

区域气候模式对中国东部季风雨带 演变的模拟

符淙斌 魏和林 陈 明

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

苏炳凯 赵 鸣 郑维忠

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 本文给出了应用区域气候模式对中国东部夏季雨带演变过程模拟的主要结果。模拟试验分别对正常季风年(1979)和湿季风年(1991)(均由观测场驱动)以及连续3年(全球大气环流模式驱动)的夏季降水场进行, 并同观测场进行了比较。结果表明, 模式基本上能抓住夏季雨带的主要位置和它的演变特征, 与实况相比明显优于全球模式的结果。但模拟的雨带具体位置并不总是与观测值十分吻合, 有些旬(或候)差别比较大, 模拟的降水量与观测值的相关系数最大仅0.40左右。以上结果表明, 为正确模拟东亚季风雨带的演变还需要对决定区域气候的主要物理过程在参数化方面作进一步的改进。

关键词 区域气候模式 季风雨带 中国东部

1 引言

季风雨带的季节性移动是中国东部主要气候特征之一, 它决定了降水区域分布的基本格局。我国东部旱涝灾害的发生, 多半与雨带季节性跳跃的时间和它在一个地区停留的长短有直接的关系。因此, 季风雨带季节性移动规律的分析 and 预测一直是中国气候研究的一个重要课题。为了研究气候变化对一个地区的水资源、农业以及自然生态系统的影响, 更需要正确地预测降水量时空变化的区域特征。但是, 现在大部分的全球大气环流模式(GCM)对季风降水特别是雨带季节演变的模拟能力还比较低^[1,2]。其主要原因是, 由于计算机资源的限制, 大多数GCM的空间分辨率比较低(数百公里), 不可能描写降水变化区域分布的详细特征。同时, 模式本身还不能正确地刻划对降水有重要意义的中尺度强迫过程, 如中尺度地形、植被分布和地表的不均匀性等。因此, 1995年的IPCC报告指出, 为了正确地评估气候变化的可能影响, 气候研究的一个重要长期目标是正确地预测区域气候的变化。但是, 迄今为止, “全球大气海洋耦合模式对区域气候的模拟能力仍然低于对半球和大陆尺度的模拟, 对区域气候的模拟可信度仍然很低, 尤其对水文要素的模拟(包括降水)”^[3]。

为了克服GCM在模拟区域气候方面存在的困难, 除了采用对GCM的模拟结果进行尺度转换(downscaling)和经验统计分析等方法外, 发展高分辨的区域气候模式(RCM)是比较有效的途径之一^[4,5]。大约1989年开始, 在中尺度大气模式的基础上,

改进对气候有重要影响的辐射过程和地表过程的描写, 在大尺度大气环境场(观测的或全球模式的输出)的驱动下(作为初始场和不断更换的侧边界), 对模式在选择的区域内进行长期积分的工作不断得到发展, 主要应用于美国、澳大利亚和欧洲等地区^[6~9]。

区域气候模式的研究工作在亚洲和中国开始于 90 年代初。为了研究区域尺度气候和生态系统之间的相互作用, 在“八五”国家攀登计划(1991~1996 年)的支持下, 中国科学院大气物理所和南京大学大气科学系合作, 最早以 NCAR/PU 的中尺度大气模式(简称 MM4)^[10]为基础, 考虑到东亚季风气候和生态系统的特点和有限的计算机资源条件, 选择了适合东亚地区的对流参数化方案和边界层方案, 改进了模式的垂直分层和陆面过程方案, 对模式进行了长期积分性能的检验, 并分别应用实况台站资料、全球分析资料和 GCM 输出场为初始场和侧边界来驱动, 进行了一系列数值模拟研究, 并正在改进模式中植被-大气相互作用过程和气溶胶-辐射过程的处理等工作, 以逐步建立一个适用于东亚地区的区域气候系统模式(RCSM-TEA)。关于东亚地区季风雨带演变的模拟, 是这项研究中的一个主要内容。本文首先简要介绍了模式的基本情况, 模拟的设计和资料状况, 然后分别给出正常季风年(1979), 湿季风年(1991)和气候平均状况等季风雨带的模拟结果以及它们与观测结果的比较。最后, 对模式在东亚季风雨带模拟方面的能力进行了评估。

2 区域气候模式简介

该模式大气部分的动力框架是由宾州大学和美国国家大气研究中心(NCAR)发展的中尺度模式的第四版本(MM4)^[10], 这是一个静力、可压缩初始方程模式, 采用 σ 坐标, $\sigma = (P - P_t) / (P_s - P_t)$ 。这里 P 是任一高度上的气压值, P_s 是地面气压, P_t 是模式顶部的气压。由于东亚地区的复杂地形, 为了克服陡峭地形区使用 σ 坐标造成的气压梯度力计算误差大的缺陷, 采用了 Corby 等^[11]的气压梯度计算公式。为了节省计算时间, 采用了 Madala^[12]提出的显式分解式时间积分方案(split-explicit time integration scheme)。这个方案在使用 2 倍以上的时间步长的情况下, 不影响计算精度。这样每个积分日的运算可以节省大约 2 倍的计算时间。模式的物理过程采用如下主要方案。

2.1 辐射传输

采用 CCM2 的辐射软件包^[13]。简单地说来, 这个方案分别计算晴空和有云时太阳辐射和红外辐射以及大气加热率和地面通量; 在太阳辐射的参数化中采用了 δ -埃丁顿近似法来计算 O_3 , H_2O , CO_2 和 O_2 的影响。这个方法计算的辐射通量和加热率比 CCM1 的辐射方案更加接近逐线和窄带计算的结果。

