

李昀英, 叶成志, 钟中. 2010. 陆面参数化方案对两例不同类型暴雨可预报性的影响 [J]. 大气科学, 34 (2): 407–417. Li Yunying, Ye Chengzhi, Zhong Zhong. 2010. Impacts of land-surface process parameterization on model predictability of two kinds of heavy rainfall events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 407–417.

陆面参数化方案对两例不同类型暴雨 可预报性的影响

李昀英^{1, 3} 叶成志² 钟中¹

1 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

2 湖南省气象台, 长沙 410007

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘 要 以 2003 年 7 月 3~4 日淮河流域平流型暴雨和 2003 年 8 月 2~3 日江西蒸发型暴雨两个为例, 采用模式试验方法, 研究了陆面参数化方案对两种不同类型暴雨的模式可预报性的影响。关闭陆气通量的试验表明, 陆气通量对淮河流域暴雨的贡献很小, 模式预报结果之间的差异较小, 平流型暴雨具有较高的模式可预报性; 而陆气通量对热对流暴雨的贡献很大, 其误差对暴雨的分布和强度影响也较大, 蒸发型暴雨的模式可预报性相对较低。不同陆面过程参数化方案的比较试验表明, 陆气通量误差引起的能量误差仅在特定区域发展。当陆气通量误差超过一定的临界值, 能量误差将在降水区和风速大值区(急流区)迅速发展, 能量误差和不稳定能量同源且同时增长。从陆气通量影响天气过程的角度来讲, 模式预报启动时间选择在夜间, 能量误差发展相对缓慢, 可以延长预报时效。

关键词 陆面参数化 暴雨 可预报性

文章编号 1006-9895(2010)02-0407-11

中图分类号 P456

文献标识码 A

Impacts of Land-Surface Process Parameterization on Model Predictability of Two Kinds of Heavy Rainfall Events

LI Yunying^{1, 3}, YE Chengzhi², and ZHONG Zhong¹

1 *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*

2 *Hunan Meteorological Office, Changsha 410007*

3 *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract Through numerical model sensitivity experiments, the impacts of land-surface process parameterization on the model predictability of two heavy rainfall events are studied. The experiments of closing land-air fluxes in the model show that for advective precipitation, such as the severe flood near the Huaihe River basin during 3–4 July 2003, the land-air fluxes contribute little and the model forecast represents small dispersion or relatively high predictability. For evaporative rainfall, such as the shower during 2–3 August 2003, the land-air fluxes contribute much and the model forecast represents large dispersion or relatively low predictability. The experiments of repla-

收稿日期 2008-12-19, 2009-06-24 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418304, 国家自然科学基金资助项目 40875055, 财政部/科技部公益类行业专项 GY-HY200706010、GYHY200706005、GYHY200706012 和中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题资助

作者简介 李昀英, 女, 1970 年出生, 副教授, 博士, 研究方向: 天气和气候的数值模拟。E-mail: liyunying2005@163.com

cing different land processes in the model show that the error growth exhibits selectivity, which only grows rapidly and quickly in the precipitation area and large wind speed (or jet) areas. The errors and instability energy should come from the same origin, and they increase simultaneously. That means model predictability and uncertainty are interlaced. In addition, if the model starts to run at night other than in the daytime, the errors should develop slowly and the predictability time could be prolonged.

Key words land-surface process parameterization, heavy rainfall, predictability

1 引言

大气是一个混沌系统。混沌系统的特性表现在它既是确定的, 又是随机的, 有时很小的误差可能随时间非线性增长并演变为很大的误差, 甚至导致预报完全失败, 大气可预报性的概念因此而提出 (Thompson, 1957; Lorenz, 1963)。暴雨是我国的主要灾害性天气之一, 也是大气内部剧烈的调整过程, 其可预报性长期受到关注 (周秀骥, 2005)。尤其是近年来全球变暖背景下, 极端暴雨事件频发, 气象学者对暴雨的内在可预报性、模式可预报性及二者之间关系的研究越来越深入 (Errico et al., 2002; 丁瑞强和李建平, 2007)。目前, 气象学者主要从初值和物理过程两方面研究暴雨的模式可预报性 (陈静等, 2003; Zhang et al., 2006; 关吉平和张立凤, 2006)。鉴于物理过程的复杂性和某些物理过程仅在某种类型、某个时段的暴雨中起重要作用, 因此与资料同化的研究进展相比, 模式物理过程影响暴雨可预报性的研究相对滞后 (周秀骥, 2005)。在物理过程中, 积云对流参数化、云微物理过程等与降水关系密切的过程更受重视 (Tan et al., 2004; 胡轶佳等, 2008; 杨学胜等, 2009), 陆面过程的关注程度则相对较低。但研究表明 (孙菽芬, 2002), 性质复杂、分布不均匀的下垫面所构成的陆地表面与大气之间进行的各种时空尺度的相互作用和动量、能量及物质交换, 即陆面过程, 在某些局部地区、某个时段内对大气环流起着关键作用。我国幅员辽阔, 下垫面的巨大差异在某种程度上也加剧了降水的强局地特征, 增加了暴雨预报的难度, 从陆面过程的角度研究暴雨可预报性具有现实意义。

陆面过程对气候的影响和陆面模式精细化发展的研究工作相对较多 (布和朝鲁和纪立人, 2002; 包庆等, 2006; 赵海英等, 2006; 黄安宁和张耀存, 2007; 林朝晖等, 2008; 李跃清等, 2009), 但对短

期降水的影响程度如何, 目前尚无定论。陆面与大气之间的动量、能量和物质交换通过陆气通量反映出来, 在大气动力学方程中可被描述为一些与下垫面有关的源、汇项, 如: 决定风速变化的摩擦力项, 决定大气温湿变化的感热项和潜热项等。这些源汇项的计算误差对预报暴雨发生的时间、位置和强度是否有很大影响, 可能与降水形成的水汽条件有关。以水汽来源为划分依据, 暴雨可分为平流型、蒸发型和混合型。平流型, 即水汽主要来源于外部源地, 季风降水、台风降水等多属于平流型; 蒸发型指水汽主要来源于局地蒸发, 西南涡降水、热对流降水等多属于蒸发型; 混合型则二者兼而有之, 比如梅雨锋降水等。在陆面过程参数化方案存在不确定性的情况下, 大气能量误差是否发展, 如何发展, 是否会直接影响暴雨预报, 都值得深入研究。本文利用 AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model) 中尺度暴雨数值预报模式 (宇如聪和徐幼平, 2004), 采用数值试验方法, 以 2003 年 7 月 3 日淮河流域暴雨和 2003 年 8 月 2 日江西地区暴雨为例, 研究陆面过程参数化方案对不同类型暴雨的模式可预报性的影响程度及影响方式。

