

## 强对流降水过程动力因子分析和预报研究\*

冉令坤<sup>1)†</sup> 周玉淑<sup>1)</sup> 杨文霞<sup>1)2)</sup>

1) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2) (河北省气象与生态环境重点实验室, 石家庄 050021)

(2010年12月5日收到; 2011年1月3日收到修改稿)

利用对流涡度矢量垂直分量, 湿热力平流参数和波作用密度等动力因子对2009年7月8日发生在我国华北南部地区的强对流降水过程进行诊断分析, 结果表明, 这些动力因子能够综合描述降水系统水平风场垂直切变, 涡度扰动以及位温平流和广义位温(及其扰动)的经向梯度等动力学和热力学特征, 在降水区对流层中低层表现为强信号, 在非降水区表现为弱信号.

利用美国NCEP/NCAR 0.5度GFS的6 h, 12 h, 18 h和24 h预报资料计算分析2009年6月2日至10月1日动力因子对观测降水的指示预测作用, 结果表明, 动力因子对观测降水有一定的指示作用, 利用动力因子定义的相当降水的ETS评分在大部分研究时段略低于模式预报降水的评分, 在部分研究时段内两者的ETS评分相当, 在个别研究时段内前者略高于后者. 在三个动力因子中, 湿热力平流参数预报的效果相对比较好.

**关键词:** 对流涡度矢量垂直分量, 湿热力平流参数, 波作用密度

**PACS:** 92.60.-e, 92.60.Wc, 92.60.hh

## 1. 引言

强对流天气是我国主要的灾害性天气之一, 具有空间尺度小, 生命期短, 突发性强, 发展迅速和破坏力大等特点<sup>[1-6]</sup>. 长期以来气象学家一直关注这种天气现象, 开展了大量的研究工作<sup>[7-10]</sup>. 由于强对流天气自身的特性以及人们对其形成物理机理仍缺乏充分了解, 所以目前对强对流天气进行定点, 定时和定量预报还十分困难. 尽管如此, 强对流天气的发展演变仍有规律可循, 其发生发展通常具备三个基本条件, 即层结不稳定性, 充分的水汽供应和触发抬升机理. 很多研究结果表明<sup>[11-15]</sup>, 对流层低层强烈辐合引起的垂直上升运动和冷暖气团交汇产生的对流不稳定是强对流系统形成的重要机理之一; 在冷暖气团交汇处, 冷空气迫使暖湿空气沿倾斜的等熵面爬升, 强烈的上升区与低层辐合线相对应, 另一方面, 等熵面的倾斜使水平风速垂直切变和大气湿斜压性增强, 引起涡度发展, 驱动对流系统迅速发展, 产生暴雨. 有分析表明, 螺旋

度<sup>[16-21]</sup>, 位涡<sup>[22-25]</sup>,  $Q$  矢量<sup>[26,27]</sup>, 对流涡度矢量垂直分量<sup>[28,29]</sup>, 湿热力平流参数, 波作用密度<sup>[30,31]</sup>, 湿静力能, 对流有效位能<sup>[32]</sup>和变形场<sup>[33]</sup>等宏观物理量能够有效地反映中尺度对流系统发展演变的状态.

本文在以往研究的基础上, 针对2009年7月8日华北南部地区强对流降水过程, 诊断分析动力因子——对流涡度矢量垂直分量, 湿热力平流参数和波作用密度的空间分布特征, 并进一步统计分析2009年夏季6月2日至10月1日这些动力因子对观测降水的指示预测作用.

## 2. 动力因子

## 2.1. 对流涡度矢量的垂直分量

在局地直角坐标系中, 对流涡度矢量的垂直分量可以写为

$$C = -\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta^*}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta^*}{\partial y}, \quad (1)$$

\* 灾害天气国家重点实验室基金(批准号:2009LASW-B01), 公益性行业(气象)科研专项(批准号:GYHY200906004)和国家自然科学基金(批准号:40875032和40875002)资助的课题.

†E-mail: rk@mail.iap.ac.cn

其中,  $u$  和  $v$  分别为纬向风和经向风. 在(1)式中,  $\theta^*$  为广义位温<sup>[34]</sup>, 其表达式为

$$\theta^* = \theta \exp \left[ \frac{L_v q_{ts}}{c_p T} \left( \frac{q_v}{q_{ts}} \right)^k \right], \quad (2)$$

其中,  $\theta = T \left( \frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$  为位温,  $q_v$  为水汽比湿,  $q_{ts}$  为饱和水汽比湿,  $T$  为温度,  $L_v$  为凝结潜热,  $k$  为经验常数. 由(1)式可见,  $C$  综合描述了水平风速垂直切变与广义位温水平梯度耦合特征. 假设广义位温满足如下方程:

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \theta^* = S, \quad (3)$$

那么(1)又可以写为

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \theta^*}{\partial z} \right) = C - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \theta^*}{\partial z} + \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (4)$$

其中,  $\mathbf{v} = (u, v, w)$  为速度矢量,  $S$  为广义位温的源汇项,  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla$ . 由(4)式可见,  $C$  是静力稳定度  $\frac{\partial \theta^*}{\partial z}$  个别变化的强迫项之一.

### 2.2. 湿热力平流参数

三维位温平流的水平梯度与广义位温水平梯度的点乘称为湿热力平流参数, 即

$$G = - \nabla_h (\mathbf{v} \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla_h \theta^*, \quad (5)$$

其中,  $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j}$  为水平梯度算子,  $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k}$  为三维空间梯度算子. 如果大气是绝热无摩擦的, 那么利用热力学方程  $\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \theta = 0$ , (5)

式可以改写为

$$G = \frac{\partial (\nabla_h \theta)}{\partial t} \cdot \nabla_h \theta^*. \quad (6)$$

上式右端  $\frac{\partial (\nabla_h \theta)}{\partial t}$  项为位温水平梯度的局地变化,

$\nabla_h \theta^* (\nabla_h \theta^* = \theta^* \nabla_h \ln \theta + \theta^* \ln \left( \frac{\theta^*}{\theta} \right) [k \nabla_h (\ln q_v) + (1 - k) \nabla_h (\ln q_{ts}) - \nabla_h (\ln T)])$  与位温, 水汽比湿和饱和水汽比湿以及温度的水平梯度有关. 根据广义位温的表达式, (6)可以进一步写为

$$G = \frac{e^\beta}{2} \frac{\partial (|\nabla_h \theta|^2)}{\partial t} - \theta^* \nabla_h (\mathbf{v} \cdot \nabla \theta) \cdot \nabla_h \beta, \quad (7)$$

其中,  $\beta = \frac{L_v q_{ts}}{c_p T} \left( \frac{q_v}{q_{ts}} \right)^k$  代表凝结潜热的作用. 当大气

为干空气 ( $q_v = 0$  和  $\beta = 0$ ) 时, (7)式变为

$$G = \frac{1}{2} \frac{\partial (|\nabla_h \theta|^2)}{\partial t},$$

代表位温梯度模的局地变化, 因此(7)式右端第一项表征水平锋生, 右端第二项为位温平流水平梯度与凝结潜热水平梯度的耦合项, 体现了水汽和凝结潜热的效应; 可见湿热力平流参数把水平锋生与水汽和凝结潜热联系起来.

