

二十世纪九十年代区域气候模拟研究进展*

赵宗慈 罗 勇

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

由于区域气候异常与社会经济及人类发展有紧密联系, 因而长期以来受到各国气候学家的极大重视, 与此密切相关的对区域气候的模拟研究也有了较大发展。进入 20 世纪 90 年代以来, 区域气候模拟研究的进展更加明显。文中将着重分析全球气候模式对区域气候模拟的可靠性与不确定性; 国内外对区域气候的模拟研究进展; 以及对区域气候变化模拟研究的展望。

关键词: 区域气候模拟, 区域气候变化, 全球环流模式, 东亚。

1 全球环流模式对区域气候模拟的可靠性与不确定性

IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change) 第一工作组 1990 年第一次科学评估报告、1992 年补充报告及 1995 年的第二次科学评估报告^[1-3] 先后评估了世界各国近 40 个全球环流模式(GCM)。对全球和区域气候模拟的可靠性研究表明, 20 世纪 90 年代的 GCM 模式对全球气候的模拟具有较好的可靠性, 对区域气候的模拟虽在有些区域有些季节具有较好的模拟效果, 但仍存在较大的不确定性。作为一个例子, 图 1 给出 IPCC 1995 报告选用的 9 个全球大气环流模式耦合全球海洋环流模式(AOGCM) (MRI, GFDL, CSIRO, NCAR[r], UKMO[t], MPI[x], NCAR[q], UKMO[s], MPI[m]) 模拟全球 7 个区域(中北美(CNA), 35~50 N, 85~105 E; 东南亚(SEA), 5~30 N, 70~105 E; 撒赫勒(SAH), 10~20 N, 20 W~40 E; 南欧(SEU), 35~50 N, 10 W~45 E; 澳大利亚(AUS), 12~45 S, 110~155 E; 北欧(NEU), 50 N 以北, 60 E 以西; 东亚(EAS), 15~60 N, 70~140 E) 冬夏气温与降水的模拟值与观测值的对比^[3]。

9 个模式对 7 个区域气温的模拟结果表明, 对冬季气温的模拟值一般小于观测值, 而对夏季的模拟值一般大于观测值。因而多数模式模拟的季温度变化的振幅太大。大部分模式模拟的气温偏差在 -7 到 10 之间, 个别模式模拟的气温偏差达 15。其中, 9 个模式在澳大利亚地区对气温的模拟偏差最小, 在 -2~6 之间(见图 1)。9 个模式在 7 个区域模拟冬夏气温值与观测值的差值在正负 1 之间的约 20 个, 占总数(126) 的 16%。由

* 初稿时间: 1996 年 12 月 2 日; 修改稿时间: 1997 年 5 月 14 日。

资助课题: 国家自然科学基金重大项目“中国陆地生态系统对全球变化的反应模式研究”以及国家九五攻关项目 9690802 共同资助。

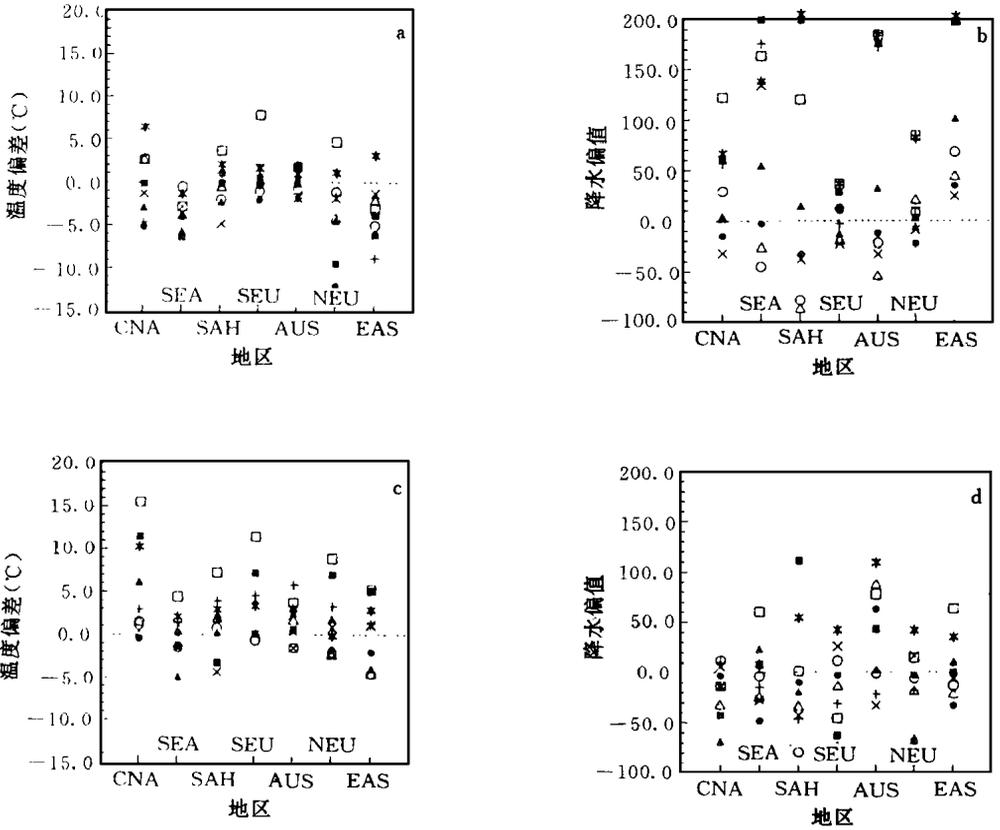


图 1 9 个全球环流模式(AOGCM) 模拟 7 个地区气温与降水的模拟值与观测值的差值 (a, b. 冬季; c, d. 夏季。降水单位: 模拟值占观测值的百分数%。引自文献[3])

