

北上台风暴雨过程涡散场的能量收支和转换特征*

于玉斌 姚秀萍

(北京气象学院, 北京, 100081)

摘 要

利用辐散风和旋转风的动能收支方程, 对北方一次北上台风倒槽暴雨过程暴雨区内的涡散场能量收支和转换进行了计算。结果表明: 暴雨区内动能的增加是暴雨增幅的一个主要原因。暴雨发展时, 就旋转风动能(K_R)而言, 旋转风动能通量(HFR) 辐合是主要能源, 而旋转风的动能产生项(GR) 是主要能汇; 就辐散风动能(K_D)而言, 辐散风的动能产生项(GD) 是主要能源, 辐散风动能通量(HFD) 辐散是主要能汇; 总动能水平通量(HF) 提供的辐合主要表现为于对流层中、低层, 这就使得低层辐合加强, 上升运动加强, 有利于暴雨的增幅。在暴雨过程中次网格尺度效应由能源转变为能汇, 在暴雨发展之时能汇减小; 能量的转换项 $C(K_D, K_R)$ 总为正值, 在转换项中, 地转效应项的贡献很大。说明暴雨过程能量均由 K_D 向 K_R 转换, 也就是说有效位能经 K_D 向 K_R 转换, 充分说明了在整个暴雨过程中, 尽管辐散风动能变化 ($\partial K_D / \partial t$) 很小, 但是它在其中充当“桥梁”作用, $C(K_D, K_R)$ 在暴雨发展时达到最大, 此时能量转换最为旺盛; 对流层低层辐散风动能向旋转风动能的转换是暴雨产生和发展的重要条件。此次暴雨过程, 在暴雨区内表现为斜压不稳定和正压稳定共存的特征, 其发展过程是系统斜压不稳定增长, 正压稳定性减弱的过程, 暴雨增幅的另一个重要原因就是暴雨区内低层斜压的发展。

关键词: 暴雨过程, 辐散风动能, 旋转风动能, 收支和转换, 斜压。

1 引 言

众所周知, 能量学诊断有助于研究天气系统的演变过程和系统内部以及系统之间动能的产生、输送和转换, 故辐散风和旋转风动能收支和转换的研究有助于深入了解天气系统演变过程的具体细节。

Chen 和 Wiin-Nielsen^[1] 曾利用模式输出和观测到的北半球资料发现, 尽管辐散风动能比旋转风动能小一个量级, 但是, 它在能量收支中起着非常重要的作用, 因为它在有效位能向旋转风动能转换过程中起着“催化剂”的作用。Chen 等^[2] 在研究中纬度气旋时, 也发现同样的结果。Fuelberg 和 Browning^[3] 在前人研究的基础上, 导出了辐散风和旋转风动能收支方程, 并研究了两个强对流过程中辐散风和旋转风的动能收支, 得出很多有意义的结果。20 世纪 80 年代, 谢安等^[4] 研究了梅雨期间次天气尺度扰动的辐散风和旋转风动能

* 初稿时间: 1998 年 5 月 29 日; 修改稿时间: 1998 年 10 月 27 日。

资助课题: 国家自然科学基金 49775259 项目。

平衡问题,指出暴雨期间扰动向周围大气输送动能,次网格尺度对流在动能平衡中起着重要的作用。总之,研究能量学有助于揭示天气系统发生、发展的内部过程和动力学机制。涡散场能量学的研究虽已涉及台风^[5]、江淮暴雨^[6]和急流等,但对于由台风北上引起的北方暴雨及其增幅的动力学机制的分析目前仍缺乏深入的研究,本文试图弥补这方面的不足。

1996年8月3日至5日由于受9608号北上台风和其减弱后的低气压以及高空槽的共同影响,中国东部地区从南到北普降大到暴雨,部分地区降大暴雨,局部地区降特大暴雨(简称“96.8”暴雨),过程雨量分布如图1所示。其中华北地区出现了“63.8”暴雨以来最强的暴雨过程,最大降水量达411mm,造成了严重的经济损失。

对于“96.8”特大暴雨已经有很多人从天气学等多种角度进行过分析探讨*,但从能量学的角度进行分析的很少。所以从旋转风和辐散风动能的角度分析此次暴雨过程,计算此次特大暴雨过程辐散风和旋转风动能收支和转换特征,揭示暴雨发生、发展的内部过程和动力学机制,对于暴雨的短期预报有一定的意义。

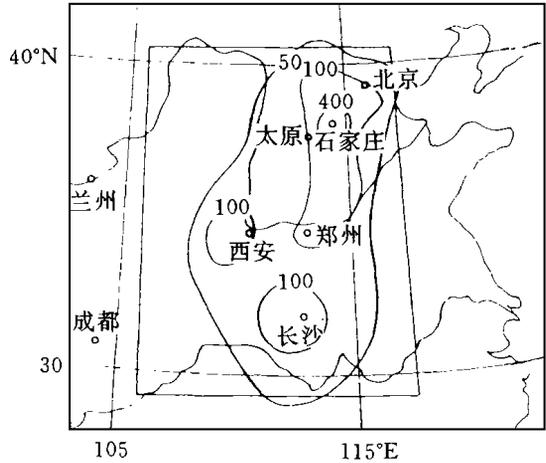


图1 1996年8月3日至5日暴雨过程雨量分布图(单位: mm)

