

# 一次北方台风暴雨 (9406) 能量特征分析

张苏平<sup>1, 2</sup> 李 春<sup>1</sup> 白 燕<sup>1</sup> 雷小途<sup>2</sup>

1 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室暨海洋-大气相互作用和气候实验室, 青岛 266003

2 上海台风研究所, 上海 200030

**摘 要** 从能量角度分析了 9406 号台风在我国北方造成大范围暴雨过程, 定量讨论了台风变性过程中显热能、潜热能和动能的时空分布特征、北方暴雨区远距离降水突然增幅过程中能量的变化、以及动能的补充来源。发现: (1) 虽然潜热能比显热能小 1 个量级, 但潜热能平流大于显热能平流。热带气旋在获得西风带斜压能量之前, 其总能量的维持主要来自潜热能的贡献, 潜热能的贡献约是显热能的两倍。(2) 台风远距离降水的突然增幅是中低纬度系统相互作用的结果。来自热带气旋的显热能平流与西风带显热能平流非线性叠加, 导致槽前显热能明显增加, 西风带槽迅速加深, 降水突然增幅。同时, 暴雨区高空动能下传的突然增强对暴雨突然增幅有贡献, 而该高空动能下传的增加与 6 小时之前台风环流区大量潜热能量释放相对应。(3) 台风进入影响区之前, 在整个对流层有潜热能、显热能和动能直接从台风区输入暴雨区; 在台风进入影响区之后, 只有低空显热能平流保持继续向暴雨区输送能量。(4) 台风进入影响区之后, 北方暴雨区动能的补充主要来自对流层上层动能的下传、斜压不稳定能量向动能的转化和北方暴雨区西边界动能的输入。5 个类似台风的合成分析支持了以上主要结论。得出的暴雨增幅模型可对预报台风远距离降水有指示作用。

**关键词** 热带气旋 北方暴雨 能量分析

**文章编号** 1006-9895(2006)04-0645-15

**中图分类号** P444

**文献标识码** A

## Energy Analysis on a Heavy Storm Case in North China Caused by Typhoon No. 9406

ZHANG Su-Ping<sup>1, 2</sup>, LI Chun<sup>1</sup>, BAI Yan<sup>1</sup>, and LEI Xiao-Tu<sup>2</sup>

1 *Key Laboratory of Physical Oceanography & Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266003*

2 *Typhoon Institute of Shanghai, Shanghai 200030*

**Abstract** A heavy storm case over the northern part of China caused by typhoon No. 9406 (Tim) is investigated by means of energy analysis. Very strong enhancement of precipitation occurs in the northern regions when the typhoon is still far away. When the typhoon comes close to the westerlies, it gradually shows the characteristics of mid-latitude cyclones. This paper focuses on the energy variations between the typhoon and storm regions. The temporal and spatial distributions of apparent energy, latent energy and kinetic energy are discussed in the process of the typhoon's transition. The variations in the energies in the process of abrupt enhancement of remote precipitation and the kinetic energy balance are studied quantitatively. In order to further prove the conclusions drawn from the case study, composite analysis is made including 5 other typhoons which are similar to the typhoon No. 9406. The main results are as follows:

(1) Though the magnitudes of the latent heat energy are less than the apparent one, the advection of the former

**收稿日期** 2005-02-22, 2005-11-25 收修定稿

**资助项目** 上海台风研究基金“热带气旋与中纬度系统相互作用天气气候分析”和山东省自然科学基金 Y2003E01

**作者简介** 张苏平, 1956 年出生, 女, 硕士, 教授, 研究方向: 沿海灾害性天气研究。E-mail: zsping@ouc.edu.cn

is stronger than the latter's. The maintenance of the total energy is largely due to the contributions of the latent heat energy before the tropical cyclone captures baroclinic energy when it comes close to the westerlies. The contributions made by the latent heat energy are about two times larger than those made by the apparent heat energy. While the apparent heat energy could reflect the process quite clearly in which the typhoon is transformed into mid-latitude cyclone.

(2) The causes for the abrupt enhancement of precipitation far away from the typhoon are rather complicated. The apparent heat energy field shows the interactions between the tropical cyclone and the mid-latitude trough. The apparent heat energy advection associated with the tropical cyclone gets together with the apparent heat energy advection coming from the westerly trough to lead to the rapid energy increases in front of the trough, which could result in the sudden deepening of the trough and thus the enhancement of the precipitation. On the other hand, the kinetic energy coming down from the upper troposphere seems to play a role in the enhancement of the precipitation. The rapid coming down of the kinetic energy may be connected with the strong latent heat released about 6 hours earlier by the convections in the typhoon cell in the southern areas. These processes depict to a certain degree the mechanism of sudden enhancement of remote precipitation caused by typhoon, and these patterns can be used in the prediction of precipitation in northern storm regions. But the mechanism for the sudden coming down of kinetic energy should be studied further.

(3) The advection through the south boundary of the northern storm region shows that before the typhoon enters the boundary, the apparent heat energy, the latent heat energy and the kinetic energy are transported directly from the typhoon area into the northern storm regions in the whole troposphere. After the typhoon enters the boundary, only the apparent heat energy keeps transporting into the northern storm regions in the lower troposphere.

(4) After the typhoon enters the boundary, the losses of kinetic energy in the northern storm regions are compensated by the incoming kinetic energy from the west boundary of the storm regions, by the downward transport of the kinetic energy from the subtropical jet aloft and by the conversion of the baroclinic potential energy into the kinetic one.

**Key words** tropical cyclone, heavy storm in northern regions of China, energy analysis

## 1 引言

热带气旋是造成我国北方暴雨的主要天气系统之一。虽然, 每年影响北方的热带气旋次数不多, 但受其直接或间接影响的平均每年也有 2~3 个, 特别是在 125°E 以西沿海北上或登陆北上的热带气旋, 往往给北方带来狂风暴雨。进入中纬度地区的热带气旋, 在西风槽的作用下, 有时会变性为锋面气旋并强烈发展, 导致暴雨或使暴雨突然增幅造成大暴雨等天气过程。Klein 等<sup>[1]</sup>用 5 年 (1994~1998) 30 个变性的热带气旋总结出变性为温带气旋的 3 个过程: 热带气旋与斜压区相互作用, 导致温度平流出现极化 (dipole); 沿陡坡度等熵面出现强的上升和下沉气流; 高层暖心的倾斜和衰减。Foley 和 Hanstrum<sup>[2]</sup>的统计表明, 热带气旋变性的关键因子是中纬度有明显的槽脊出现。由于位涡既有动力学又有热力学特性, 并有守恒性, 不少学者用位涡讨论热带气旋的变性。如 Shapiro 和 Frank-

lin<sup>[3]</sup>的研究表明, 与热带气旋在对流层中下层的气旋性气流相对应的是范围小、强度强、厚度深的位涡异常, 与对流层上层接近对流层顶的反气旋性气流相对应的是范围大、强度弱、厚度浅的位涡异常。热带气旋的变性常常与对流层中上层大范围的最大位涡的变化有关。Bosart 等<sup>[4]</sup>和 Thorncroft 等<sup>[5]</sup>用位涡研究了热带气旋和中纬度系统的相互作用以及热带气旋的变性问题, 结果表明环流的变化与侧向位涡异常与垂向位涡异常的相互作用有关。我国气象工作者<sup>[6~8]</sup>对热带气旋变性温带气旋, 降水突然增幅的物理机制也作了不少研究, 考察了西风槽强度、急流、槽前风切变的强度和位置、环境位涡的梯度等中纬度环流系统以及环境温度和湿度场分布的影响。

热带气旋是典型深厚高能系统, 在其温带变性和产生强降水的过程中, 必然包含不同系统之间能量的输送和转换。Thorncroft 等<sup>[5]</sup>和 Hart 等<sup>[9]</sup>的研究表明, 登陆热带气旋若能从中纬度获得斜压能

量, 则其低压能继续在陆上维持。陈联寿等<sup>[10]</sup>指出, 冷空气可以使涡旋获得斜压能量, 位能转化成动能而使涡旋得以迅速加强发展。胡坚<sup>[11]</sup>和励申申等<sup>[12]</sup>的研究表明, 不能简单地认为登陆台风是一个动能的“准封闭系统”, 台风从中、低层向外输出的次天气尺度动能是造成台风环流之外暴雨的一个重要物理过程。李英等<sup>[13]</sup>的研究表明, 登陆后长久维持的热带气旋, 摩擦使其能量损耗, 但却从中高层环境中获得能量。这些工作大多讨论热带气旋本身动能的平衡, 较少涉及热带气旋造成北方暴雨过程中热带气旋区和暴雨区各种能量的变化和交换。本文利用一次登陆北上台风变性并产生远距离强降水过程, 结合多个同类过程的合成分析, 从能量和能量平流角度定量分析台风变性过程中显热能、潜热能和动能能量特征、北方暴雨区能量的变化以及北方暴雨区动能变化的原因。

## 2 资料和方法

根据山东省气象台的定义<sup>[14]</sup>, 进入 30°N 以北、125°E 以西的热带气旋为影响我国北方的热带气旋, 凡是影响我国北方的热带气旋暴雨, 其落区基本是在 (33°N~45°N, 110°E~125°E), 故将此区域称为北方暴雨区。计算开始时间为热带气旋开始影响时间的前 30 小时, 时间间隔为 6 小时。开始影响时间 (以下简称影响时间) 指热带气旋中心进入 30°N 以北、125°E 以西的时间 (当影响时间与资料时间不匹配时, 取就近的资料时间为影响时间)。计算分析中, 统一取影响时间为  $t=0$  时刻,