此表明, 大部分模式在大部分地区对冬夏气温的模拟偏差大于 1 。9 个模式对 7 个地区降水的模拟表明, 9 个模式模拟降水的偏差相对于观测值的百分数在 - 90% 到 200% 之间, 冬季的偏差大于夏季。以夏季为例, 9 个模式模拟降水偏差较小的地区是北美中部, 南欧与北欧(见图 1)。9 个模式模拟 7 个地区冬夏降水的模拟值与观测值的偏差在正负 10% 之间有 16 个, 占总数(126) 的 13%, 即大部分模式在大部分地区模拟降水的偏差大于 10%。而 9 个模式在 7 个地区模拟的偏差大于 100% 的有 19 个, 约占 15%。综上所述, 目前的全球环流模式在模拟区域气候上存在着较大的不确定性, 因而需要着重研究模拟区域气候的方案。

全球环流模式对东亚与中国区域气候模拟的可靠性和不确定性也表明了这一点。赵宗慈等* 曾经先后选用 IPCC 1990 ~ 1992 报告中的 7 个 GCM 和 1995 报告中的 5 个 GCM 作东亚与中国地区(15 ~ 60 N, 70 ~ 140 E) 模拟可靠性评估, 首先将各个 GCM 模

* 赵宗慈. 中国区域气候模式的研究. 气候通讯, 国家气候中心, 1995, 2: 10 ~ 13.

式网格点转换成共同的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 或 $5^\circ \times 5^\circ$ 格距, 同时将对比的观测台站气候资料也转换成相应的网格距资料。评估采用严格的统计方法, 即计算模式模拟的各变量场与观测场的差值, 均方差和相关系数等。作为一个例子, 图 2 给出所有模式在东亚地区模拟的气温和降水与观测场的相关系数散布图。

分析与研究表明, GCM 模式对东亚与中国地区的模拟从总体来看气温的模拟效果优于降水, 冬季的模拟效果优于夏季。模式大致可以模拟出气温与降水的分布趋势, 但数值上差异较大。其中对年气温的模拟与观测的差值在 $0.5 \sim 9.6$, 年降水的差值在 $3 \sim 784$ mm。年气温模拟与观测的相关系数在 $0.68 \sim 0.94$, 年降水的相关系数在 $0.42 \sim 0.70$ 。注意到 GCM 对 6~8 月降水模拟与观测的相关系数除个别模式达到 0.60 以上外, 大部分模式模拟的相关系数低于 0.50。总的来看, 7 个 GCM 的平均合成在东亚地区气温与降水的模拟效果最好。

综上所述, 目前的全球环流模式在模拟区域气候上具有一定的模拟能力, 但尚存在较大不确定性, 且由于全球环流模式的水平分辨率较低, 难于较为细致地模拟出区域气候的具体特点, 又由于全球环流模式主要反映大的时间与空间尺度, 难于模拟逐日和小时的变化, 因而需要着重研究模拟区域气候的方案。

2 国外对区域气候的模拟研究进展

20 世纪 90 年代以来随着计算机的发展, 国际上在区域气候的模拟研究方面有了较大的发展。一方面在原有全球环流模式的基础上, 为作区域气候模拟, 增加了全球环流模式的水平分辨率, 以期能在区域气候模拟可靠性上有所提高; 另一方面在全球环流模式上采用变网格方案, 即对于所关心的区域增加其水平分辨率, 而对于远离研究的区域