2 资料、模式及试验方案简介

诊断分析所用的观测资料包括 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NCEP (National Center for Environmental Prediction) 再分析资料和中国基本气象站的观测降水资料, 分析时站点降水资料插值到了 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 网格点。地表通量和能量误差分析主要采用模式输出资料。

文中采用的数值模式为 AREM。AREM 经过多年的发展和改进, 对中国复杂地形区域的暴雨具有较强的模拟和预报能力。模式运行区域为 ($15^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$), 水平分辨率 $37 \times 37 \text{ km}$, 垂直分 32 层, 模式顶为 10 hPa。物理过程中, 积云对流参数化采用改进的 Betts 调整方案 (Betts, 1986), 网格尺度降水采用显式云雨方案 (Xu et

al., 1998), 边界层采用非局地方案 (Holtslag and Boville, 1993), 辐射采用 UKMO 方案 (Edwards and Slingo, 1996; Sun and Rikus, 1999; Li et al., 2005)。AREM 模式提供三种陆面方案可选, 其中 BATS 方案由 Dickinson et al. (1993) 发展, 是一个生物圈-大气传输模式, 较细致地考虑了植被在天气相互作用中的重要性, 对植被的拦截、气孔阻力、冠层阻力等过程进行了全面的参数化处理。该模式在陆气相互作用研究中得到了广泛应用。CLM 方案 (Dai and Zeng, 1998) 详细刻画了植被、积雪、土壤中的各种物理过程, 并且强调了水的多相态传输, 全面考虑了系统中几乎所有可能影响水热传输的过程, 也是目前颇具特色、应用比较广泛的陆面模式之一。BIAM 方案最初由 Zeng et al. (2002) 发展, 采用多层结廓线法计算通量, 只计算地表要素值, 虽不如其它两种方案精细, 但计算简单省时。

个例试验中, 淮河流域暴雨个例以 2003 年 7

表 1 试验方案设计
Table 1 Experiments design

试验名称	暴雨个例	试验方法
EXP_no_1	淮河流域暴雨	关闭模式积分区域感热和潜热通量
EXP_bats_1	淮河流域暴雨	参照试验, 陆面过程采用 BATS 方案
EXP_clm_1	淮河流域暴雨	陆面过程采用 CLM 方案
EXP_biam_1	淮河流域暴雨	陆面过程采用 BIAM 方案
EXP_no_2	热对流暴雨	关闭模式积分区域感热和潜热通量
EXP_bats_2	热对流暴雨	参照试验, 陆面过程采用 BATS 方案
EXP_clm_2	热对流暴雨	陆面过程采用 CLM 方案
EXP_biam_2	热对流暴雨	陆面过程采用 BIAM 方案

月 2 日 20 时 (北京时, 下同) 为模式积分初始时刻, 热对流暴雨个例以 2003 年 8 月 1 日 20 时为初始时刻。模拟初值和模式时变边界均采用 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 客观分析场, 每 6 小时更替一次侧边界值, 连续积分 36 小时, 逐时输出模拟变量场。

两个个例中, 参照试验都采用 BATS 陆面模式与大气模式耦合。为检查陆气通量对暴雨的贡献, 设计了关闭地表向大气输送的感热和潜热通量的敏感性试验; 为检查陆气通量计算的不确定性对暴雨可预报性的影响程度及影响方式, 设计了更换不同陆面过程方案的敏感性试验, 试验方案说明见表 1。

3 陆气通量对两类暴雨的贡献

3.1 降水个例简介

2003 年淮河流域梅雨期有 3 次强降水过程, 其中 7 月 3~5 日发生在河南、安徽、江苏等地区的强降水是主要致洪暴雨过程之一。该次降水主要由梅雨锋上的中尺度对流系统和低涡引发 (矫梅燕等, 2006; 孙建华等, 2006)。降水区位于高空槽前和副热带高压西北侧、西南低空急流北侧的淮河流域, 水汽沿低空急流输送路径清晰, 持续性特征明显。图 1a 为 NCEP 资料 500 hPa 位势高度和利用观测资料计算的 850 hPa 水汽通量, 7 月 3 日 08 时至 4 日 08 时累计 24 小时基本气象站观测降水量如图 2a 所示。鉴于 AREM 模式水平分辨率约为 37×37 km, 与国家基本气象站观测降水资料分辨率较为一致, 因此图 2a 未考虑加密的自动观测站降水。

午后的热对流阵雨天气在我国较为常见。2003 年 8 月 2~3 日, 江西等地产生降水, 部分站点从

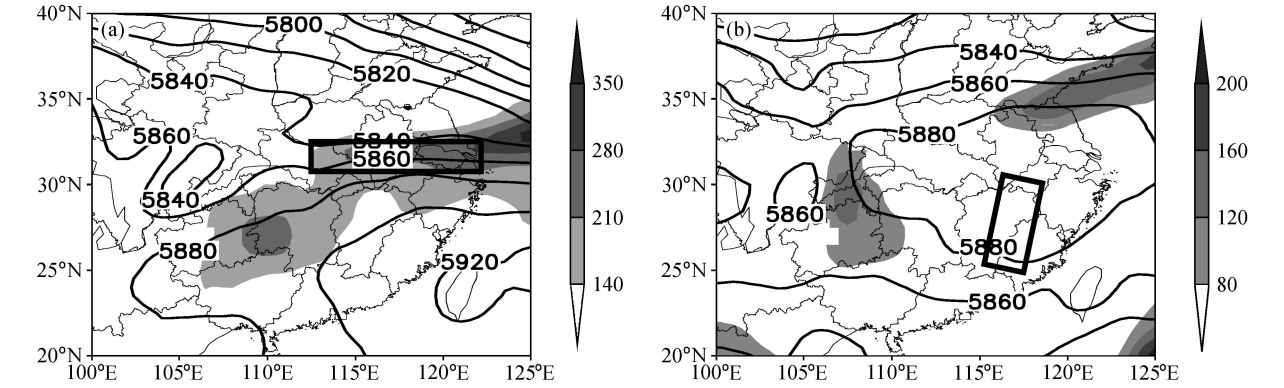


图 1 2003 年 850 hPa 水汽通量 (阴影, 单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 500 hPa 位势高度 (等值线, 单位: gpm): (a) 7 月 3 日 08 时; (b) 8 月 2 日 08 时。方框: 主要降水区
Fig. 1 Water vapor flux at 850 hPa (shaded, units: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and geopotential height (solid line, gpm) at 500 hPa; (a) 0800 LST 3 Jul 2003; (b) 0800 LST 2 Aug 2003. The rectangle indicates the main precipitation region