其前 6 小时为  $t=-1$ , 其后 6 小时为  $t=1$  时刻, 以此类推。9406 台风开始影响时间为 7 月 12 日 14 时 (北京时, 下同), 计算开始时间为 7 月 11 日 08 时, 该时刻 9406 台风在福建东南沿海登陆。

资料主要来自中国气象局出版的台风年鉴、常规地面观测降水资料和 NCEP 6 小时一次的风场、高度场等。个例分析 9406 号台风, 合成分析包含 6205、8108、8407、9406、9711 号台风。

单位质量湿空气的总能量为总比能<sup>[15]</sup>:

$$E = c_p T + gZ + Lq + \frac{1}{2} V^2, \quad (1)$$

上式等号右侧第 1 项为显热能, 第 2 项为位能, 第 3 项为潜热能, 第 4 项为动能。其中  $c_p = (1 + 0.86q) c_{pd}$  ( $c_{pd} = 1004.0$ ) 为干空气定压比热,  $L = 2.5 \times 10^6 - 2323(T - 273.16)$  为凝结潜热,  $q$  为比湿,  $Z$  为高度,  $g$  为重力加速度,  $T$  为绝对温度。位能项  $\Phi = gZ$  为位势高度。

## 3 9406 台风暴雨的天气形势

### 3.1 9406 台风概述

9406 台风于 1994 年 7 月 7 日在菲律宾以东洋面生成后向西北方向移动, 11 日 08 时左右在福建晋江登陆。9406 台风登陆后向西北, 然后沿 115°E 左右向北移动, 先后经过福建、江西、湖北、河南、安徽, 于 12 日 14 时左右进入 30°N 以北, 成为影响我国北方的热带气旋 (图 1a)。由于台风与西风带低槽发生相互作用, 在北方暴雨区出现大范围强降水, 局部出现 300 mm 以上的过程降水。降水开始

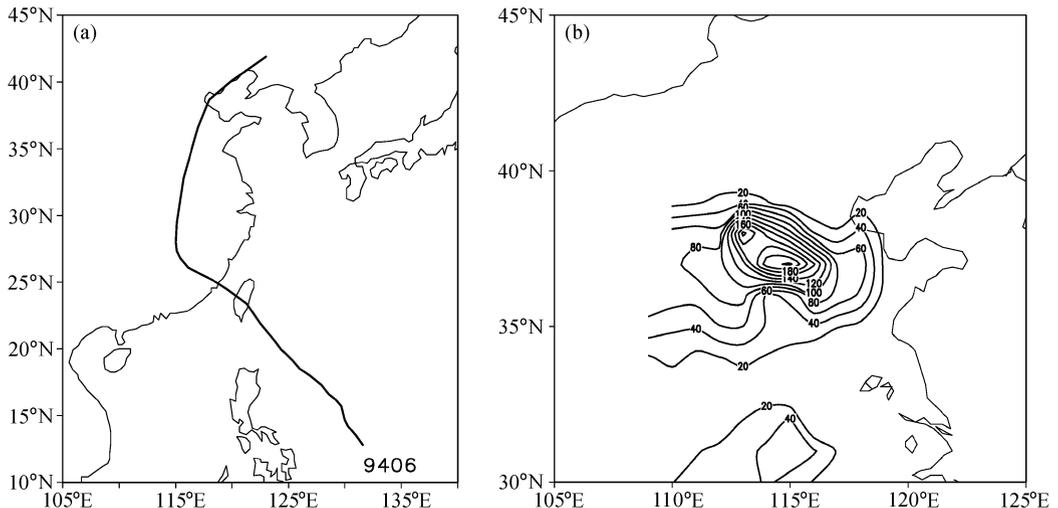


图 1 (a) 9406 台风路径; (b) 7 月 12 日 08 时 6 小时降水 (单位: mm)

Fig. 1 (a) The track of typhoon No. 9406; (b) 6-hour rainfall (mm) at 0800 Beijing Time (BT) 12 Jul 1994

表 1 北方暴雨区 6 小时平均雨量 (单位: mm)

Table 1 6-hour mean rainfall (mm) in the northern storm region of China

日期/时间 Date /time	计算时刻 Calculation time	6 小时雨量 6-hour mean rainfall
1994-07-11T0800	-5	13.5
1994-07-11T1400	-4	3.7
1994-07-11T2000	-3	4.6
1994-07-12T0200	-2	4.9
1994-07-12T0800	-1	33.9
1994-07-12T1400	0	20.0
1994-07-12T2000	1	21.3
1994-07-13T0200	2	27.0
1994-07-13T0800	3	26.0
1994-07-13T1400	4	27.8
1994-07-13T2000	5	22.0

注: 计算时刻: 0 为开始影响时间, 1 为后 6 小时, -1 为前 6 小时, 以此类推 (下同)

Note: Calculation time; 0 is the influence time, 1 is 6 hours after the influence time, -1 is 6 hours before the influence time, others can be inferred in the similar way (the same below)

突然增幅时段是 12 日 02~08 时 (表 1)。由 6 小时降水的分布 (图 1b) 可以看出, 12 日 02~08 时, 北方暴雨区的降水没有与台风本身产生的降水成一片, 是台风远距离降水。

### 3.2 高空环流场特征及动力条件

#### 3.2.1 850 hPa

7 月 11 日 08 时 (图 2a), 台风在福建东南沿海登陆, 低层 850 hPa 风场的突出特征是在台风的东

侧有偏南强低空急流存在。数值研究表明<sup>[16]</sup>, 这种偏南低空急流是暴雨区的主要水汽通道和能量通道, 可以直接影响远距离降水区的分布和槽前降水的强度。12 日 14 时 (图 2b) 台风中心越过 30°N, 台风环流已经北伸到河北。偏南低空急流随着台风的移动而移动, 强度一直维持。13 日 08 时 (图略), 台风环流进入西风带低压槽前的偏西南气流中。

#### 3.2.2 500 hPa

7 月 11 日 08 时 (图 3a), 台风环流东侧为强大的副热带高压 (简称副高), 并呈明显的径向型。副高径向度加大, 有利于台风北上转向<sup>[17]</sup>。副高和台风之间强大的水平气压梯度产生偏南急流, 可见偏南急流是比较深厚的。中纬度西风带槽在 102°E 左右, 槽南伸到 32°N。温度槽落后于高度槽, 槽后有明显的冷平流。台风具有明显的暖心结构, -2°C 的高温中心与台风低压中心位置基本吻合。

12 日 14 时 (图 3b), 台风中心越过 30°N, 强的冷平流已经出现在接近台风环流中心的西北部, 台风开始由正压结构变性为斜压结构。西风槽底的等值线由 08 时的 5820 gpm 增强为 5780 gpm, 并已经接近台风低压中心。本文第 5 节将指出, 槽突然加深的原因与槽前显热能平流迅速加强有关, 而该显热能的加强是台风与西风槽相互作用的结果。槽的加深可导致降水增幅<sup>[18]</sup>。13 日 08 时 (图略), 台风环流已经与西风槽环流基本融为一体。

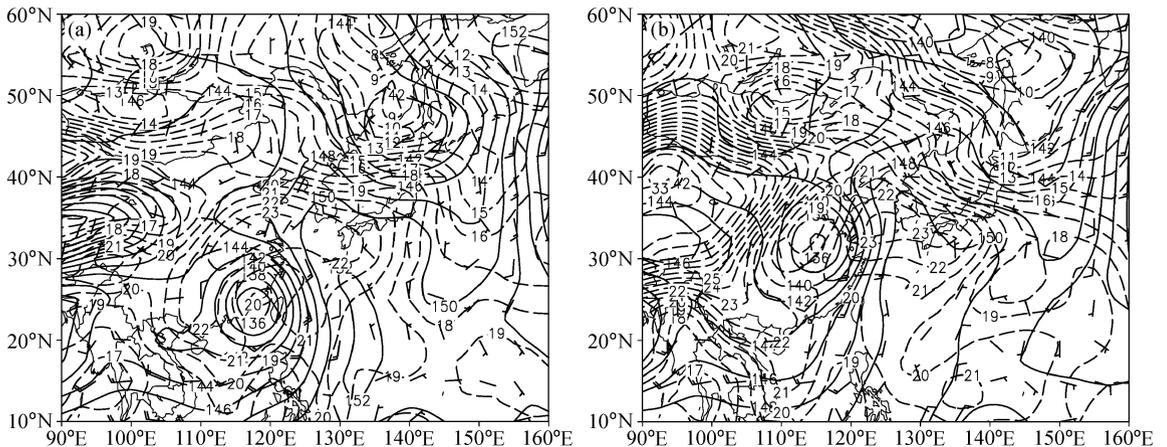


图 2 850 hPa 环流场: (a) 7 月 11 日 08 时 (台风登陆时间); (b) 7 月 12 日 14 时 (台风进入影响区时间)。实线为等高线, 单位: dagpm; 虚线为等温线, 单位: °C

Fig. 2 850 hPa circulations; (a) 0800 BT 11 Jul 1994 (the typhoon landed); (b) 1400 BT 12 Jul 1994 (the typhoon entered the storm area). Solid line; isohypse (dagpm); dashed line; isothermal (°C)