2.2 积云对流参数化

采用了修改的郭晓岚方案^[10]。经试验, 该方案应用于东亚季风区明显优于 Grell 方案^[14]。郭氏方案对次网格对流降水的计算处理是: 当大气柱中水汽辐合超过给定的值, 垂直探空为对流不稳定时, 就开始出现降水; 在总的水汽辐合量中可以变为降水的那部分依赖于气柱的相对湿度, 剩余的部分在气柱内按垂直方向的干燥度进行再分配; 凝结潜热在云底和云顶之间的再分布遵循一个给定的垂直加热廓线, 以保证在云层上部有最大的加热率。

2.3 陆面物理过程

采用最新版本的 BATS 1E^[15], 用来描写植被-土壤-大气之间的动量、能量和水汽的交换, 它包括植被层、表面土壤层(10 cm 厚)和深土壤层或根层(1~2 m 厚)。在有雪的地方即为积雪层。在土壤湿度的计算中, 加进了深度为 3 m 的第三个土壤层。土壤表层和根层的湿度采用 Deardorff^[16]的强迫恢复(force restore)方法计算; 在有植被时, 通过一个能量平衡方程(包括感热、辐射和潜热通量)来计算冠层的气温和冠层叶子的温度。土壤水文变量是用地表土壤层和根区土壤层的含水量预报方式来计算。地表的感热、水汽和动量通量是利用近地层相似理论的标准粘滞系数来计算的。在运行中, 每一个模式格点的下垫面类型和土壤状况及相应的一系列特征参数需要事先给定。

2.4 行星边界层方案

为了使用 BATS, 需要显式的边界层方案。本模式采用了 Holtslag 的高分辨边界层模式^[17,18]。这个方案可以用来计算行星边界层(PBL)深度内所有模式层上的湍流输送, 克服了其他方案局限于局地输送的缺点。

3 试验设计

试验区取中国东部(25~50°N, 105~130°E), 格距为 60 km。模式垂直分层间隔为非均匀方案。为了更好地考虑地面不均匀的影响, 大气底部分得细一点, 且与 Holtslag 修改的高分辨边界层方案连接。考虑到计算机条件的限制, 采用了 10 层非均匀垂直分层, $\sigma=0.00, 0.15, 0.30, 0.45, 0.60, 0.75, 0.85, 0.93, 0.97, 0.99, 1.00$; 下垫面类型由 Olson 全球主要生态系统数据库转换得到^[19]。模式的积分步长为 200 s, 侧边界每 12 小时更换一次。用张弛法^[20]对不同试验分别采用实测资料的客观分析场或 GCM 输出场, 并将它们分别插值到区域模式的相应层次和网格。

图 1 给出了模拟试验区的范围、地形和地表覆盖类型的分布。

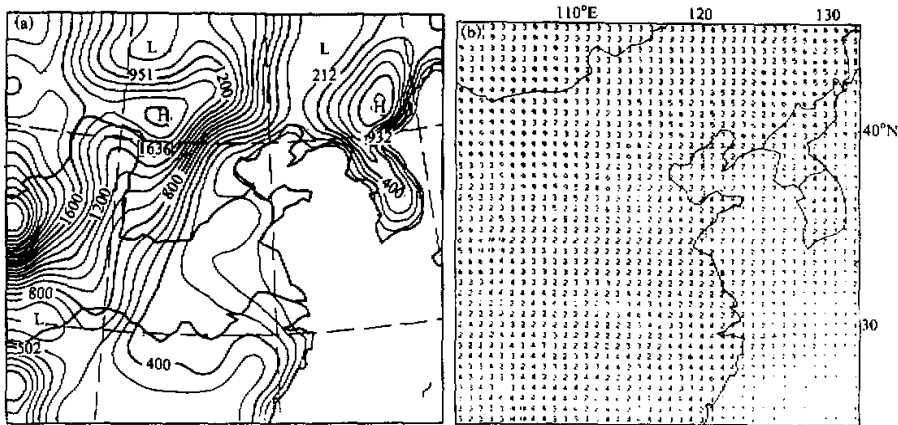


图1 (a)模拟试验区的地形, 单位: m (海平面高度), 等直线间隔为 100 m; (b)模拟区地表覆盖类型: 1-城市, 2-农田, 3-草原, 4-落叶林, 5-针叶林, 6-混合林地和湿地, 7-水体, 8-沼泽, 9-沙漠, 10-苔原, 11-冻土, 12-热带或副热带森林