中午 11 时开始降雨, 24 时各站点降水全部结束, 大部分站点降水峰值发生在下午 16 时左右, 平均持续时间 2~5 h, 个别站点 1 小时降水强度达 28.5 mm, 达到了短时暴雨标准, 因此也可把此次降水过程称为一次局地性暴雨过程。降水云团平均水平尺度 30~40 km, 垂直尺度超过 10 km, 最高达 17.5 km, 属于典型的热对流降水过程(傅云飞等, 2005)。降水发生在副热带高压中心控制地区, 水汽通量的辐合不明显(如图 1b 所示)。8 月 2 日 08 时至 3 日 08 时累计 24 小时地面基本气象站观测降水量如图 2b 所示, 因为降水分布零散, 因此用站点点绘图形而不是等值线来表示降水分布。

3.2 陆气通量的贡献

以上两个暴雨个例的水汽来源有明显差异(图 1a 和图 1b)。淮河流域暴雨的水汽主要来源于低空急流输送, 属于较典型的平流型降水类型; 热对流

降水的水汽主要来源于地表蒸发(李昀英等, 2008), 属于较典型的蒸发型降水类型。地表潜热通量的大小也可从另一方面证明其水汽来源。图 3 是 AR-EM 模式输出的两个个例降水中心区域平均潜热和感热通量随时间的变化。淮河流域降水区潜热通量较小, 白天平均不足 100 W/m², 但热对流降水区潜热通量较大, 白天平均约 400 W/m², 感热也有类似特征。图 3 表明, 淮河流域暴雨过程中, 地表向大气输送的感热和潜热通量很小, 冷暖空气交汇和源源不断的西南水汽输送维持了淮河流域的持续性暴雨。据此分析, 陆面过程应该对淮河暴雨的贡献较小。图 4a 和 4b 分别是淮河暴雨参照试验(EXP_bats_1)和关闭陆气感热和潜热通量试验(EXP_no_1)的模拟降水量。参照试验结果表明, AREM 模式对淮河流域暴雨的分布和强度有较好的刻画。关闭地表输送给大气的潜热和感热通量后,

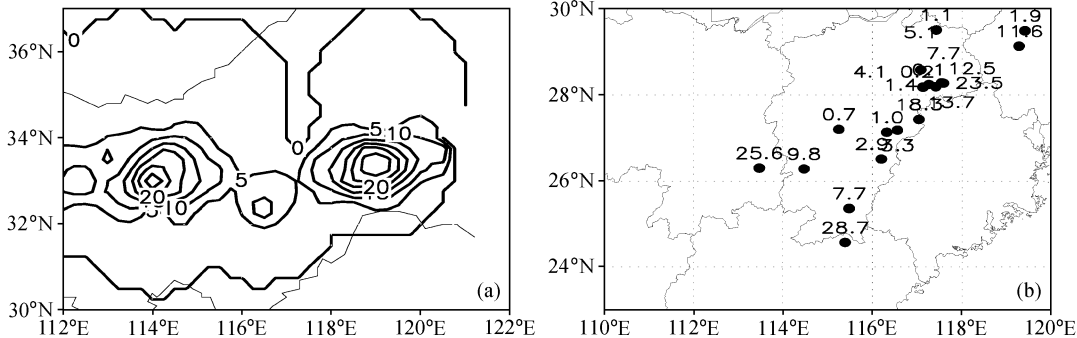


图 2 2003 年 24 h 累计观测降水量(单位: mm): (a) 7 月 3 日 08 时~4 日 08 时; (b) 8 月 2 日 08 时~3 日 08 时
Fig. 2 The 24-h accumulated observed precipitation (mm) for (a) 0800 LST 3 Jul to 0800 LST 4 Jul 2003 and (b) 0800 LST 2 Aug to 0800 LST 3 Aug 2003

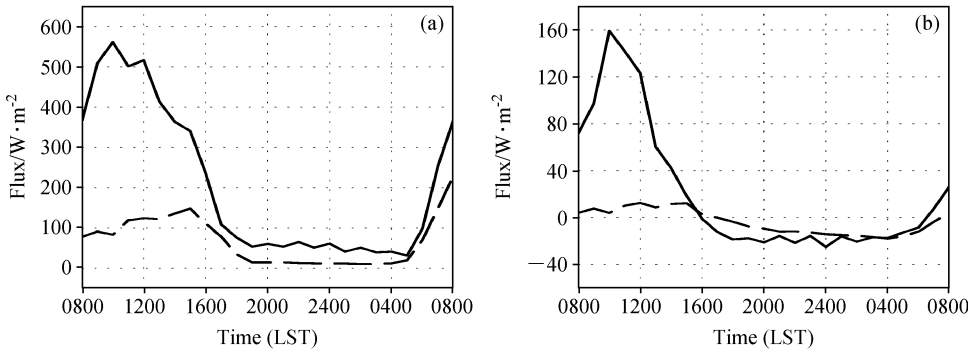


图 3 热对流暴雨个例降水区(26°N~28°N, 116°E~118°E)(实线)和淮河暴雨个例降水区(32°N~33°N, 110°E~120°E)(虚线)平均
(a) 潜热通量和 (b) 感热通量随时间的演变
Fig. 3 Time evolutions of (a) latent heat flux and (b) sensible heat flux averaged over the main precipitation areas (26°N~28°N, 116°E~118°E) (solid) in the thermal convective precipitation event and (32°N~33°N, 110°E~120°E) (dashed) in the Huaihe River precipitation event

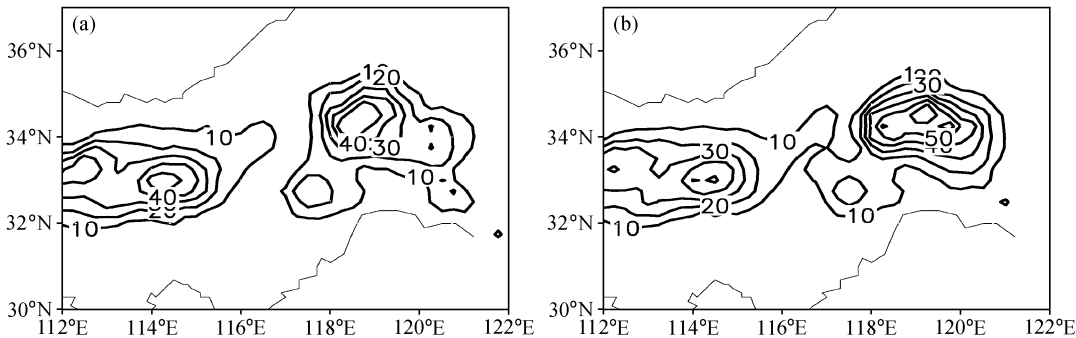


图 4 模拟的 2003 年 7 月 3 日 08 时~4 日 08 时总降水量 (单位: mm): (a) EXP_bats_1 试验; (b) EXP_no_1 试验