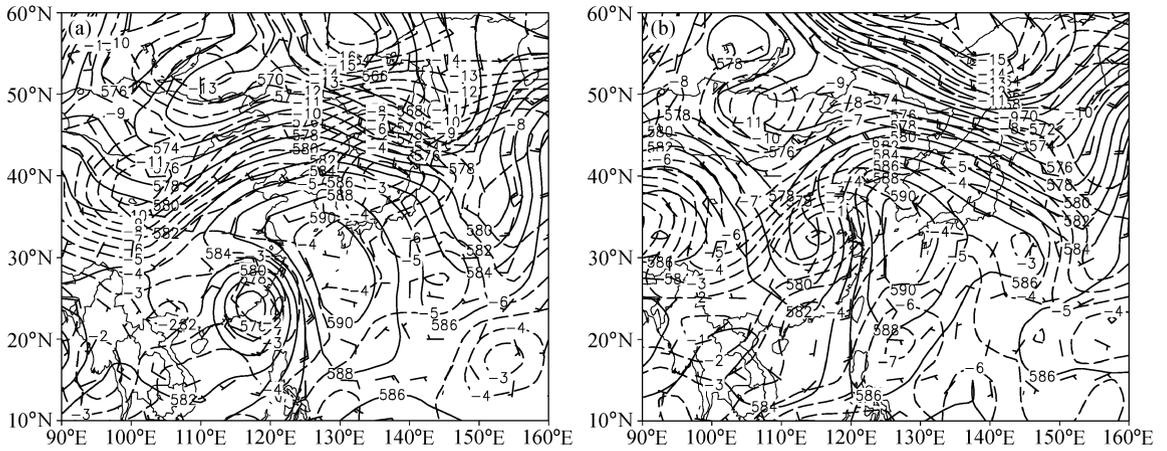


图3 同图2, 但为 500 hPa 环流场  
Fig. 3 Same as Fig. 2, but for 500 hPa

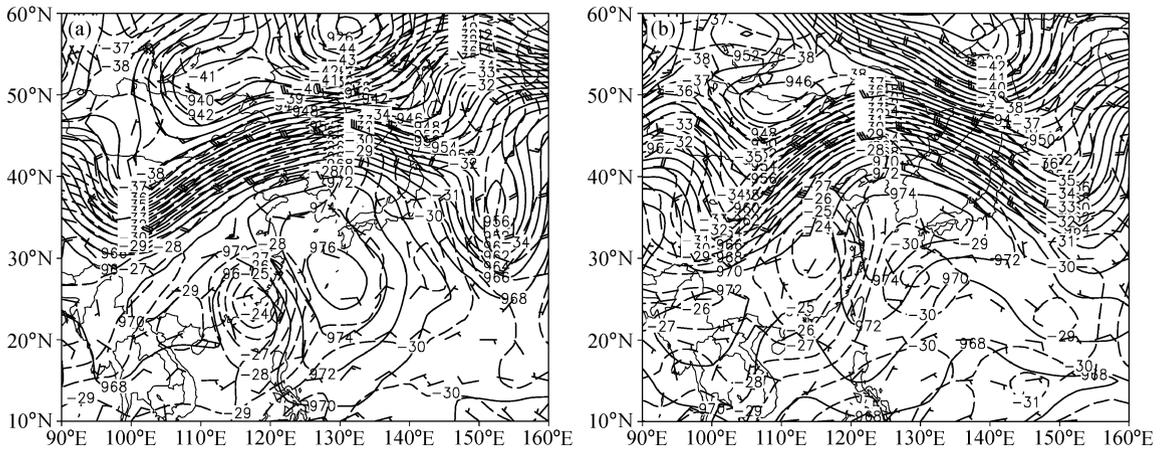


图4 同图2, 但为 200 hPa 环流场  
Fig. 4 Same as Fig. 2, but for 200 hPa

### 3.2.3 200 hPa

7月11日08时,副热带急流径向度大,急流轴为西南-东北向,急流位置与500 hPa西风带槽位置基本一致。由图4可以定性看出,在急流轴入口处有 $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y > 0$ ,为辐散,这种高层辐散流场形势是形成暴雨有利的动力条件。孟智勇等<sup>[18]</sup>的数值计算结果证实了这一点,指出降水区上空低层(850 hPa)均为辐合,高层(200 hPa)为明显的辐散。12日14时,急流轴中心向东北方向移动,径向度有所加大。

由以上天气形势分析可知,9406台风北上过程中,对流层低、中、高层均有有利的动力、热力条件配合。台风于12日14时左右已经呈现出斜压性。

## 4 能量场分布特征

计算台风登陆时总比能及各分项比能的大小。由表2可以看出,除位能比能外,其它各项比能在对流层中、下层大于对流层上层。在各分项比能中,显热比能最大,其次为潜热比能,动能比能最小(以下简称显热能、潜热能、动能、位能)。由于台风是比较深厚的系统,以下分析对流层中层500 hPa各分能量分布特征。

### 4.1 显热能的分布特征

由表2可知,显热能占总比能的90%以上,因此显热能的分布与总比能相似。由公式(1),显热能主要反映气温,其次是湿度,因此,可以认为显热能代表的是暖湿气流。500 hPa等压面上(图

表 2 11 日 08 时台风中心 (最内一条等值线) 各能量大小 (单位: J/kg)

Table 2 The energies (J/kg) in the central area of the typhoon at 0800 BT 11 Jul 1994

等压面 Isobaric surface/hPa	总比能 Total energy	显热能 Apparent heat energy	潜热能 Latent heat energy	位能 Geopotential energy	动能 Kinetic energy
300	$2.62 \times 10^5$	$2.50 \times 10^5$	$3.0 \times 10^3$	$9.70 \times 10^3$	$1.00 \times 10^2$
500	$2.94 \times 10^5$	$2.74 \times 10^5$	$1.4 \times 10^4$	$5.76 \times 10^3$	$3.50 \times 10^2$
700	$3.20 \times 10^5$	$2.88 \times 10^5$	$2.7 \times 10^4$	$3.02 \times 10^3$	$3.50 \times 10^2$

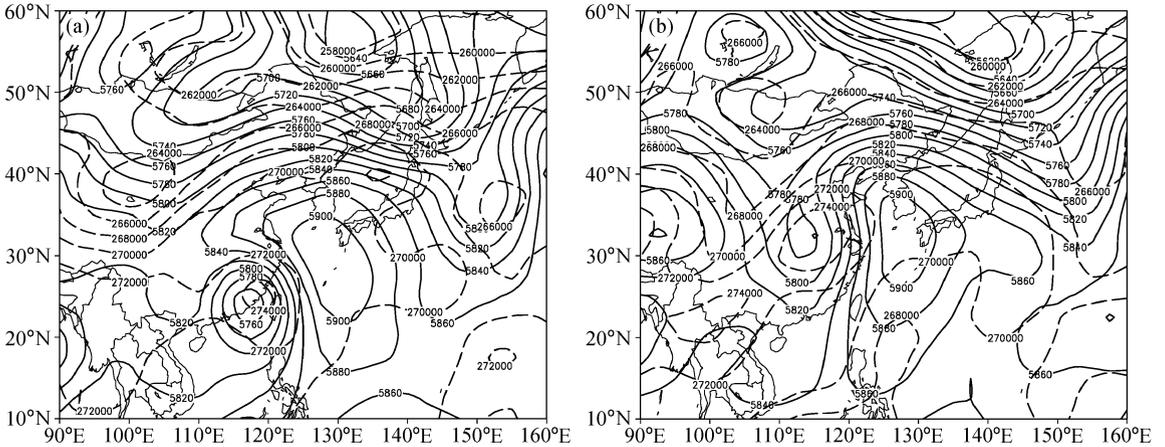


图 5 500 hPa 显热能场: (a) 7 月 11 日 08 时; (b) 7 月 12 日 14 时。实线为等高线, 单位: gpm; 虚线为等总比能线, 单位: J/kg

Fig. 5 The apparent heat energy at 500 hPa: (a) 0800 BT 11 Jul 1994; (b) 1400 BT 12 Jul 1994. Solid line: isohypse (gpm); dashed line: the total specific energy (J/kg)

5a), 11 日 08 时, 高显热能区与气旋中心位置基本一致, 体现了台风的暖心结构。12 日 02 时, 与西风带冷干空气对应的低能舌逼近台风环流, 08 时侵入台风环流, 气旋的斜压性增强, 可以认为 08 时前后, 热带气旋开始变性, 对应北方暴雨区降水明显增加。12 日 14 时, 台风已经呈现明显的半冷干半暖湿结构 (图 5b), 并进入影响区。13 日 08 时 (图略), 密集的等能量线与台风环流的配合表明, 台风已经完全变性, 具有温带锋面气旋特征。槽后等高线与等能量线近于成直角, 冷干平流非常强。

#### 4.2 潜热能的分布特征

在对流层中下层, 潜热能比显热能小一个数量级。11 日 08 时 (图 6a), 500 hPa 潜热能高中心与台风中心位置基本一致略偏东北, 这与台风中心大量凝结潜热释放有关。11 日 20 时 (图略), 潜热中心北伸, 西风槽前有弱高能中心。12 日 02 时 (图略), 台风高潜热能区与西风带弱高潜热能区结合, 高能舌北伸范围明显扩大。此后, 北方暴雨明显增