2 资料的处理和涡散场的演变

2.1 资料和计算方法

本文暴雨过程资料取1996年8月3日00 UTC至8月5日00 UTC共5个时次的常规实时探空资料,采用以Barnes空间滤波方法为基础的Maddox方案^[7],对常规资料进行客观分析。方案中两个系数取为: $C_1 = 5000$, $G_1 = 0.3$, $C_2 = 40000$, $G_2 = 0.4$, $\gamma = 1.25$, 最大响应波长 $\lambda_{max} = 500\text{km}$, 垂直方向采用拉格朗日垂直方案,从而形成水平网格距为90km, 垂直分辨率为100 hPa的 31×31 的10层网格点资料;资料中心(16, 16)的网格点位于(35°N, 115°E), 暴雨中心的网格点为(16, 18)。垂直速度 ω 是由实测风进行计算的, 并利用O'Brien方法进行订正, 下边界1000 hPa和上边界100 hPa处 ω 取为0。然后, 利用Endlich方法把实测风分解为旋转风 V_R 和辐散风 V_D ^[8], 此方法可以直接对风场进行运算, 它比利用Poisson方程求解要简单, 且计算方便, 精度更高, 不需要边界条件等优点, 在迭代方案中, 调整网格点上的 u 和 v 分量, 使得网格点上散度的误差 ϵ 小于或等于 1.0×10^{-8} , 本例只要进行十几步的迭代就可满足要求。

* [1] 河北省气象台, 96.8河北特大暴雨天气过程分析和预报, 全国数值天气预报及其产品释用交流研讨会, 北京1997

[2] 范爱芬, 河北96.8连续暴雨过程分析, 全国数值天气预报及其产品释用交流研讨会, 北京1997

2.2 涡散场的演变特点:

从 1996 年 8 月 4 日 00UTC 风场和流场叠加图(图 2) 上可以看出暴雨区位于台风低压和副热带高压的气流汇合处。

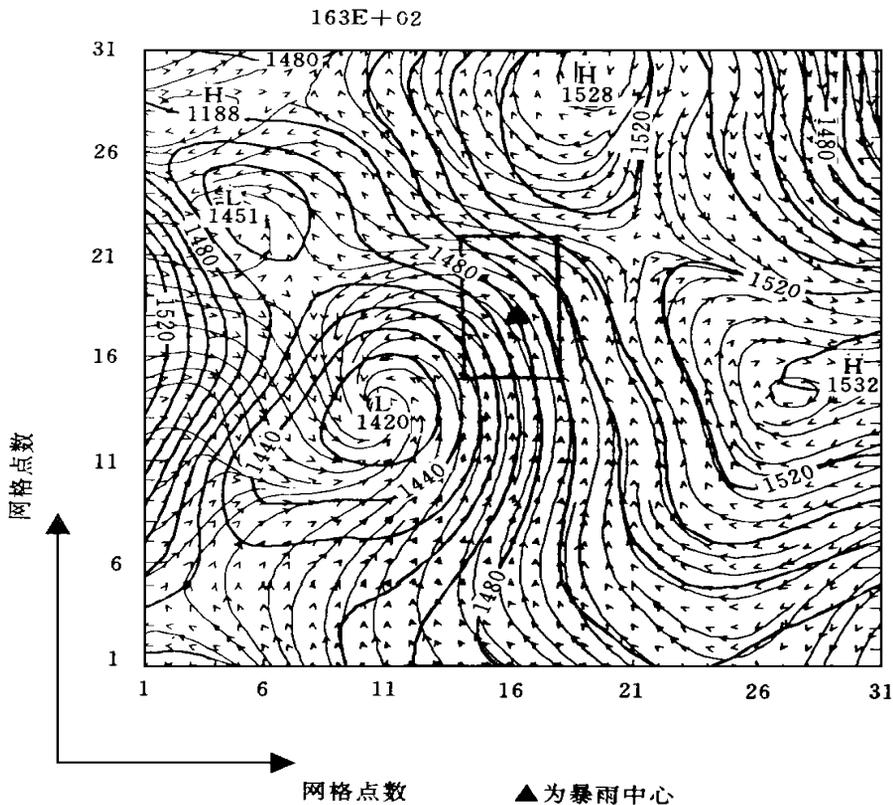


图 2 1996 年 8 月 4 日 00UTC 850 hPa 高度上风场和流场的叠加图

(○ 为暴雨中心,

长方形框区为暴雨区即能量计算区, 包括 5×8 个网格点, 网格距为 90km)

从图 3a 可以看出暴雨发展时, 暴雨中心附近存在正的涡度区, 正涡度区达到 300 hPa 高度, 其中心最大值 $72.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 位于 700 hPa 高度上, 300 hPa 以上高层存在负涡度区; 而在正涡度区的南北两侧也为负涡度区, 正涡度区的范围和强度均比暴雨发生时大, 在暴雨发生时亦即 3 日 00UTC 正涡度中心位于暴雨中心南侧 300km 附近, 中心强度为 $65.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图略); 同样, 暴雨发展时正涡度区南北两侧负涡度区的强度也增强, 可见, 中、低层正涡度区的扩大及中心强度的增强均有利于暴雨的发展。