Fig. 4 The simulated total rainfall (mm) from 0800 LST 3 Jul to 0800 LST 4 Jul 2003 in expts (a) EXP_bats_1 and (b) EXP_no_1

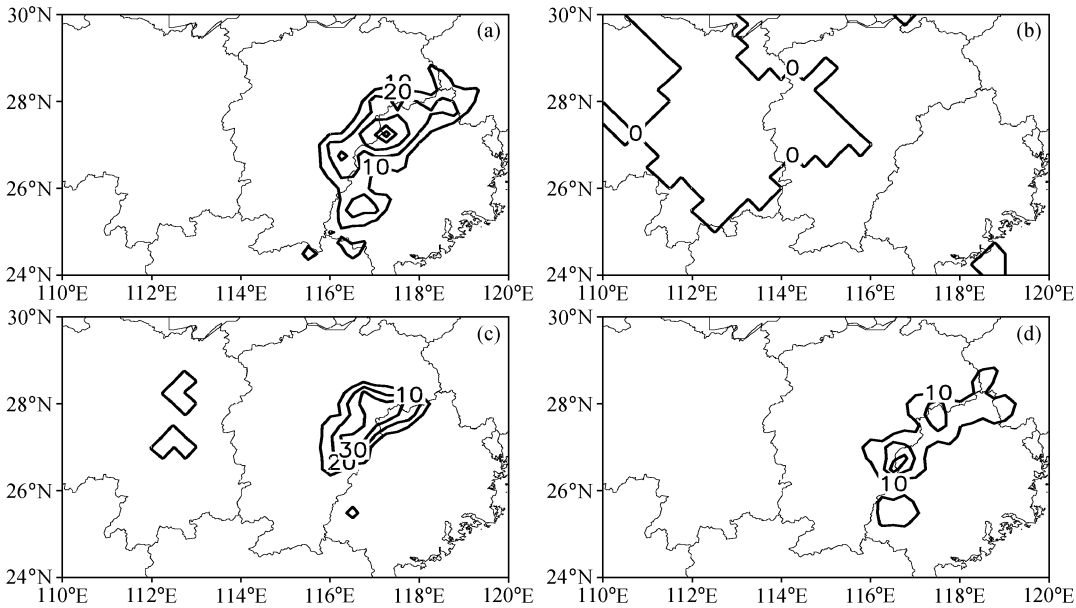


图 5 模拟的 2003 年 8 月 2 日 08 时~3 日 08 时总降水量 (单位: mm): (a) EXP_bats_2 试验; (b) EXP_no_2 试验; (c) EXP_biam_2 试验; (d) EXP_clm_2 试验

Fig. 5 The simulated total rainfall (mm) from 0800 LST 2 Aug to 0800 LST 3 Aug 2003 in expts: (a) EXP_bats_2; (b) EXP_no_2; (c) EXP_biam_2; (d) EXP_clm_2

24 小时累计模拟降水的中心位置和强度与参照试验没有显著差异。该试验验证了对平流型降水而言, 陆气通量并不特别重要, 在持续性降水过程中陆面湿度和温度与大气低层差别不大的情况下尤其如此。

热对流降水试验的结果则完全不同。热对流降水发生在副高控制区, 高空以下沉气流为主, 降水前天气晴朗, 地表升温很快, 地表强烈的感热和潜热输送累积并触发了热对流 (李昀英等, 2008)。图 5a、b 分别是热对流暴雨两个例参照试验 (EXP_bats_2) 和关闭陆气感热和潜热通量试验 (EXP_no_2) 的模拟降水量。图 5a 表明, AREM 模拟的暴

雨区位置比观测偏东, 中心降水强度也比地面观测偏大 1 倍左右, 但模式对暴雨的分布和强度仍然有一定的刻画能力, 强降水发生的时间也能得到较好的反映 (图略)。当关闭模式中地表输送给大气的感热和潜热通量后, 降水几乎完全消失 (图 5b), 这说明降水是否发生、降水强度及位置与地表输送给大气的陆气通量密切相关。强烈的感热和潜热输送, 增强了局地大气的不稳定度, 触发了对流的发生发展。但因为水汽供应不足, 降水维持时间较短, 表现为阵雨天气。李昀英等 (2008) 的研究表明, 这次降水过程中地表蒸发和大气辐合聚集的水汽量数值接近, 说明陆气通量在蒸发型降水中起着

举足轻重的作用。

两个个例的试验结果表明, 陆气通量对平流型降水贡献较小, 但对蒸发型降水贡献很大。模拟中如果关闭地表输送给大气的感热和潜热通量, 对预报平流型降水的分布和强度影响不大, 却导致蒸发型降水不可预报。陆气通量的计算误差可能对持续性、大面积暴雨的数值预报影响不大, 对准确预报局地突发性暴雨却可能是至关重要的。

4 陆面参数化方案对暴雨可预报性的影响

AREM 模式提供的三种陆面过程方案中, 地形高度是一致的, 但地表植被类型的设置不完全相同, 陆气通量的计算方法也有一定差异。因此, 每一积分时步, 三种方案计算出的陆气通量都有差别。本文分别采用三种陆面过程方案与大气模式耦合(试验说明见表 1), 对比分析模式输出的陆气通量差异的分布和大小随时间的演变。如果把每两种方案之间模拟的陆气通量差和能量差看作是误差(本文所指的误差, 已由传统意义上的预测值和真实值之差, 延伸为不同状态之间的差异), 则定义地表陆气通量(主要考虑感热通量和潜热通量)误差为:

$$F = \frac{1}{2} \sum_{i,j} (\delta s_{i,j}^2 + \delta l_{i,j}^2), \quad (1)$$

定义各垂直层能量误差 (Zhang et al., 2006) 为:

$$D_k = \frac{1}{2} \sum_{i,j} \left(\delta u_{i,j}^2 + \delta v_{i,j}^2 + \frac{c_p}{270} \delta t_{i,j}^2 \right)_k, \quad (2)$$

其中, s 代表感热通量, l 代表潜热通量, δ 代表两种方案模拟的变量差, u 、 v 、 t 代表纬向风、经向风和温度, c_p 为定压比热, 取值为 $1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, i 、 j 为水平格点序号, k 代表垂直层, \sum 为求和符号。