幅。12 日 08 时 (图略), 西风带槽后的低能舌侵入台风环流, 潜热高中心开始向东偏离台风中心。

由表 3 可以看出台风登陆后总能量的维持与潜热的关系。12 日 14 时 (图 6b) 潜热能中心值从登陆时的 14000 J/kg 增加到 16000 J/kg, 增量为 2000 J/kg。显热能在这段时间内增加了 1000 J/kg, 而总比能增加了 3000 J/kg。可见, 虽然潜热能的量级比显热能小, 但潜热对总比能增量的贡献却大于显热。如果说 12 日 08 时以后 (变性以后) 台风从西风带获得斜压能量, 11 日 20 时至 12 日 08 时台风总能量的维持则主要由潜热提供。合成分析的结果进一步支持了以上结论 (表 4), 潜热能在  $t = -2$  时刻就开始增加, 在  $t = 0$  时刻潜热能比前一个时刻增加了 2000 J/kg, 显热能增加了 1000 J/kg, 总比能增加了 3000 J/kg。

#### 4.3 动能的分布特征

动能在总比能中占的比例最小, 但动能在台风天气中的表现最有特点 (狂风大作, 飞沙走石)。动能 在 700 hPa 和 500 hPa 大小相当 (表 2)。动能的

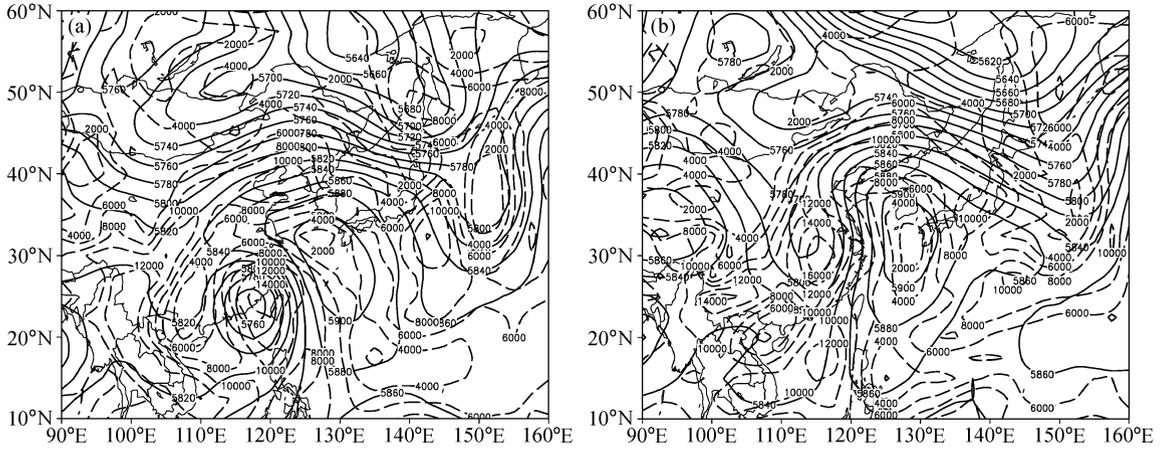


图 6 同图 5, 但为 500 hPa 潜热能场

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for latent heat energy at 500 hPa

表 3 跟随热带气旋移动的高能中心数值 (500 hPa) 的变化 (单位: J/kg)

Table 3 The variations of the values in the center of maximum energies (J/kg) at 500 hPa accompanying the movement of the typhoon

日期/时间 Date/time	计算时刻 Calculation time	总比能 Total energy	显热能 Apparent heat energy	潜热能 Latent heat energy
07-11T0800	-5	294000	274000	14000
07-11T1400	-4	294000	274000	14000
07-11T2000	-3	294000	274000	16000
07-12T0200	-2	294000	274000	16000
07-12T0800	-1	294000	274000	16000
07-12T1400	0	297000	275000	16000
07-12T2000	1	297000	274000	16000
07-13T0200	2	297000	274000	16000

表 4 同表 3, 但为合成分析结果

Table 4 Same as Table 3, but for composite analysis results

计算时刻 Calculation time	总比能 Total energy	显热能 Apparent heat energy	潜热能 Latent heat energy
-4	330000	314000	10000
-3	330000	314000	10000
-2	330000	314000	11000
-1	330000	314000	11000
0	333000	315000	13000
1	333000	315000	12000
2	333000	315000	12000

高能中心与热带气旋中心并不一致, 而是偏于热带气旋的东侧, 与台风东侧的偏南急流相对应 (图 7a)。台风中心是动能的低中心, 与台风眼对应。12 日 14 时 (图 7b) 高动能中心已经位于西风带槽前的西南气流中。

动能在台风进入影响区之前其数值由大到小, 在进入影响区之后又由小到大 (表 5)。由大到小的变化表明台风动能的消耗, 有小变大表明台风进入中纬度地区, 有其他能量补充, 不仅弥补动能的消耗, 而且使动能有净增加。动能补充有三种途径: (1) 斜压不稳定能量的转换, (2) 区域外动能的输入, (3) 对流层上层动能的下传 (将在第 5 节详细讨论)。

300 hPa 等压面上 (图略), 与热带气旋对应的高动能区已不存在。与显热能和潜热能比较, 说明

表 5 跟随热带气旋移动的高动能中心数值的变化 (单位: J/kg)

Table 5 The variations of the values in the center of maximum kinetic energy (J/kg) accompanying the movement of the typhoon

日期/时间 Date /time	计算时刻 Calculation time	700 hPa	500 hPa
07-11T0800	-5	350	350
07-11T1400	-4	270	300
07-11T2000	-3	270	300
07-12T0200	-2	350	270
07-12T0800	-1	270	240
07-12T1400	0	240	270
07-12T2000	1	270	300
07-13T0200	2	300	350
07-13T0800	3	350	400

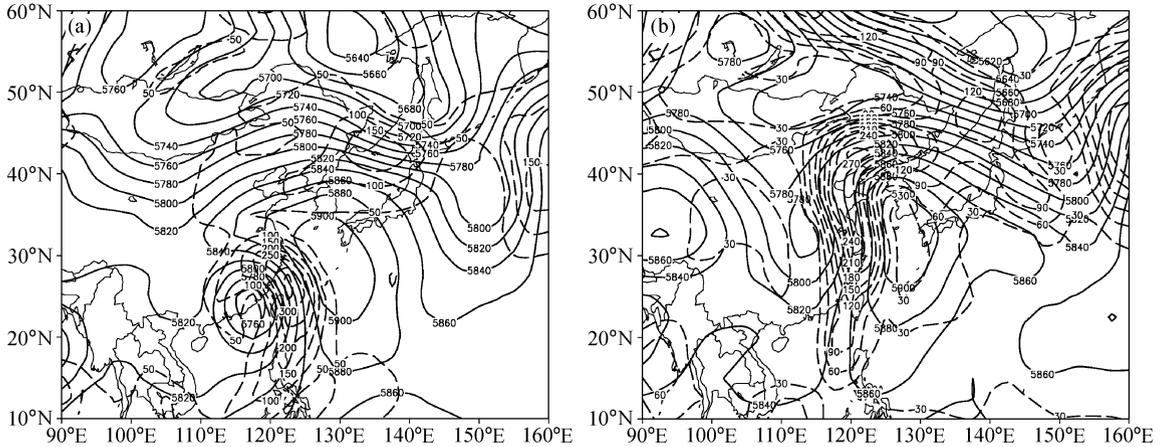


图7 同图5, 但为500 hPa动能场

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for kinetic energy at 500 hPa

热带气旋的动力扰动达到的高度较热力扰动达到的高度低。300 hPa等压面上, 与副热带急流对应的动能非常大, 中心数值在600 J/kg以上, 远大于对流层低层台风动能。Sinclair<sup>[19]</sup>注意到中高空环流的作用, 指出移入中纬度的弱环流与200 hPa副热带急流的混合, 在热带气旋的变性加强过程中起了重要作用。本文后面的研究指出, 副热带急流区动能下传补充了部分台风动能的消耗, 使气旋变性后得以加强。

## 5 北方暴雨区能量变化分析

设单位质量气块能量的个别变化为

$$\frac{dE}{dt} = \frac{\partial E}{\partial t} + u \frac{\partial E}{\partial x} + v \frac{\partial E}{\partial y} + w \frac{\partial E}{\partial z},$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{dE}{dt} - \mathbf{V}_h \cdot \nabla E - w \frac{\partial E}{\partial z},$$

$\partial E/\partial t$ 为暴雨区能量的局地变化,  $-\mathbf{V}_h \cdot \nabla E$ 为平流项。假定, 在我们的讨论范围内能量守恒, 并仅讨论水平方向的能量平流, 则有

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla E,$$

$\mathbf{V}_h = ui + vj$ , 此处  $E$  代表本文讨论的任何能量形式。

由于高能中心一般与台风中心对应, 随台风一起向偏北方向移动, 为便于讨论, 我们仅讨论对流层中层500 hPa高度上径向能量平流作为代表。

### 5.1 显热能平流

11日08时(图8a), 中心值为 $0.06 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的正能量平流在台风前部, 同时在中纬度低压槽前

也有正显热平流。11日14时(图8b), 两个正显热平流区合并, 使西风槽前显热能平流加强。11日20时, 西风槽前显热能平流增加到 $0.08 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 12日02时, 变为 $0.15 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图8c、d)。同时, 注意到西风槽在正显热能平流合并加强之后6小时开始加深, 12日02时, 槽底强度由5820 gpm下降为5800 gpm(图8c、d)。对比6小时降水可知, 12日02时以后, 北方暴雨区降水突然增幅。降水中心在经向正显热能平流中心附近。