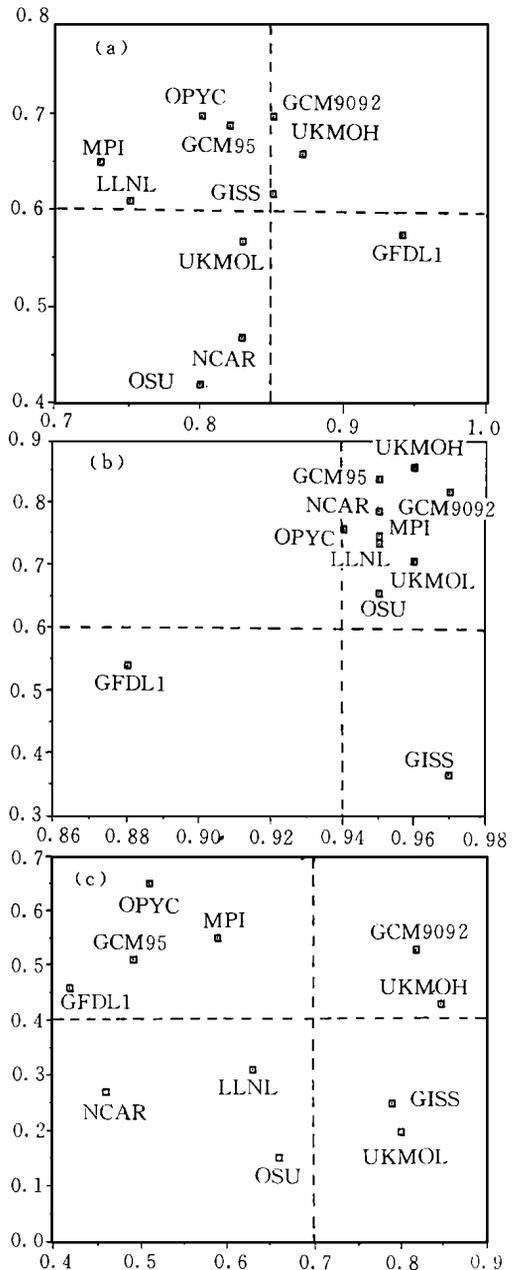


图 2 GCM 与观测值的相关系数散布图
(横坐标为温度相关, 纵坐标为降水相关。a. 年
(1~12月); b. 冬季(12~2月); c. 夏季(6~8月))

取低水平分辨率,以期对区域气候模拟有较好的能力;第三方面是类似于中短期气象预报,在全球环流模式中嵌套区域气候模式,从而提高在区域部分的模拟可靠性。下面分别介绍这几方面的研究进展。

2.1 高分辨率全球环流模式

20 世纪 90 年代以来作气候变化研究的全球大气环流模式一般水平分辨率大致在 $5^\circ \times 5^\circ$ 的水平,在考虑一个区域范围如中国,大致只有 60 个格点左右。这样就显得较为粗略,难于描述区域的细微特征。而在计算机速度及内存不断提高的今天,有些研究工作试验提高全球环流模式的水平分辨率,以期提高全球环流模式对区域气候模拟的可靠性。Wild 等人^[4]用 ECHAM3,其水平分辨率是 T106,即大致相当于 $1^\circ \times 1^\circ$;取时间步长 12 min 积分,用其计算结果与相应的 T21(大致相当于 $5.6^\circ \times 5.6^\circ$),T42(大致相当于 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$)以及用嵌套的欧洲区域气候模式(NCAR RegCM1)作欧洲区域($10^\circ \text{W} - 30^\circ \text{E}$, $30^\circ \text{N} - 65^\circ \text{N}$)冬季(12~2月)与夏季(6~8月)降水量,可降水,云与表面辐射通量的模拟。与观测的欧洲区域 270 站的计算值对比表明,虽然在模拟的绝对值与观测值之间存在差异,但高分辨率的全球环流模式(T106)的模拟结果明显优于低分辨率的全球环流模式。Semior^[5]用英国哈得莱中心的全球大气环流模式耦合全球混合层海洋模式,取两种不同的水平分辨率 $5^\circ \times 7.5^\circ$ 和 $2.5^\circ \times 3.75^\circ$,同样具有垂直分辨率为 11 层,作对比试验,时间步长分别为 20 min 和 10 min,取最后 10 a 平均 12~2 月与 6~8 月模式计算的大量的物理量如温度、降水、垂直运动、风、云、涡度、气压和辐合辐散等,与相应的观测场对比。研究表明,虽然水平分辨率明显增加,但是各种变量在区域的模拟结果并没有明显的改善。

Stephenson 等人^[6]用法国气象局从 ECMWF 发展的全球大气环流模式,其垂直分辨率取 30 层,水平分辨率分别用 T21(大致相当于 5.5°),T42(大致相当于 2.8°),T79(大致相当于 1.5°),3 个模式各自积分 10 a,与观测的 1979~1988 10 a 对比,侧重分析南方涛动指数的变化。计算表明,3 种分辨率的模式大致可以模拟出自 1979 年到 1988 年南方涛动指数(SOI)的变化,但是注意到,并没有随着模式水平分辨率的提高其模拟结果有明显的改进(见图 3)。

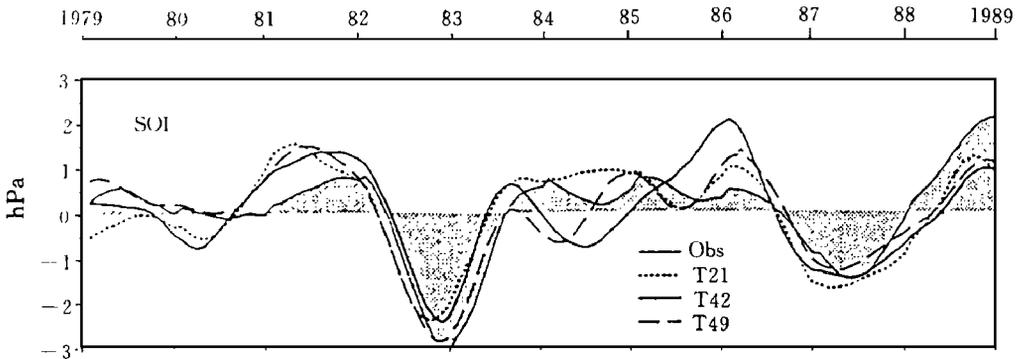


图3 1979~1988 年低通过滤 SOI 变化

(图中细实线加阴影为观测值,点线为 T21,实线为 T42,长断线为 T79。取自文献[6])