用于检验的降水观测资料是中国科学院和美国能源部联合整编的全国 265 个站的逐月、逐旬降水量资料^[21], 逐候降水量资料直接由逐日降水资料计算得到。

4 模拟结果分析

4.1 月平均雨带的位置及其与标准 MM4 的比较

1991 年 6 月是江淮流域典型的多雨月, 雨带持续停留在那里, 造成了明显的涝灾。图 2a 是观测到的 1991 年 6 月总雨量图。200 mm 的等雨量线覆盖了江淮流域的宽广地区, 其中心高达 478 mm; 另外在华北北部也有一个大于 100 mm 的降水区。图 2c 是用标准 MM4, 即保留其所有的物理过程参数化方案, 仅仅延长积分到 1 个月的结果。可以看到, 它基本上抓住了江淮流域的雨带位置, 但是与实况相比, 模拟的降水量明显偏大, 200 mm 等雨量线范围的东西向伸展比实况要大 10 个纬距, 中心最大雨量比实况大 2 倍以上 (1021 mm), 且雨量的分布和雨带结构比实况简单得多。图 2b 是区域模式的模拟结果, 总的看来, 雨带分布型式和强度更接近实况, 例如 200 mm 等雨量线的范围比较接近实况, 有几个降雨中心强度为 460~500 mm, 也接近实况 (478 mm), 而且有接近实况的空间分布, 但雨带轴线比实况略偏南, 且浙江北部杭州湾以南出现了一个虚假的大雨中心。华北北部雨区的模拟有所改善, 但位置太偏北。总之, RCM 对季风雨带月平均位置的模拟比标准的 MM4 说, 无论是雨带的详细结构和降雨强度, 都要明显地更接近实况。由于在这里标准的 MM4 和 RCM 采用的是同样的空间分辨率, 其他主要物理过程也是相同的, 模拟结果的改善表明, 在改进区域模式中辐射过程和地表过程的描写后, 模式更能正确地把握长期积分的气候过程。但是, 这两个物理过程的相对贡献尚待进一步研究。

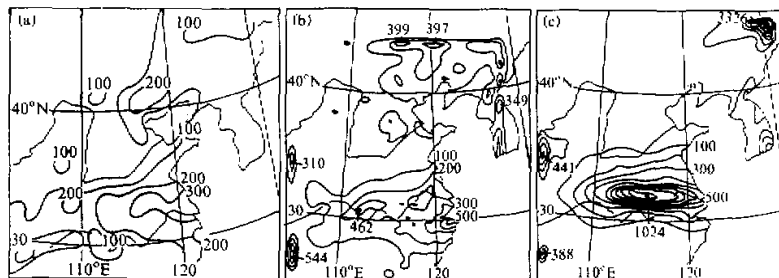


图 2 1991 年 6 月中国东部降水量分布图
(a) 由测站资料分析的观测值, (b) RCM 模拟结果, (c) 标准 MM4 模拟结果

4.2 湿季风年 (1991) 夏季 5 天平均季风雨带演变的模拟

为了进一步检验区域模式对季风雨带演变过程及其北跳特征的模拟能力, 这里分析 1991 年 5~7 月 18 个候雨量的模拟结果与观测情况的比较^[22] (图 3)。从 5 月第 1 候到第 3 候, 模拟和实况一样, 长江流域有一片弱的雨区, 没有明显的强降水。第 4 候开始, 模拟图上江淮地区出现一条明显的东西走向的雨带, 有两个降雨中心分别位于汉口