孟智勇等<sup>[18]</sup>对该台风的数值模拟研究表明, 槽的加强使地层辐合和高层辐散加强, 同时降水区中尺度动能的增加造成降水的增加。Dang<sup>[20]</sup>对9012号台风的数值试验结果表明, 在初值场上人为加深中纬度西风槽, 可使24小时降水增加52 mm。本文的研究表明, 西风槽的加深很可能是由于槽前显热能突然增强的结果, 该增强来自台风显热能的向北输送与西风槽前显热能经向平流的非线性叠加。本个例中, 槽开始加深后, 降水突然增幅。由此, 可以得出如下概念模型: 台风右前方正经向显热能平流与西风槽前正经向显热平流叠加→槽前显热能增强→西风槽加深→降水增幅。降水中心在显热能平流中心附近。

合成分析表明(图略), 来自台风的显热能平流与西风槽前的显热能平流非线性叠加发生在 $t=-4$ 时刻, 槽的突然加深发生在 $t=-2$ 时刻。因此, 虽然台风尚远离北方暴雨区, 但能量平流的非线性叠加作用, 使西风槽突然加强, 很可能是导致远方降水突然增幅的原因之一。

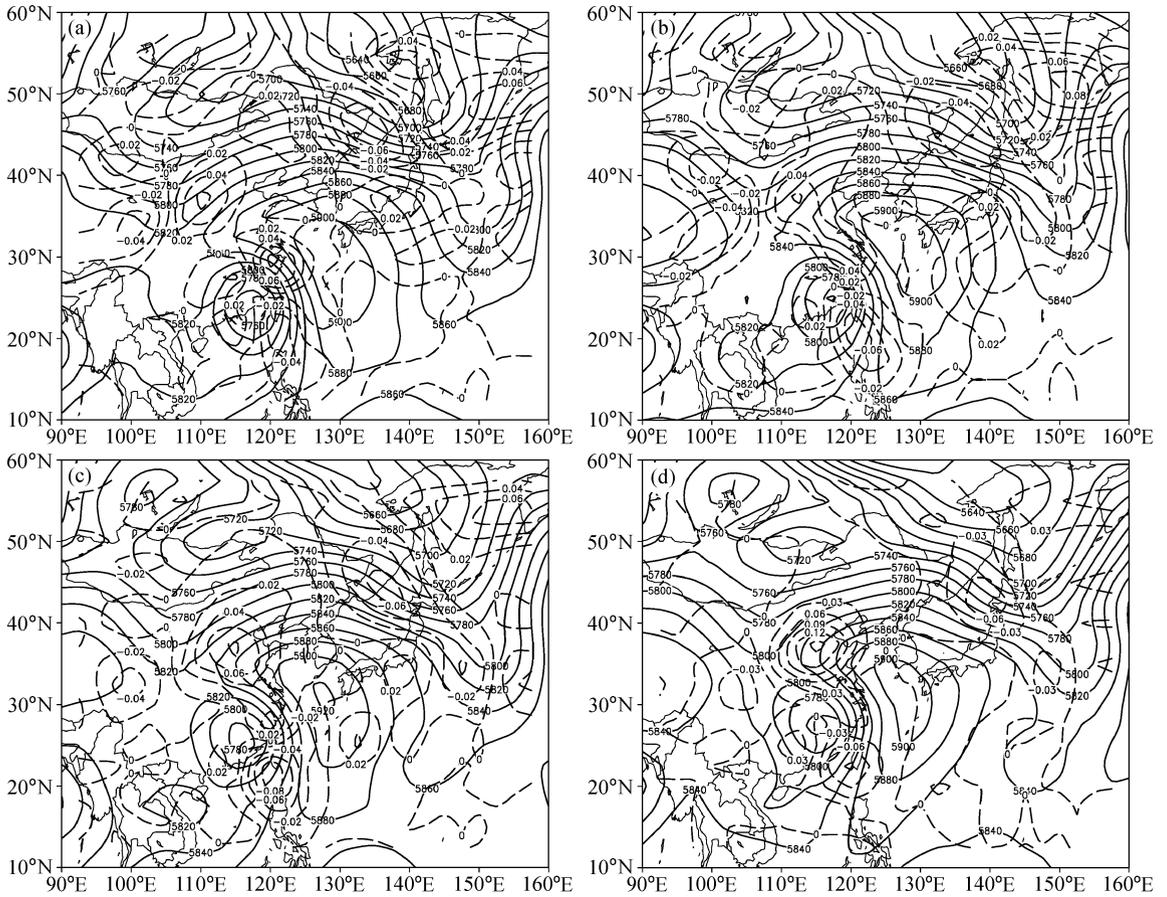


图 8 500 hPa 显热能平流的经向分量: (a) 11 日 08 时; (b) 11 日 14 时; (c) 11 日 20 时; (d) 12 日 02 时。实线为等高线, 单位: gpm; 虚线为等能量平流线, 单位:  $J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$   
Fig. 8 Meridional advection of the apparent energy at 500 hPa: (a) 0800 BT 11 Jul 1994; (b) 1400 BT 11 Jul 1994; (c) 2000 BT 11 Jul 1994; (d) 0200 BT 12 Jul 1994. Solid line: isohypse (gpm), dashed line: energy advection ( $J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ )

考虑沿北方暴雨区南边界经向能量平流和沿西边界纬向能量平流的线积分:

$$E_{32.5} = -\frac{1}{l_2 - l_1} \int_{l_1}^{l_2} v \cdot \frac{\partial E}{\partial y} dl,$$

其中,  $l_1$ 、 $l_2$  分别为  $110.5^\circ E$ 、 $125.5^\circ E$ ;

$$E_{110.5} = -\frac{1}{n_2 - n_1} \int_{n_1}^{n_2} u \cdot \frac{\partial E}{\partial x} dl,$$

$n_1$ 、 $n_2$  分别为  $32.5^\circ N$ 、 $45.5^\circ N$ 。

图 9a 为沿 9406 台风北方暴雨区南边界  $32.5^\circ N$  的经向显热能平流的线积分随时间的变化。可以看出, 在台风登陆时刻 ( $t = -5$ ) 起, 有正能量平流出现在整个对流层。由于沿  $32.5^\circ N$  为偏东南气流  $v > 0$ ,  $\partial E / \partial y < 0$ , 有  $-v(\partial E / \partial y) > 0$ , 表明正能量平流从南方越过  $32.5^\circ N$  进入北方暴雨区, 而且非常深厚。随着台风逐渐接近影响区, 由于降水引起下曳气流的作用, 在 850 hPa 高度附近出现负的显

热能平流, 但 700 hPa 以上仍为正显热能平流。深厚的正显热能平流使北方暴雨区显热能增加, 为台风远距离降水提供能量。台风进入影响区之后, 850 hPa 以下, 越过  $32.5^\circ N$  的显热能量平流一直保持正值, 说明低空偏南暖湿气流一直在向暴雨区提供能量。

合成分析 (图 9b) 进一步表明, 低空来自热带气旋的正经向显热能平流在其进入影响区之前最明显。低空负显热能平流的消失可能是各系统降水时段不一致引起的。

### 5.2 潜热能平流

潜热能虽然在量级上比显热能小一个量级, 但潜热能平流却大于显热能平流。11 日 08 时 (图 10a), 潜热平流中心值为  $0.2 J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ , 位置在台风的右前方, 显然, 潜热能的输送也与台风右侧的偏南急流相联系。西风带槽前有弱正潜热能平

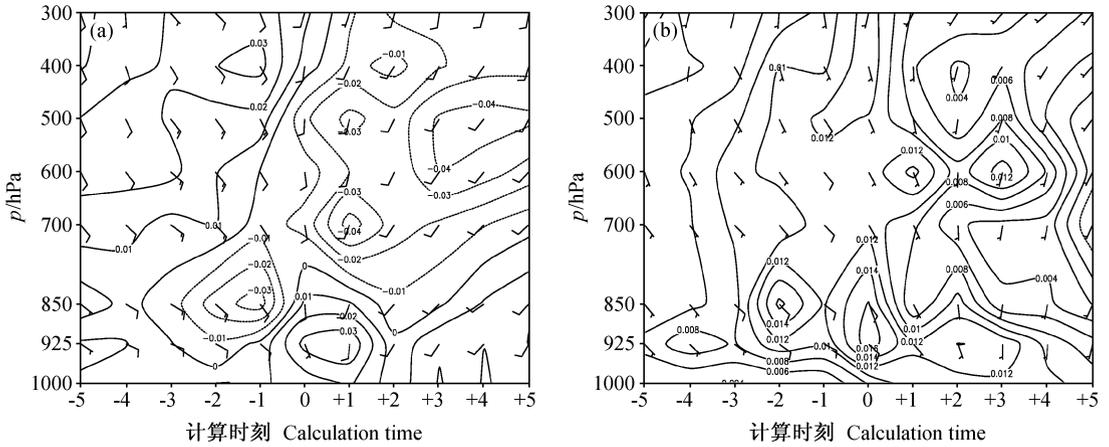


图9 显热能经向平流沿  $32.5^{\circ}\text{N}$  ( $110.5^{\circ}\text{E} \sim 125.5^{\circ}\text{E}$ ) 积分 (单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ): (a) 9406 号台风; (b) 合成分析。风矢为该层该时刻的平均风向与风速