### 2.3. 波作用密度

波作用密度是指扰动振幅的平方项或更高次方项, 其表达式具有多种形式, 本文把 Ertel 位涡的二阶扰动量定义为一种波作用密度, 即

$$A = (\nabla \times \mathbf{v}_{he}) \cdot \nabla \theta_e^* = - \frac{\partial v_e}{\partial z} \frac{\partial \theta_e^*}{\partial x} + \frac{\partial u_e}{\partial z} \frac{\partial \theta_e^*}{\partial y} + \left( \frac{\partial v_e}{\partial x} - \frac{\partial u_e}{\partial y} \right) \frac{\partial \theta_e^*}{\partial z}, \quad (8)$$

其中, 下标 'e' 代表扰动,  $\mathbf{v}_{he} = (u_e, v_e, 0)$  为水平风矢量扰动,  $\theta_e^*$  为广义位温扰动. 利用旋度性质, (8)式又可以写为

$$A = \nabla \cdot (\theta_e^* \nabla \times \mathbf{v}_{he}). \quad (9)$$

这里定义的波作用密度具有三个特点, 第一, 波作用密度((8)式)代表扰动涡度矢量在广义位温扰动梯度方向上的投影, 把扰动水平风场的垂直切变和扰动垂直涡度与广义位温扰动的空间梯度耦合起来; 第二, 波作用密度((9)式)代表某种扰动热量通量散度, 但这种扰动热量通量是由扰动涡度矢量引起的, 不是扰动风场造成的; 第三, 波作用密度作为扰动振幅的平方项, 代表一种波动能量, 可以表征扰动的强度, 并满足如下形式的波作用方程:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = S, \quad (10)$$

其中,  $\mathbf{F}$  为二阶扰动量, 称为波作用通量,  $S$  代表由非绝热加热和水汽相变以及湍流摩擦力等强迫因子构成的波作用密度源汇项; 由(10)式可以看出, 波作用通量  $\mathbf{F}$  的辐合和辐散可以引起波作用密度  $A$  的局地集中或发散, 从而导致瞬变波的增强或衰减.

上述三个动力因子分别侧重于大气的不同动力学特征, 例如,  $C$  包含了水平风的垂直切变,  $G$  考虑了三维位温平流输送的特点, 而  $A$  从波流相互作用的角度引入扰动涡度; 另一方面, 三者都包含广义位温(或其扰动)的梯度, 也兼顾了大气湿斜压性的特点.

本文将利用上述动力因子  $C$ ,  $G$  和  $A$  对一次强

对流降水过程进行诊断分析,并进一步从较长的时间尺度来分析这些动力因子对观测降水的指示预测作用.

### 3. 强对流降水过程分析

#### 3.1. 天气过程

2009年7月8日我国华北地区南部,山东省,河南省北部和四川省中部等地出现短时强降水和暴雨天气,同时伴有雷雨大风.如图1所示,8日12 UTC观测的6 h累积降水主要出现在山西省大部分地区,河北省中南部和陕西省西南部以及山东省西南部等地区.这次强对流天气发生在对流层中层短波槽(图1(a))和低层低涡切变线(图1(b))相配合的有利形势下.对流层中层西北干冷气流与西南暖湿气流交汇为强对流过程提供良好的背景条件;低层切变线辐合和高空急流入口区辐散为其创造有利的动力抬升条件.另外,在强对流天气发生前,对流高层干冷空气倾斜向下侵入到对流层中低层,形成中层干冷,低层暖湿的不稳定层结,积蓄潜在不稳定能量(图略).这些有利的背景条件,动力条件和不稳定层结促进强对流天气的发生发展.

#### 3.2. 资料

这里采用的资料是 ARPS (advanced regional prediction system) 模式的降水 Nudging 同化资料,其产生方法如下:针对2009年7月8日强对流降水过程,首先利用 ARPS 模式前处理模块读入 NCEP/NCAR 全球最终分析资料和常规地面探空观测资料生成客观分析场;然后根据经验公式

$$q_{v\_nudging} = \max \left[ 0, q_v + \gamma \Delta t (q_{es} - q_v) \left( 0.1 + \frac{\text{Rain}}{\text{Rain}_{\max}} \alpha \beta \right) \right], \quad (11)$$

读入观测降水资料,利用 ARPS 主模式对水汽比湿进行 900 s 的 Nudging 同化调整,最终产生水平分辨率为 15 km,垂直分辨率为 420 m,水平格点数为 203 × 203,垂直层数为 53 的降水 Nudging 同化资料.在(11)式中,  $q_v$  和  $q_{es}$  分别为每个积分时步 Nudging 调整前的水汽比湿和饱和水汽比湿, Rain 和  $\text{Rain}_{\max}$  分别为观测 6 h 累积地面降水量及其区域极大值,  $\gamma$ ,  $\alpha$  和  $\beta$  为 Nudging 同化调整的系数,  $q_{v\_nudging}$  为每个积分时步 Nudging 调整后的水汽比湿.(11)式的意义在于根据观测降水把模式客观分

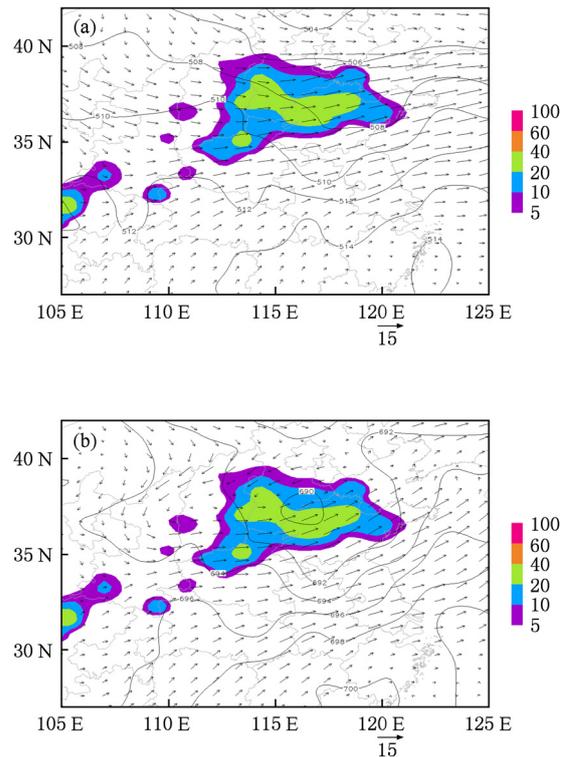


图1 2009年7月8日1200 UTC 5670 m(a)和3150 m(b)等高面上气压(等值线, hPa)和水平风场(箭头矢量),彩色填色区代表观测的6 h累积降水(mm)(本文电子版为彩图)

析场中的水汽比湿向饱和水汽比湿方向进行 Nudging 同化调整.