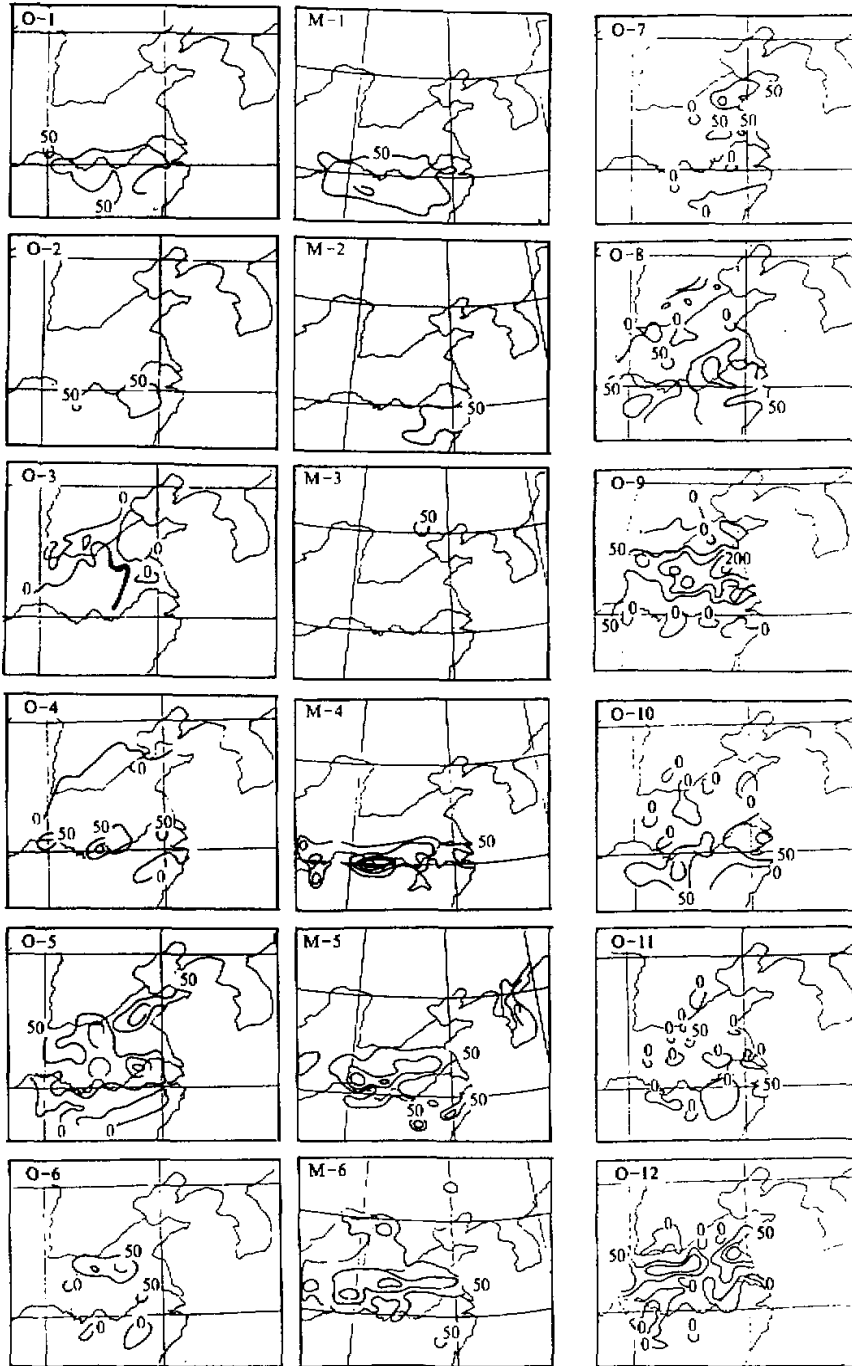
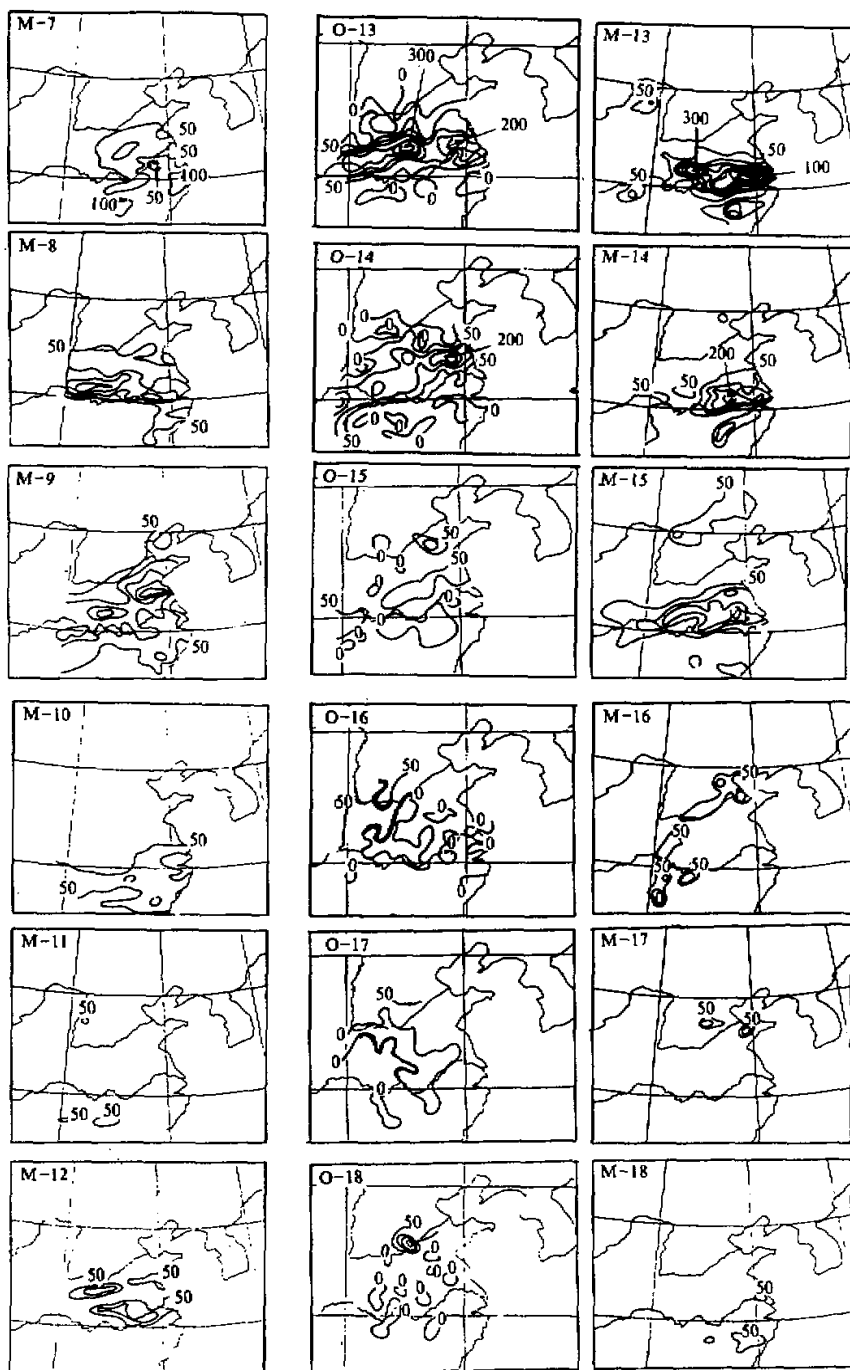


图3 1991年5~7月中国东部逐候雨量(单位: mm)演变图



左侧为观测值, 右侧为模拟值, 从 1~18 帧顺序排列

以西和南京附近。第 5 候, 这一雨带维持在江淮地区, 中心无明显移动, 降雨强度达 200 mm 以上。与实况相比, 强度偏强, 范围偏大, 但主轴位置大致相当。第 6 候, 这一雨带减弱, 主要雨区位置偏西。江淮地区无明显降雨中心。6 月第 1 候开始到第 3 候, 江淮流域再次出现明显的雨带。总体上看, 模拟的雨带范围大, 强度也比实况强。6 月第 4~5 候, 降雨出现间隙, 雨带减弱, 模拟与实况比较一致。6 月第 6 候, 江淮雨带再次加强直到 7 月第 3 候, 其中 7 月第 1 候的模拟雨带中心达 700 mm, 模拟值远大于实况, 且主要降雨中心较实况偏南。7 月中旬, 主要雨带突然向北推进到华北平原, 模拟结果与实况比较一致, 但强度偏弱。图 4 给出 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围日平均最大降水量的逐日变化, 其中 5 月 18~27 日、6 月 2~22 日、7 月 1~13 日 3 次主要降雨时段的模拟与实况一致。上述候雨带演变的模拟表明, RCM 大体上可以模拟出中国东部季风雨带的演变过程, 特别是几次明显的雨带持续过程和季节性向北推进的过程都较好地得到模拟。但是, 各候的情况差别很大。有的候模拟得好, 有的候模拟得不好, 大致是, 对强降水和持续性雨带的模拟要比一般过程模拟得好, 其原因还待进一步分析。