从图 3b 的 4 日 00UTC 散度的垂直分布可以看出, 暴雨区中、低层为负的散度区, 中心最大值为 $-40.7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 位于 900 hPa 高度上; 中、高层为正的散度区, 中心最大值为 $33.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 位于 200 hPa 高度上, 无辐散层位于 600 hPa 左右。而 3 日 00UTC 正、负散度中心值分别为 $20.1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $-38.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图略), 可见, 暴雨发展时低层的辐合, 高层的辐散均比暴雨发展前要强, 所以, 低层辐合的加强, 高层辐散的加强有助于降水强度增强。

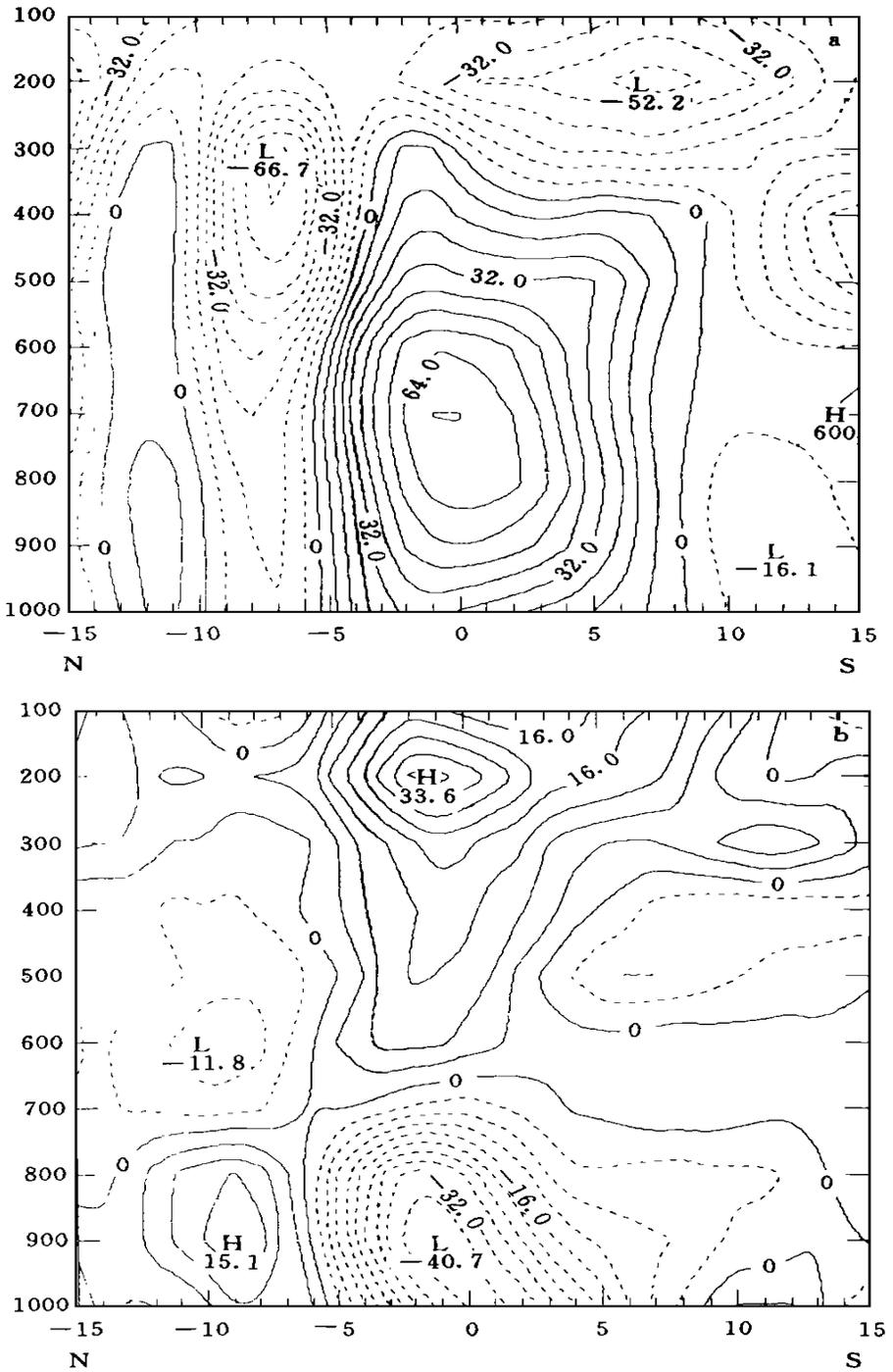


图3 8月4日00UTC沿暴雨中心南北向涡度场(a)和散度场(b)的垂直剖面图
(横坐标为网格点数,0处为暴雨中心;单位: $\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$)