Gleckler 和 Taylor^[7] 用 ECMWF 大气环流模式取 4 种水平分辨率, 即 T21, T42, T63, T106, 大致相当于 $5.6^\circ \times 5.6^\circ$; $2.8^\circ \times 2.8^\circ$; $1.9^\circ \times 1.9^\circ$; $1.1^\circ \times 1.1^\circ$; 同样积分 15 个月作不同水平分辨率的对比, 研究对比了表面净短波辐射和云盖, 表面净长波辐射, 表面潜热通量, 感热通量等, 表明对于这几个变量, 除了取 T21 与其他几种水平分辨率有较大差别外, T42 ~ T106 之间的差别并不很明显。因而认为考虑计算价格, 用 T42 即可。但对年平均海洋表面热量通量的模拟则以 T106 的模拟结果最接近观测, 尤其在热带地区(图略)。

最后顺便提到, Neelin 等^[8] 对比了 17 个全球海气耦合模式对热带太平洋海气作用的模拟结果。其中, 与近 30 a(1951 ~ 1980 年) 热带太平洋海面温度模拟结果的对比表明, 具有高分辨率的海洋模式如 GFDL 模式, 垂直分辨率 27 层, 水平分辨率 $1^\circ \times 1/3^\circ$ 的模拟效果明显优于低分辨率的模式。尽管这是对比的全球海洋环流模式并且是不同的模式且涉及到的物理过程可以差别很大, 但仍表明, 对热带海洋的模拟需要高分辨率的 GCM。

2.2 全球可变网格模式

全球可变网格模式研究的出发点是从节省计算机时又兼顾考虑全球与区域模拟的内

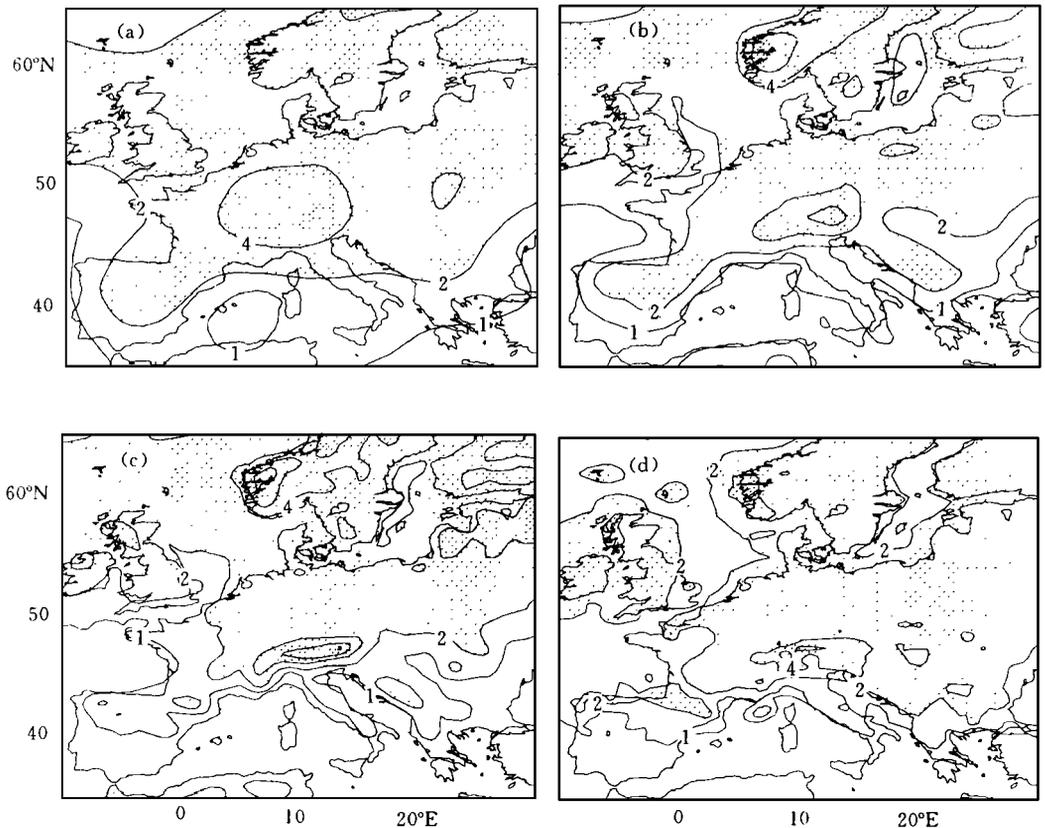


图 4 夏季欧洲降水分布

(a. T42; b. T106; c. 变网格模式; d. 观测场。引自文献[9])

部结合, 试图把同一个全球大气环流模式根据研究问题的需要, 取成不同的水平分辨率, 因而称作全球可变网格模式。Deque 等^[9]用法国气象局在 ECMWF 基础上发展的全球大气环流模式, 垂直分辨率为 30 层, 在其研究的区域(欧洲)取水平分辨率为 T200(大约相当于水平格距为 60 km), 然后随着距离研究区域的远近, 水平分辨率不断变粗, 远至南太平洋区域, 水平分辨率只有 T18(大约相当于水平格距为 700 km)。用这种设计的全球可变网格模式与两个相应的全球大气环流模式 T42(大约相当于水平格距为 300 km)和 T106(大约相当于水平格距为 120 km)分别积分 10 a 作对比发现, 全球可变网格模式在欧洲的模拟结果明显优于 T42 和 T106。例如全球可变网格模式在欧洲模拟的季气温与观测值的偏差小于几度, 季降水与观测值的偏差占观测值的-45%到+20%之间。对于整个欧洲区域季与年降水与观测值的偏差仅占观测值的百分之几。这个数值远小于一般的全球环流模式在欧洲区域的模拟结果。图 4 分别给出用 T42, T106 以及变网格模式模拟欧洲区域夏季(6~8月)降水分布和对应的观测值。从图 4 中可以明显看到变网格模式模拟的降水分布更接近观测的分布。