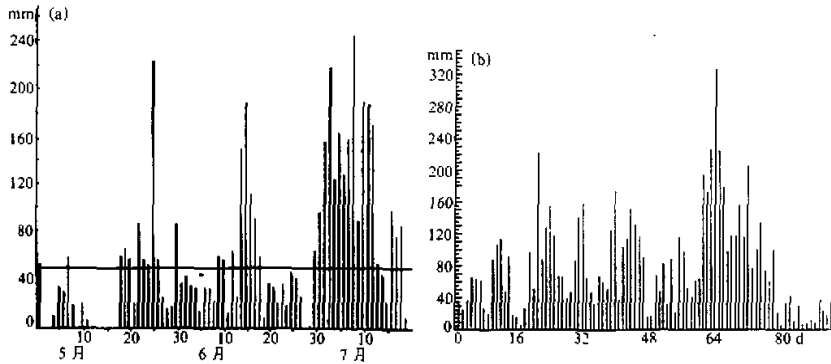


图 4 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围日平均最大降水量的逐日变化
(a) 观测; (b) 模拟

图 5 给出了使用 5 层和 18 层缓冲区模拟的中国东部雨带演变的时空变化及其与 NCEP 再分析资料的比较^[23]。从图 5a 看出, 5 月上旬雨带位于华南 28°N 附近, 从 5 月中旬到下旬, 雨带经历了第一次北跳, 从 28°N 北跳到 33°N 一带, 即江淮流域。这一跳跃比正常年要早半个月左右, 造成了江淮流域梅雨出现了早黄梅。从 5 月下旬到 7 月上旬, 雨带一直稳定在江淮地区, 造成了这一地区持续洪涝灾害。但在 6 月下旬也出现了梅雨的 10 天中断期。7 月中旬, 江淮梅雨期结束, 雨带又完成了另一次跳跃, 从江淮移到华北。从 7 月下旬到 8 月上旬开始, 雨带往南撤退, 到 8 月底, 雨带又到了华南, 开始了华南的第二汛期。比较图 5c, 可以看到采用 18 层缓冲区的侧边界方案, 对雨带的两次北跳、三次停滞及最后的南撤, 无论在时间上和空间上与上述观测的情况比较吻合。但使用 5 层缓冲区的侧边界方案, 则没有模拟出雨带的第二次北跳。从 7 月中旬开始, 30°N 以北地区模拟的降水偏少甚多。总的模拟情况与观测有较大的差异。以上对比说明, 选择合适的侧边界处理方案, 对区域降水分布及其演变的模拟有重要意义。

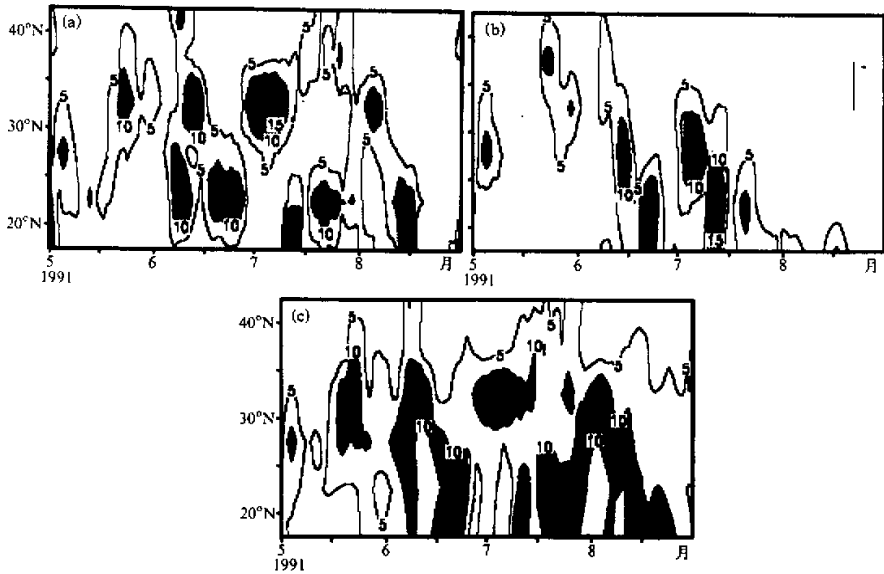


图 5 110~120°E, 15~40°N 范围 1991 年 5~8 月候平均降水量的时间-纬度剖面
(a) 观测, (b) 5 层缓冲区, (c) 18 层缓冲区。阴影区为大于 10 mm 降水