#### 3.3. 动力因子分析

2009年7月8日12 UTC在沿着 116°E 的经向垂直剖面内(如图2所示),观测的6 h累积降水主要集中在 35—40°N 纬度带内,强降水中心出现在 36.5°N 附近.降水区上空 2.5 km 以下高度为经向风垂直切变  $\left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)$  的正(负)高值区,其上为较弱的经向风垂直切变负值区.纬向风垂直切变  $\left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)$  的正高值区跨越降水区的对流层低层,从强降水中心南侧近地面层垂直倾斜向北伸展,直至降水区北侧高空急流区.可见,降水区上空经向风和纬向风的垂直切变比较明显.广义位温水平梯度在降水区对流层中低层比较显著,说明降水区上空存在热力不连续面,大气具有湿斜压性;广义位温的纬向梯度  $\left( \frac{\partial \theta^*}{\partial x} \right)$  主要表现为负值,负高值中心位于强降水中心上空 3.5 km 高度附近,广义位温的经向梯度

$\left(\frac{\partial \theta^*}{\partial y}\right)$  主要位于强降水中心两侧的对流层中低层, 强降水中心南侧为正高值区, 北侧为负高值区; 广义位温的经向梯度大于纬向梯度, 这主要是由广义位温等值线近于纬向分布造成的. 广义位温的水平梯度分布直接导致  $C$  及其两个组成部分  $C_1 = -\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta^*}{\partial x}$  和  $C_2 = -\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta^*}{\partial y}$  的异常值区出现在降水区上空 5 km 以下高度;  $C$  的垂直结构与  $C_2$  相似, 正负高值区相间分布, 强降水中心南侧近地面层存在两个紧密相邻的正负高值中心, 强降水中心北侧的三个正负高值中心呈垂直分布, 强度略弱; 由于广义位温的纬向梯度小于经向梯度, 经向风垂直切变

与纬向风垂直切变的强度相近, 因此  $C_2$  的强度大于  $C_1$ , 说明  $C$  的垂直结构主要由  $C_2$  决定,  $C$  主要体现了经向风垂直切变与广义位温经向梯度的耦合作用.

强降水中心南侧对流层内的位温平流输送比较明显(进一步计算分析表明, 该位温平流主要是由位温垂直平流输送造成的, 位温水平平流输送相对来说较弱), 如图 3 所示, 暖平流的高值中心位于 7 km 高度附近, 其水平梯度比较显著, 经向梯度的异常值区主要位于强降水中心的南侧, 纬向梯度明显地弱于经向梯度. 位温平流水平梯度和广义位温水平梯度的垂直分布结构导致  $C$  及其组成部分

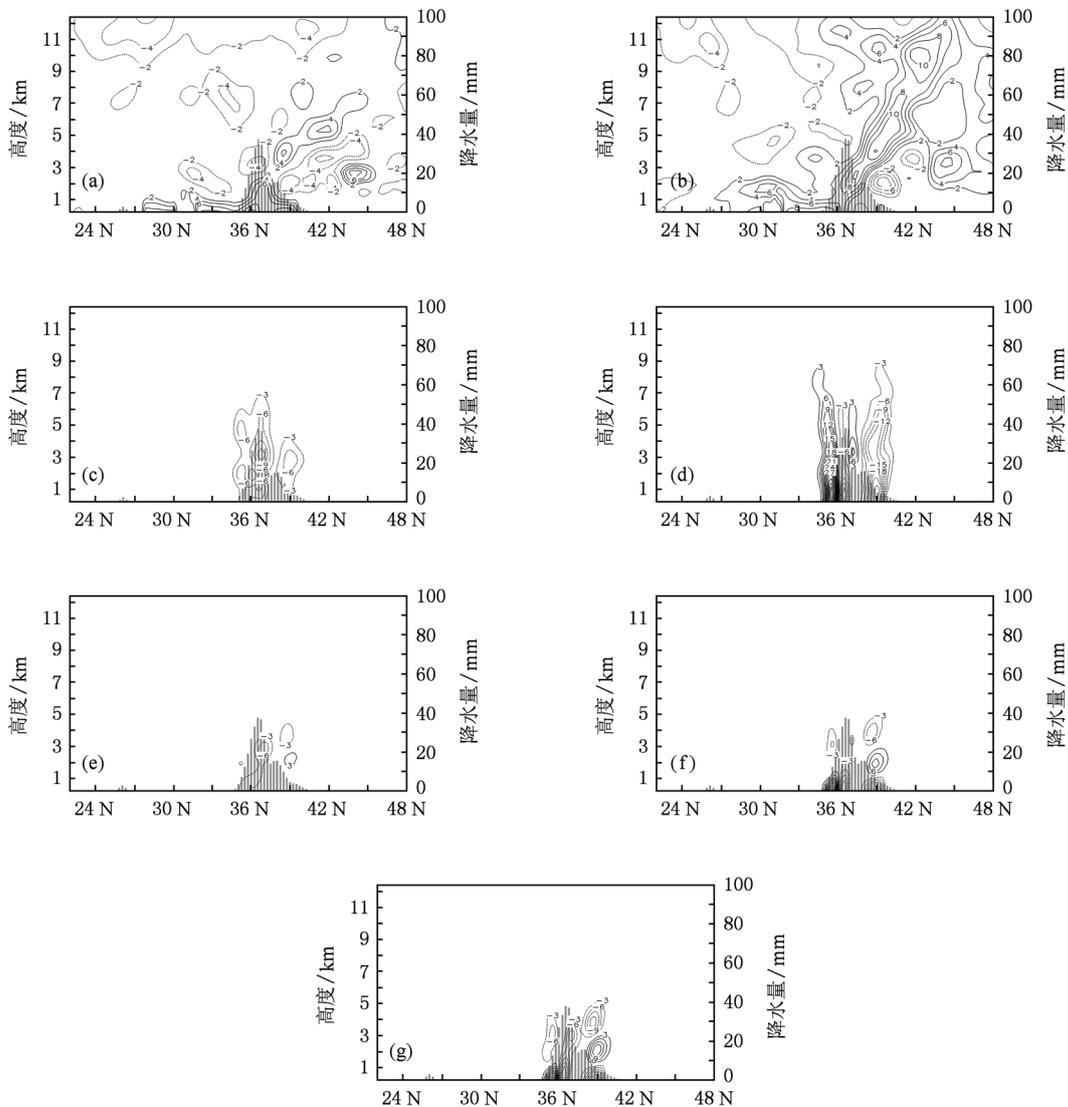


图2 2009年7月8日1200 UTC 在沿着 116°E 经向垂直剖面内的分布, 其中, 灰色直方图代表观测的 6 h 累积降水 (mm)  
 (a)  $\frac{\partial v}{\partial z} (10^{-3} s^{-1})$ ; (b)  $\frac{\partial u}{\partial z} (10^{-3} s^{-1})$ ; (c)  $\frac{\partial \theta^*}{\partial x} (10^{-5} Ks^{-1})$ ; (d)  $\frac{\partial \theta^*}{\partial y} (10^{-5} Ks^{-1})$ ; (e)  $C_1 (10^{-7} Ks^{-2})$ ; (f)  $C_2 (10^{-7} Ks^{-2})$ ;  
 (g)  $C (10^{-7} Ks^{-2})$

