

沙莎, 沈新勇, 李小凡. 2018. 一次梅雨锋暴雨过程中多尺度能量相互作用的研究 II. 实际应用 [J]. 大气科学, 42 (5): 1119–1132. Sha Sha, Shen Xinyong, Li Xiaofan, et al. 2018. The study of multi-scale energy interactions during a Meiyu front rainstorm. Part II: Practical application [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1119–1132, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17196.

一次梅雨锋暴雨过程中多尺度能量相互作用的研究 II. 实际应用

沙莎^{1,2} 沈新勇^{1,3} 李小凡⁴

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2 上海海洋气象台, 上海 201306

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

4 浙江大学地球科学学院, 杭州 310027

摘 要 本文利用中国自动站与 CMORPH(Climate Prediction Center Morphing technique for the production of global precipitation estimates) 融合的逐时降水量 0.1° 网格数据集资料挑选出一次典型的梅雨锋暴雨个例, 运用 WRF 中小尺度模式进行模拟, 对模拟得到的高分辨率结果进行 Barnes 滤波, 最后将滤波结果代入动能和位能方程中, 目的是定量地分析各个尺度能量的变化以及它们之间的相互作用对暴雨强度的影响。研究发现: 模式模拟的降水过程和强度与实况较为吻合, 推导的能量方程适用于这次暴雨过程。三种尺度能量之间的相互作用包含了各种跨尺度能量的相互作用。在整个暴雨过程中, 跨尺度之间的斜压能量转换包括位能向动能的能量转换和动能向位能的能量转换。同尺度之间的斜压能量转换总是单向的, 且量值较大, 动能的强度主要靠位能向动能的能量转换来维持。斜压能量转换的多少影响着暴雨的强弱。大尺度斜压能量转换在中高层比较强, 中尺度斜压能量转换在低层较强, 尤以 β 中小尺度系统变化最为显著, β 中小尺度系统扰动是影响暴雨强度的关键系统。风切变的大小影响各尺度动能之间的能量转换。温度或位温梯度的大小影响各尺度位能之间的能量转换。位能与动能之间的能量转换主要与各尺度垂直速度和温度的垂直分布有关, 暖空气上升冷空气下沉是各个尺度位能向动能转换的主要过程。

关键词 梅雨锋暴雨 WRF 模式 Barnes 滤波 动能和位能方程 相互作用

文章编号 1006-9895(2018)05-1119-14

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17196

The Study of Multi-scale Energy Interactions during a Meiyu Front Rainstorm. Part II: Practical Application

SHA Sha^{1,2}, SHEN Xinyong^{1,3}, and LI Xiaofan⁴

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Shanghai Marine Meteorological Center, Shanghai 201306

3 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

收稿日期 2017-07-22; 网络预出版日期 2017-11-16

作者简介 沙莎, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: nuist_ss@163.com

通讯作者 沈新勇, E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41530427、41790471、41475039, 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2015CB453201

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41530427, 41790471, 41475039), National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB453201)

Abstract In this paper, the fusion data of observations collected at automatic stations in China and CMORPH (Climate Prediction Center Morphing technique for the production of global precipitation estimates) hourly precipitation at 0.1° resolution are used to identify a typical Meiyu front rainstorm, which is then simulated by WRF model. The simulation data is filtered by Barnes filtering. The energy equations are applied to analyze the filtered data for the purpose to quantitatively analyze the effects of interactions between multi-scale energy on the rainstorm intensity. The results are as follows. The simulated precipitation and its intensity are consistent with observations, which indicates that the simulation can be used in the following research. Besides, these derived energy equations can be applied to the rainstorm. The interactions between energy on the three scales involve a variety of cross scale energy interactions. During the entire rainstorm process, the baroclinic energy conversions across various scales not only include the energy conversions from available potential energy to kinetic energy, but also from kinetic energy to available potential energy. However, the baroclinic energy conversions between these scales are always unidirectional, and the value is large, that is, the strength of kinetic energy is maintained mainly by the energy transformation from the available potential energy to the kinetic energy. The baroclinic energy conversions influence the rainstorm intensity. And the baroclinic energy conversions of large scale are stronger than others in the upper and middle troposphere, while the baroclinic energy conversions of meso scale are stronger than others in the lower troposphere, especially the meso-micro- β scale. Meso-micro- β scale disturbance may be the key system that influences the intensity of rainstorm. The magnitude of wind shear affects energy conversions between different scales of kinetic energy. The magnitude of temperature or potential temperature gradient affects energy conversions between the available potential energies at various scales. The energy conversions between the available potential energy and kinetic energy are mainly related to distributions of vertical velocity and temperature of each scale. The rising of warm air and the sinking of cold air are the main processes of the conversions from available potential energy to kinetic energy at various scales.

Keywords Meiyu front rainstorm, WRF model, Barnes filtering, Kinetic energy and available potential energy equation, Interaction

1 引言

梅雨锋暴雨是不同天气尺度系统相互作用的产物(陶诗言, 1977, 1980; 丁一汇, 2014)。其中, 行星尺度系统大致决定了雨带发生的范围, 决定暴雨区的水汽来源; 天气尺度系统使暴雨区的水汽集中, 影响形成暴雨的中尺度系统的活动; 中尺度系统对积云对流活动有明显增强作用, 直接造成暴雨(朱乾根等, 1981; 隆霄和程麟生, 2004)。大尺度系统, 如南亚高压、西太平洋副热带高压和阻塞形式等为暴雨的形成提供了稳定的环流背景, 深厚的短波槽系统与槽前的低涡系统相配合诱导出上升气流, 西南低空急流和高空西风急流的耦合作用形成了触发暴雨的次级环流(Bosart, 1984; Chen et al., 1998; 朱乾根等, 2001; 张顺利等, 2002; 廖捷和谈哲敏, 2005)。影响梅雨锋上暴雨的各个中尺度系统在水平和垂直方向的热动力特征存在明显的差异(赵玉春等, 2011), 嵌套在 α 中尺度气旋内的 β 中尺度辐合线和 γ 中尺度扰动是直接接触暴雨生成的原因(陆汉城等, 2002; 周海光和王玉彬, 2005; 于杰等, 2014)。所以行星尺度、天气尺度和中小尺度系统的共同作用造成了持续性

梅雨锋暴雨过程。

之前的很多研究大多是计算广义对流涡度矢量垂直分量、质量散度、垂直螺旋度、质量垂直螺旋度、水汽垂直螺旋度、热力垂直螺旋度、湿热力平流参数、密度散度垂直通量、散度垂直通量、热力散度垂直通量、水汽散度通量、广义 Q 矢量散度等动力因子来诊断暴雨过程(周玉淑, 2009; 汪亚萍等, 2015; 李琴等, 2016), 对暴雨过程的能量学诊断研究成果较少。大气能量学是动力气象学的一块分支, 太阳辐射分布不均导致大气的热量分布不均, 会形成空气的水平和垂直运动, 大气的动能和内能随之发生变化, 大气能量在进行调整的同时, 某些天气系统逐渐形成, 从而产生一些天气现象, 所以从能量学的角度来研究某些天气过程比如暴雨过程能揭示这种天气现象的物理机制。目前, 对梅雨锋暴雨过程中的能量转换研究不是很多, 定量研究三个尺度下的能量转换甚少。近几年来, Fu et al. (2016a) 开始从能量学的角度去定量分析梅雨锋暴雨过程, 他们首先利用 Kucharski and Thorpe (2000) 推导的能量方程分析了一次梅雨锋暴雨过程中的能量转换过程, 研究表明在能量联级过程中平均动能减少意味着背景气流直接作用于涡旋气

流, 平均动能增加表明涡旋气流反馈于背景气流。之后, Fu et al. (2016b) 再利用球坐标 (Murakami, 2011) 中的能量方程对比了 2010 年梅雨期长江中下游两次持续暴雨过程中的能量转换过程, 定量分析了与降水相关的涡旋气流和背景场之间的相互作用, 研究发现不同的层次, 能量循环有不同的特征。对于背景气流, 斜压能量转换和能量输送占主导地位。对于涡旋气流, 在对流层上层, 位能转化为动能, 通过斜压能量转换, 高空急流得以维持; 在对流层中层, 能量输送控制着涡旋气流的演变; 在对流层低层, 动能维持着低空急流。他们的研究不但解释了背景气流是如何孕育中小尺度系统, 也阐明了中小尺度系统对背景气流的反馈作用。不同的尺度对暴雨过程的作用是不一样的, 中小尺度还可以分成 α 中尺度、 β 中尺度和 γ 中尺度, 前人的研究没有分别对中尺度中的各个尺度进行定量分析, 所以本文着眼于从定量的角度研究大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统能量之间的相互作用对暴雨发生发展的影响, 以期对暴雨天气的预报有一定的指示意义。

2 资料和方法

2.1 资料介绍及个例选取

本文利用中国自动站与 CMORPH (Climate Prediction Center Morphing technique for the production of global precipitation estimates) 融合的逐时降水量 0.1° 网格数据集资料挑选出梅雨期间长江中下游地区一次典型的强降水过程, 时间为 2016 年 6 月 30 日 08:00 至 7 月 5 日 09:00 (协调世界时, 下同), 此次强降水过程雨量较大, 维持时间较长。进一步对比这次强降水过程中的逐小时降水量, 发现这次强降水过程有三个强暴雨过程 (图略), 时间分别为 2016 年 6 月 30 日 08:00 至 7 月 1 日 21:00、7 月 2 日 01:00 至 7 月 3 日 10:00 以及 7 月 3 日 17:00 至 7 月 4 日 23:00, 其中第一个暴雨过程强度最大, 雨量最为集中, 所以本文选择这次强降水过程中的第一个暴雨过程作为研究对象。

