋, 李任承, 赵振东, 等. 广义相当位温及其扩展应用. 气象, 2006, 32(3): 11-17.
- [8] 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.
- [9] 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 天气分析预报物理量计算基础. 北京: 气象出版社, 2005: 16-20.
- [10] 尤凤春. 一次暴雨一大暴雨过程的熵诊断分析. 气象, 1994, 20(8): 47-49.
- [11] 李昕, 沈树勤, 吴光. 一次淮北连续暴雨的熵分析. 气象科学, 1992, 12(3): 80-86.
- [12] 张霞. 熵流指数在远距离台风暴雨分析中的应用研究. 南京: 南京信息工程大学, 2007.
- [13] 李江南, 王安宁, 杨兆礼, 等. 台风暴雨的研究进展. 热带气象学报, 2003, 19(S1): 152-159.
- [14] 边清河, 丁治英, 吴明月, 等. 华北地区台风暴雨的统计特征分析. 气象, 2005, 31(3): 61-65.