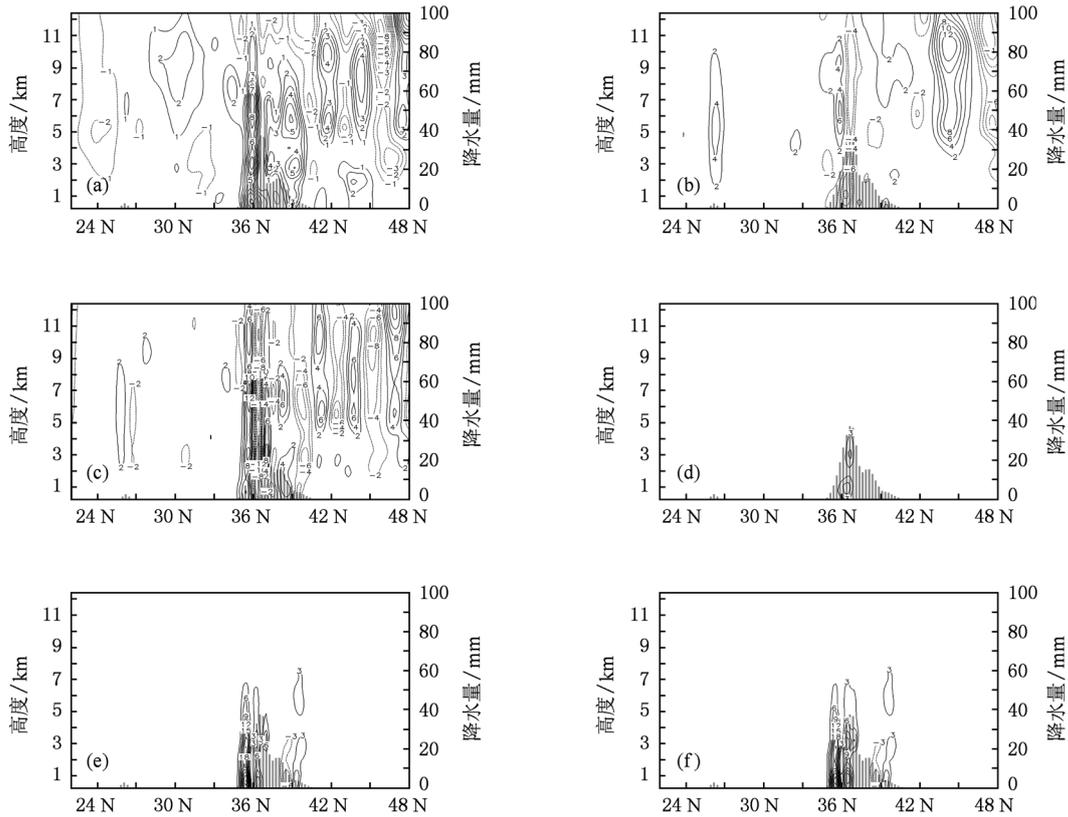


图3 2009年7月8日1200 UTC在沿着116°E经向垂直剖面内的分布,其中,灰色直方图代表观测的6 h累积降水(mm)

(a)  $-\mathbf{v} \cdot \nabla\theta$  ( $10^{-4} \text{K s}^{-1}$ ); (b)  $-\frac{\partial}{\partial x}(\mathbf{v} \cdot \nabla\theta)$  ( $10^{-9} \text{K s}^{-1} \text{m}^{-1}$ ); (c)  $-\frac{\partial}{\partial y}(\mathbf{v} \cdot \nabla\theta)$  ( $10^{-9} \text{K s}^{-1} \text{m}^{-1}$ ); (d)  $G_1$  ( $10^{-13} \text{K s}^{-1}$ ); (e)  $G_2$  ( $10^{-13} \text{K}^2 \text{s}^{-2} \text{m}^{-2}$ ); (f)  $G$  ( $10^{-13} \text{K}^2 \text{s}^{-2} \text{m}^{-2}$ )

$\left( G_1 = -\frac{\partial}{\partial x}(\mathbf{v} \cdot \nabla\theta) \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \text{ 和 } G_2 = -\frac{\partial}{\partial y}(\mathbf{v} \cdot \nabla\theta) \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \right)$  的异常值区主要位于强降水中心两侧7 km以下高度,  $G_2$  与  $G$  的垂直结构相似,两个相邻的  $G$  高值中心位于强降水中心南侧0.75 km高度附近;北侧的  $G$  高值中心位于近地面层,强度略弱. 由于位温平流和广义位温的经向梯度在数值上大于纬向梯度,因此  $G_2$  的强度大于  $G_1$ ,  $G$  主要体现了  $G_2$  特征,描述位温平流和广义位温的经向梯度的耦合特征.

动力和热力扰动场的垂直结构比较复杂,虽然扰动场在强度上小于总物理量场,但其空间变化明显,扰动异常值区覆盖的空间范围较小,代表更小尺度系统的活动. 如图4所示,涡度扰动主要出现在降水区上空,纬向涡度扰动  $\left( -\frac{\partial v_e}{\partial z} \right)$  和经向涡度扰动  $\left( \frac{\partial u_e}{\partial z} \right)$  的强度相当,而垂直涡度扰动  $\left( \frac{\partial v_e}{\partial x} - \frac{\partial u_e}{\partial y} \right)$  相对弱得多. 强降水区上空广义位温扰动比较强烈,而非降水区的广义位温扰动比较微

弱;广义位温扰动的空间梯度也集中在降水区上空,垂直梯度  $\left( \frac{\partial\theta_e^*}{\partial z} \right)$  最强,经向梯度  $\left( \frac{\partial\theta_e^*}{\partial y} \right)$  次之,纬向梯度  $\left( \frac{\partial\theta_e^*}{\partial x} \right)$  最弱,其中广义位温扰动经向梯度正负值区相间分布,正高值区主要位于强降水中心的南侧,这与广义位温经向梯度的垂直分布特征类似.  $A$  综合描述了涡度扰动与广义位温扰动梯度的特征,其异常值区主要位于降水区对流层中低层,表现为扰动强信号,正负高值中心主要出现在强降水中心南侧的近地面层,说明降水区上空波活动明显. 那里存在动力场和热力场综合扰动;在非降水区和对流层高层,  $A$  表现为弱信号,意味着那里波活动比较弱,综合扰动不明显. 由于广义位温扰动的经向梯度和经向涡度扰动都比较强,因此  $A_2 = \frac{\partial u_e}{\partial z} \frac{\partial\theta_e^*}{\partial y}$  在数值上强于  $A_1 = -\frac{\partial v_e}{\partial z} \frac{\partial\theta_e^*}{\partial x}$  和  $A_3 = \left( \frac{\partial v_e}{\partial x} - \frac{\partial u_e}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta_e^*}{\partial z}$ . 虽然广义位温扰动垂直梯度比较

显著,但垂直涡度扰动比较弱,以至于  $A_3$  的强度弱于  $A_2$ . 可见,  $A_2$  是  $A$  的主要组成部分,  $A$  主要表现

了体现了降水区上空广义位温扰动经向梯度和经向涡度扰动的耦合特征.