2.2 WRF 模式及模拟方案

本文选取 WRF 模式 (3.6.1 版本) 对这次暴雨过程进行模拟, 利用 NCEP FNL 资料作为 WRF 模式的初边条件。模拟的中心网格为 (30°N , 115°E), 水平方向上采用三层嵌套, 分辨率由外向内分别为 13.5 km、4.5 km 和 1.5 km, 格点数由外向内分别为

218 \times 217、457 \times 430 和 859 \times 550, 垂直层数为 26。选取的参数化方案有 WSM3 微物理方案、Dudhia 短波辐射方案、RRTM 长波辐射方案、Monin-Obukhov 近地面层方案、热量扩散陆面方案和 YSU 边界层参数化方案 (尹洁等, 2011; 沈新勇, 2017)。模拟时间从 2016 年 6 月 30 日 00:00 开始, 到 7 月 2 日 06:00 结束。

2.3 Barnes 滤波

Barnes 滤波是一种典型的中尺度滤波方法 (夏大庆等, 1983; 徐元泰和丁一汇, 1988; 胡邦辉等, 1996; 毛文书等, 2008), 因其滤波效果较好得到了广泛的运用。本质上, Barnes 滤波可以看成是低通滤波器, 两个低通滤波器的差值就可以看成中尺度带通滤波。Barnes 滤波是对中尺度站点资料进行滤波, 很多学者在处理数据的过程中都是将非均匀站点资料插值到均匀的网格点上, 再进行中尺度滤波。滤波需要滤出大尺度、 α 中尺度和 β 中尺度的信息, 由于第三层模拟区域太小, 滤出的大尺度信息误差较大, 所以本文用 Barnes 滤波法对模式输出的第二层网格资料进行滤波。模式资料为网格资料, 分辨率较高, 包含的中小尺度信息比较全面。根据本文需要的三种尺度: 大尺度背景场 (>2000 km)、 α 中尺度系统 (200~2000 km) 和 β 中小尺度系统 (<200 km), 选取的参数有: $C1=20$ km², $G1=0.3$, $C2=10000$ km², $G2=0.3$, $C3=150000$ km², $G3=0.3$ (C 和 G 是滤波常数)。通过 $C1$ 和 $G1$ 以及 $C2$ 和 $G2$ 滤出的差值视为 β 中小尺度系统信息, 通过 $C2$ 和 $G2$ 以及 $C3$ 和 $G3$ 滤出的差值视为 α 中尺度系统信息, 通过 $C3$ 和 $G3$ 滤出的视为大尺度背景场信息。

2.4 能量诊断方法

本文所用的能量方程就是沈新勇等 (2018) 推导的六个方程:

$$\partial K'/\partial t = I_\beta + T_{K(\beta,L)} + T_{K(\beta,\alpha)} + T_{K(\beta,\beta)} + H_\beta + V_\beta + B_{(\alpha,\beta)} + B_{(\beta,\beta)} + S_\beta + C_\beta + F_\beta, \quad (1)$$

$$\partial \tilde{K}/\partial t = I_\alpha + T_{K(\alpha,L)} + T_{K(\alpha,\alpha)} + T_{K(\alpha,\beta)} + H_\alpha + V_\alpha + B_{(\alpha,\alpha)} + B_{(\beta,\alpha)} + S_\alpha + C_\alpha + F_\alpha, \quad (2)$$

$$\partial \bar{K}/\partial t = I_L + T_{K(L,L)} + T_{K(L,\alpha)} + T_{K(L,\beta)} + H_L + V_L + B_{(\alpha,L)} + B_{(\beta,L)} + S_L + C_L + F_L, \quad (3)$$

$$\partial A'/\partial t = P_\beta + T_{P(\beta,L)} + T_{P(\beta,\alpha)} + T_{P(\beta,\beta)} - B_{(\beta,L)} - B_{(\beta,\alpha)} - B_{(\beta,\beta)} + D_\beta, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = P_{\alpha} + T_{P(\alpha,L)} + T_{P(\alpha,\alpha)} + T_{P(\alpha,\beta)} - B_{(\alpha,L)} - B_{(\alpha,\alpha)} - B_{(\alpha,\beta)} + D_{\alpha}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = P_L + T_{P(L,L)} + T_{P(L,\alpha)} + T_{P(L,\beta)} - B_{(L,L)} - B_{(L,\alpha)} - B_{(L,\beta)} + D_L, \quad (6)$$

其中, 动能方程中包含了惯性力做功 (I)、水平气压梯度力做功 (H)、垂直方向扰动气压梯度力做功 (V)、地转偏向力分量做功 (C)、摩擦耗散 (F)、动能之间的跨尺度相互转换 (T_K) 以及与位能之间的跨尺度相互转换 (B)。位能方程中包含了位能之间的跨尺度相互转换 (T_P)、位能与动能之间的跨尺度相互转换 (B) 和非绝热加热做功 (D)。方程中各项的具体物理意义见沈新勇等 (2018)。

3 结果与分析

3.1 模式结果验证

为了检验 WRF 模式的模拟效果, 将 6 月 30 日 08:00 至 7 月 1 日 08:00 期间实况与模拟的 24 小时累计降水量进行对比 (图 1), 可以看出, 本次梅雨锋暴雨中心主要集中在湖北—安徽—江苏一带, 24 小时累计降水量最大值达 330 mm 以上。模拟结果较好地模拟出了东西走向的雨带, 处于湖北东部—安徽西部的降水极值区与实测位置较为吻合, 中心降水量稍有偏差, 但误差不大。再进一步对比本次暴雨期间实况与模拟的 6 小时累积降水 (图 2), 图中可以明显分辨出暴雨发生发展的各个阶段, 图

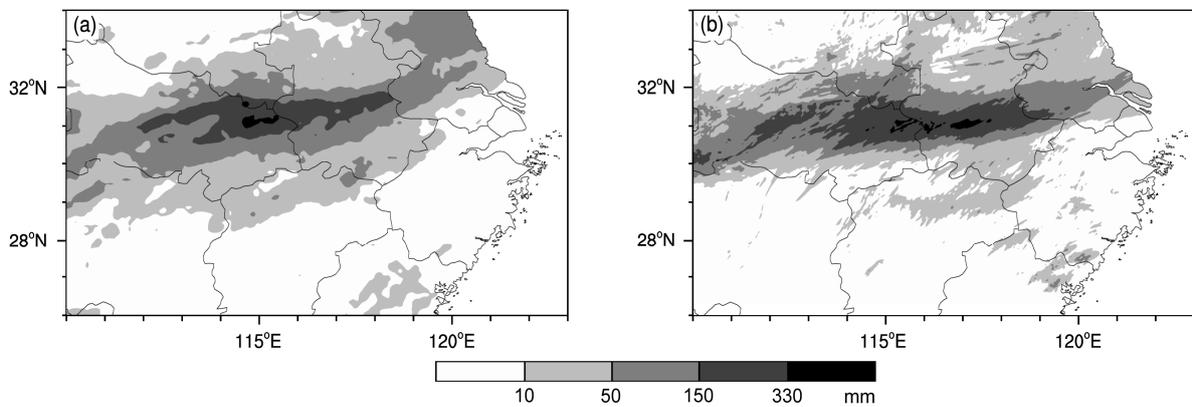


图 1 2016 年 6 月 30 日 08:00 至 7 月 1 日 08:00 24 h 累积降水量 (单位: mm): (a) 中国自动站与 CMORPH 融合; (b) WRF 模式模拟

Fig. 1 24-h accumulated precipitation from (a) the fusion of observations at automatic stations in China and CMORPH rainfall data, (b) WRF model simulation from 0800 UTC 30 June to 0800 UTC 1 July 2016 (units: mm)

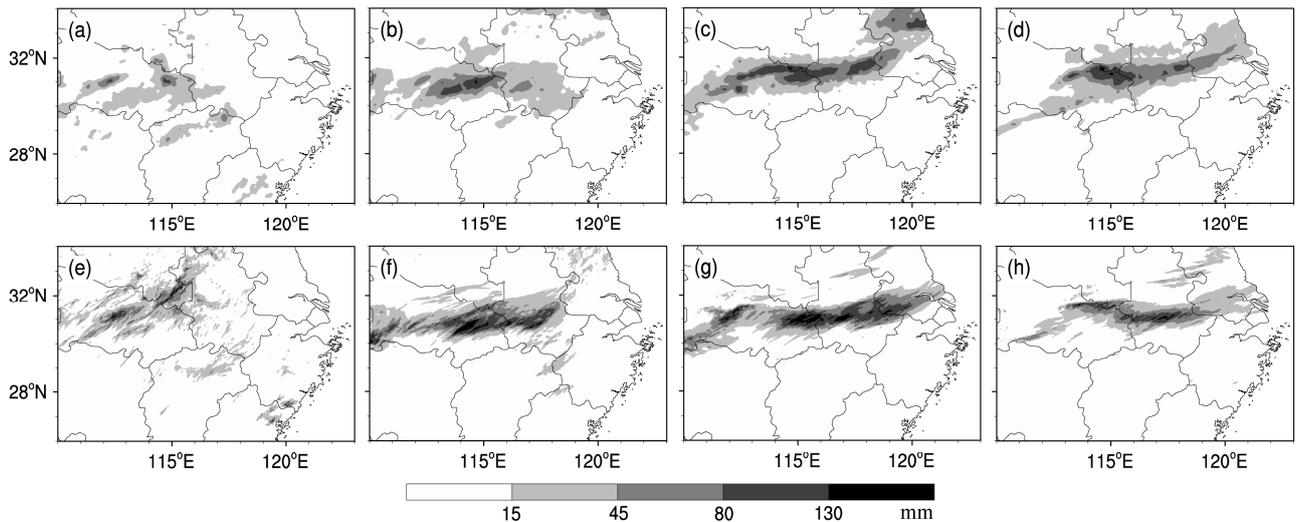


图 2 2016 年 (a, e) 6 月 30 日 08:00~14:00、(b, f) 6 月 30 日 14:00~20:00、(c, g) 6 月 30 日 20:00 至 7 月 1 日 02:00 以及 (d, h) 7 月 1 日 02:00~08:00 各时段期间 6 h 累积降水量 (单位: mm): (a-d) 中国自动站与 CMORPH 融合; (e-f) WRF 模式模拟