Fig. 9 Integral of meridional apparent energy advection ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along  $32.5^{\circ}\text{N}$  ( $110.5^{\circ}\text{E} - 125.5^{\circ}\text{E}$ ): (a) For typhoon No. 9406; (b) for composite analysis. Wind vector is the average wind speed and wind direction at the time and the altitude

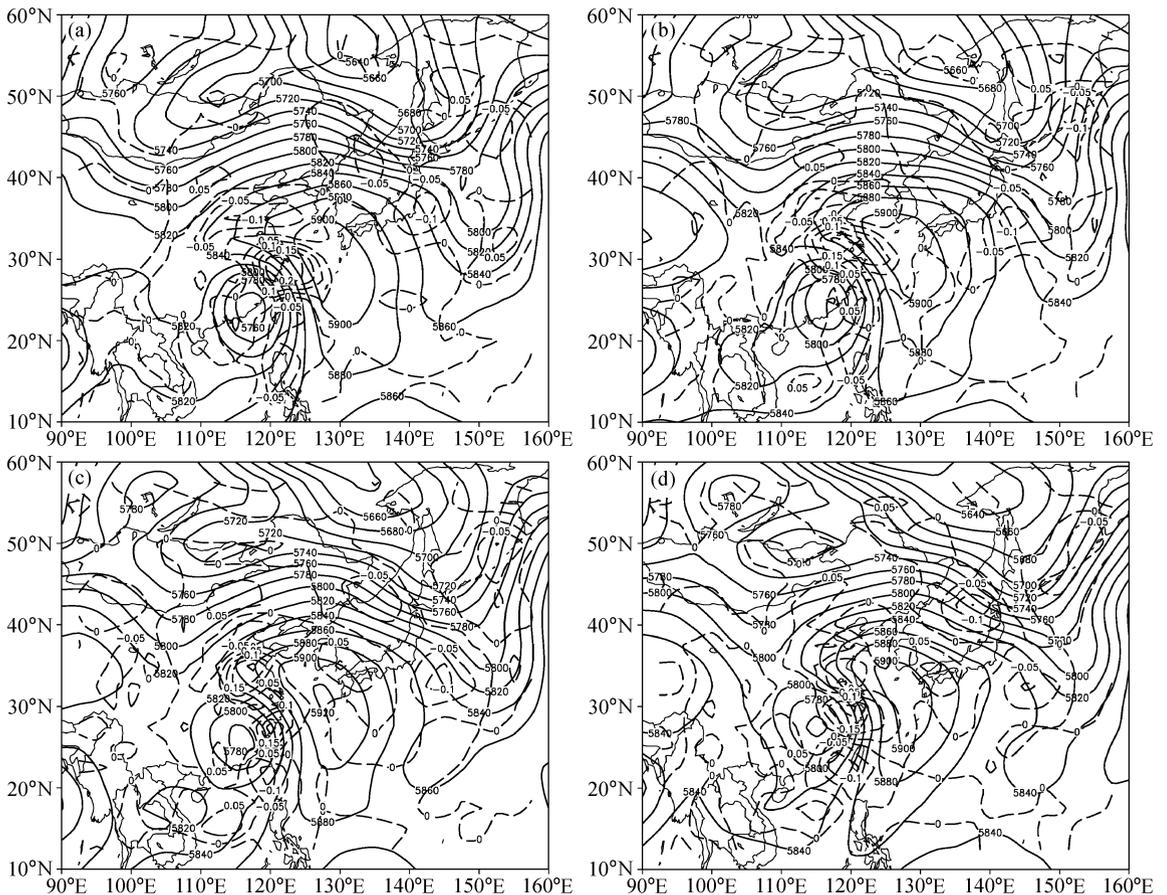


图10 同图8, 但为500 hPa潜热能平流的经向分量

Fig. 10 Same as Fig. 8, but for latent heat energy advection

流, 但并没有出现与显热能类似的明显合并加强现象 (图 10a~d)。在北方暴雨区南边界附近一直有正的经向潜热能平流, 使暴雨区局地能量增加。

沿  $32.5^{\circ}\text{N}$  的线积分 (图 11a) 表明, 从台风登陆开始, 整个对流层不断有正潜热能平流由南向北输送。随着台风进入影响区, 越过  $32.5^{\circ}\text{N}$  纬线的

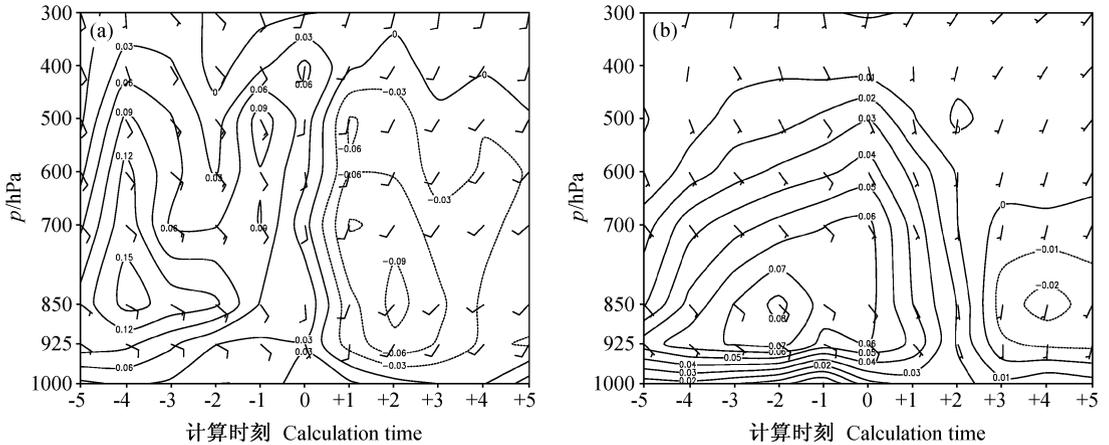


图 11 同图 9, 但为潜热能  
Fig. 11 Same as Fig. 9, but for latent heat energy

潜热能在整个对流层几乎一致转为负平流。这一点与正的显热能平流一直维持显然不同。说明, 潜热能对北方暴雨区的能量直接供给主要在台风进入影响区之前。合成分析的结果 (图 11b) 进一步支持了该结论。由图 11a 还可看出,  $t = -4$  时刻潜热能平流在北方暴雨区南边界出现高中心。第 6 节的分析将指出, 在  $t = -3$  到  $t = -2$  时刻, 北方暴雨区上空动能下传突然增强可能与南方台风暴雨区潜热释放有关。对比表 1 可知,  $t = -1$  时刻, 北方暴雨区降水突然增幅。因此, 潜热能对北方暴雨区还有间接的贡献。

对比图 9 与图 11 可知, 在台风进入影响区之前, 潜热能平流对暴雨区的贡献明显大于显热能平流。这一点说明我们过去强调潜热在台风和暴雨发展过程中的重要性, 并非潜热项大于显热项, 而是潜热平流项大于显热平流项, 而平流项才对局地能量的变化起作用。

## 6 暴雨区动能的变化原因

第 4 节曾经指出, 跟随热带气旋的高动能中心在进入影响区之前由大变小, 反映动能的消耗; 在进入影响区之后, 由小变大, 反映了动能的补充。

### 6.1 暴雨区边界动能的输入

沿南边界, 经向动能平流积分的时间变化 (图 12a) 表明, 在台风进入影响区之前,  $v > 0, \partial E / \partial y < 0, -v(\partial E / \partial y) > 0$  表明有较强动能从台风区进入暴雨区。700 hPa 高度上,  $t = -2$  时刻动能平流最大, 此后, 北方暴雨区降水突然增幅。因此, 动能

经向平流的输入对暴雨增幅有贡献。台风进入影响区后, 南边界动能平流为负, 对暴雨区动能的补充维持没有贡献。

沿西边界, 对流层中下层一直有弱的正动能平流 (图 12b)。在台风进入影响区之后, 在 700 ~ 500 hPa 高度上,  $u > 0, \partial E / \partial x < 0$ , 说明有较大动能越过西边界进入暴雨区。因此, 暴雨区动能的维持与西边界动能输入有关, 该部分动能平流虽然量级小, 但弥补了部分台风环流动能的消耗。

沿暴雨区南边界的合成分析结果与个例分析基本一致 (图 12c), 最大动能输入时间和高度略有差异 (时间出现在  $t = -3$  时刻, 高度在 850 hPa), 这对结论没有实质性影响。暴雨区南边界的动能输入在台风进入影响区后不复存在。沿暴雨区西边界的动能输入在对流层中下层非常微弱 (图 12d)。由个例分析可知, 该项很小, 不同个例的合分会造成该项更加不明显。

### 6.2 暴雨区动能的制造

北方暴雨区高动能中心的维持和增强除了区域外动能的输入, 还与斜压不稳定能量向动能的转换有关。在西风槽的作用下, 热带气旋变性为温带气旋, 有利于其内部对流的加强和位势能量向扰动动能的转化, 促使变性后的热带气旋强烈发展导致暴雨<sup>[21]</sup>。

我们可以引用等压面坐标下自由大气大尺度动能方程近似加以讨论:

$$\frac{\partial E_k}{\partial t} = -\nabla \cdot E_k \mathbf{V}_h - \frac{\partial \omega E_k}{\partial p} - \mathbf{V}_h \cdot \nabla \Phi,$$