4.3 1979 正常季风年的雨带演变

1979 年夏季江淮流域的总降水量接近长年平均, 流域内 54 个站 6~8 月的平均降水距平百分率为-2%。图 6 给出了 6~8 月逐旬降雨量分布的模拟值及相应的观测值。6 月份主要雨带在长江流域及其以南地区, 月初降雨中心偏在长江中上游, 月末向下游扩展。第 1、3 旬的模拟雨带及主要降水中心与实况相当一致。中旬模拟的雨带则偏在东南沿海与实况差别较大。7 月上旬, 主要雨带明显向北移动, 主要位于江淮之间, 中旬继续向北推进, 逐步形成南北两条雨带。上旬的模拟结果与观测相当一致; 中旬主要雨带与实况一致, 北方的雨带未能模拟出来; 下旬为双雨带结构, 与实况一致, 但雨带位置均偏南。8 月上、中旬, 北方雨带维持在华北平原, 西南为另一雨区; 模式模拟的北方雨带偏弱, 南方雨带偏强; 西南雨区有较好的模拟。可以看出, 对于夏季风属正常年份的 1979 年, 模式基本上模拟出了 6 月下旬至 7 月上旬、7 月下旬至 8 月上旬两次季风雨带向北推移的主要特征。

4.4 与全球模式嵌套的区域模式模拟的平均结果

以上试验都是用实况大气环流作初始场和侧边界条件来驱动的, 它们保留了实际大气大尺度流场的主要信息, 同时又加进了区域强迫的影响。这里采用的是与全球大气模式嵌套的区域模式 3 年平均的模拟结果, 所用的大气环流模式输出, 取自 CSIRO 的 GCM 积分结果^[24]。图 7 给出了嵌套区域模式模拟的 4~10 月中国东部 (110~120°E) 5 天平均雨量时间-纬度剖面图。从图可见, 4~5 月主要雨区在江南; 6 月中旬江淮流域有一条明显的雨带; 7 月初雨带明显北跳, 但过于偏北, 7 月中旬江淮之间为一主要雨带, 比较接近气候状况; 7 月下旬, 雨带明显北跳, 到 8 月始终维持在华北