3 辐散风、旋转风动能方程及其意义

对于风场 V 可分解为旋转风 V_R 和辐散风 V_D 两分量之和, 即: $V = V_D + V_R$

单位质量动能可以表示为: $K = V^2 / 2$ 得: $k = k_D + k_R + V_R \cdot V_D$

有限区域总动能: $K = K_D + K_R + V_R \cdot V_D$

其中 $K = \int_A k, K_R = \int_A k_R, K_D = \int_A k_D, \frac{\partial K}{\partial t} = \frac{1}{gA} \int dx dy dp$

A 为水平计算区域面积。总动能变化率为:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \frac{\partial K_R}{\partial t} + \frac{\partial K_D}{\partial t} + \frac{\partial V_R \cdot V_D}{\partial t}$$

辐散风动能 K_R 和旋转风动能 K_D 的收支方程为^[9]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_D}{\partial t} = & - \int V_D \frac{\partial V_R}{\partial t} - \left[- \int f(v_R u_D - u_R v_D) + \int - \zeta(v_R u_D - u_R v_D) + \right. \\ & DK_D \quad INTD \quad AF \quad AZ \\ & - \omega \frac{\partial K_R}{\partial p} + \int - \omega v_R \frac{\partial V_D}{\partial p} \left. \right] + \int - V_D \dot{\gamma} \Phi + \int - \dot{\gamma} K V_D + \int - \frac{\partial \omega K}{\partial p} \\ & B \quad C \quad GD \quad HFD \quad VF \\ + & \int V_D F \\ & DD \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_R}{\partial t} = & - \int V_R \frac{\partial V_D}{\partial t} - \left[- \int f(v_R u_D - u_R v_D) + \int - \xi(v_R u_D - u_R v_D) + \right. \\ & DK_R \quad INTR \quad AF \quad AZ \\ & - \omega \frac{\partial K_D}{\partial p} + \int - \omega v_R \frac{\partial V_D}{\partial p} \left. \right] + \int - V_R \dot{\gamma} \Phi + \int - \dot{\gamma} K V_R + \int V_R F \\ & B \quad C \quad GR \quad HFR \quad DR \end{aligned} \quad (2)$$

所以, $\frac{\partial K}{\partial t} = GR + GD + HFR + HFD + VF + DR + DD$ (3)

辐散风和旋转风动能收支各项之间关系如图 4 所示:

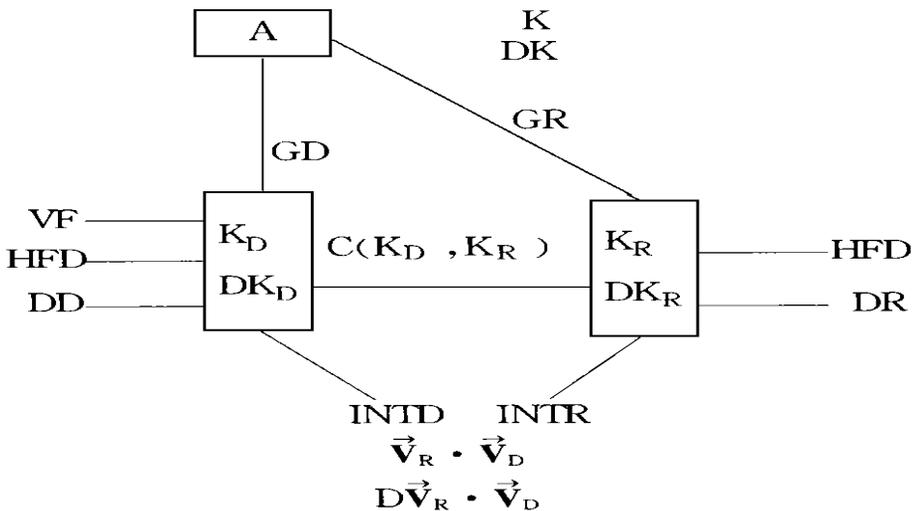


图 4 辐散风和旋转风动能收支和转换关系示意图

其中 K_R, K_D 和 DK_R, DK_D 分别表示旋转风和辐散风动能及其时间变化率, K_{RD}, DK_{RD} 分别表示旋转风和辐散风相互作用动能及其时间变化率, GR 和 GD 分别为旋转风和辐散风穿越等压线产生的动能制造或耗散项, HFR 和 HFD 分别为旋转风和辐散风对总动能的水平通量散度项, VF 为辐散风对总动能垂直通量散度项, $INTR$ 和 $INTD$ 是由动能交叉项产生的, 表示两类风场之间的相互作用, DR 和 DD 分别为次网格尺度“摩擦”项, 它包括摩擦耗散以及次网格尺度与网格尺度之间的动能交换, 本文对该项是作为余差进行计算的。 $C(K_D, K_R)$ 表示旋转风和辐散风之间的能量交换, 它包括 AF, AZ, B, C 4 项, 其中 AF, AZ 决定于 V_R, V_D 的相对大小和方向, 当两者为 90° 时, 两项达最大值, B 项表示旋转风动能的垂直交换, C 项与旋转风和辐散风的相对配置及辐散风的垂直分布有关。