Fig. 2 6-h accumulated precipitation from (a-d) the fusion of observations at automatic stations and CMORPH rainfall data, (e-f) simulation of WRF model (a, e) from 0800 UTC to 1200 UTC 30 June, (b, f) from 1400 UTC to 2000 UTC 30 June, (c, g) from 2000 UTC 30 June to 0200 UTC 1 July, (d, h) from 0200 UTC to 0800 UTC 1 July 2016

2a、b、e、f 可以看出，暴雨处于发展阶段，这期间降水中心随时间有明显东移，并且强度加大，随着暴雨进入强盛阶段（图 2c、g），暴雨中心位置少动，主要集中在湖北东部—安徽中南地区。之后，暴雨强度开始减弱（图 2d、h）。综上所述，在本次模拟过程中同样能看到暴雨大致的发生、发展、消亡以及移动过程，模式模拟的降水基本反映了实况降水的分布及特征，模拟效果较好。说明上述选择的物理参数化方案较为适合。可以将模拟得出的

高分辨率结果用于各物理量的诊断分析。

3.2 能量诊断方法的适用性分析

图 3 是整个暴雨过程中对流层 2.5~12.5 km（2.5 km 以下有地形缺测值）各个尺度动能和位能变率的平均值，虚线区域是暴雨发生的区域，从图中可以清晰地看出大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统动能变率的极大值区域以及大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统位能变率的极小值区域基本与暴雨的范围一致，而且与暴雨的

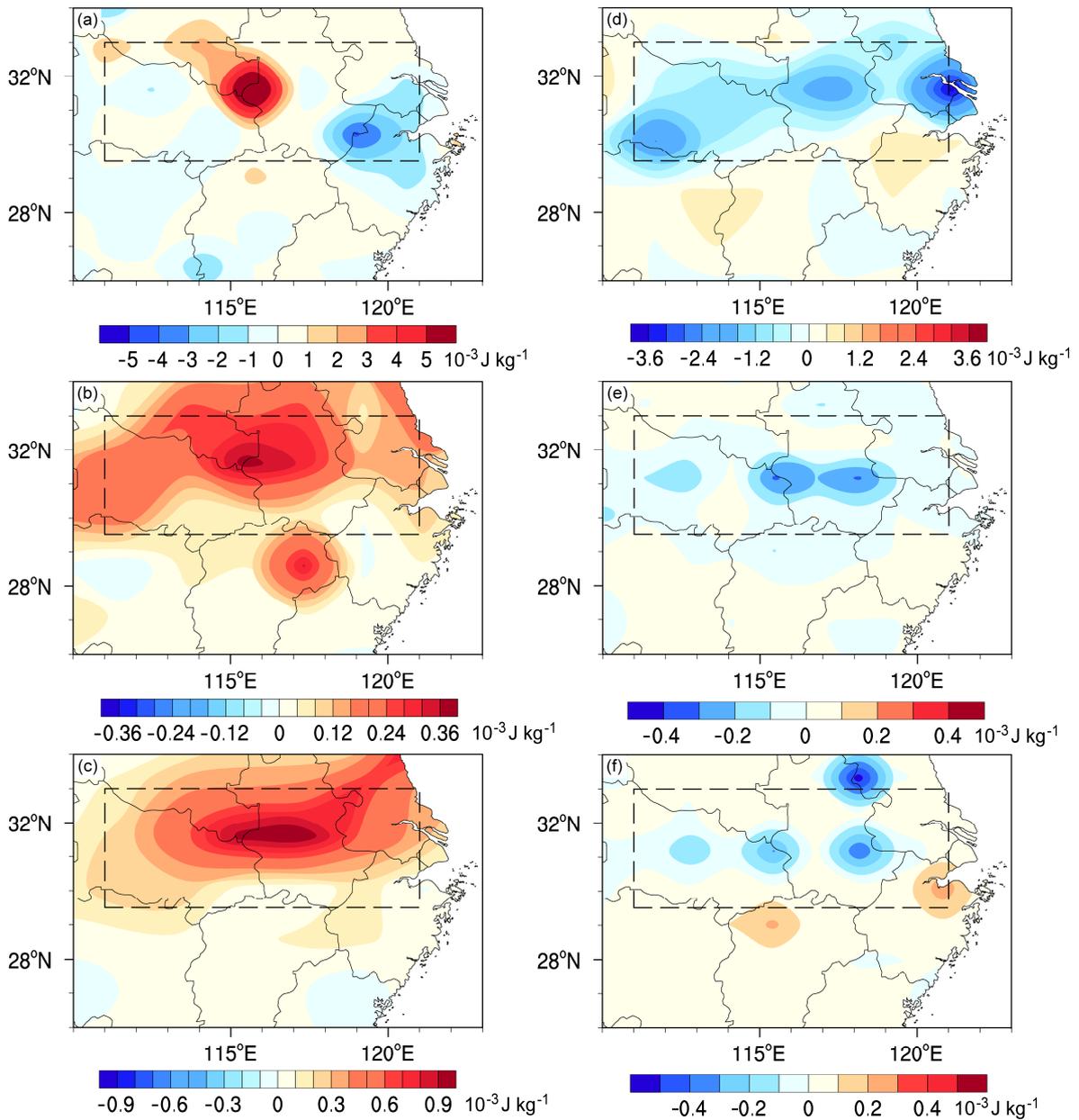


图 3 整个暴雨过程中，2.5~12.5 km 对流层动能（左列）和位能（右列）平均值的分布：（a、d）大尺度；（b、e） α 中尺度；（c、f） β 中小尺度

Fig. 3 The distribution of the averaged kinetic energy (left column, units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) and potential energy (right column, units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) from 2.5 km to 12.5 km height during the whole rainstorm process: (a, d) Large scale; (b, e) meso- α scale; (c, f) meso-micro- β scale

极值中心也基本吻合。图 4a 也进一步说明动能变率的极大值以及位能变率的极小值区域与假相当位温 θ_{se} 的密集区（锋区）以及低空切变线的位置也比较一致。这说明动能和位能的变化是这次暴雨的可能原因。从图 5 也可看出，动能变化趋势与逐小时累积降水的变化趋势基本一致，位能变化趋势大致与其相反，进一步说明位能的减少和动能的增大是这次降水的最直接的原因，初步猜测位能和动能之间的斜压能量转换较强，这有待后续验证。因此，从能量的角度，通过分析大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统动能与位能之间的相互作用来解释此次暴雨发展和消亡的物理机制是可行的。

图 4b 是图 4a 中虚线区域模拟的逐小时总降水量随时间的变化，横坐标是距离模拟开始时间的时长。总降水量在这次暴雨过程中呈现双峰型变化，6 月 30 日 21:00 之前处于暴雨的发展阶段，22:00 至次日 01:00 之间为强盛期，整个区域内小时降水量总和最大达到 120000 mm，之后暴雨开始减弱，虽然在减弱阶段降水量在短时之间稍有增加，但总体还是呈现的下降趋势。为了从能量学的角度研究暴雨发展和减弱的物理机制，本文取 6 月 30 日 05:00 至 22:00 作为发展期，7 月 1 日 01:00 至 10:00 为减弱期，着重探究这两个时间段内暴雨区的各尺度能量的变化和它们之间的能量转换。

3.3 暴雨增强与减弱阶段三个尺度动能与位能之间的能量转换

3.3.1 对流层整层

表 1 计算的是上述六个方程式右端对等式左

端在对流层整层（2.5~10.5 km）的主要贡献项在图 3 中虚线区域内的平均值。由于本文着重讨论的是位能和动能之间的相互作用即能量转换对暴雨的影响，所以在表中没有给出部分量级太小的项（比如摩擦做功等）。图 6a 和 b 分别是三种尺度动能与位能之间在对流层整层暴雨增强和减弱阶段的相互作用关系图，图中箭头的方向代表能量的转换方向，箭头上方的数字范围代表能量转换的变化范围。

结合表 1 和图 6 可以看出，在暴雨增强阶段， K_L 变率为正值（文中 K 表示动能， A 表示位能， T 表示转换的能量，下标 L、 α 、 β 分别表示大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统），呈现上升趋势，在其增大的过程中， H_L 、 K_β 、 A_L 和 A_α 将能量转换给 K_L ，且 K_β 的贡献最大； $T_{K(L,L)}$ 、 K_α 以及 V_L 都消耗了部分 K_L ，但相对于大尺度背景场能量的正贡献，它们的值相对较小。 K_α 变率也为正值，随时间逐渐增大，除 V_α 做负功之外，其他项都对其做出了正贡献，其中 A_α 向 K_α 的能量转换比重最大，是 K_α 变率增大的主要原因。 K_β 变率也随暴雨的增强而增大， K_L 对 K_β 的能量贡献小于 K_β 对 K_L 的贡献， K_α 与 K_β 之间的相互作用量值相当， H_β 和 V_β 共同阻碍了 K_β 的增长，但 A_β 对 K_β 的贡献最大，使其在暴雨增强阶段越来越大。 A_L 、 A_α 和 A_β 变率都为负值，说明它们的能量一直在向外输出，虽然位能之间也存在相互作用，但量级较小，量级和数值最大的是同尺度之间位能向动能的斜压能量转换，在这三个斜压能量转换的过程中， A_L 向 K_L 的能量转换最大，其次是 A_β 向 K_β 的能量转换，最小的是 A_α 向 K_α 的