4.1 可预报性分析

在淮河暴雨个例中, 陆气通量的值较小, 三种陆面方案计算出的陆气通量差异 F 也很小, 模拟降水量的分布及强度比较相似, 与实况都较为接近(图略)。该试验说明, 采用三种不同陆面过程方案的预报结论差异较小, 即不同陆气通量误差在 36 小时内造成的降水不确定性较小, 平流型暴雨具有较高的模式可预报性。甚至在关闭陆气通量的情况下 (EXP_no_1), 对暴雨区和暴雨强度的模拟也没

有产生较大影响。在热对流暴雨个例中, 三种陆面过程方案模拟降水量有较大差异(图 5a、c、d), BATS 方案(图 5a)模拟效果最好, 说明不同陆气通量计算方案造成的暴雨预报结果的差异比淮河流域暴雨的大, 预报不确定性相对较大, 蒸发型降水的模式可预报性相对较低。当关闭陆气通量时, 甚至造成大气向非降水的状态发展, 最终导致暴雨预报失败。

4.2 能量误差演变分析

由热对流暴雨个例模式积分区域不同陆面方案之间 F 和 D 随时间的演变(图 6)可以发现, F 在白天有很大变化, 夜间变化很小, D 具有相似特征。 F 具有显著的日变化, 白天 11~14 时达到峰值, 随后减弱; D 虽然在白天也强烈发展, 但呈单调增长特征, 到夜间稳定在比前一个晚上更高的数值上。图 6 表明 F 和 D 有一定的对应关系, 当 F 很小时, 它所造成的 D 不会随时间快速增长, 即陆气通量的计算需要极高的精度, 当通量模拟误差非常小时, 形势场的预报误差也很小。但 F 一旦超过一定的临界值, 其造成的 D 误差将迅速增长, 如 08 时至 18 时 D 的演变所示(图 6b)。陆面模式目前正朝着精细化方向发展, 如果通量计算误差在临界值以下, 则预报误差也会很小, 模式对暴雨的预报能力较强。这个临界值究竟是多少, 还需要通过更深入的试验研究确定。但可以认为在陆气通量的计算存在较大误差的情况下, F 导致的 D 将非线性发展, 从而降低了模式的可预报性。对比图 6a 和 6b 还可发现, BATS 和 CLM 方案之间的 F 最大, 但 D 并不是最大, 说明通量计算误差的发展与能量误差的增长并非完全成正比。

进一步检查 D 的水平分布特征, 发现随积分时间延长, 其大值区逐步向大气不稳定区转移, 即向对流区、风速大值区或急流区转移。图 7a~c 是 2003 年 8 月 2 日 08 时、18 时和 3 日 08 时 500 hPa 风矢量和 D 的分布。可以看出在模式积分前 12 小时内, D 的发展不明显, 仅有局部地区 D 的值超过 $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (图 7a)。但在降水时间段, D 发展迅速, D 大值区出现在降水区和风速大值区(图 7b)。降水结束后, D 在降水区逐渐减小, 但在风速大值区继续增大(图 7c), 高、低空急流区 D 增大更显著(图略)。可能由于 F 导致的 D 增长具有选择性, 它只在可提供增长能量的区域发展, 在低层主要在

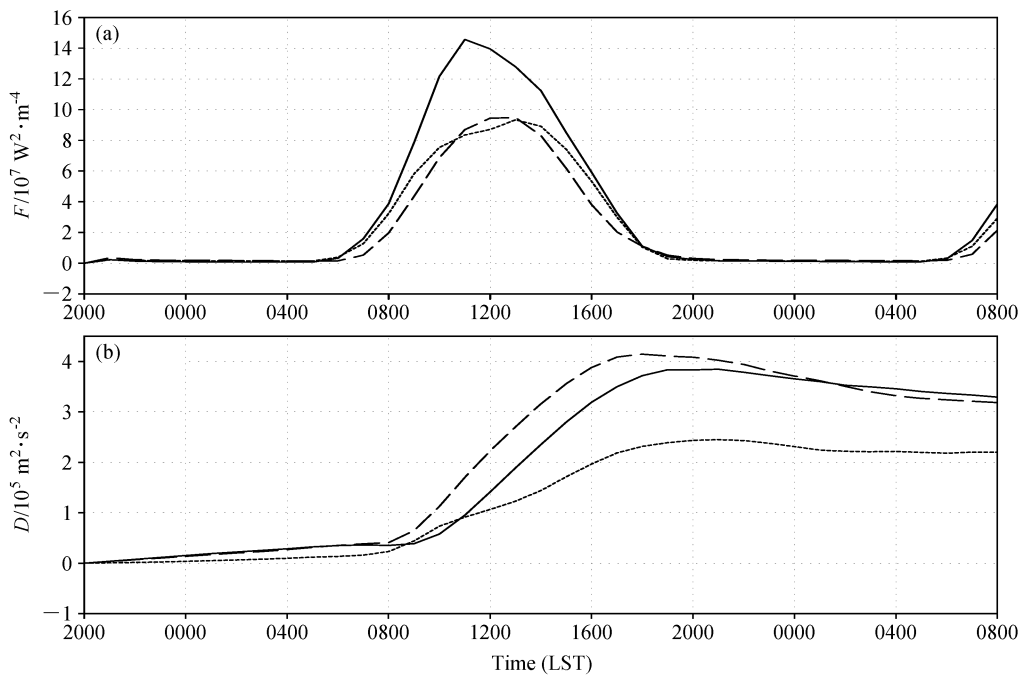


图 6 热对流暴雨两个例模式运行区域 (a) 陆气通量误差 F 和 (b) 垂直层累积能量误差 D 随时间的演变。实线: EXP_bats_2 和 EXP_clm_2 的差异; 虚线: EXP_bats_2 和 EXP_biam_2 的差异; 点线: EXP_biam_2 和 EXP_clm_2 的差异

Fig. 6 Time evolutions of (a) the error of land-air flux (F) and (b) the error of accumulated energy in the vertical (D) in the thermal convective precipitation event. Solid line; diff between EXP_bats_2 and EXP_clm_2, dashed line; diff between EXP_bats_2 and EXP_biam_2, dotted line; diff between EXP_biam_2 and EXP_clm_2