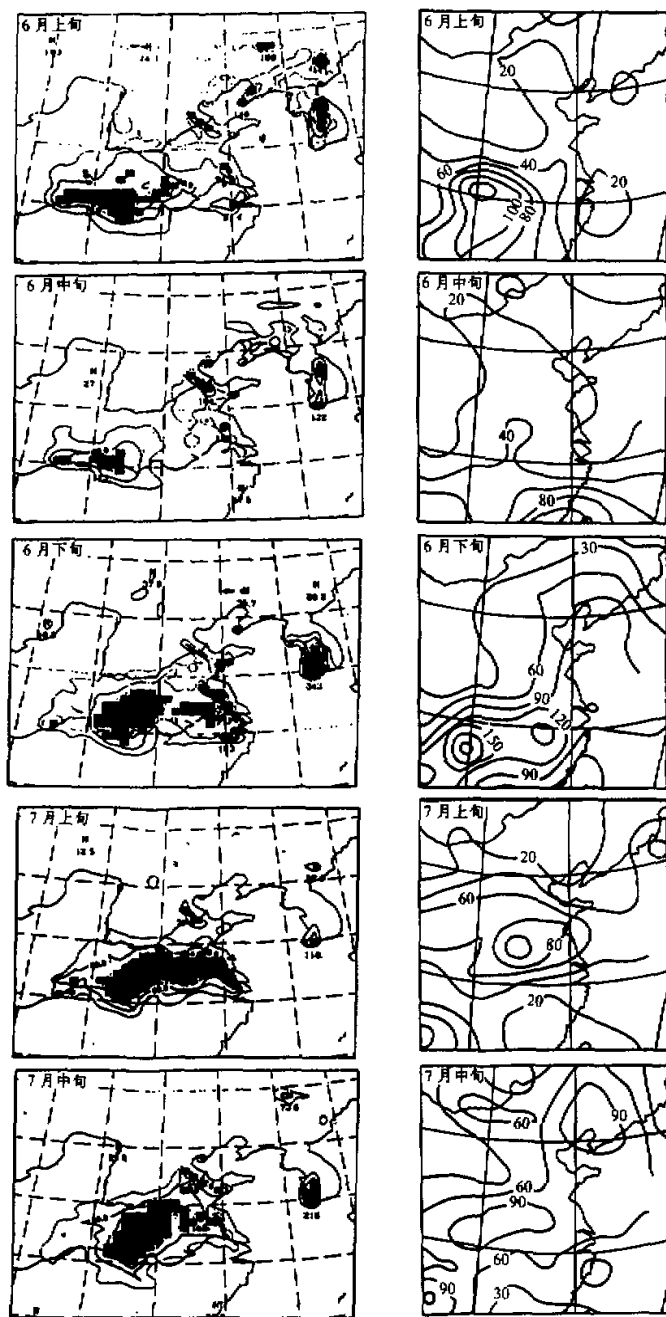


图 6 1979 年夏季 (6~8 月) 中国东部旬雨量演变图

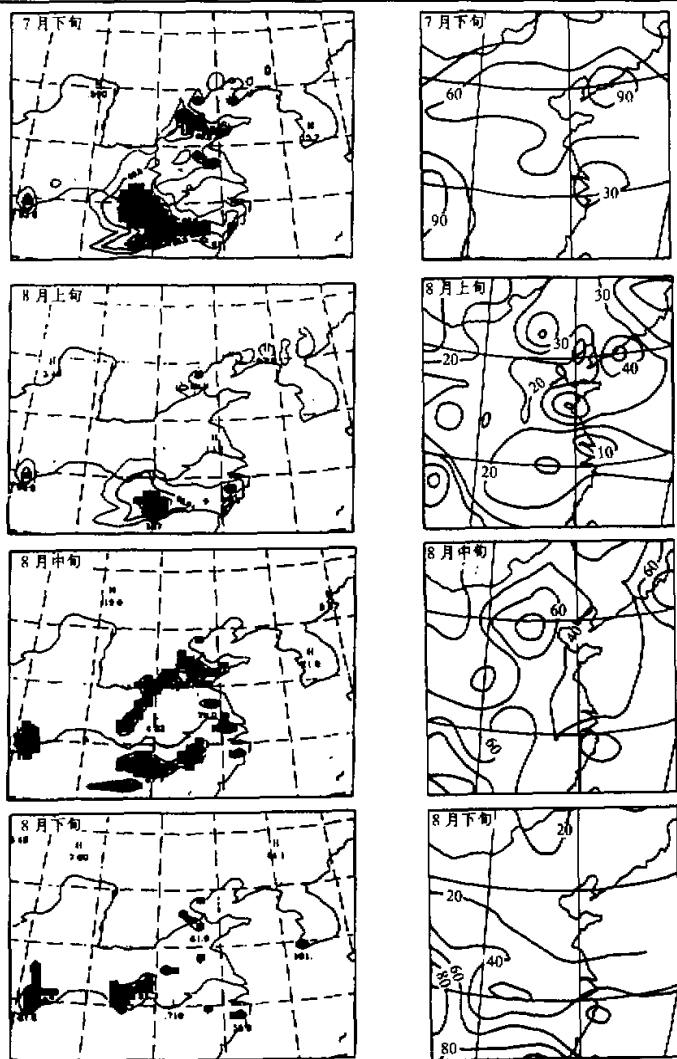


图 6 (续) 1979 年夏季 (6~8 月) 中国东部旬雨量演变图
左侧: 模拟值, 右侧: 观测值。自 6 月第 1 旬到 8 月最后 1 旬顺序排列

北部一带, 也与气候学的雨带演变相吻合; 9 月后雨带消失, 但南退的雨带未能模拟出来。用 $2 \times \text{CO}_2$ 的 GCM 来驱动区域模式的结果表明, 夏季 7~8 月的降水量明显变小, 雨带变弱。但春秋季的降水主要是长江以北有可能增加 (图略)。

5 结论和讨论

通过上述区域模式对东亚地区夏季雨带模拟的一系列试验研究, 得到如下主要结论:

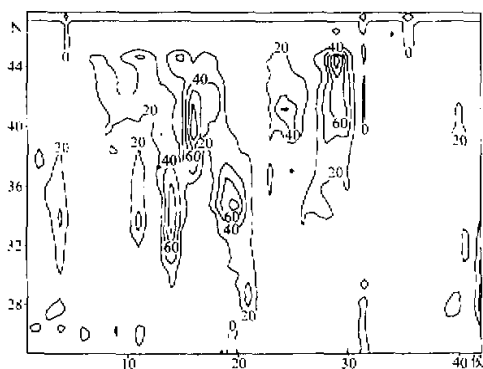


图 7 嵌套区域模式模拟的 3 年平均 4~10 月中国东部(110~120°E)5 天平均雨量时间-纬度剖面图
单位: mm

于区域气候模式与标准的 MM4 采用同样的分辨率, 除上述两个物理过程外, 其他过程的处理也是一致的, 因此, 区域气候模式对结果的改进表明这两个物理过程对区域气候的模拟是重要的。但是, 由于没有分别对有无上述两类过程进行试验研究, 还不能说明两者的相对贡献有多大。

(3) 区域气候模式基本上能模拟出中国东部夏季季风雨带不断向北推进的过程, 明显优于目前大多数 GCM 的模拟结果。但是, 模拟的降雨量的大小与雨带分布的细节与观测之间的关系, 还不很稳定, 有些时段非常好, 有些时段基本可以, 有些时段很不好, 其原因尚不清楚。除了模式本身的问题外, 用于代表真正观测值的降水量资料, 可能由于测站的代表性、测站位置等原因并不真正能代表局地 and 区域降水的实际情况, 也是可能的原因之一。

(4) 在现有的区域气候模式中, 虽然已经考虑到地表不均匀, 特别是植被覆盖的影响。但是这种考虑还是很不完美的。这里植被类型及其相应的一系列参数都是给定的, 它没有随植物的生长状况发生变化, 这不符合实际情况。另一方面东亚地区强烈的人类活动, 包括土地利用状况的变化, 在我们现在采用的土地覆盖类型分布资料中并不能充分反映出来。很可能我们划为草原的地方现在已是裸地, 我们划为森林的地方已经被采伐了。不少农田也已被工厂、道路所占等等。因此, 采用更符合实况的土地利用资料来确定模式格点的实际土地覆盖类型及相应的参数就显得十分重要。

(5) 作为对人类活动影响的另一种方式, 工业排放的温室气体和气溶胶含量迅速增长的影响也需要考虑。虽然在区域气候模式的辐射方案中已经包含了对主要温室气体 CO_2 , O_3 , H_2O 以及 O_2 等影响的考虑, 采用一般通用浓度值, 对上述大部分气体来说, 应该说无多大影响。但是, 对于工业排放的对流层气溶胶的影响必须进行专门的考虑。主要由煤燃烧产生的硫酸盐气溶胶具有明显的区域分布特征, 东亚地区是一个高浓度中心, 并正在不断地增强, 它对辐射过程的影响是东亚气候研究必须考虑的重要问题。初步研究表明^[25], 就东亚地区而言, 目前硫酸盐气溶胶可能产生的负辐射效应, 相当于它的全球平均值的 3 倍, 在东亚地区几乎可以抵消温室气体 CO_2 的增温效应。