2.3 区域气候模式

区域气候模式的思想来自中短期天气预测, 即为了提高在研究区域的预报准确率, 需要嵌套一个或几个区域尺度的天气模式。一部分区域气候模式来自全球大气环流模式, 即把模式范围取到研究的区域再与相应的全球模式嵌套。更多的区域气候模式的框架大都来自中尺度天气模式, 而在其中加入全球环流模式(GCM)的许多气候学的物理过程, 使之便于作气候模拟^[10-31]。

大部分的区域气候模式起源于美国宾州大学与美国国家大气研究中心(NCAR)联合创建的 MM4 与 MM5 的基础上, 其中应用最广的是美国 NCAR 的区域气候模式 RegCM 类, 已经先后对美国西部、美国、欧洲地区、非洲、东亚-西太平洋地区等作过模拟研究, 而且不但作过月际与季际个例模拟, 还作过计算若干年的气候模拟检验、古气候模拟以及人类活动影响模拟。该模式在 20 世纪 80 年代末到 90 年代初称为 RegCM1, 自 1992 年后形成 RegCM2, 至今已经经过多次发展与验证。此外, 如澳大利亚、英国、德国、日本等也应用有限区域模式作模拟研究。表 1 给出 20 世纪 90 年代以来国外用区域气候模式作过的现代气候个例研究的模式简介。表中表明, 20 世纪 90 年代以来的区域气候模式已经积分从一个月到 10 a 不等, 表明模式较为稳定。模式的水平分辨率从 15 km 到 125 km 不等。从模拟的地区来看, 目前的区域气候模式模拟研究的地区已经包括了美国、欧洲、亚洲、澳洲和非洲, 具有一定的广泛性。研究的问题涉及到个例研究与敏感试验^[15-16, 31]。下面着重给出区域气候模式在国外的目前研究状况。

20 世纪 90 年代以来国外区域气候模式的模拟研究工作大致集中在以下几个方面:

2.3.1 模式对区域气候模拟的检验

由于在区域气候模拟研究中人们最关心的一个重要问题是对降水的模拟, 而且又由于对降水的模拟是一个比对气温和高度场等模拟起来更为困难的变量, 因而在本文中重点给出对降水的模拟检验。图 5 给出用澳大利亚模式(表中 6)与美国 NCAR 模式(表中 1)分别模拟澳洲夏季(1月)降水和模拟欧洲冬季(1月)降水及与观测值的对比, 并相应给出用全球环流模式 CSIRO9 和 CCM1-R15 的模拟结果。模拟对比表明, 区域气候模式能

够较全球环流模式更为细致地模拟出区域的降水状况,如在澳洲东北部洋上和菲律宾附近的高降水区,又如在阿尔卑斯山至地中海的高降水区等^[10, 18]。

表 1 20 世纪 90 年代以来区域气候模式研究简介

模 式	作 者	模式状况	模拟区域	模拟时间或内容
1. RegCM1	Giorgi 等(1990)	L 16, 70 km × 70 km	欧洲- 东大西洋	1 月气候
2. RegCM1	Giorgi 等(1991)	L 16, 70 km × 70 km	欧洲- 东大西洋	1979 年 1 和 6 月
3. RegCM1	Giorgi 等(1991)	L 16, 60 km × 60 km	美国西部	1979 年 7 月
4. RegCM1	Giorgi 等(1992)	L 16, 70 km × 70 km	欧洲- 东大西洋	2 × CO ₂ / 1 × CO ₂
5. RegCM1	Giorgi 等(1993)	L 14, 60 km × 60 km	美国西部	1982 年 1 月 ~ 1983 年 12 月 1988 年 1 月 ~ 1989 年 4 月
6. LRM -AUS	McGregor 等(1993)		澳大利亚	1 月
7. LRM -AUS	McGregor 等(1994)	60 km × 60 km	澳洲塔区	2 × CO ₂ / 1 × CO ₂
8. RegCM2	Giorgi 等(1994)	L 16, 60 km × 60 km	美国	2 × CO ₂ / 1 × CO ₂
9. RCM -NMC	Chen 等(1994)		美国西南部	1993 年 1 月
10.	Copeland 等		美国	植被作用(1994, 1995)
11. RegCM2	Giorgi 等(1993)	L 16, 70 km × 70 km	欧洲- 东大西洋	1979, 1 月, 6 月
12. RegCM2	Liu 等(1994)	L 16, 50 km × 50 km	东亚- 西太平洋	1990, 6 ~ 8 月
13. RCM -NMC	Kanamitsu 等(1994)		印度季风区	
14. LAM	Cress(1994)		阿尔卑斯山区	
15. MPI	Machenauer 等(1994)		欧洲	
16. RegCM2	Semazzi 等(1994)	L 9, 80 km × 80 km	撒赫勒地区	6 ~ 8 月(1950, 1984)
17. DARLAM	Walsh 等(1995)	L 9, 250 km / 125 km	澳洲- 南太平洋	1 月, 7 月气候
		L 9, 125 km / 60 km	澳洲- 南太平洋	1 月, 7 月气候
18. RegCM2	Bates 等(1995)		美国大湖区	两年
19. PNL	Leung 等(1995)	L 23, 90 km / 30 km	美国西北部	1987, 10 ~ 1988, 9
20. RegCM2	Hirakuchi 等(1995)	L 16, 50 km	东亚- 日本	1 × CO ₂ / 2 × CO ₂
21. MPI	Lal 等(1995)		印度季风区	夏季
22. LAM -Jap	Sasaki 等(1995)		日本	多年
23. RCM -UK	Jones 等(1995)	L 19, 50 km × 50 km	欧洲	12 ~ 2 月, 6 ~ 8 月
24. RegCM2	Marinucci 等(1995)		欧洲	1 × CO ₂ / 2 × CO ₂
25. LAM	Podzun 等(1995)		欧洲	
26. RegCM2	Giorgi 等(1996)	L 14, 200 km 100 km, 50 km	欧洲- 东大西洋	1991 年 1 月, 7 月
27. LAM	Luthi 等(1996)		欧洲	
28. RegCM2	Giorgi 等(1996)	L 16, 50 km,	美国	1988 年 5 ~ 7 月; 1993 年 5 ~ 7 月