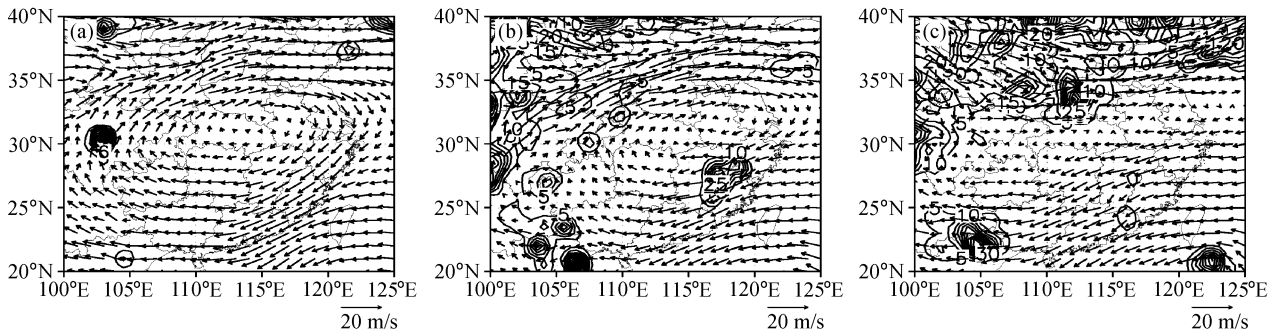


图 7 2003 年 8 月 EXP_bats_2 试验 500 hPa 风场 (矢量, 单位: m/s) 和 EXP_bats_2 和 EXP_clm_2 试验能量误差 (等值线, 单位: m^2/s^2) 的分布: (a) 2 日 08 时; (b) 2 日 18 时; (c) 3 日 08 时

Fig. 7 The wind vectors (m/s) in expt EXP_bats_2 and D (m^2/s^2 , solid line) between EXP_bats_2 and EXP_clm_2 at 500 hPa; (a) 0800 LST 2 Aug 2003; (b) 1800 LST 2 Aug 2003; (c) 0800 LST 3 Aug 2003

降水时段的降水区内发展,因而可能与湿对流不稳定能量发展同源 (Zhang et al., 2003),在高层则主要在急流区发展,可能与动力不稳定能量发展同源 (Carbone et al., 2002),中层则二者兼而有之。对比分析各高度层降水区 D 随时间的演变,可见高层 D 的发展比低层明显滞后 (图 8a)。 D 的发展和 F 有关,而 F 主要取决于模式对陆气通量的计算,因此, D 可能通过一定的机制从低层向高层传播。图

8a 还表明,虽然低层和高层的 D 迅速开始增长的时间不一致,但大小却具有同量级。针对淮河暴雨两个例做相同的计算发现, D 虽同样具有从低层向高层的传播特征,暴雨区低层 D 的值却比高层大一个量级以上 (图 8b)。分析原因可知,热对流个例中,对流垂直发展旺盛,从低层一直延伸到 12 km 左右;而淮河暴雨两个例中,虽然对流也非常活跃,但强中心出现在 6 km 以下,到 300 hPa 高度对流已

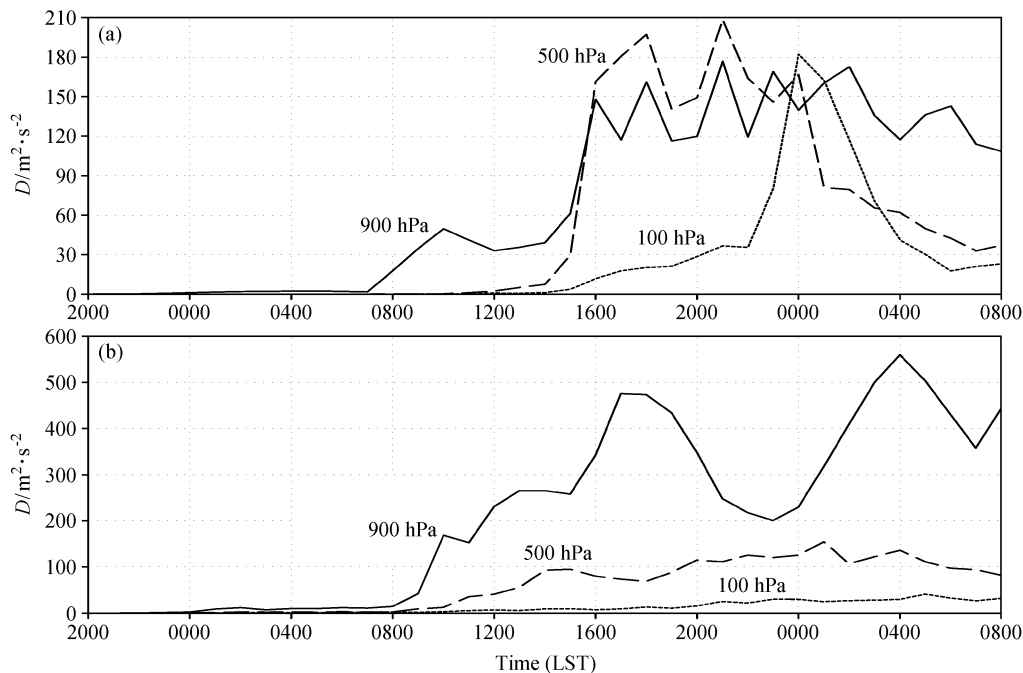


图 8 (a) EXP_bats_2 和 EXP_clm_2 试验热对流暴雨区 ($26^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$) 和 (b) EXP_bats_1 和 EXP_clm_1 试验淮河暴雨区 ($32^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 各高度层平均能量误差 (单位: m^2/s^2) 随时间的演变

Fig. 8 Time evolutions of D (m^2/s^2) at the three levels averaged over (a) region ($26^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$) between EXP_bats_2 and EXP_clm_2 and (b) region ($32^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) between EXP_bats_1 and EXP_clm_1

减弱(孙建华等, 2006)。因此, 可认为不稳定区(无论是干不稳定还是湿不稳定区)为 D 能量的发展提供了合适的条件, 其驱动源应该与不稳定能量发展同源。

以上分析表明, 陆气通量误差造成的能量误差和大气不稳定能量的发展相伴成长。如果模式能准确地预报暴雨区, 必然能反映误差增长, 误差的增长显然又会降低模式的可预报性。虽然预报误差起源于陆面过程参数化误差, 但根本原因在于大气的混沌本质。不同陆气通量误差各自的非线性增长引起预报结果之间较大的偏离。

5 结论与讨论

本文利用 AREM 暴雨数值预报模式, 采用数值试验方法, 研究了陆气通量对不同类型暴雨的贡献, 揭示了陆面过程对两类暴雨可预报性的影响程度及影响方式。结果表明, 对平流型暴雨而言, 陆气通量的贡献相对较小, 陆气通量误差引起的预报不确定性也较小, 平流型暴雨具有较高的模式可预报性。因此, 陆面模式的集合预报对于平流型暴雨预报未必能体现很大的优越性, 这可能是某些情况