4 结果分析

利用辐散风和旋转风动能方程计算了暴雨过程的 8 月 3 日 00UTC, 12UTC, 4 日 00UTC, 12UTC, 5 日 00UTC 5 个时次动能方程各项空间平均的垂直积分, 以及高层 (100 ~ 300 hPa), 中层 (300 ~ 700 hPa), 低层 (700 ~ 1000 hPa) 及整层 (100 ~ 1000 hPa) 的各项的值 (表 1 略)。其中选取 8 月 3 日 00UTC, 4 日 00UTC, 5 日 00UTC 为暴雨发生、发展、减弱的代表时刻。计算区域如图 2 所示, 其面积约为 $3.24 \times 10^{11} \text{m}^2$ 。

4.1 暴雨过程的动能收支特征

从暴雨过程各阶段的动能收支情况可以发现, 在暴雨发展前, 虽然辐散风制造动能, GD 在对流层整层积分值为 3.75W/m^2 , 但是, 由于旋转风动能制造 GR 和次网格尺度效应在整层积分均为负值, 消耗动能, 也就是说 $GR + GD + R < 0$, 因此, 暴雨的发展必须依赖于外界的动能输入, 这主要是旋转风动能水平通量辐合来提供的, 尽管此时辐散风的垂直通量也是辐合的, 但其值很小, 而辐散风的动能水平通量却为辐散的。动能的总制造 $G = GR + GD$ 为 -6.66W/m^2 , 消耗动能, 动能水平通量散度项 $HF = HFR + HFD$ 为 67.13W/m^2 , 具有辐合效应。从垂直分布来看, 动能的增加主要表现在对流层低层 (GD), 而动能的消耗也主要表现在低层, 旋转风动能的水平通量辐合主要存在于对流层中、低层, 在 800 hPa 为最强, 达到 27.07W/m^2 , 辐散风动能水平通量 (HFD) 在各层均为辐散的。

在暴雨发展时, 与发展前相比, 主要表现在动能制造项 G 由消耗动能转为制造动能, 动能消耗及次网格尺度效应减弱, 总动能增加明显。这主要是由于随着暴雨的发展, 暴雨区内有效位能的转换和外部环境输入的能量主要用于中尺度对流的发展, 消耗大尺度动能使得暴雨尺度扰动得以发展。总动能变化率 $\partial K / \partial t$ 达到 13.47W/m^2 , 并且在对流层高、中、低 3 层均为正值。从整层积分来看, 辐散风动能制造增至 11.15W/m^2 , 旋转风动能消耗减至 -6.96W/m^2 , 相应地, 辐散风水平通量辐散减弱, 旋转风水平通量辐合也减弱, 垂直通量由辐合转为辐散, 摩擦消耗动能的减少也有利于动能的增加, 因而使得扰动强烈发展, 导致暴雨的增幅。动能的总制造 G 增长至 4.19W/m^2 , 主要表现在对流层高层。从垂直分布来看, G 项的动能制造高度已达到 600 hPa, 制造量增加, 动能的消耗在中、低层都有所减少, 且对流层低层由消耗动能转为制造动能, 旋转风的水平通量辐合主要表现在对流层中层, 最大值 16.02W/m^2 出现在 600 hPa 高度上。

在暴雨减弱阶段, 总动能明显减小, 动能水平通量辐散显著增强。整层积分 $\partial K / \partial t$ 为 -4.75 W/m^2 , 尽管动能制造有所增加, 但动能的水平通量在各层均为辐散, 唯一在暴雨减弱阶段能使降水持续的原因就是次网格尺度效应增强, 达到 32.93 W/m^2 。从垂直分布来看, 动能减小的高度达到 600 hPa , 动能水平通量散度均为负值, 而动能制造主要是在中、低层有所增加, 次网格尺度效应在中、高层明显增加。可见, 暴雨减弱时, 仍存在少许的动能制造, 动能水平通量在高层辐散增强, 在低层辐合减弱, 而次网格尺度效应也明显增强, 以便维持降水的持续。

由此可见, 暴雨发展前和暴雨发展时动能收支略有相似, 减弱阶段与前两个阶段相比存在较大的差异。主要表现在动能在暴雨发展时明显增加, 而在其前、后阶段均为减少。暴雨发生时, 水平通量辐合主要出现在对流层中、低层, 这有利于低层流场的辐合加强, 使上升运动加强, 因此, 对流层中、低层水平通量辐合加强是有利于暴雨增幅的; 暴雨减弱时, 动能水平通量在低层辐合的骤减, 高层辐散增强, 这种配置不利于暴雨区内能量的积累; 次网格尺度效应有着特殊的作用, 它在暴雨发生、发展时消耗动能, 而在暴雨减弱阶段却制造动能, 以抵消动能的减少和动能辐散的增强, 维持降水的持续。

4.2 动能产生项和动能水平通量散度项的进一步分析

动能产生项 GK 为 GR 和 GD 之和, 根据 Pearce^[10] 的观点, 旋转风和辐散风动能制造过程可以分别看作是“正压过程”和“斜压过程”, 而正压过程的动能产生项 $GR = -V_R \cdot \dot{\gamma} \Phi$ 又可以表示为 $-\dot{\gamma} \cdot V_R \Phi$, 即旋转风位能通量散度, 当 $GR < 0$ 时, 存在旋转风位能通量辐散, 对于有限区域来说, 可以认为是区域外部的源和汇。只有 GD 才是区域内部的源和汇。