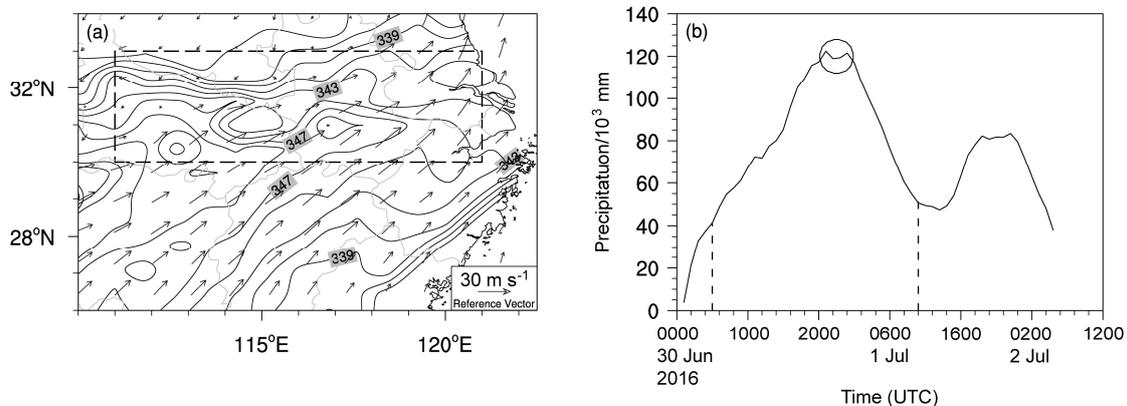


图 4 整个暴雨过程中 (a) 3 km 高度平均假相当位温 θ_{se} (单位: K) 和风速 (单位: $m s^{-1}$) 的分布; (b) 主要降水区 (图 4a 虚线区域) 逐小时降水量 (单位: $10^3 mm$) 随时间的变化 (黑色圆圈表示逐小时降水量最大值)

Fig.4 (a) Averaged θ_{se} (units: K) and wind (units: $m s^{-1}$) at 3 km height; (b) variation of hourly precipitation (units: mm) during the whole rainstorm process over the area enclosed by dashed line in Fig.4a (the black circle indicates the maximum value of hourly precipitation)

表 1 动能和位能方程中部分项在暴雨增强和减弱阶段的对流层整层平均情况

Table 1 Averaged values of some items from the energy equations during the period of strengthening and weakening phases of the rainstorm over the entire troposphere

| 暴雨时段 | 动能和位能方程中部分项 | | | | | | | |
|------|--------------------------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|
| | $\partial\bar{K}/\partial t$ | $T_{K(L,L)}$ | $T_{K(L,\alpha)}$ | $T_{K(L,\beta)}$ | H_L | V_L | $B_{(\alpha,L)}$ | $B_{(\beta,L)}$ |
| 增强 | + ↑ | - ↑ | + - | + ↑ | + ↑ | - | + ↑ | + - |
| 减弱 | + ↓ | - ↓ | + | $K_\beta \rightarrow K_L$ | + ↑↓ | - | $A_\alpha \rightarrow K_L$ | + - |
| | | | $K_\alpha \rightarrow K_L$ | $K_\beta \rightarrow K_L$ | - | $A_\alpha \rightarrow K_L$ | | |
| 增强 | $\partial\tilde{K}/\partial t$ | $T_{K(\alpha,L)}$ | $T_{K(\alpha,\alpha)}$ | $T_{K(\alpha,\beta)}$ | H_α | V_α | $B_{(\alpha,\alpha)}$ | $B_{(\beta,\alpha)}$ |
| | | + ↓ | + ↑ | + ↑ | + | - ↓ | + ↑ | + ↑ |
| 减弱 | + ↓ | $K_L \rightarrow K_\alpha$ | | $K_\beta \rightarrow K_\alpha$ | | | $A_\alpha \rightarrow K_\alpha$ | $A_\beta \rightarrow K_\alpha$ |
| | | $K_L \rightarrow K_\alpha$ | + ↓ | + ↓ | + | - ↑ | + ↓ | + ↓ |
| 增强 | $\partial K'/\partial t$ | $T_{K(\beta,L)}$ | $T_{K(\beta,\alpha)}$ | $T_{K(\beta,\beta)}$ | H_β | V_β | $B_{(\alpha,\beta)}$ | $B_{(\beta,\beta)}$ |
| | | + ↓ | + ↑ | + ↑ | - ↓ | - ↑ | + ↑ | + ↓↑ |
| 减弱 | + ↓ | $K_L \rightarrow K_\beta$ | $K_\alpha \rightarrow K_\beta$ | | | | $A_\alpha \rightarrow K_\beta$ | $A_\beta \rightarrow K_\beta$ |
| | | $K_L \rightarrow K_\beta$ | + ↓ | + ↓ | - ↑ | + - ↓ | + ↓ | + ↓ |
| 增强 | $\partial\bar{A}/\partial t$ | $T_{P(L,L)}$ | $T_{P(L,\alpha)}$ | $T_{P(L,\beta)}$ | $B_{(L,L)}$ | $B_{(L,\alpha)}$ | $B_{(L,\beta)}$ | |
| | | - ↓ | + - ↑ | + ↑ | - ↓ | - + ↑ | + | |
| 减弱 | - ↑ | + ↓ | + | + ↓ | $A_L \rightarrow K_L$ | $K_\alpha \rightarrow A_L$ | $K_\beta \rightarrow A_L$ | |
| | | $A_\alpha \rightarrow A_L$ | $A_\beta \rightarrow A_L$ | $A_L \rightarrow K_L$ | $A_L \rightarrow K_\alpha$ | $A_L \rightarrow K_\beta$ | | |
| 增强 | $\partial\tilde{A}/\partial t$ | $T_{P(\alpha,L)}$ | $T_{P(\alpha,\alpha)}$ | $T_{P(\alpha,\beta)}$ | $B_{(\alpha,L)}$ | $B_{(\alpha,\alpha)}$ | $B_{(\alpha,\beta)}$ | |
| | | - ↓ | + ↑ | + ↑ | - ↓ | - ↓ | - ↓ | |
| 减弱 | - ↑ | $A_L \rightarrow A_\alpha$ | | $A_\beta \rightarrow A_\alpha$ | $A_\alpha \rightarrow K_L$ | $A_\alpha \rightarrow K_\alpha$ | $A_\alpha \rightarrow K_\beta$ | |
| | | $A_L \rightarrow A_\alpha$ | + ↓ | + ↓ | - ↑ | - ↑ | - ↑ | |
| 增强 | $\partial A'/\partial t$ | $T_{P(\beta,L)}$ | $T_{P(\beta,\alpha)}$ | $T_{P(\beta,\beta)}$ | $B_{(\beta,L)}$ | $B_{(\beta,\alpha)}$ | $B_{(\beta,\beta)}$ | |
| | | - ↑ | + ↑ | + ↑ | - + | - ↓ | - ↑↓ | |
| 减弱 | - ↑ | $A_L \rightarrow A_\beta$ | $A_\alpha \rightarrow A_\beta$ | | | $K_\alpha \rightarrow A_\beta$ | $A_\beta \rightarrow K_\beta$ | |
| | | $A_L \rightarrow A_\beta$ | + ↓ | + ↓ | - + | - ↑ | - ↑ | |
| | | $A_L \rightarrow A_\beta$ | $A_\alpha \rightarrow A_\beta$ | | | $K_\alpha \rightarrow A_\beta$ | $A_\beta \rightarrow K_\beta$ | |

注：“+/-”表示“正值/负值”；“↑/↓”表示“上升趋势/下降趋势”；“→”表示“转换”。

能量转换。

在暴雨减弱阶段， K_L 、 K_α 和 K_β 变率依然维持正值，但呈现下降趋势，所以降水还在继续，但强度减弱，降水量也随之减少。 K_L 在减弱的过程中，大尺度背景场动能的净输出变多，向 K_β 的输出减小。 A_α 向 K_L 的能量输出也减小。 K_α 和 K_β 在减弱过程中，正压能量转换和斜压能量转换都减弱。位能变率依然维持负值，但绝对值随时间减小，即强度减弱。 A_L 减小主要是由于 $B_{(L,L)}$ 减弱引起。而 A_α 和 A_β 减弱过程中，三个尺度的斜压能量转换都有一定程度的减小。与暴雨增强阶段相比， K_L 和 K_α 之间以 K_α 向 K_L 输出为主， K_α 向 K_β 的能量转换大于 K_β

向 K_α 转换的能量， K_β 向 K_L 输出的能量也有所减小。 A_L 与 K_α 和 K_β 之间的能量路径发生转变。 A_L 、 A_α 和 A_β 变率呈现上升趋势，位能向动能的斜压能量转换都减小。其中，最大的不同是同尺度之间的斜压能量转换减弱，相比其它两个尺度， A_β 向 K_β 的转换程度减小最显著，但总体而言，同尺度之间斜压能量转换依然是动能维持的主要原因。