下暴雨集合预报效果不明显的原因之一, 因为不同物理过程方案预报结果的差异很小。对蒸发型暴雨而言, 陆气通量对暴雨的贡献很大, 预报结果对陆气通量的误差具有较强的敏感性。陆气通量误差一旦超过临界值, 模式可预报性会迅速降低。针对该类暴雨, 集合预报的优势也许能得到很好体现。

从能量误差的演变来看, 陆气通量误差引起的大气能量误差只在不稳定区增长, 误差与不稳定能量相伴成长, 模式不确定性伴随模式可预报性的发生而发生, 它们同源于大气的混沌本质。可以推测该结论具有普遍性, 不仅是陆面过程, 其它物理过程应该也存在类似问题。但与其它物理过程相比, 陆气通量具有更显著的日变化, 夜间陆气通量的值相对很小, 陆气通量误差造成的能量误差的增长率也很小。对比图 6 和图 9 可发现, 如果模式从 08 时开始积分, 白天陆气通量值较大, 误差相应也大, 能量误差可迅速发展; 如果从 20 时开始积分, 能量误差 12 小时后才迅速增长, 显然模式初值选择在夜间有可能延长预报时效。

暴雨可预报性具有模式依赖性。本文使用 AREM 模式研究了陆面过程处理的不确定性对不

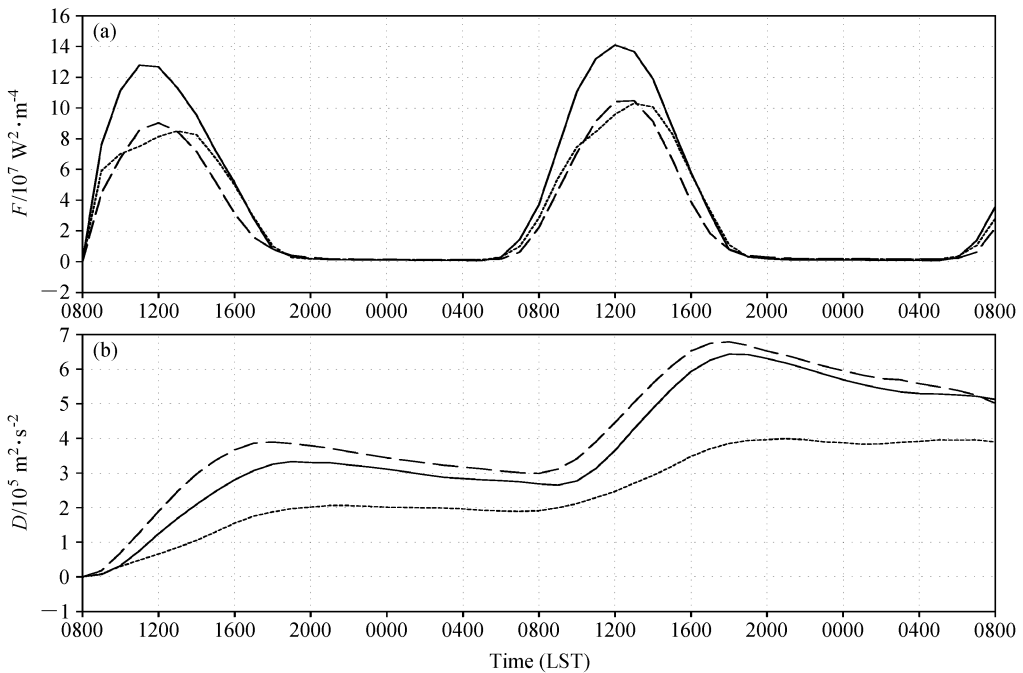


图 9 热对流暴雨两个例模式运行区域 (a) 陆气通量误差和 (b) 能量误差 随时间的演变。实线：EXP_bats_2 和 EXP_clm_2 的差异；虚线：EXP_bats_2 和 EXP_biam_2 的差异；点线：EXP_biam_2 和 EXP_clm_2 的差异

Fig. 9 Time evolution (a) F and (b) D averaged over the model domain in the thermal convective precipitation event. Solid line: diff between EXP_bats_2 and EXP_clm_2, dashed line: diff between EXP_bats_2 and EXP_biam_2, dotted line: diff between EXP_biam_2 and EXP_clm_2

同类型暴雨的模式可预报性的影响。针对淮河流域暴雨个例，采用 MM5 模式也发现不同陆面过程参数化方案之间预报的降水分布差异不大，但 MM5 模式对热对流降水区的模拟与观测差异较大，这也从另一个侧面反映了蒸发型降水的模式可预报性相对较低。

目前认为初值误差和模式误差是影响大气可预报性的主要因子，那么，随着观测资料精度的不断提高和数值模式的不断完善，暴雨的可预报性是否能无限延长？答案是否定的。研究表明，大气中的许多过程都是随机的，比如地表对大气过程的强迫作用不是固定不变的，其界面交换通量改变了界面两侧介质状态，而改变了的介质状态又影响界面通量，形成一个非线性相互反馈的时空变化过程（周秀骥，2005）。这些随机过程是很难在模式中描述的，因此，大气具有一定的不可预报性，天气预报是有时限的。虽然暴雨预报存在一定的内在不确定性，但认识自然，尽最大可能减小预报偏差是我们的不懈追求。从本文的试验结果可以推测，对陆气通量很敏感的暴雨天气过程，物理过程的集合预报

也许是提高模式可预报性的有效手段之一，因此，本文后续的工作将围绕陆面过程参数化方案的集合预报展开。

参考文献 (References)

包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. 2006. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. 大气科学, 30 (6): 1077 – 1090. Bao Qing, Liu Yimin, Zhou Tianjun, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1077 – 1090.

Betts A K. 1986. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis [J]. Quart J. Roy. Meteor. Soc., 112: 677 – 691.

布和朝鲁, 纪立人. 2002. 夏季我国干旱、半干旱区陆面过程能量平衡及其局地大气环流 [J]. 气候与环境研究, 7 (1): 61 – 73. Bueh Cholaw, Ji Liren. 2002. Energy balance of land surface process in the arid and semi-arid regions of China and its relation to the regional atmospheric circulation in summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (1): 61 – 73.

Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al. 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes [J]. J. Atmos. Sci., 59: 2033 – 2056.