暴雨发生、发展过程中, GD 在对流层整层积分表现为先增大后减小的过程, GD 的增强主要表现在对流层的低层, 即在对流层的低层存在斜压不稳定的特征, 并且随着暴雨强度的增减, 斜压不稳定区的垂直高度出现上升和下降, 900 hPa 是 GD 最大值所在的高度, 在此高度上斜压性的成倍增长是暴雨增幅的重要原因。由台风倒槽引发的暴雨的斜压性在暴雨增幅阶段与梅雨期次天气尺度系统的斜压性具有相同的量级^[4], 并且暴雨区约在斜压区范围内 $1000 \sim 700 \text{ hPa}$ 高度间; 而在暴雨发展前期和减弱期, 系统的斜压性均小一个量级。

从 GR 的分布来看, GR 在暴雨发生、发展时在对流层整层的积分均为负值, 表现为正压稳定的特征, 暴雨减弱时为正, 表现为正压不稳定特征, 其正压稳定性主要表现在对流层中低层, 尤其在低层 900 hPa 附近。

动能水平通量散度 HF 为旋转风和辐散风的 HFR 和 HFD 之和。暴雨发生和发展时, $HFR > 0$ 的高度达到 400 hPa , 暴雨区内存在深厚的辐合层, 动能水平通量输送的极大值分别位于 800 hPa 和 600 hPa 高度上, 与此高度台风东北侧附近的两个强风带有关(图略)。暴雨减弱时暴雨区内存在深厚的辐散层。 HFD 在暴雨各个阶段是以辐散为主, 增大的辐散存在于对流层中层。在水平动能通量项中, HFR 对系统的维持和发展更为重要。

总之, 暴雨发生、发展过程中, 斜压过程是能量的发生器, 在暴雨的发展中起着关键作用。可以说此次暴雨的发展过程是暴雨系统斜压不稳定性增长, 正压稳定性减弱的过程,

斜压不稳定性对此次暴雨的发展起着极其重要的作用。

4.3 暴雨过程的动能转换特征

从暴雨过程各阶段动能转换的分布情况可以发现,在暴雨发展过程中总动能 K 和旋转变动能 K_R 以及辐散风和旋转风相互作用动能 K_{RD} 基本是随着暴雨发展而增强的,辐散风动能 K_D 却变化不大,而且 $\partial K_D / \partial t$ 比 $\partial K_R / \partial t$ 小一个量级,这表明暴雨发展过程中由非绝热加热制造的位能通过辐散风的动能制造项转换为 K_D ,而 K_D 又通过 $C(K_D, K_R)$ 迅速转换为 K_R ,从而使得暴雨环流增强,因此, $C(K_D, K_R)$ 在暴雨过程中起着“桥梁”的作用,其变化与暴雨环流系统的变化息息相关。

由表 1 可知,动能转换项 $C(K_D, K_R)$ 对流层整层的积分来看,在暴雨产生时, $C(K_D, K_R)$ 为 4.22 W/m^2 , K_D 向 K_R 转换,使得扰动发展,在 $C(K_D, K_R)$ 所包含的 4 项中, AF 是主要贡献者,其值达 4.48 W/m^2 ,从垂直分布来看,除了对流层中层为负值外,其余各层均为正值,并且在低层 900 hPa 高度上动能转换最强,此时对应于低层风场的加强(图略)。在暴雨发展时, $C(K_D, K_R)$ 明显增强,达到 9.54 W/m^2 ,主要表现在对流层低层明显增强,高层有所减小,转换最强的高度升至 800 hPa,最大贡献项 AF 也增至 8.26 W/m^2 ,不同的是在对流层中层 AF 由负值增大为正值;在暴雨减弱阶段, $C(K_D, K_R)$ 也减至 3.06 W/m^2 ,其 4 项均都减小, $C(K_D, K_R)$ 在对流层中、高层为负值,流出增长,转换最强高度又降回 900 hPa 高度上。从转换项 $C(K_D, K_R)$ 的分布可以发现在暴雨发展过程转换项均为正值,即由 K_D 向 K_R 转换,地转效应的转换作用占主导地位,转换最强的高度随着暴雨的加强而上升,随着暴雨的减弱而下降,对流层整层转换最旺盛之时为暴雨增幅最强之时。

表 1 暴雨过程的动能转换项 $C(K_D, K_R)$ 的分布(单位: W/m^2)

层次(hPa)		AF	AZ	B	C	$C(K_D, K_R)$
发 生 时	高层	2.20	-1.06	0.00	0.00	1.11
	中层	-2.93	-0.48	0.04	0.10	-2.89
	低层	5.21	0.95	-0.02	0.00	6.00
	整层	4.48	-0.59	0.02	0.09	4.22
发 展 时	高层	0.14	-0.13	0.00	0.00	0.00
	中层	0.86	0.15	0.03	-0.01	1.30
	低层	7.26	1.17	-0.02	-0.04	8.24
	整层	8.26	1.18	0.01	-0.05	9.54
减 弱 时	高层	-0.50	0.13	-0.01	0.00	-0.46
	中层	-1.24	-0.04	-0.02	0.07	-1.38
	低层	4.22	0.74	-0.01	0.00	4.89
	整层	2.48	0.83	-0.03	0.07	3.06