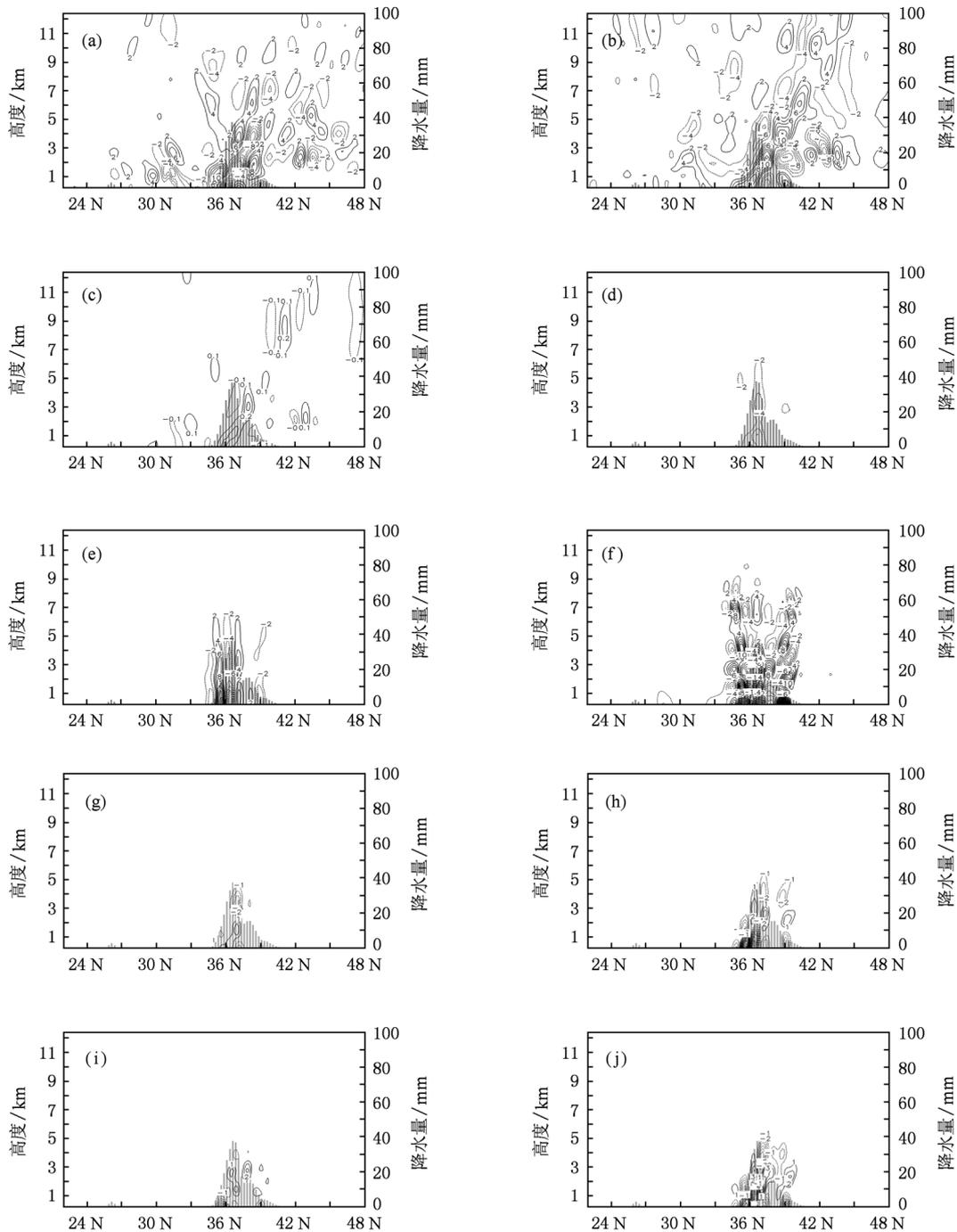


图4 2009年7月8日1200 UTC波作用密度及其各项在沿着  $116^\circ\text{E}$  经向垂直剖面内的分布,其中,灰色直方图代表观测的6h累积降水(mm) (a)  $-\frac{\partial v_e}{\partial z} (10^{-4} \text{ s}^{-1})$ ; (b)  $\frac{\partial u_e}{\partial z} (10^{-4} \text{ s}^{-1})$ ; (c)  $\frac{\partial v_e}{\partial x} - \frac{\partial u_e}{\partial y} (10^{-4} \text{ s}^{-1})$ ; (d)  $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial x} (10^{-5} \text{ K m}^{-1})$ ; (e)  $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial y} (10^{-5} \text{ K m}^{-1})$ ; (f)  $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} (10^{-4} \text{ K m}^{-1})$ ; (g)  $A_1 (10^{-8} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-1})$ ; (h)  $A_2 (10^{-8} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-1})$ ; (i)  $A_3 (10^{-8} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-1})$ ; (j)  $A (10^{-8} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-1})$

上述分析表明,降水区对流层中低层的动力因子  $C$ ,  $G$  和  $A$  主要综合表征了动力场和热力场经向梯度的耦合特点.

为了分析动力因子在对流层内整体水平分布特征,本文计算动力因子的绝对值的垂直积分(用  $\langle | | \rangle$  表示),这样一方面可以避免垂直积分计算时动力因子符号不确定性造成的互相抵消问题;另一方面,  $\langle | | \rangle$  的符号是确定的,可以在一定程度上表征强对流系统的综合强度.

如图 5 所示,2009 年 7 月 8 日 12 UTC  $\langle |C| \rangle$ ,  $\langle |G| \rangle$  和  $\langle |A| \rangle$  的高值区覆盖着观测降水区,动力因子在降水区内表现为强信号,在非降水区表现为弱信号,说明降水区上空具有前面总结的动力学和热力学典型的垂直结构,水平风速垂直切变明显,位温的垂直平流输送强烈,大气湿斜压性显著,波活动剧烈.三个动力因子的高值中心并不与强降水中心相重叠,大部分位于降水区边缘,这主要与广义位温及其扰动的水平梯度有关,降水区边缘广义位温及其扰动的等值线密集,水平梯度显著,而在强降水中心附近广义位温及其扰动达到极值,水平梯度比较弱.另外,在某些局地地区动力因子异常值区与降水区没有明显的对应关系,例如,  $(34^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E})$  附近弱降水区没有动力因子高值区与之对应,其原因可能是降水涉及复杂的云微物理过程,影响降水的因素很多,除了前面分析的降水系统典型垂直结构之外,还存在其他影响因素,而动力因子可能没有涵盖这些因素而造成与降水在空间位置上的偏差.

综上所述,动力因子  $\langle |C| \rangle$ ,  $\langle |G| \rangle$  和  $\langle |A| \rangle$  综合描述了降水区对流层中低层动力场和热力场水平梯度的垂直分布结构,这种垂直结构又是很多降水系统所共有的,因此动力因子与降水区存在一定的关联.