以上分析判断，位能与动能之间的斜压能量转换是暴雨维持的最主要的原因，斜压能量转换越强，暴雨强度越强；斜压能量转换变弱，暴雨强度减小。从图 7 也可以看出， A_β 向 K_β 的转换在暴雨增强阶段较大，在暴雨减弱阶段较小，进一步从时

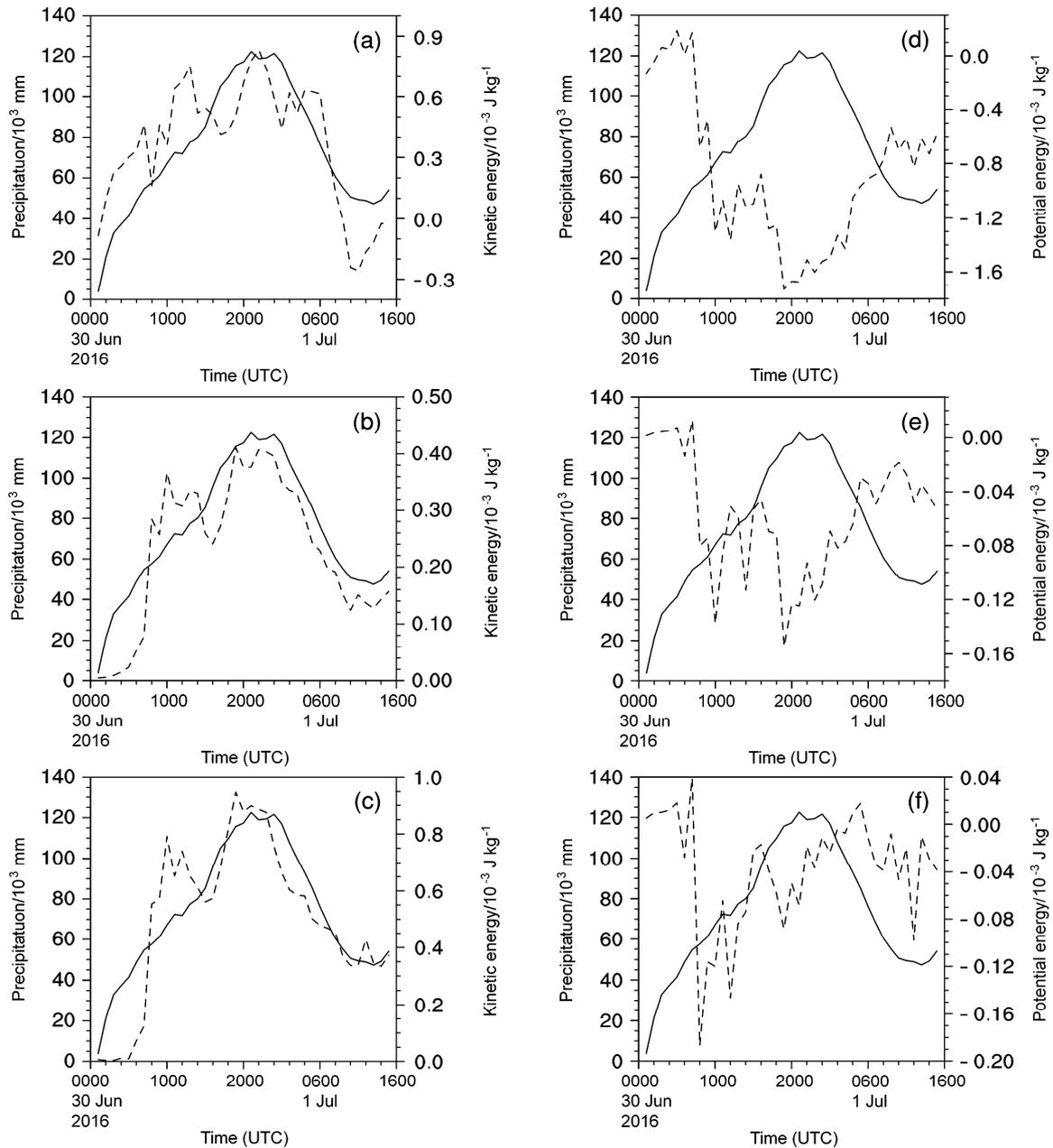


图5 图3虚线区域内动能(左列,虚线)和位能(右列,虚线)以及逐小时总降水量(单位: 10^3 mm; 实线)随时间的变化:(a、d)大尺度;(b、e) α 中尺度;(c、f) β 中小尺度

Fig. 5 Variation of (a-c) kinetic energy (units: 10^{-3} J kg^{-1} ; dashed line), (d-f) potential energy (units: 10^{-3} J kg^{-1} ; dashed line), and hourly total precipitation (units: 10^3 mm; solid line) in the area enclosed by dashed line in Fig.3: (a, d) Large scale; (b, e) meso- α scale; (c, f) meso-micro- β scale

间和空间分布的角度说明了 A_β 与 K_β 之间的斜压能量转换在同尺度斜压能量转换中对暴雨强度的重要性, 这表明 β 中小尺度系统扰动的强度对暴雨强度的影响较大。

3.3.2 对流层高层

就对流层高层 (8.5~10.5 km) 整体而言, 在暴雨增强阶段 (图 8a), K_L 最大的来源是 A_L 和 K_β ,

K_α 和 A_α 对它的贡献较小。 K_α 和 K_β 之间的相互作用量值相当, K_α 的增大主要来源于 A_α 和 K_L 的贡献。 A_β 向 K_β 的转换是 K_β 增大的主要原因, A_α 也为 K_β 的增大做出正贡献, K_β 与 K_L 之间的相互作用以 K_β 输出为主。 A_L 、 A_α 和 A_β 的整体趋势与对流层层的平均状况类似, 位能之间的相互作用量值较小, 它们与动能之间的相互转换也是以同尺度之间的

斜压能量转换为主。与对流层整层情况不同的是， A_β 向 K_β 的能量转换是同尺度斜压能量转换中最弱的，大尺度背景场斜压能量转换较强，说明在高层主要受大尺度系统控制，中小尺度系统较弱。

在暴雨减弱阶段（图 8b），虽然 K_α 、 K_β 、 A_L 和 A_α 都为 K_L 维持正值做出正的贡献，但它们的减小也使得 K_L 变率呈现下降趋势，与增强期不同的是， K_L 和 K_α 之间以 K_α 向 K_L 转换为主。 K_α 和 K_L 之间以

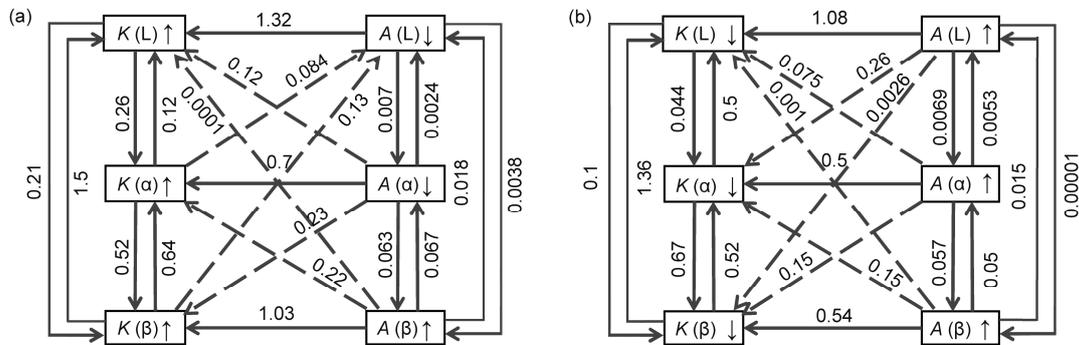


图 6 对流层整层 (2.5~10.5 km 平均) 动能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 和位能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 之间在 (a) 暴雨增强阶段和 (b) 减弱阶段的相互作用 (矢量箭头表示能量在暴雨增强或减弱阶段的转换方向, 短箭头表示动能或位能的增加或减小趋势, 下同)

Fig. 6 Energy interactions between kinetic energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) and potential energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) during (a) the strengthening phase and (b) the weakening phase of rainstorm over the entire troposphere (2.5–10.5 km averaged). The vector arrows indicates the transformation direction of energy during the strengthening or weakening phase of rainstorm, short arrows indicate the increase or decrease tendency of kinetic energy or potential energy, the same below

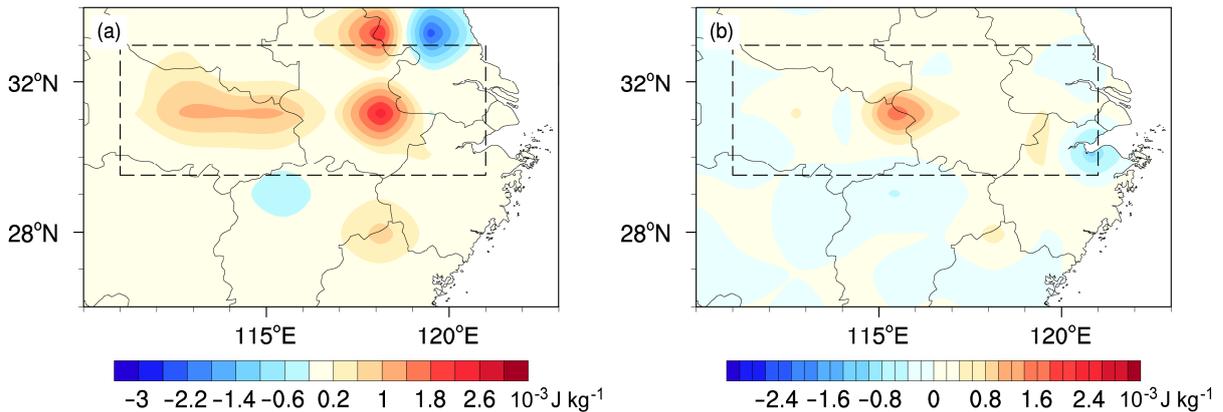


图 7 暴雨 (a) 增强阶段和 (b) 减弱阶段 β 中小尺度位能向动能的平均斜压能量转换 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$)