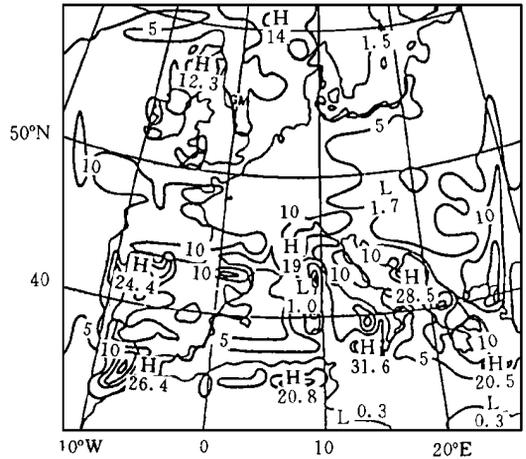
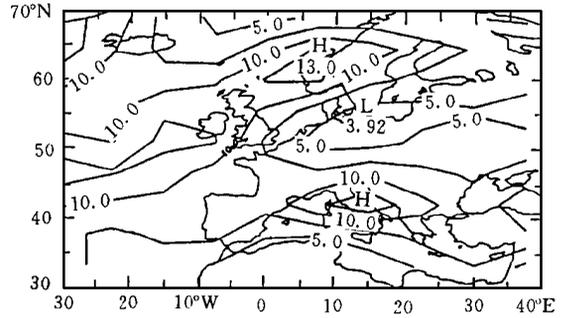
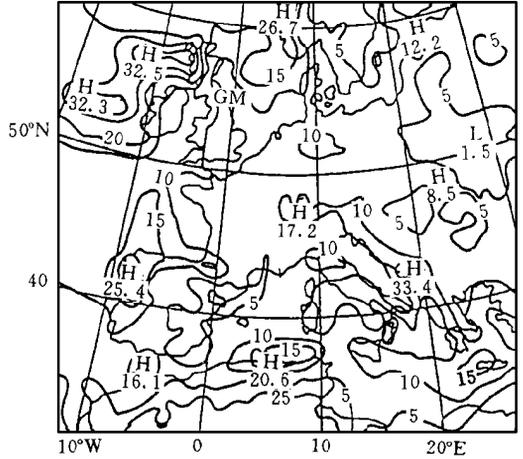
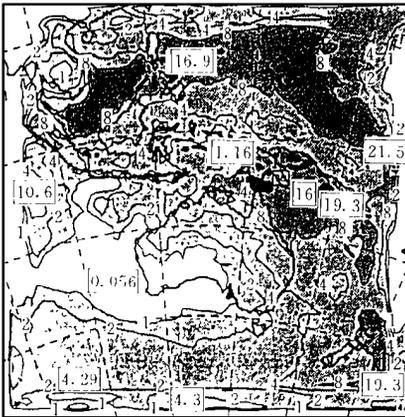


图5 用表1中模式6.1模拟的澳洲(左图)和欧洲(右图)及其附近区域的1月降水分布(上图为例, 中图为全球模式模拟, 下图为区域模式模拟。降水单位: mm/d。取自文献[10, 18])

另一个令人鼓舞的例子是 Jones 等 (表 1 中模式 23) 用英国气象局的模式作的研究工作。区域模式更准确与细致地模拟出冬夏的降水分布, 比 GCM 模式的模拟结果更接近实况分布^[28]。