#### 4. 动力因子预报研究

前面的个例分析已经表明动力因子与降水有一定关系,如何把这种关系用于强对流降水的预报是本文研究的另一个问题.为了从更长时间尺度来检验动力因子与降水之间的关系,本文利用 2009 年 6 月 2 日至 10 月 1 日美国 NCEP/NCAR GFS(Global Forecast System)6 h,12 h,18 h 和 24 h 预报资料(水平分辨率为  $0.5 \times 0.5$  度)对动力因子进行计算,并

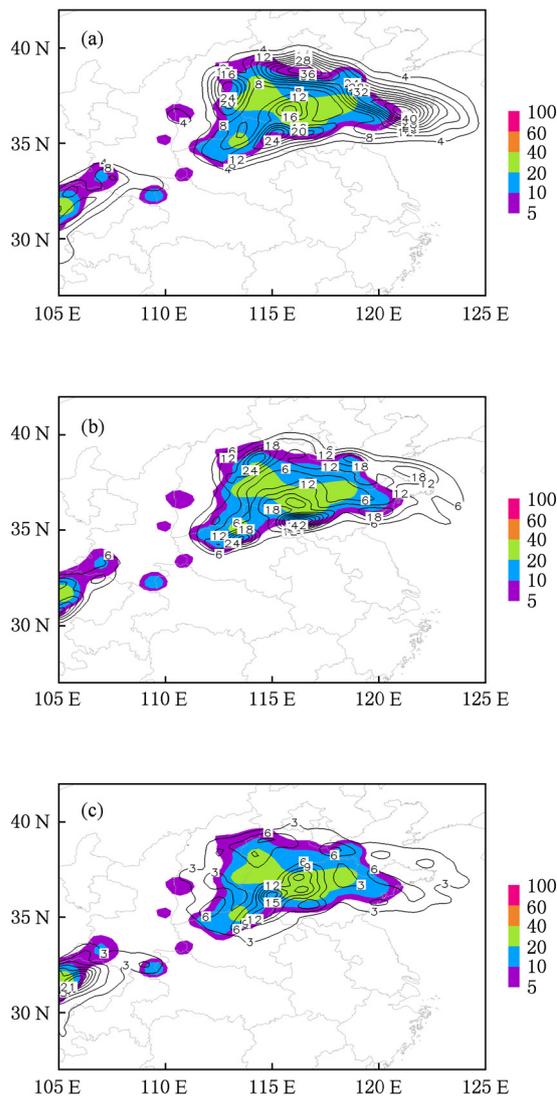


图 5 2009 年 7 月 8 日 1200 UTC 动力因子的水平分布,其中,彩色填色区代表观测的 6 h 累积降水(mm) (a)  $\langle |C| \rangle$ ,  $(10^{-4} \text{K s}^{-1})$ ; (b)  $\langle |G| \rangle$ ,  $(10^{-10} \text{K}^2 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1})$  和 (c)  $\langle |A| \rangle$ ,  $(10^{-5} \text{K s}^{-1})$

分析 2009 年夏季动力因子对观测降水的指示预测作用.

本文以太原地区  $(36\text{—}39^\circ\text{N}, 110\text{—}113^\circ\text{E})$  为例来分析预报的动力因子(即,利用 GFS 预报场计算的动态因子)与观测降水的相关性.如图 6 所示,2009 年 6 月 2 日至 10 月 1 日 6 h,12 h,18 h 和 24 h 预报的动力因子与观测的 6 h 累积降水在时间演变趋势上比较接近.在大部分强降水时段,动力因子达到极大值,表现为强信号,但也有个别强降水时段(例如 2009 年 8 月 1 日至 12 日),动力因子的强度比较弱,表现为弱信号,与观测降水的对应关系

不理想. 每个动力因子的四个时次预报在时间演变趋势上基本一致, 在强度上有微弱差别. 四个时次预报的  $\langle |C| \rangle$  与观测降水的平均相关系数为 0.7708, 平均均方根(RMS)为 0.11226, 小于观测降水的标准差(sd)0.15684, 表明 2009 年 6 月 2 日至 10 月 1 日太原地区  $\langle |C| \rangle$  与观测降水在时间演变趋势上是显著相关的. 四个时次预报的  $\langle |G| \rangle$  和  $\langle |A| \rangle$  与观测降水的平均相关系数分别为 0.8659825 和 0.8362875, 并且平均 RMS (分别为 0.0813175 和 0.0927825) 都小于观测降水标准差, 表明太原地区  $\langle |G| \rangle$  和  $\langle |A| \rangle$  与观测降水的时间演变也是显著相关的; 在三个动力因子中,  $\langle |G| \rangle$  与观测降水的相关性最好,  $\langle |A| \rangle$  次之,  $\langle |C| \rangle$  相对略弱.

根据上述动力因子与观测降水的相关性, 本文利用曲线拟合函数, 定义相当降水量, 代表动力因子预报的降水量, 即

$$E_r(x) = ab^x x^c - d, \quad (12)$$

其中,  $x$  为动力因子,  $E_r$  为相当降水量, 单位为 mm, 常系数  $a, b, c$  和  $d$  的取值如表 1 所示.

表 1 相当降水量的系数

系数	$x$		
	$\langle  C  \rangle$	$\langle  G  \rangle$	$\langle  A  \rangle$
$a$	1.3590932597	1.47655886295	0.3976892678564
$b$	0.985400353316	0.987551916617	1.00436968187
$c$	0.998661525288	0.930610685667	1.01598580240
$d$	0.8	0	0

为了评估动力因子对降水的预报效果, 本文进一步计算了区域(28—45°N, 106—122°E)内动力因子相当降水的格点 ETS (equitable threat score) 评分. 如图 7 所示, 在 2009 年 6 月 2 日—10 月 1 日的研究时段内, 四个时次预报的 6 h 降水量阈值大于 10 mm 的相当降水和模式预报降水的 ETS 评分在 0—0.5 之间振荡, 二者的大部分极值大于 0.2, 说明动力因子对观测降水有一定的预报效果. 相当降水和模式预报降水的评分在时间演变趋势上基本一致, 说明计算区域内动力因子与模式预报降水有一定的相关性, 具有相似的时间演变特征. 大部分研究时段(例如, 8 月 16 日—20 日 6 h 预报)模式预报降水的评分略高于相当降水, 部分研究时段(例如, 7 月 8 日—12 日 12 h 预报)二者的评分相当, 但也有

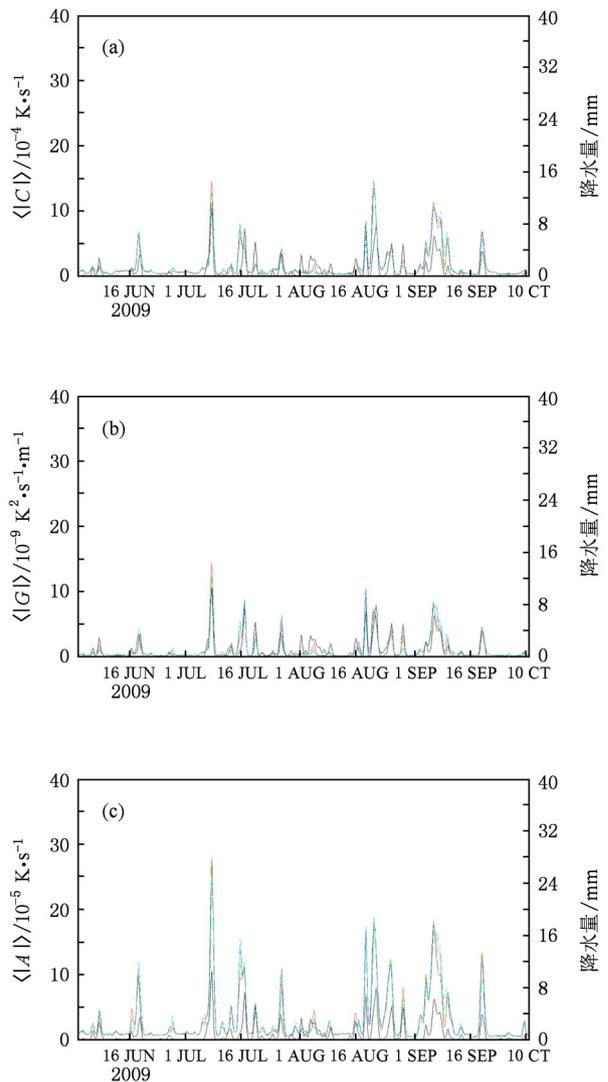


图 6 2009 年 6 月 2 日—10 月 1 日太原地区(36—39°N, 110—113°E) 6 h(红色实线), 12 h(绿色长虚线), 18 h(蓝色短虚线)和 24 h(青色长短虚线)预报的 (a)  $\langle |C| \rangle$  ( $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (b)  $\langle |G| \rangle$  ( $10^{-9} \text{ K}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ); (c)  $\langle |A| \rangle$  ( $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 与观测 6 h 累积降水(黑色实线, mm)的时间演变