- 陈静, 薛纪善, 颜宏. 2003. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究 [J]. 气象学报, 61 (2): 508–523. Chen Jing, Xue Jishan, Yan Hong. 2003. The impact of physics parameterization schemes on mesoscale heavy rainfall simulation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (2): 508–523.
- Dai Y J, Zeng Q C. 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formation and validation in off-line experiments [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (4): 433–460.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [R]. NCAR Tech Note NCAR/TN-387+STR
- 丁瑞强, 李建平. 2007. 误差非线性的增长理论及可预报性研究 [J]. 大气科学, 31 (4): 571–576. Ding Ruiqiang, Li Jianping. 2007. Nonlinear error dynamics and predictability study [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 571–576.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 689–719.
- Errico R M, Langland R, Baumhefner D P. 2002. The workshop in atmospheric predictability [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83: 1341–1344.
- 傅云飞, 冯静夷, 朱红芳, 等. 2005. 西太平洋副热带高压下热对流降水结构特征的个例分析 [J]. 气象学报, 63 (5): 750–761. Fu Yunfei, Feng Jingyi, Zhu Hongfang, et al. 2005. Structures of a thermal convective precipitation system happened in controlling of the western subtropical Pacific high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 750–761.
- 关吉平, 张立凤. 2006. 基于增长模繁殖法的集合预报试验 [J]. 气象科学, 2006, 6 (3): 272–278. Guan Jiping, Zhang Lifeng. 2006. Ensemble forecasting experiments based on the BGM method [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 26 (3): 272–278.
- 胡铁佳, 钟中, 闵锦忠. 2008. 两种积云对流参数化方案对 1998 年区域气候季节变化模拟的影响研究 [J]. 大气科学, 32 (1): 90–100. Hu Yijia, Zhong Zhong, Min Jinzhong. 2008. Impacts of cumulus parameterization scheme on the seasonal variation simulation of regional climate in 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 90–100.
- 黄安宁, 张耀存. 2007. Bats1e 陆面模式对 $p-\sigma$ 九层区域气候模式性能的影响 [J]. 大气科学, 31 (1): 155–166. Huang Anning, Zhang Yaocun. 2007. Impacts of the BATS1e land surface model on the performance of the $p-\sigma$ regional climate model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 155–166.
- Holtzlag A A M, Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model [J]. J. Climate, 6: 1825–1842.
- 矫梅燕, 毕宝贵, 鲍媛媛, 等. 2006. 2003 年 7 月 3~4 日淮河流域大暴雨结构和维持机制分析 [J]. 大气科学, 30 (3): 75–490. Jiao Meiyun, Bi Baogui, Bao Yuanyuan, et al. 2006. Thermal and dynamical structure of heavy rainstorm in the Huaihe River basin during 3–4 July 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 75–490.
- 李跃清, 刘辉志, 冯健武, 等. 2009. 高山草甸下垫面夏季近地层能量输送及微气象特征 [J]. 大气科学, 33 (5): 1003–1014. Li Yueqing, Liu Huizhi, Feng Jianwu, et al. 2009. Characteristics of energy transfer and micrometeorology in the surface layer of the atmosphere in summer over the alpine meadow of the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1003–1014.
- 李响英, 宇如聪, 傅云飞, 等. 2008. 一次热对流降水成因的分析和模拟 [J]. 气象学报, 66 (2): 190–202. Li Yunying, Yu Rucong, Fu Yunfei, et al. 2008. A case study on triggering of thermal convective precipitation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (2): 190–202.
- Li Y Y, Yu R C, Xu Y P, et al. 2005. AREM simulations of cloud features over eastern China in February 2001 [J]. Adv. Atmos. Sci., 22: 260–270.
- Lorenz E N. 1963. The predictability of hydrodynamic flow [J]. Trans. New York Acad. Sci., 25B: 409–432.
- 孙建华, 周海光, 赵思雄. 2006. 2003 年 7 月 4~5 日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析 [J]. 大气科学, 30 (6): 1103–1118. Sun Jianhua, Zhou Haiguang, Zhao Sixiong. 2006. An observational study of mesoscale convective systems producing severe heavy rainfall in the Huaihe River basin during 3–4 July 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1103–1118.
- 孙淑芬. 2002. 陆面过程研究的进展 [J]. 新疆气象, 25 (6): 1–6. Sun Shufen. 2002. Advance in land surface process study [J]. Xinjiang Meteorology (in Chinese), 25 (6): 1–6.
- Sun Z, Rikus L. 1999. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere [J]. J. Geophys. Res., 104 (D6): 6291–6303.
- Tan Z, Zhang F, Rotunno R, et al. 2004. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection [J]. J. Atmos. Sci., 61: 1794–1804.
- Thompson P D. 1957. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns [J]. Tellus, 9: 275–295.
- 林朝晖, 刘辉志, 谢正辉, 等. 2008. 陆面水文过程研究进展 [J]. 大气科学, 32 (4): 935–949. Lin Zhaohui, Liu Huizhi, Xie Zhenghui, et al. 2008. Recent progress in the land-surface and hydrological process studies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 935–949.
- Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. 1998. The water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments. Part II: The operational forecasting experiments [J]. Adv. Atmos. Sci., 15: 321–336.

- 杨学胜, 沈元芳, 徐国强. 2009. 辐射方案对 GRAPES 全球模式的影响. 大气科学, 33 (3): 593 - 599. Yang Xuesheng, Shen Yuanfang, Xu Guoqiang. 2009. The impacts of radiation schemes on the GRAPES global model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 593 - 599.
- 宇如聪, 徐幼平. 2004. AREM 及其对 2003 年汛期降水的模拟 [J]. 气象学报, 62 (6): 715 - 723. Yu Rucong, Xu Youping. 2004. AREM and its simulations on the daily rainfall in summer in 2003 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (6): 715 - 723.
- 周秀骥. 2005. 大气随机动力学与可预报性 [J]. 气象学报, 63 (5): 806 - 811. Zhou Xiuj. 2005. Atmospheric stochastic dynamics and predictability [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 806 - 811.
- Zeng X B, Shaikh M, Dai Y J, et al. 2002. Coupling of the common land model to the NCAR community climate model [J]. J. Climate, 15: 1832 - 1854.
- Zhang F, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event [J]. Wea. Forecasting, 21: 149 - 166.
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability [J]. J. Atmos. Sci., 60: 1173 - 1185.
- 赵海英, 郭振海, 张宏, 等. 2006. 农牧交错带陆面过程的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 11 (4): 535 - 545. Zhao Haiying, Guo Zhenhai, Zhang Hong, et al. 2006. Numerical simulation research of land surface process in the region between cropland and pasture [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (4): 535 - 545.