(1) 在以实况大气作初始场和侧边界的驱动下, 高分辨的区域模式长期积分的性能是稳定的, 即使是标准的中尺度模式 MM4, 它的长期积分也能抓住中国东部主要雨带的位置, 但模拟的雨带宽度、雨带的详细结构和降雨强度都同实况有很大差别。

(2) 气候化的区域模式, 即在中尺度大气模式的基础上, 引入能更好地描写气候过程的辐射参数化和陆面过程参数化方案, 能大大地改变对季风雨带的模拟结果, 特别是月雨带的空间分布和降雨强度更接近实况。由于

因此, 在区域模式中进一步考虑化学 / 气溶胶过程的影响, 也是改进区域气候模式的一个重要环节。

参 考 文 献

- 1 程伟、符淙斌, 1996, 定量分析GCM模拟区域气候能力——中国东部地区的试验之一, 全球变化与我国未来的生存环境, 符淙斌、严中伟主编, 北京: 气象出版社, 212~232.
- 2 程伟、符淙斌, 1996, 用经验正交函数分析比较模式气候和观测气候区域尺度的时空特征, 全球变化与我国未来的生存环境, 符淙斌、严中伟主编, 北京: 气象出版社, 234~241.
- 3 IPCC, 1995, Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Summer for Policymakers and Technical Summary of Working Group I Report. 56pp.
- 4 Giorgi, F. and R. M. Mearns, 1991, Approaches to the simulation of regional climate change, a review, *Rev. Geophys.*, **29**, 191~216.
- 5 Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi and G. T. Bates, 1989, A regional climate model for the western U.S., *Climatic Change*, **15**, 383~422.
- 6 Giorgi, F. and Marinucci, M. R., 1991, Validation of a regional atmosphere model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 1171~1206.
- 7 Giorgi, F., Shields Brodeur, C. and Bates, G. T., 1994, Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model: Spatial and seasonal characteristics, *J. Climate*, **7**, 375~399.
- 8 Walsh, K. and McGregor, J. L., 1995, January and July climate simulation over the Australian region using a limited area model, *J. Climate*, **8**, 2387~2403.
- 9 Machauhouer, B., Windelband, M., Botzet, M., Jones, R. G. and Degue, M., 1996, Validation of present day regional climate simulations over Europe: Nested LAM and variable resolution global model simulations with observed and mixed layer ocean boundary conditions, MPI Tech. Rep. 191, 60pp.
- 10 Anthes, R. A., Hsie, E. Y. and Kuo, Y. H., 1987, Description of the Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4), NCAR Tech. Note, NCAR / TN-282+STR, 66pp.
- 11 Corby, G. A., A. Gilchrist and R. L. Newson, 1972, A general circulation model of the atmosphere suitable for long period simulations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98**, 809~832.
- 12 Madala, R. V., 1981, Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models, in: *Finite-Difference Techniques for Vectorized Fluid Dynamics Calculations*, D. L. Book, Ed., Springer-Verlag, 56~74.
- 13 Briegleb, B. P. 1992, Delta-Eddington approximation for solar radiation in NCAR Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603~7612.
- 14 Grell, G. A., 1993, Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764~787.
- 15 Dickinson, R., A. Henderson-Sellers and P. J. Kennedy, 1993, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR, Tech. Note. NCAR / TN-387+STR, 72pp.
- 16 Deardoff, J. W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889~1903.
- 17 Holtslag, A. A. M., E. I. F. de Bruijn and H. L. Pan, 1990, A high resolution air mass transformation model for short range forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1561~1575.
- 18 Holtslag, A. A. M. and B. A. Boville, 1993, Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model, *J. Climate*, **6**, 1825~1842.
- 19 Olson, J. and J. A. Wates, 1982, *Major World Ecosystem Complexes*, Oxford University Press, 190pp.
- 20 Davies, H. C. and R. E. Turner, 1977, Updating prediction models by dynamically relaxation: An examination of the technique, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 225~245.
- 21 CAS / DOC, 1993, Climate data bases of the People's Republic of China, 1841~1988, TR055. 55pp and Appendes.

- 22 符淙斌、苏炳凯, 1998, 1991年夏季中国东部雨带移动的模拟, 南京大学学报 (待发表)。
23 魏和林, 1997, 区域气候模式及其对东亚气候模拟的研究, 中国科学院大气物理研究所, 博士学位论文。
24 陈明、符淙斌, 1998, 二氧化碳加倍后东亚区域气候模拟研究, 气象学报 (待发表)。
25 钱云、符淙斌、胡荣明、王自发, 1996, 工业SO₂排放对东亚和我国温度包含的影响, 气候与环境研究, 1, 143~149.

Simulation of the Evolution of Summer Monsoon Rainbelts over Eastern China from Regional Climate Model

Fu Congbin, Wei Helin and Chen Ming

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

Su BinKai, Zhao Ming and Zheng Weizhong

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Abstract This paper presents the results of simulating the evolution of 5-day or 10-day mean summer monsoon rainbelts over the eastern China based on the regional climate modeling experiments which include a normal monsoon year (1979) and a wet monsoon year (1991) (driven by observational analysis), and a continuous 3-year integration driven by GCM outputs. In comparison with the observed precipitation fields, the model has shown its capacity to generally catch up the location of main rainbelts and to reproduce the major characteristics of their evolution; better than those simulated from GCMs. However, the simulated rainbelts do not always exactly coincide with the observed ones. In some pentads or decades, there are significant differences between model simulations and observations. The total correlation coefficients between observed and simulated precipitation are less than 0.40. The above results indicate that the parameterization schemes of main physical processes in the regional climate model need to be further improved when applied to East Asia monsoon regions.

Key words regional climate model monsoon rainbelt eastern China