个别研究时段前者的评分略低于后者(例如, 7 月 29 日—8 月 2 日 24 h 预报). 随着预报时间的增长, 模式预报降水的最高评分逐渐下降, 同时相当降水的评分与模式预报降水相当或略高于后者的时刻也逐渐增加. 在四个时次的预报中, 大部分时段  $\langle |G| \rangle$  相当降水的评分与  $\langle |A| \rangle$  相当降水接近或略高于后者, 而  $\langle |C| \rangle$  相当降水的评分相对略弱于  $\langle |G| \rangle$  和  $\langle |A| \rangle$ , 说明  $\langle |G| \rangle$  的降水预报效果略强于  $\langle |A| \rangle$ , 而在三个动力因子中  $\langle |C| \rangle$  降水预

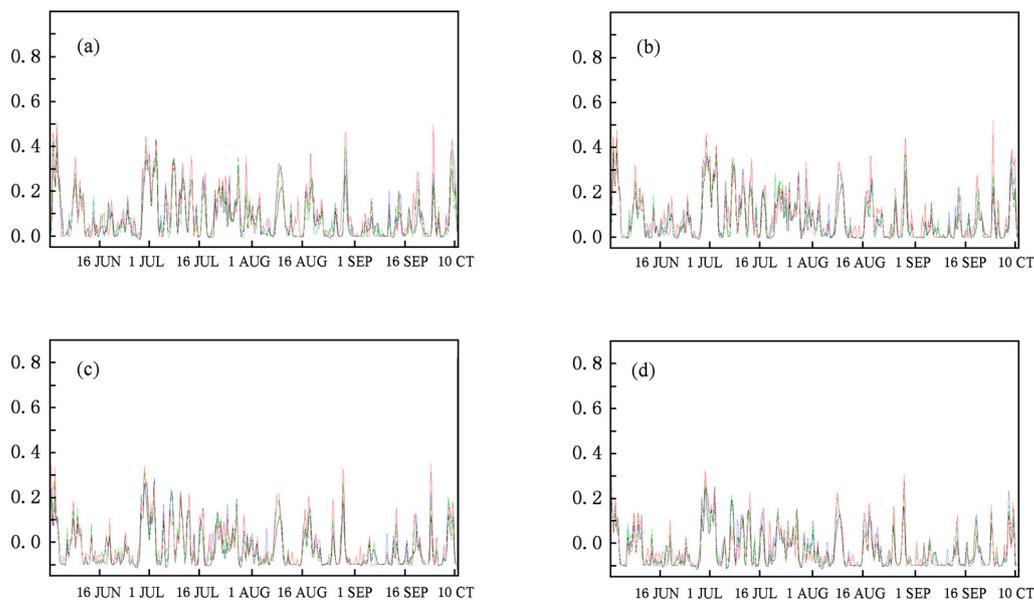


图7 2009年6月2日至10月1日华北地区(28—45°N,106—122°E)6 h(a),12 h(b),18 h(c)和24 h(d)预报的  $\langle |C| \rangle$  (黑色实线),  $\langle |G| \rangle$  (蓝色短虚线)和  $\langle |A| \rangle$  (绿色长虚线)6 h相当降水量以及 GFS 模式预报的 6 h 降水量(红色实线)的 ETS 评分的时间演变

报效果相对略弱.

## 5. 结 论

在以往研究的基础上,本文根据强对流系统的水平风速垂直切变,位温平流输送和涡度扰动以及大气湿斜压性等垂直分布特征,采用对流涡度矢量垂直分量,湿热力平流参数和波作用密度等动力因子对2009年7月8日发生在我国华北南部地区的强对流降水过程进行诊断分析.结果表明,这些动力因子的异常值区主要位于降水区对流层中低层,由于它们能够综合描述降水区上空动力场和热力场水平梯度的异常特征,因而与观测降水存在一定的联系.

本文利用美国 NCEP/NOAA 0.5 度 GFS 的 6 h, 12 h 和 18 h 和 24 h 预报资料对动力因子进行计算,

从较长的时间尺度来分析动力因子对观测降水的指示预测作用,计算结果表明,2009年6月2日—10月1日四个时次预报的动力因子与观测降水在时间演变趋势上比较接近,二者显著相关,但也有个别时刻动力因子与观测降水的对应关系不理想.本文进一步利用动力因子定义相当降水量来评估动力因子的预报效果,相当降水的 ETS 分析表明,在2009年6月2日—10月1日研究时段内动力因子对降水有一定的预报效果,大部分研究时段相当降水的评分略低于模式预报降水的评分,在部分研究时段二者的评分相当,在个别研究时段前者略高于后者.在三个动力因子中,湿热力平流参数的预报效果比较好,波作用密度次之,对流涡度矢量略弱.由此可见,本文采用的动力因子对地面降水有一定的指示意义,可以作为一个预示强降水系统发展演变的指标.

[1] Sun M S, Wang X M, Luo Y, Xu H G, Yi Z A 1996 *Quarterly Journal of Applied Meteorology* **7** 336 (in Chinese) [孙明生、汪细明、罗阳、徐华刚、易志安 1996 应用气象学报 **7** 336]  
 [2] Yao J Q, Dai J H, Yao Z Q 2005 *Journal of Applied Meteorological Science* **16** 746 (in Chinese) [姚建群、戴建华、姚祖庆 2005 应用气象学报 **16** 746]

[3] Qi L B, Chen C H, Liu Q J 2006 *Acta Meteorologica Sinica* **64** 112 (in Chinese) [漆梁波、陈春红、刘强军 2006 气象学报 **64** 112]  
 [4] Feng G L, Dong W J, Jia X J 2004 *Chin. Phys.* **13** 413  
 [5] Xu W H, Ni Y Q 2009 *Journal of Applied Meteorological Science* **20** 267 (in Chinese) [徐文慧、倪允琪 2009 应用气象学报 **20** 267]