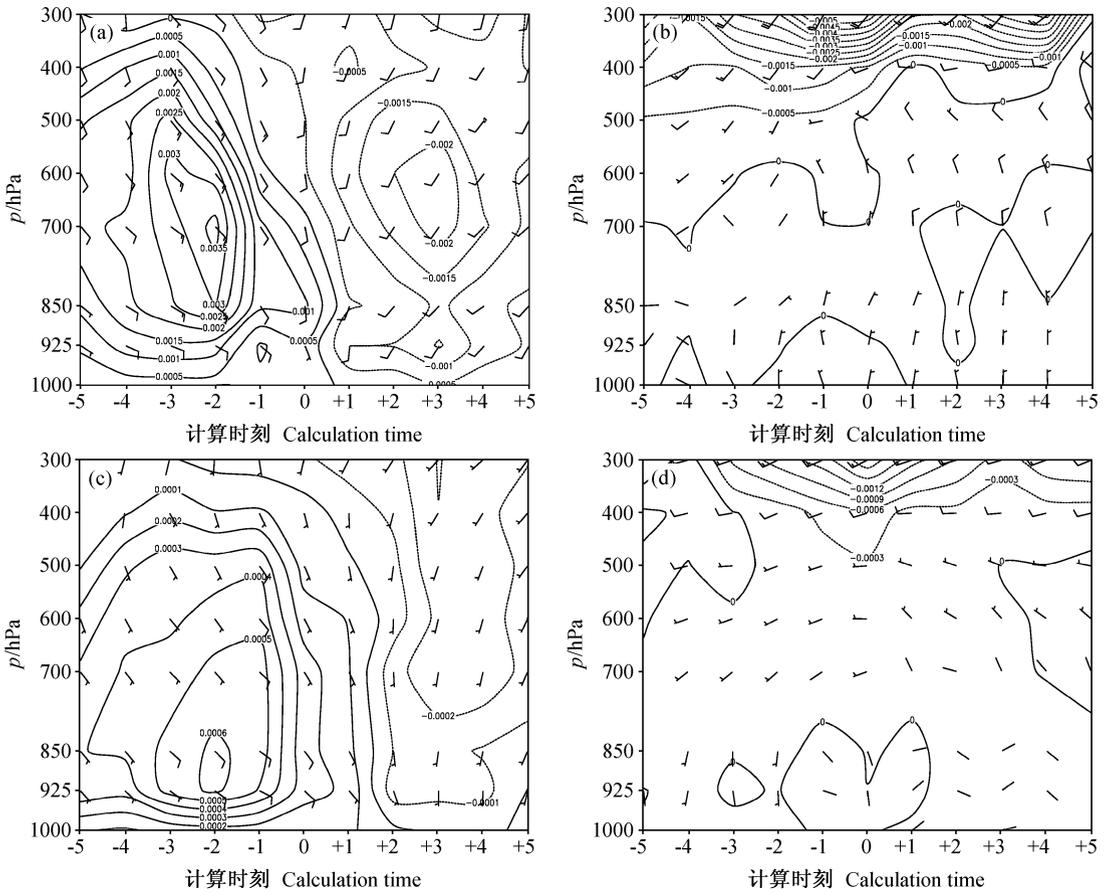


图12 动能平流沿边界积分随时间的变化(单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ): (a) 经向动能平流沿  $32.5^\circ\text{N}$  积分; (b) 纬向动能平流沿  $110.5^\circ\text{E}$  积分; (c) 合成的径向动能平流沿  $32.5^\circ\text{N}$  积分; (d) 合成的纬向动能平流沿  $110.5^\circ\text{E}$  积分。风矢为该层该时刻的平均风向与风速

Fig. 12 The time variations of the integral kinetic energy advection ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) along boundary: (a) Meridional kinetic energy advection along  $32.5^\circ\text{N}$ ; (b) zonal kinetic energy advection along  $110.5^\circ\text{E}$ ; (c) composite meridional kinetic energy advection along  $32.5^\circ\text{N}$ ; (d) composite zonal kinetic energy advection along  $110.5^\circ\text{E}$ . Wind vector is the average wind speed and wind direction at the time and the altitude

其中,  $\mathbf{V}_h$  为水平风向量,  $\omega = dp/dt$ ,  $\Phi = gZ$ ,  $\nabla\Phi$  为等压面上的水平位势梯度。上式等号左边为北方暴雨区动能的局地变化, 右边前两项表示外界向区域内的能量输入, 我们利用水平方向能量平流近似进行了讨论。右边第三项是动能制造项, 即斜压不稳定性能量向动能的转换, 表明只有存在穿过等压线的非地转风时, 才可能制造动能。如果  $\mathbf{V}_h = \mathbf{V}_g + \mathbf{V}_a$ ,  $\mathbf{V}_g$  为地转风,  $\mathbf{V}_a$  为地转偏差, 由于  $\mathbf{V}_g \cdot \nabla\Phi = 0$ , 则  $\mathbf{V}_h \cdot \nabla\Phi = \mathbf{V}_a \cdot \nabla\Phi$  为动能制造项。图 13a 为暴雨区上空平均动能制造项随时间和高度的变化。可以看出, 在台风进入影响区之后对流层上层有比较明显的动能制造, 且台风进入暴雨区之后有增强下传的趋势。另外, 近地面由于摩擦的作用, 风与等势高度线交角增大, 即风与位势高度梯度交角减小, 造成少量动能增加, 该部分动能增量局限在 850

hPa 以下, 由地面摩擦而耗散掉。在 850~500 hPa 对流层中下层自由大气中, 动能制造项几乎没有贡献。

合成分析的结果(图 13b)基本与个例分析的一致, 动能制造主要发生在对流层中上层, 在台风进入影响区之后更加明显。这说明台风进入影响区后, 北方暴雨区上空大气的斜压性增强。

励申申等<sup>[12]</sup>对 8116 台风的分析表明, 台风外围暴雨区动能的增加在对流层上层最大, 对流层上层动能制造项是主要能源(文献[12]中表 2)。李英等<sup>[13]</sup>的研究表明, 长久维持的热带气旋登陆后期涡动动能制造在高层转为强正值。这些结论与本文基本一致。

### 6.3 高空动能的下传

定义台风区域为 ( $25^\circ\text{N} \sim 32.5^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{E} \sim$

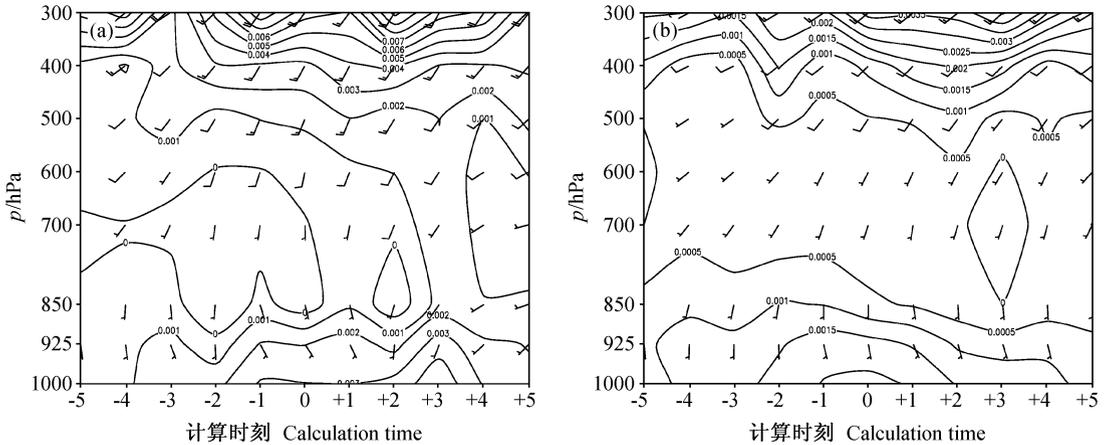


图 13 暴雨区斜压不稳定能量向动能转换随时间和高度的变化 (单位:  $J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ) (a) 9406 号台风; (b) 合成分析。风矢为该层该时刻的平均风向与风速

Fig. 13 The time-altitude variations of the transformation of baroclinic unstable energy in the storm area into kinetic energy ( $J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ): (a) For typhoon No. 9406; (b) for composite analysis. Wind vector is the average wind speed and wind direction at the time and the altitude

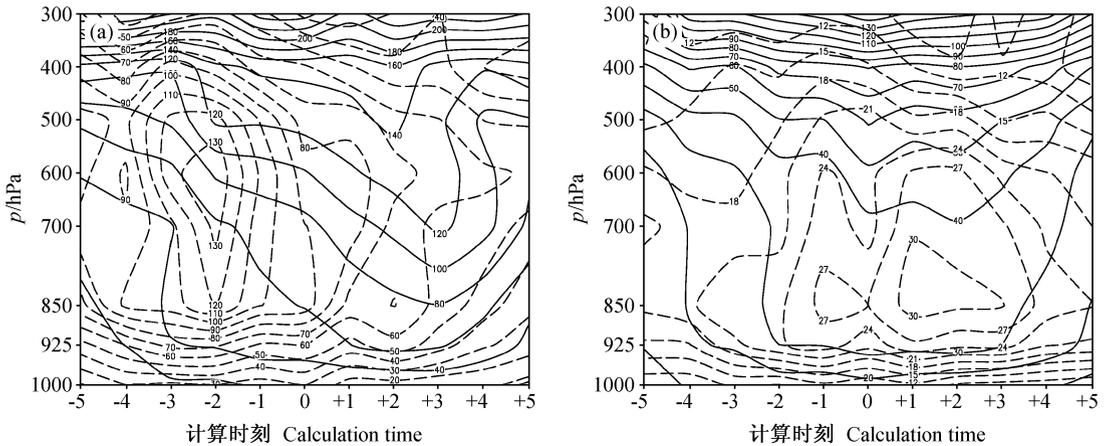


图 14 区域平均动能随时间和高度的变化 (单位:  $J/kg$ ): (a) 9406 号台风; (b) 合成分析。实线: 暴雨区动能; 虚线: 台风区动能  
Fig. 14 The time-altitude variations of the average kinetic energy (J/kg) in the storm area (solid line) and the typhoon area (dashed line): (a) For typhoon No. 9406; (b) for composite analysis