Fig. 7 Averaged baroclinic energy conversion (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) from potential energy to kinetic energy of meso-micro- β scale during (a) the strengthening phase of rainstorm and (b) the weakening phase of rainstorm

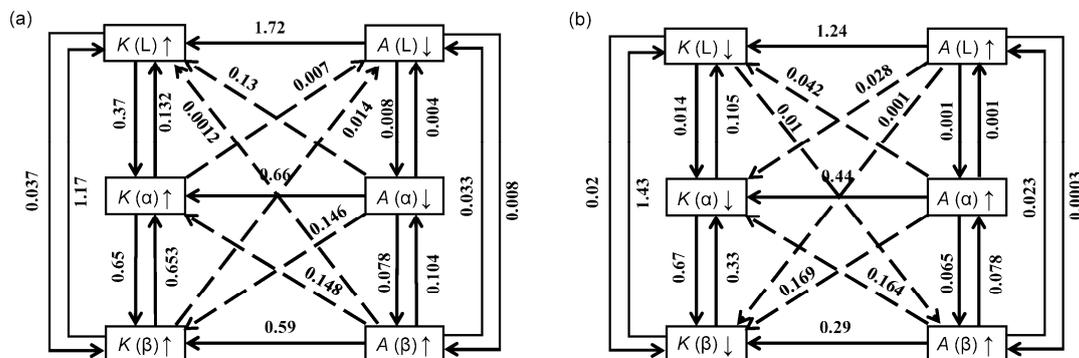


图 8 对流层高层 (8.5~10.5 km 平均) 动能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 和位能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 之间在暴雨 (a) 增强阶段和 (b) 减弱阶段的相互作用

Fig. 8 Energy interactions between kinetic energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) and potential energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) during (a) the strengthening phase and (b) the weakening phase of rainstorm over the upper troposphere (8.5–10.5 km averaged)

K_α 输出为主, K_α 向 K_β 转换的能量大于 K_β 向 K_α 转换的能量, 是 α 中尺度系统动能输送对其作出较大的贡献, 才使得 K_α 维持正值。 K_β 获得的能量小于向 K_L 的转换能量, 但 K_β 依然维持正值主要是因为暴雨区有正的 β 中小尺度系统动能输送。对比暴雨增强阶段, 同尺度之间的斜压能量转换都显著减弱。

3.3.3 对流层中层

对于对流层中层, 在暴雨增强阶段 (图 9a), 三个尺度动能变率依然都维持上升趋势。 K_L 与 K_α 和 K_β 之间的能量转换强度比对流层高层强。相比高层, 大尺度背景场之间的斜压能量转换强度减弱, 但依然最大, α 中尺度斜压能量转换和 β 中尺度斜压能量转换相对增强。在暴雨减弱阶段 (图 9b), K_β 向 K_L 转化的能量显著减少, 三个同尺度之间的斜压能量转换也减弱。以上分析说明, 大尺度背景场位能向动能的转换依然是暴雨维持的最主要的原因之一, 中尺度系统在中层的作用比在高层强。

3.3.4 对流层低层

与对流层高层和中层相比, 在暴雨增强阶段

(图 10a), 大尺度背景场位能向动能的能量转换骤减, β 中小尺度系统之间的斜压能量转换变成最强, 说明在低层 β 中小尺度系统对暴雨的影响最强。在暴雨的减弱阶段 (图 10b), 大尺度背景场斜压能量转换减弱不明显, α 中尺度系统斜压能量转换和 β 中小尺度系统斜压能量转换显著减小, 其中 β 中小尺度系统斜压能量转换减小最明显。充分表明 β 中小尺度系统位能向动能的转换强度对暴雨强度的重要性。

综上所述, 同尺度之间的斜压能量转换较强, 暴雨强度较强; 同尺度之间的斜压能量转换较弱, 暴雨强度就越弱。中高层以大尺度背景场之间的斜压能量转换为主, 低层以中小尺度斜压能量转换为主, 其中 β 中小尺度系统位能向动能的转换最强, β 中小尺度系统扰动对暴雨维持的影响较大。

3.4 影响动能之间、位能之间以及动能与位能之间能量转换的主要因素

以上分析发现, 三个尺度动能之间、位能之间以及动能与位能之间的能量相互作用都是存在的, 从第一部分推导的公式可以看出, 影响动能之间的

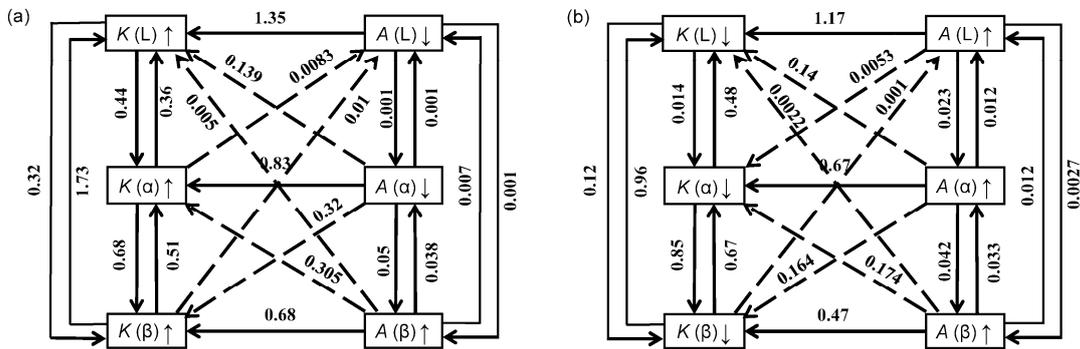


图 9 对流层中层 (5~6.5 km 平均) 动能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 和位能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 之间在暴雨 (a) 增强阶段和 (b) 减弱阶段的相互作用
Fig. 9 Energy interactions between kinetic energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) and potential energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) during (a) the strengthening phase and (b) the weakening phase of rainstorm over the middle troposphere (5-6.5 km averaged)

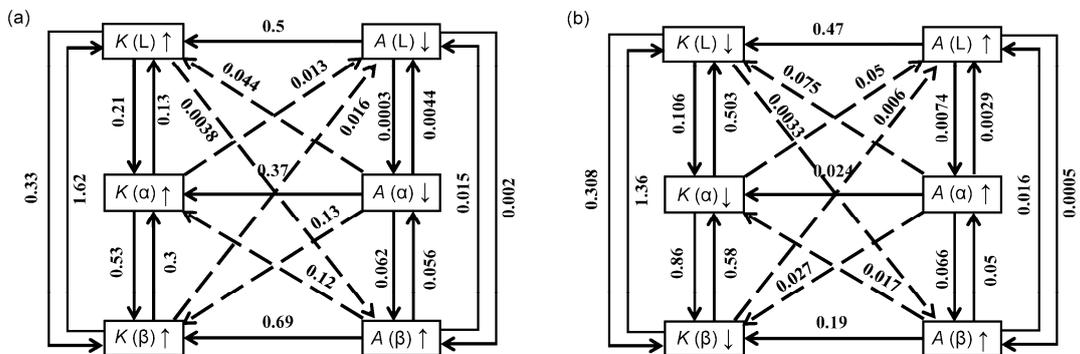


图 10 对流层低层 (2.5~3.5 km 平均) 动能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 和位能 (单位: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) 之间在暴雨 (a) 增强阶段和 (b) 减弱阶段的相互作用
Fig. 10 Energy interactions between kinetic energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) and potential energy (units: $10^{-3} \text{ J kg}^{-1}$) during (a) the strengthening phase and (b) the weakening phase of rainstorm over the middle troposphere (2.5-3.5 km averaged)

能量传递除了风速自身的大小之外，还有风切变的大小；影响位能之间的能量传递包括风速和位温的大小以及位温梯度（图 11 和图 12）。图 11 是大尺

度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统风切变和位温梯度在主要降水区（图 3 虚线区）的分布情况。水平风切变的极大值区与主要降水区基本一致，尤