2.3.2 模式对个例模拟的检验

从表 1 注意到, 模式的个例研究大致有积分 1a 至几年的个例和积分 1 个月或 3 个月的试验, 既有冬季又有夏季, 也有年内变化。如 NCAR RegCM 类模式已在 6 个区域作过积分试验, 积分月数已超过 50 个月, 因而应该说已经积累了许多个例模拟研究的经验。从总体来看, 个例模拟是成功的。例如, 计算其月降水量的模拟值与观测值的相关系数在美国西部可达 0.84, 其中分气候区计算的相关系数在 0.53 到 0.96 之间。对加州地区和美国西北部的太平洋区降水模拟效果很好, 而对山区及盆地地区模拟效果较差, 尤以夏季为差^[4]。另一个例子是 Liu 等 (1994) 用 NCAR RegCM2 模拟东亚-西太平洋 1990 年 6~8 月降水分布。与观测场对比, 模式较好地模拟出在朝鲜半岛附近洋面及日本海的强降水, 但对从中国东南沿海至菲律宾一带的强降水模拟较差 (图略)^[20]。

2.3.3 对气候异常的模拟检验

区域气候的模拟研究中面临的一个重要的问题是, 能否够模拟出区域尺度的气候异常。一些研究工作做了这个方面的试验。例如, Giorgi 等 (1996) 选择美国 1988 年 5~7 月大范围干旱与 1993 年 5~7 月大范围洪涝作为异常个例。对比研究表明, 模式较好地模拟出这两个气候异常的个例。图 6 给出用 RegCM2 模拟的 3 个月降水分布与相应的观测场^[31]。需要指出的是, 模式模拟的降水范围与观测较为一致, 但模拟的降水强度与观测值

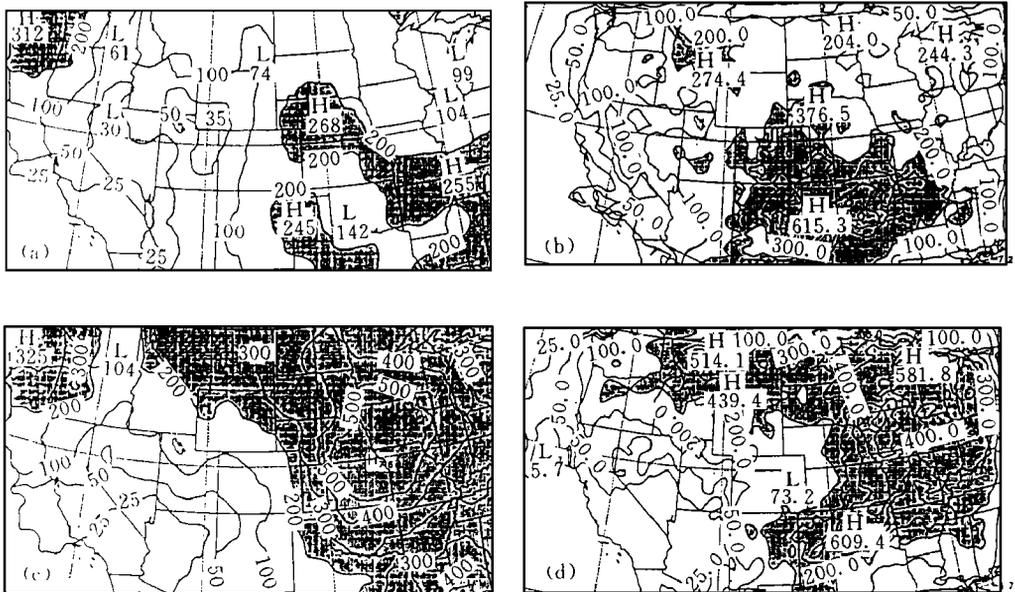


图 6 美国 5~7 月总降水分布的观测场与模拟场
(a, c 分别为 1988 年和 1993 年的观测场; b, d 分别为 1988 年和 1993 年的模拟场。取自文献[31])

有所不同。

2.3.4 模式中各种物理过程的作用的研究

区域模式的研究中较多的工作试验了不同的物理过程对区域气候模拟的影响。例如, Giorgi 等^[15, 16]利用 NCAR RegCM 类模式以欧洲 1 月, 6 月为例, 取不同的边界层与辐射输送状况以及考虑不同的对流过程及侧边界状况, 考查其模拟效果。作为一个例子, 表 2 对比 1 月与 6 月在欧洲台站日降水事件数与百分数, 分别给出其观测值, 用 RegCM 1 考虑 Kuo 的积云对流方案和用 Grell 的积云对流方案的计算结果。从表 2 可见, 不论对 1 月还是 6 月, 利用 Grell 方案减少了小降水事件的频率, 增加了大降水事件频率, 使之更接近观测实际。当然要分析原因是较为困难的, 但从计算的由于对流过程引起的积云加热的垂直剖面在表面和对流层与低层平流层中是极不一样的。即 Kuo 方案在整层积云加热随高度几乎没有太大变化, 而 Grell 方案在靠近边界层高度为降冷, 而在对流层中层有个暖峰值。由此表明, 由于对物理过程采用不同的参数化方案, 致使所得结果差异还是较为明显的。至于哪种方案更为合理和模拟值更接近观测值, 则要作更多的不同季节、不同区域的数值模拟才能得到最后结论。

表 2 欧洲 1 月与 6 月日降水事件数的观测值和 Kuo 与 Grell 方案的模拟值

间隔 (cm)	1 月			6 月		
	观测	Kuo	Grell	观测	Kuo	Grell
总 值	3907	4080	3913	3686	4173	4728
0.01 ~ 0.1	1290	1620	1424	890	2030	1114
0.1 ~ 0.5	1544	1852	1595	1449	1463	1734
0.5 ~ 1.0	597	433	570	655	383	936
1.0 ~ 2.5	379	164	288	559	237	807
2.5 ~ 5.0	81	11	36	117	41	121
5.0	16	0	0	16	19	16