4.4 暴雨过程动能平衡特征

图 5 是本次暴雨过程暴雨区内动能平衡示意图,绘出了本次暴雨过程动能方程各项收支和转换。

暴雨过程是能量由 K_D 向 K_R 转换,暴雨发展时转换量为最大;在次网格尺度效应中, DD 是能源, DR 是能汇;在两种风场相互作用中, $INTD$ 由能汇转换为能源, $INTR$ 始终

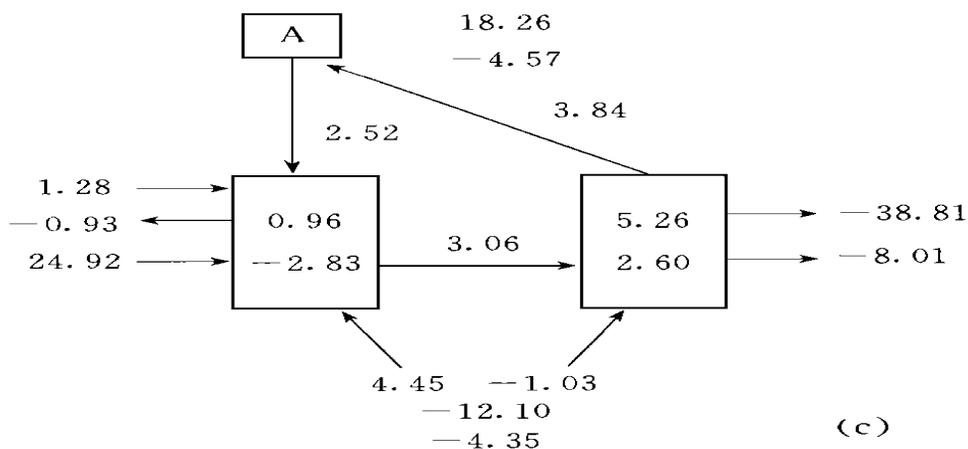
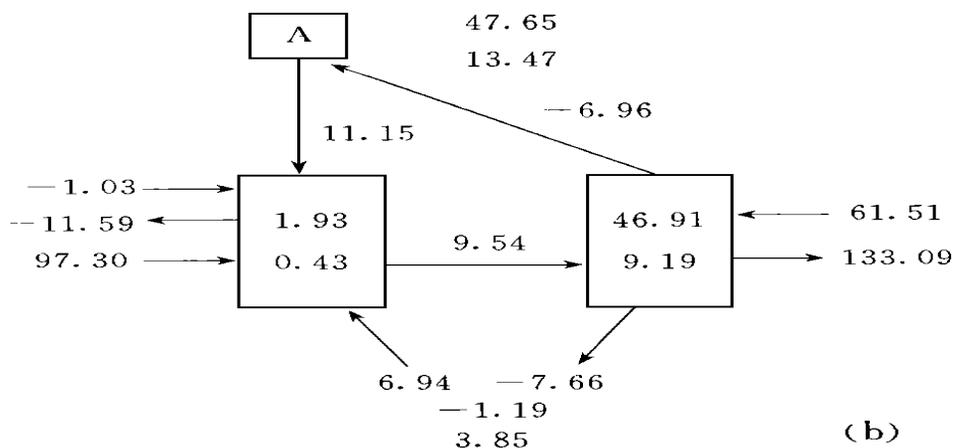
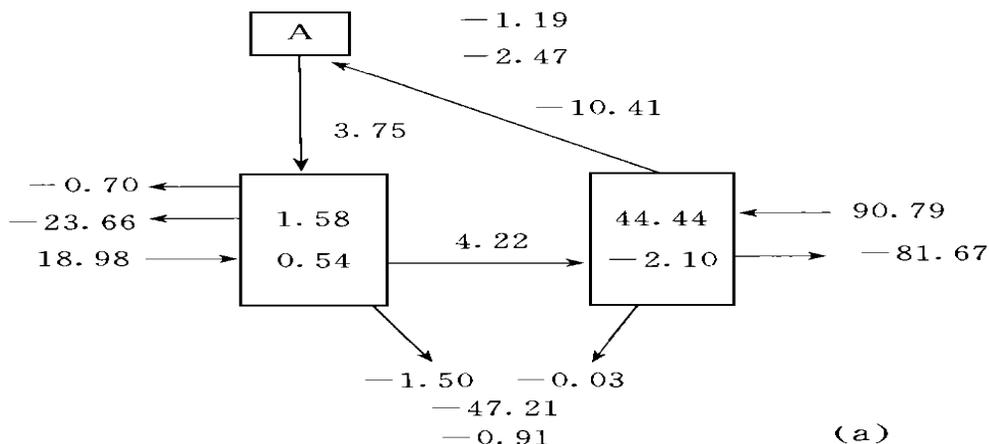


图5 暴雨区内辐散风和旋转风动能平衡过程示意图

(a. 暴雨发生时, b. 暴雨发展时, c. 暴雨减弱时; 单位: W/m^2)