- 267]
- [6] Qi X X, Zheng Y G 2009 *Journal of Applied Meteorological Science* **20** 286 (in Chinese) [ 祁秀香、郑永光 2009 应用气象学报 **20** 286 ]
- [7] Li Z N, Li T F 2000 *Quarterly Journal of Applied Meteorology* **11** 304 (in Chinese) [ 李志楠、李廷福 2000 应用气象学报 **11** 304 ]
- [8] Du B Y, Guan L, Yao Z Q, Yuan Z H 2000 *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* **23** 242 (in Chinese) [ 杜秉玉、官莉、姚祖庆、袁招洪 2000 南京气象学院学报 **23** 242 ]
- [9] Yuan M Y, Li Z C, Zhang X L 2010 *Acta Meteorologica Sinica* **68** 125 (in Chinese) [ 袁美英、李泽春、张小玲 2010 气象学报 **68** 125 ]
- [10] Shi W Z, Cui C G, Shen W, Mao Y W 2006 *Meteorological Science and Technology* **34** 124 [ 施望之、崔春光、甚伟、毛以伟 2006 气象科技 **34** 124 ]
- [11] Li Y D, Gao S T, Liu J W 2004 *Journal of Applied Meteorological Science* **15** 10 (in Chinese) [ 李耀东、高守亭、刘建文 2004 应用气象学报 **15** 10 ]
- [12] He L F, Chen T, Zhou Q L, Li Z C 2007 *Journal of Applied Meteorological Science* **18** 655 (in Chinese) [ 何立富、陈涛、周庆亮、李泽椿 2007 应用气象学报 **18** 655 ]
- [13] Qian C H, Zhang J Y, Ying D M, Lin J 2007 *Journal of Applied Meteorological Science* **18** 460 (in Chinese) [ 钱传海、张金艳、应冬梅、林建 2007 应用气象学报 **18** 460 ]
- [14] Xie J B, Lin L X, Yan W S, Liang Q Q, Liu Y 2007 *Journal of Applied Meteorological Science* **18** 321 (in Chinese) [ 谢建标、林良勋、颜文胜、梁巧倩、刘燕 2007 应用气象学报 **18** 321 ]
- [15] Bi B G, Liu Y W, Li Z C 2005 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **29** 814 (in Chinese) [ 毕宝贵、刘月巍、李泽椿 2005 大气科学 **29** 814 ]
- [16] Ran L K, Chu Y L 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 8094 (in Chinese) [ 冉令坤、楚艳丽 2009 物理学报 **58** 8094 ]
- [17] Wu R S, Tan Z M 1989 *Acta Meteorologica Sinica* **47** 436 (in Chinese) [ 伍荣生、谈哲敏 1989 气象学报 **47** 436 ]
- [18] Yang Y K, Liu Y L, Wan Z S 1994 *Acta Meteorologica Sinica* **52** 379 (in Chinese) [ 杨越奎、刘玉玲、万振拴 1994 气象学报 **52** 379 ]
- [19] Wu B J, Xu C H, Liu Y Y 1996 *Quarterly Journal of Applied Meteorology* **7** 108 (in Chinese) [ 吴宝俊、许晨海、刘延英 1996 应用气象学报 **7** 108 ]
- [20] Li Y H, Shou S W 1999 *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* **22** 95 (in Chinese) [ 李耀辉、寿绍文 1999 南京气象学院学报 **22** 95 ]
- [21] Lu H J, Gao S T 2003 *Acta Meteorologica Sinica* **61** 684 (in Chinese) [ 陆慧娟、高守亭 2003 气象学报 **61** 684 ]
- [22] Zhou Y S, Ran L K 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 1366 (in Chinese) [ 周玉淑、冉令坤 2010 物理学报 **59** 1366 ]
- [23] Wu G X, Cai Y P, Tang X J 1995 *Acta Meteorologica Sinica* **53** 387 (in Chinese) [ 吴国雄、蔡雅萍、唐晓管 1995 气象学报 **53** 387 ]
- [24] Gao S T, Lei T, Zhou Y S, Dong M 2002 *Quarterly Journal of Applied Meteorology* **13** 662 (in Chinese) [ 高守亭、雷霆、周玉淑、董敏 2002 应用气象学报 **13** 662 ]
- [25] Chen Z M, Gao W L, Min W B, He G B 2006 *Plateau Meteorology* **25** 983 (in Chinese) [ 陈志明、高文良、闵文彬、何光碧 2006 高原气象 **25** 983 ]
- [26] Yue C J, Shou Y X, Yao X P 2005 *Plateau Meteorology* **24** 450 (in Chinese) [ 岳彩军、寿亦莹、姚秀萍 2005 高原气象 **24** 450 ]
- [27] Cao J, Gao S T, Zhou Y S 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 2600 (in Chinese) [ 曹洁、高守亭、周玉淑 2008 物理学报 **57** 2600 ]
- [28] Gao S, Ping F, Li X 2004 *J. Geophys. Res.* **109** D14106
- [29] Cui X P 2008 *Chin. Phys. B* **17** 2304
- [30] Ran L K, Yang W X, Chu Y L 2010 *Chin. Phys. B* **19** 079201
- [31] Ran L K, John P B 2008 *Chin. Phys. B* **17** 1138
- [32] Li Y D, Liu J W, Gao S T 2005 *Meteorological Science and Technology* **33** 7 (in Chinese) [ 李耀东、刘健文、高守亭 2005 气象科技 **33** 7 ]
- [33] Gao S T, Yang S, Xue M, Cui C G 2008 *Advances in Atmospheric Sciences* **25** 11
- [34] Gao S, Wang X, Zhou Y 2004 *Geophys. Res. Lett.* **31** L12113

## Analysis and forecasting of heavy-rainfall event by strong convection \*

Ran Ling-Kun<sup>1)†</sup> Zhou Yu-Shu<sup>1)</sup> Yang Wen-Xia<sup>1)2)</sup>

1) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

2) (*Hebei Key Laboratory of Meteorology and Ecological Environment, Shijiazhuang 050021, China*)

(Received 5 December 2010; revised manuscript received 3 January 2011)

### Abstract

For the case of severe convection occurring in the southern region of North China on July 8, 2009, the three dynamical factors, namely, vertical component of convective vorticity vector, moist thermodynamic advection parameter and wave-activity density are diagnosed. The result shows that the anomalous-value regions of dynamical factors are located mainly in middle and lower troposphere over the strong precipitation area. Since the dynamical factors can effectively describe the synthetical characteristics of strong convective system, such as vertical shear of horizontal wind, advection of potential temperature, vorticity perturbation and baroclinicity of moist atmosphere, they correspond to the observation of 6-h accumulative rainfall in horizontal distribution patterns.

Using the 6-h, 12-h, 18-h and 24-h forecasting dataset of U. S. NCEP/NCAR 0.5-Degree GFS, the dynamical factors are calculated to analyze their indications of precipitation forecasting during a longer period. The results show that during June 2 - Oct 1, 2009, the 6-h, 12-h, 18-h and 24-h forecasted dynamical factors each have an indication of strong precipitation. The moist thermodynamic advection parameter suggests that the precipitation is best among the three dynamical factors.

**Keywords:** vertical component of convective vorticity vector, moist thermodynamic advection parameters, wave-activity density

**PACS:** 92.60.-e, 92.60.Wc, 92.60.hh

---

\* Project supported by the project of CAMS (Grants No. 2009LASW-B01), the Spectial Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare of Ministry of Sciences and Technology (Grants No. GYHY200906004), and the National Natural Science Foundation of China (Grants Nos. 40875032 and 40875002).

† E-mail: rlk@mail.iap.ac.cn