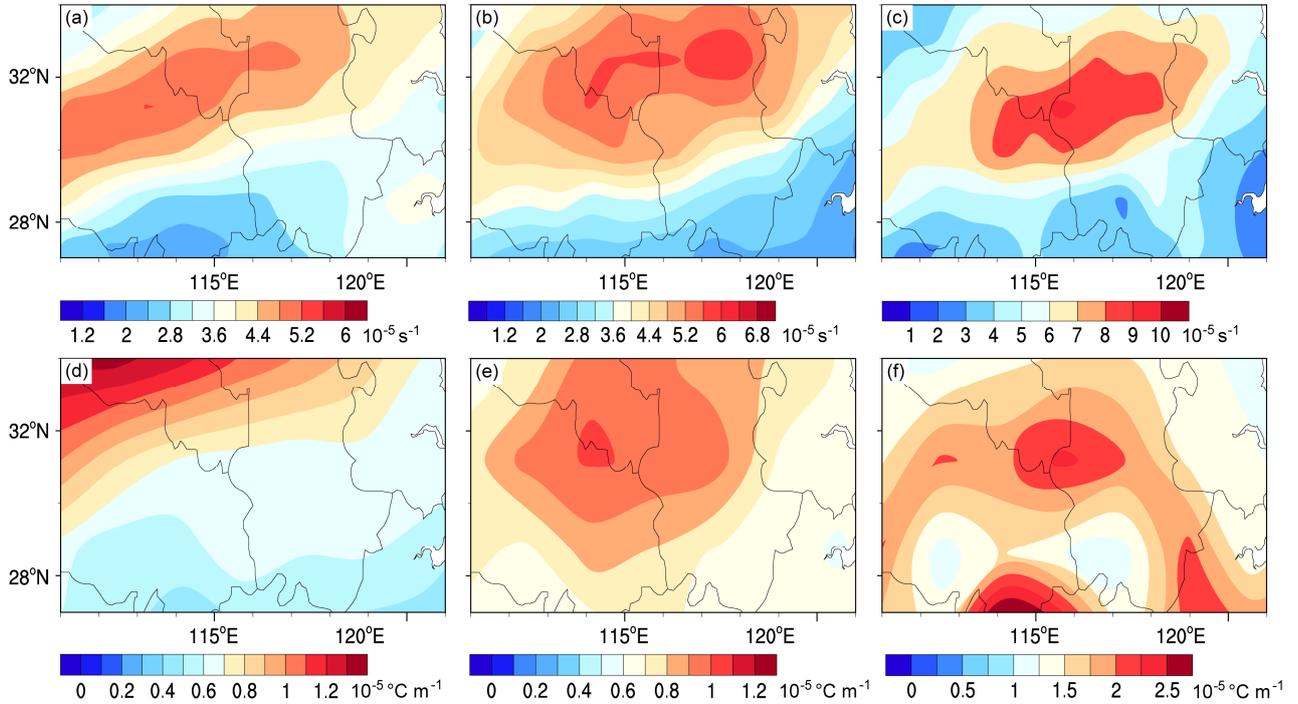


图 11 主要降水区域（图 3 虚线区）内 (a, d) 大尺度、(b, e) α 中尺度和 (c, f) β 中小尺度的风速梯度（第一行；单位： 10^{-5}s^{-1} ）和位温梯度（第二行；单位： 10^{-5}C m^{-1} ）在对流层整层的平均分布

Fig. 11 Wind speed gradient (first row, units: 10^{-5}s^{-1}) and potential temperature gradient (second row, units: 10^{-5}C m^{-1}) of (a, d) large scale, (b, e) meso- α scale, and (c, f) meso-micro- β scale averaged over the entire troposphere in the area enclosed by dashed line in Fig. 3

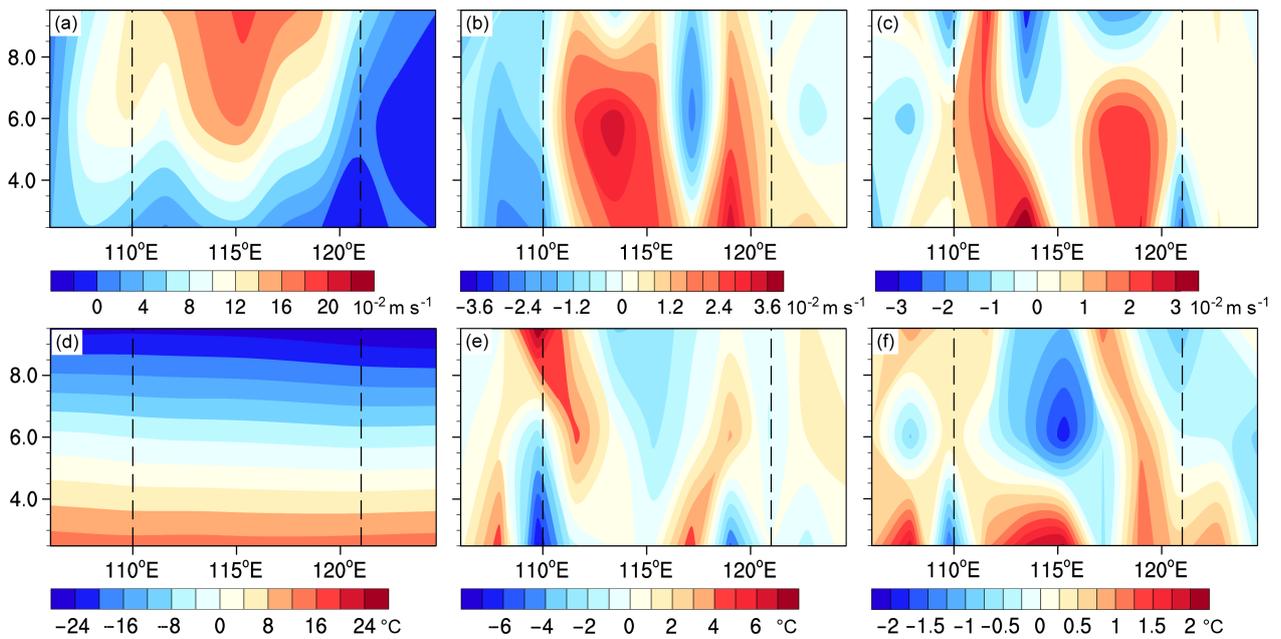


图 12 主要降水区域（图 3 虚线区）内 (a, d) 大尺度、(b, e) α 中尺度和 (c, f) β 中小尺度的垂直速度（第一行；单位： 10^{-2}m s^{-1} ）和温度（第二行；单位： $^{\circ}\text{C}$ ）的纬向—高度剖面（ $29.5^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 平均）

Fig. 12 Height–latitude cross sections (averaged over $29.5^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$) of vertical velocity (first row, units: 10^{-2}m s^{-1}) and temperature (second row, units: $^{\circ}\text{C}$) of (a, d) large scale, (b, e) meso- α scale, and (c, f) meso-micro- β scale over the area enclosed by dashed line in Fig. 3

其是水平风切变极值中心与图 1 中降水量的极值中心比较吻合,且都是东西走向。大尺度背景场位温梯度主要在南北方向分布不均,在风的作用下引起温度平流,南北方向的冷暖空气交汇; α 中尺度和 β 中小尺度系统位温梯度的极大值中心与暴雨的极值中心比较吻合,三个尺度的位能之间通过各个尺度的水平运动发生能量转换。从图 12 可以看出,位能和动能之间的转换主要是靠垂直方向上暖空气上升冷空气下沉来完成,大尺度背景场垂直速度在高层比较大, α 中尺度和 β 中小尺度系统垂直速度在对流层中下层以上升运动为主,低层的温度扰动在中尺度系统垂直气流的作用下完成冷暖空气的对流,即位能将能量转换给动能的过程。这就进一步解释了上文中提到的高层以大尺度背景场斜压能量转换为主,低层以中尺度系统斜压能量转换为主的结论。

4 结论与展望

本文将沈新勇等(2018)推导的三个尺度动能和位能方程应用于一次梅雨锋暴雨过程,一方面是为了验证这六个方程的适用性,另一方面是不拘泥于以往的两个尺度相互作用,研究三种尺度(主要是大尺度背景场、 α 中尺度和 β 中小尺度系统)能量之间的相互作用对暴雨发展和减弱的影响。

(1) 各种尺度能量的极值中心与雨带的走向和极值中心位置以及梅雨锋(假相当位温密集带)比较吻合。在暴雨增强阶段,各尺度动能变率维持正值,且呈现上升趋势;在暴雨减弱阶段,虽然各尺度动能变率维持正值,但变化趋势随暴雨强度的减弱而减少。动能变率的变化趋势与暴雨强度的变化趋势有很好的对应关系,说明第一部分推导的能量方程在此暴雨过程中是适用的。

(2) 在暴雨增强和减弱两个阶段,能量相互转换的共同点:不同尺度动能之间、位能之间以及动能与位能之间的相互作用都是存在的,但动能之间能量相互作用的量级大于位能之间能量相互作用的量级。大尺度背景场和 β 中小尺度系统之间的正压能量转换以 β 中小尺度系统向大尺度背景场输出能量为主; α 中尺度与 β 中小尺度系统之间的正压能量转换量值基本相当。跨尺度之间的斜压能量转换不仅是位能向动能的能量转换,还包括动能将能量转换给位能。但同尺度之间的斜压能量转换总是

单向的,且量值较大,动能的强度主要靠位能向动能的能量转换来维持。

(3) 从暴雨增强到减弱阶段,同尺度之间的斜压能量转换数值减小最明显,充分说明斜压能量转换的多少影响着暴雨的强弱。就对流层整层情况而言,斜压能量转换以同尺度位能向动能的转换为主。其中大尺度背景场斜压能量转换在中高层比较强,在低层较弱;中尺度系统斜压能量转换在低层较强,在高层较弱,尤以 β 中小尺度系统变化最为显著, $A(\beta)$ 向 $K(\beta)$ 转换能量的强弱决定了 $K(\beta)$ 的大小, β 中小尺度系统扰动是影响暴雨强度的关键系统。

(4) 风切变和温度(位温)梯度的大小分别影响各尺度动能和位能之间的能量转换,风切变越大,位温梯度越大,能量转换也越明显。位能与动能之间的能量转换主要与各尺度垂直速度和温度的垂直分布有关,暖空气上升冷空气下沉是各个尺度位能向动能转换的主要过程。大尺度垂直速度在高层比较大,但温度扰动小; α 中尺度和 β 中小尺度系统垂直速度在对流层中下层以上升运动为主,低层的温度扰动在中尺度系统垂直气流的作用下完成冷暖空气的对流,即位能将能量转换给动能的过程,所以影响暴雨的斜压能量转换过程主要发生在对流层中下层。

(5) 由于本文主要研究的是暴雨发展和减弱阶段动能和位能的能量转换过程对暴雨的影响,接下来会进一步对暴雨生成之前的一段时间进行能量诊断分析,探究暴雨发生之前之后的多尺度能量变化。由于本次模拟区域较小,没有找出各个尺度的天气系统,之后会扩大模拟区域,进一步探索能量转换的机制,以期对暴雨天气的预报有一定的指示意义。

参考文献 (References)

- Bosart L F. 1984. The Texas coastal rainstorm of 17–21 September 1979: An example of synoptic mesoscale interaction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (6): 1108–1133, doi:10.1175/1520-0493(1984)112<1108:TTCROS>2.0.CO;2.
- Chen S J, Kuo Y H, Wang W, et al. 1998. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126 (9): 2330–2351, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<2330:AMCSOH>2.0.CO;2.
- 丁一汇. 2014. 陶诗言先生在中国暴雨发生条件和机制研究中的贡献 [J]. *大气科学*, 38 (4): 616–626. Ding Yihui. 2014. Contributions of Prof. Shiyan Tao to the study of formation conditions and mechanisms of heavy rainfall in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (4): 616–626, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13226.