为能汇,而且在暴雨发展时强度最强;不同风场相互作用在暴雨发生、减弱时动能减少,在暴雨发展时动能增长,这有利于暴雨的增幅;总动能在暴雨发展时达到最大,这说明暴雨区内有效位能的转换和外部环境输入的能量主要用于触发积云对流,消耗大尺度动能,使暴雨尺度的扰动得以发展。

综上所述,可以认为可能存在这么一种能量过程,即暴雨在发展过程中,有效位能 A 由斜压过程 GD 转换为辐散风动能,然后 K_D 再转换为旋转风动能,加上外部环境输入的能量,通过涡度、散度场的相互作用,使得暴雨区内低层的辐合加强,高层的辐散加强,触发对流的进一步发展,暴雨增幅。

5 结 论

由台风北上引起的北方暴雨过程暴雨区内辐散风和旋转风动能收支的计算结果表明:

(1) 北上台风倒槽引起的暴雨,在暴雨发展时暴雨区内动能急剧增长,其中,旋转风动能的水平通量辐合和辐散风的动能制造是系统的主要能源;次网格尺度效应在暴雨增幅时动能消耗亦减少,而在减弱阶段却是主要的动能源。暴雨的增幅效应可以理解为是一种能量急剧增长的过程。暴雨区内动能的增加,动能水平通量(HF)造成的辐合,通过涡度、散度场的相互作用,使得低层的辐合加强,高层的辐散加强,触发对流的进一步发展,暴雨增幅。

(2) 北上台风倒槽引起的暴雨,在暴雨区内具有斜压不稳定和正压稳定共存的特征,暴雨区内低层斜压性的增长是此次暴雨增幅的重要原因。此次暴雨过程可以视为系统斜压不稳定增长,正压不稳定减弱的过程。

(3) 此次暴雨过程能量学特征是有效位能通过斜压作用转换为辐散风动能,然后再由它源源不断地转换为旋转风动能,辐散风在动能的转换过程中起着“催化剂”的作用,动能转换项 $C(K_D, K_R)$ 的增强伴随着暴雨的增幅,其转换主要表现在对流层低层,地转项在动能的转换中起着关键的作用。

参考文献

- 1 Chen T C, Wiin-Nielsen A. On the kinetic energy of the divergent and nondivergent flow in the atmosphere. *Tellus*, 1976, 28: 486–498
- 2 Chen T C, Alpert J C, Schlatter T W. The effects of divergent and nondivergent winds on the kinetic energy budgets of mid-latitude cyclone: A case study. *Mon Wea Rev*, 1978, 106: 458–468
- 3 Fuelberg H E, Browning P A. Role of divergent and rotational winds in the kinetic energy balance during intense convection activity. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 2176–2193
- 4 谢安,肖文俊,陈受钧.梅雨期间次天气尺度扰动的动能平衡. *气象学报*, 1980, 38(4): 351–358
- 5 丁一汇,刘月贞.台风中动能收支的研究. *中国科学*, 1985, (10): 956–966
- 6 汪钟兴,刘勇.梅雨锋次天气尺度涡旋旋转风和辐散风动能演变过程. *高原气象*, 1994, 13(1): 28–32
- 7 Maddox R A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1108–1121
- 8 Endlich R M. An iterative method for the kinematic properties of wind fields. *J Appl Meteor*, 1967, 6: 837–844
- 9 Dennis E B, Henry E F. Budgets of divergent and rotational kinetic energy during two period of intense convection.

Mon Wea Rev, 1986, 1: 95– 113

10 Pearce R P. The design and interpretation of diagnostic studies of synoptic-scale atmospheric system. Quart J Roy Meteor Soc, 1974, 100: 265– 285

DIVERGENT AND ROTATIONAL WIND KINETIC ENERGY BUDGET AND CONVERSION DURING A TORRENTIAL RAIN PROCESS CAUSED BY TYPHOON LOW PRESSURE TROUGH

Yu Yubin Yao Xiuping

(Beijing Institute of Meteorology, Beijing, 100081)

Abstract

Divergent and rotational wind kinetic energy budget and conversion during a torrential rain process caused by typhoon low pressure trough are calculated using the complete equations of budget of divergent and rotational wind kinetic energy. The results show that the increment of the kinetic energy in the torrential rain area is one of the main contributions to the amplification of the torrential rain, while the rotational wind kinetic energy generation GK is the principle energy source, the horizontal flux HF provide convergence, especially in the lower troposphere, the sub-grid scale kinetic energy generation term change from the energy sink into the energy source in the torrential rain process. The energy conversion term $C(K_D, K_R)$ is always positive which show that energy transformed from K_D to K_R , with the maximum in the lower troposphere as the torrential rain enhancement, and the term AF has the most important role during the energy conversion. It is also denoted that there is the enhancement of the baroclinic instability and the decrement of the barotropic stability during the torrential rain process, and the enhancement of the baroclinic instability in the lower troposphere is an important reason for the amplification of the torrential rain.

Key Words: Torrential rain, Divergent kinetic energy, Rotational kinetic energy, Energy budget and conversion, Baroclinity.