120°E), 分别计算台风区和北方暴雨区区域平均动能随时间和高度的变化 (图 14a)。可以看出, 台风区基本没有动量下传, 台风区动能在 700~600 hPa 高度上最大, 出现在  $t = -3$  时刻到  $t = -2$  时刻, 是造成该时刻该高度暴雨区南边界经向动能平流最大 (图 12a) 的主要原因。

暴雨区动能在对流层上层最大, 而且随着时间的推移, 动能有明显下传的趋势。动能下传有两次峰值, 第一次出现在  $t = -3$  时刻与  $t = -2$  时刻之间, 第二次出现在  $t = 0$  时刻与  $t = 3$  时刻之间。对比表 1 可知,  $t = -1$  时刻, 降水突然增幅。因此, 可以说北方暴雨能量的来源除了边界上来自台风、

西风带能量的输入外, 高空动能的下传对暴雨的增幅也有影响。有作者<sup>[12, 22]</sup>认为高空动能的增加与暴雨区强对流活动、潜热释放和次天气尺度环流有关, 由于在  $t = -3$  至  $t = -2$  时刻, 北方暴雨区降水很弱, 高空动能的下传与局地潜热释放引起等压面起伏关系不大。台风直接引起的南方地区降水在  $t = -4$  时刻比较大, 造成该时刻暴雨区南边界出现正潜热平流中心 (图 11a)。北方暴雨区第一次动能下传的突然增强可能与南方地区潜热释放或中尺度对流系统活动加强有关。从南边界出现正潜热平流中心到动能下传增强约有 6 个多小时的时间间隔, 相当于一般重力波传播的时间。当然, 该动能下传

的机制还需进一步研究。

合成分析也表明暴雨区高空动能下传的趋势(图 14b), 而台风区的高动能中心主要在对流层中下层。因此, 北方暴雨区动能的维持与加强, 来自于区域外主要是台风区动能的输入、斜压不稳定能量的转换和对流层上层动能的下传。

## 7 结论

9406 号台风暴雨是一次比较典型登陆北上变性台风暴雨, 本文从能量角度分析了该台风变性过程中显热能、潜热能和动能的变化特征, 分析了暴雨增幅过程中能量的变化, 以及北方暴雨区动能变化原因。结合 5 个类似登陆北上台风过程的合成分析, 得出以下主要结论:

(1) 台风中心的总比能中, 显热能最大, 占总比能的 90% 以上, 为  $10^5 \text{ J/kg}$  量级。潜热能比显热能小 1 个量级, 动能最小为  $10^2 \text{ J/kg}$  量级。虽然潜热能比显热能小, 潜热能平流明显大于显热能平流。在台风获得西风带斜压能量之前, 总能量的维持主要来自潜热能, 潜热能对总比能增量的贡献比显热能相应的贡献大 1 倍左右。显热能可以比较清楚地反映台风的变性特征。

(2) 北方暴雨区降水的突然增幅原因比较复杂。在显热能场上反映的是中低纬度系统相互作用: 来自热带气旋的显热能平流与西风槽前的显热能平流非线性叠加, 使槽前显热能明显加强, 造成西风槽加深, 导致暴雨的增幅。在动能场上, 暴雨区高空动能下传的突然增加可能是暴雨增幅的原因之一, 而高空动能下传的突然增加有可能与南方台风暴雨区的潜热释放有关。以上降水增幅模型有时间上的前后关系, 可对台风远距离降水的预报有一定指示意义。高空动能下传突然增强的机制尚需进一步研究。

(3) 在北方暴雨区南边界, 在台风进入影响区之前, 整个对流层显热能平流、潜热能平流和动能平流对北方暴雨区有明显的直接能量输送; 台风进入影响区之后, 只有对流层低层径向显热能平流继续对降水区直接提供能量。

(4) 在台风进入影响区之前, 有大量动能从台风区输入到北方暴雨区; 在台风进入影响区之后, 北方暴雨区动能的补充来自斜压不稳定能量向动能的转化、对流层上层动能的下传和北方暴雨区西边

界动能的输入。

## 参考文献 (References)

- [1] Klein P M, Harr P A, Elsberry R L. Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Weather and Forecasting*, 2000, **15** (4): 373~395
- [2] Foley G R, Hanstrum B N. The capture of tropical cyclones by cold fronts off the west coast of Australia. *Weather and Forecasting*, 1994, **9** (4): 577~592
- [3] Shapiro L J, Franklin J L. Potential vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**: 1465~1475
- [4] Bosart L F, Lackmann G M. Postlandfall tropical cyclone re-intensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979). *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**: 3268~3291
- [5] Thorncroft C, Jones S C. The extratropical transitions of Hurricanes Felix and Iris in 1995. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**: 947~972
- [6] Chen L S. An overview on the interaction between tropical and mid-latitude weather systems. WMO/TD, No. 731, 1995. 83~86
- [7] Chen L S. Interaction between tropical and mid-latitude weather systems. WMO/TD, No. 843, 1997, Appendix M, 1~6
- [8] 徐祥德, 陈联寿, 解以扬, 等. 环境场大尺度锋面系统与变性台风结构特征及其暴雨的形成. *大气科学*, 1998, **22** (5): 744~752  
Xu Xiangde, Chen Lianshou, Xie Yiyang, et al. Typhoon transition and its impact on heavy rain. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (5): 744~752
- [9] Hart R, Evans J L. Extratropical transition: One trajectory through cyclone phase space. 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., 2002: 539~540
- [10] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展. *大气科学*, 2001, **25** (3): 420~432  
Chen Lianshou, Meng Zhiyong. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 2001, **25** (3): 420~432
- [11] 胡坚. 华东地区台风暴雨的诊断研究. *大气科学*, 1991, **15** (3): 111~117  
Hu Jian. Diagnostic study of typhoon storm rainfall in eastern China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1991, **15** (3): 111~117
- [12] 励申申, 寿绍文, 王信. 登陆台风与其外围暴雨的相互作用. *气象学报*, 1992, **50** (1): 33~40  
Li Shenshen, Shou Shaowen, Wang Xin. The interaction be-

- tween the landed typhoon and its external heavy rain. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1992, **50** (1): 33~40
- [13] 李英, 陈联寿, 王继志. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征. *气象学报*, 2004, **62** (2): 167~179  
Li Ying, Chen Lianshou, Wang Jizhi, The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after it's landfall. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (2): 167~179
- [14] 张少林, 盖世民, 顾润源, 等. 造成我国北方暴雨的热带气旋天气学特征分析. *海洋预报*, 2001, **18** (1): 40~47  
Zhang Shaolin, Gai Shimin, Gu Runyuan, et al. The tropical cyclone caused northern storm climatology characteristic analysis. *Marine Forecasts*, 2001, **18** (1): 40~47
- [15] 雷雨顺. 能量天气学. 北京: 气象出版社, 1986. 24~34  
Lei Yushun. *Energy Synoptic Meteorology*. Beijing: China Meteorological Press, 1986. 24~34
- [16] 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究. *大气科学*, 2000, **24** (5): 669~675  
Zhu Hongyan, Chen Lianshou, Xu Xiangde. A numerical study of the interactions between typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24** (5): 669~675
- [17] 罗哲贤. 热带气旋对副热带高压短期时间尺度变化的影响. *气象学报*, 2001, **59** (5): 549~559
- Luo Zhexian. Effects of tropical cyclone on the short time scale evolution of subtropical high. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59** (5): 549~559
- [18] 孟智勇, 徐祥德, 陈联寿. 9406 号台风与中纬度系统相互作用的中尺度特征. *气象学报*, 2002, **60** (1): 31~39  
Meng Zhiyong, Xu Xiangde, Chen Lianshou. Mesoscale characteristics of the interaction between TC TIM (9406) and mid-latitude circulation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (1): 31~39
- [19] Sinclair M R. Synoptic-scale diagnosis of the extratropical transition of a southwest pacific tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 941~960
- [20] Dang K Q. Recent advances in research on the mechanisms and causes of exceptional rainfall associated with tropical cyclones in China. WMO/TD. No. 875, 1998. 23~26
- [21] DiMego G J, Bosart L F. The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity and kinetic energy budgets. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 412~433
- [22] 李英, 陈联寿, 徐祥德. 登陆热带气旋维持的次天气尺度环流特征. *气象学报*, 2004, **62** (3): 257~267  
Li Ying, Chen Lianshou, Xu Xiangde. The characteristics of sub-synoptic scale circulation of tropical cyclones sustaining over land. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (3): 257~267