- Fu S M, Sun J H, Ling J, et al. 2016a. Scale interactions in sustaining persistent torrential rainfall events during the Mei-yu season [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121 (21): 12856–12876, doi:10.1002/2016JD025446.
- Fu S M, Wang H J, Sun J H, et al. 2016b. Energy budgets on the interactions between the mean and eddy flows during a persistent heavy rainfall event over the Yangtze River valley in summer 2010 [J]. *J. Meteor. Res.*, 30 (4): 513–527, doi:10.1007/s13351-016-5121-3.
- 胡邦辉, 张维桓, 孙志斌. 1996. 几种滤波器对地面飑线场的中尺度滤波试验 [J]. *气象科学*, 16 (2): 165–172. Hu Banghui, Zhang Weihuan, Sun Zhibin. 1996. The mesoscale squall line experiment based on several-filters [J]. *J. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 16 (2): 165–172.
- Kucharski F, Thorpe A J. 2000. Local energetics of an idealized baroclinic wave using extended exergy [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57 (19): 3272–3284, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<3272:LEOAIB>2.0.CO;2.
- 李琴, 杨帅, 崔晓鹏, 等. 2016. 四川暴雨过程动力因子指示意义与预报意义研究 [J]. *大气科学*, 40 (2): 341–356. Li Qin, Yang Shuai, Cui Xiaopeng, et al. 2016. Diagnosis and forecasting of dynamical parameters for a heavy rainfall event in Sichuan Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40 (2): 341–356, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.14296.
- 廖捷, 谈哲敏. 2005. 一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究: 不同尺度天气系统的影响作用 [J]. *气象学报*, 63 (5): 771–789. Liao Jie, Tan Zhemin. 2005. Numerical simulation of a heavy rainfall event along the Meiyu front: Influences of different scale weather systems [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 771–789, doi:10.11676/qxxb2005.074.
- 隆霄, 程麟生. 2004. “99-6”梅雨锋暴雨低涡切变线的数值模拟和分析 [J]. *大气科学*, 28 (3): 342–356. Long Xiao, Cheng Linsheng. 2004. Numerical simulation and analysis for “99.6” Meiyu front rainstorm and the low vortex with shear line [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (3): 342–356, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.03.03.
- 陆汉城, 成巍, 朱民, 等. 2002. 梅雨锋致洪暴雨的 β 中尺度涡旋机理的分析 [J]. *解放军理工大学学报(自然科学版)*, 3 (4): 70–76. Lu Hancheng, Cheng Wei, Zhu Min, et al. 2002. Mechanism study of meso- β scale vortex system of heavy rain in Meiyu front [J]. *Journal of PLA University of Science and Technology*, 3 (4): 70–76, doi:10.3969/j.issn.1009-3443.2002.04.018.
- 毛文书, 彭骏, 周强, 等. 2008. 基于 Barnes 滤波原理的降水场客观分析及尺度分离 [J]. *成都信息工程学院学报*, 23 (6): 668–672. Mao Wenshu, Peng Jun, Zhou Qiang, et al. 2008. Objective analysis and scale separation of precipitation field based on Barnes wave filtration theory of meteorological stations [J]. *Journal of Chengdu University of Information Technology*, 23 (6): 668–672, doi:10.3969/j.issn.1671-1742.2008.06.016.
- Murakami S. 2011. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68 (4): 760–768, doi:10.1175/2010JAS3664.1.
- 沈新勇, 姜晓岑, 柳笛, 等. 2017. 利用 WRF-Chem 模式模拟分析人为气溶胶对台风 Fitow (1323) 强度及降水的影响 [J]. *大气科学*, 41 (5): 960–974. Shen Xinyong, Jiang Xiaocen, Liu Di, et al. 2017. Simulations of anthropogenic aerosols effects on the intensity and precipitation of typhoon Fitow (1323) using WRF-Chem model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41 (5): 960–974, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16216.
- 沈新勇, 沙莎, 李小凡. 2018. 一次梅雨锋暴雨过程中多尺度能量相互作用的研究 I. 理论分析 [J]. *大气科学*, 42 (5): 1109–1118. Shen Xinyong, Sha Sha, Li Xiaofan, et al. 2018. The study of multi-scale energy interactions during a Meiyu front rainstorm. Part I: Theoretical analysis [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42 (5): 1109–1118, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17195.
- 陶诗言. 1977. 有关暴雨分析预报的一些问题 [J]. *大气科学*, 1 (1): 64–72. Tao Shiyuan. 1977. Some aspects on the analysis and forecast of the heavy rainfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 1(1): 64–72, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1977.01.10.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社. Tao Shiyuan. 1980. *Heavy Rain in China (in Chinese) [M]*. Beijing: Science Press.
- 汪亚萍, 崔晓鹏, 冉令坤, 等. 2015. 动力因子对 2006 “碧利斯” 台风暴雨的诊断分析 [J]. *大气科学*, 39 (4): 747–756. Wang Yaping, Cui Xiaopeng, Ran Lingkun, et al. 2015. Diagnosis of dynamical parameters in torrential rain associated with typhoon “Bilis” in 2006 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (4): 747–756, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14184.
- 夏大庆, 郑良杰, 董双林, 等. 1983. 气象场的几种中尺度分离算子及其比较 [J]. *大气科学*, 7 (3): 303–311. Xia Daqing, Zheng Liangjie, Dong Shuanglin, et al. 1983. Some operators for separating meso-scale meteorological fields and their comparisons [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 7 (3): 303–311, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1983.03.08.
- 徐元泰, 丁一汇. 1988. 气象场的客观分析和中尺度滤波 [J]. *大气科学*, 12 (3): 274–282. Xu Yuantai, Ding Yihui. 1988. Objective analysis of meteorological fields and meso-scale filtering [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 12 (3): 274–282, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.03.07.
- 尹洁, 郑婧, 张琰, 等. 2011. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟 [J]. *气象*, 37 (7): 827–837. Yin Jie, Zhen Jing, Zhang Ying, et al. 2011. Analysis and numerical simulation of a heavy rainfall event along the Mei-yu front. [J]. *Meteorological Monthly*, 37 (7): 827–837. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2011.07.007.
- 于杰, 张继权, 张铭. 2014. EOF 分析用于 β 中尺度暴雨系统的探索 [J]. *大气科学*, 38 (4): 795–803. Yu Jie, Zhang Jiquan, Zhang Ming. 2014. Study on meso- β scale torrential rain with EOF [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (4): 795–803, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13257.
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件 [J]. *科学通报*, 47 (6): 467–473. Zhang Shunli, Tao Shiyuan, Zhang Qingyun, et al. 2002. Multiscale conditions of flood rainstorm along the Yangtze River [J]. *Chinese Science Bulletin*, 47 (6): 467–473, doi:10.3321/j.issn.0023-074X.2002.06.017.
- 赵玉春, 王叶红, 崔春光. 2011. 一次典型梅雨锋暴雨过程的多尺度结构特征 [J]. *大气科学学报*, 34 (1): 14–27. Zhao Yuchun, Wang Yehong, Cui Chunguang. 2011. Multi-scale structure features of a typical Mei-yu frontal rainstorm process [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 34 (1): 14–27, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.

- 2011.01.003.
- 周海光, 王玉彬. 2005. 2003年6月30日梅雨锋大暴雨 β 和 γ 中尺度结构的双多普勒雷达反演 [J]. 气象学报, 63 (3): 301–312. Zhou Haiguang, Wang Yubin. 2005. Structure of meso- β and- γ -scale on Meiyu in Huaihe River basin on 30 June, 2003 by dual-Doppler radar [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 63 (3): 301–312, doi:10.11676/qxxb2005.030.
- 周玉淑. 2009. 广义湿位涡在江淮流域暴雨分析和预报中的应用 [J]. 大气科学, 33 (5): 1101–1110. Zhou Yushu. 2009. Application of generalized moist potential vorticity to analysis and forecast of the torrential rain over the Changjiang-Huaihe River Basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1101–1110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.05.19.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 1981. 天气学原理和方法 [M]. 气象出版社. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen. 1981. Synoptic Principles and Methods (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 2001. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究 [J]. 南京气象学院学报, 24 (3): 308–314. Zhu Qiangen, Zhou Weican, Zhang Haixia. 2001. Mechanism of the formation of torrential rain by coupled high/low level jets over the middle reaches of the Yangtze River [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 24 (3): 308–314, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2001.03.002.