2.3.5 嵌套方案与侧边界条件的研究

区域气候模式中的一个重要问题是嵌套方案与侧边界条件的处理。由于区域气候模式或者要嵌套到一个全球模式中, 或者要用观测场作为牵引的侧边界条件, 而且在模拟的全过程中均需要有侧边界场作为牵引的动力。因而对嵌套技术的研究就显得格外重要。一些区域气候模拟研究表明, 应用一个好的嵌套方案与输入一个好的侧边界条件, 比改造区域气候模式的任何物理过程都重要 (Anthes 等^[30]; Giorgi 等^[29])。嵌套方案与侧边界条件的研究大致涉及到这样几个方面, 即区域气候模式在侧边界上的嵌套方法和嵌套边界缓冲区取多少个网格点为宜等。目前 NCAR RegCM 组对其模式发展了 6 种嵌套方案, 即分别为固定边界方案, 时间相关边界方案, 流入与流出边界方案, 线性松弛边界方案, 海绵边界方案, 和指数松弛边界方案。经过对欧洲区域的一些气候模拟试验表明, 用指数松弛边界方案在缓冲区的处理方法最好。其计算缓冲区指数函数的公式为 $F(n) = \exp(-(n-2)/N_i)$, 式中 n 为侧边界格点数, N_i 为常数。例如 Giorgi

等^[16]用其气候模式模拟欧洲区域 1979 年 1 月与 6 月, 分别考虑线性松弛, 在边界有无流入与流出, 不同的指数松弛方案等。从对降水的模拟研究注意到, 6 月模拟与观测的偏差小于 1 月; 考虑与不考虑边界水汽的流入与流出对降水模拟结果的改善并不明显; 随着边界缓冲区网格点数的增加, 模拟与观测的偏差有减小的趋势。作为一个例子, 表 3 给出对于线性松弛, 指数松弛考虑流入与流出欧洲区域 1 月与 6 月降水模拟值与观测值偏差百分数。表 3 表明, 边界缓冲区网格点数的多少以及 N_i 的取法都直接影响模式的模拟结果。

表 3 欧洲区域 1 月与 6 月降水模拟值与观测值偏差百分数

月	线性松弛	指数松弛		
		N_i		
		1	3	6
1	- 28.6	- 29.7	- 34.7	- 39.2
6	- 14.9	- 21.9	- 13.2	- 18.5

2.3.6 区域气候模式水平分辨率的研究

在设计区域气候模式中另一个需要考虑的问题是有关水平分辨率的作用, 即对应一个选定的区域, 相应水平分辨率取多少为宜。Giorgi 和 Marinucci^[29]用 NCAR RegCM 2 选欧洲区域, 其范围大致为 600 km × 4500 km, 分别试验 3 种水平分辨率, 即 200 km, 100 km 和 50 km, 模拟时期为 1991 年 1 月与 7 月。对比 200 km 与 50 km 的模拟结果表明, 当模式水平分辨率为 50 km 时, 模式能够更为细致地模拟出局地的降水分布状况, 尤其在山地区域。由此表明, 当模式水平分辨率较粗时(如 200 km), 一般可以模拟出较大范围的降水分布, 但当取水平分辨率较细时(如 50 km), 则模式可以较好地模拟出局地降水的更为细致的特征(图略)。

3 国内对东亚或中国区域气候的模拟研究进展

20 世纪 90 年代以来随着计算机的发展, 国内在区域气候的模拟研究方面有了较大的发展。不同于国外的研究, 在中国的区域气候模拟研究中大多采用区域气候模式, 而不是增加全球环流模式的水平分辨率或用全球变网格模式。所用的区域气候模式大部分为美国国家大气研究中心(NCAR)的区域气候模式(RegCM), 部分来自美国国家大气研究中心与宾州大学(NCAR/PENN)联合的中期预报模式(MM4)和美国科罗拉多州立大学(CSU)的区域天气模式(RAMS)。利用这些模式作中国部分地区气候变化的模拟试验或人类活动对气候的影响试验。表 4 大致给出近几年在中国所采用的区域气候模式的研究工作简介^[20, 32~43]。

表 4 中, 除刘永强等^[20, 32~33]、梁丽蓉等^[39]与赵宗慈和罗勇^[38]的计算工作是分别在美国国家大气研究中心(NCAR)与美国西北太平洋国家实验室计算机上完成外, 大部分工作是在国内计算机上完成的。受经费与计算条件限制, 因而大多数区域气候模式的水平与垂直分辨率较粗, 大致为 10~14 层, 100 km 左右, 且模拟的区域取得较小。

表 4 近几年中国区域气候模式的研究简介*

作者	模式	研究区域	积分时间或内容
刘永强等(1994)	NCAR RegCM 2(92) L14, 50 km	东亚-西太平洋 105 × 95	1990年6月~8月
刘永强等(1996)	NCAR RegCM 2(92) L14, 50 km	东亚-西太平洋 105 × 95	1991年5月~7月
沈桐立等(1996)	NCAR/PENN MM 4 L10, 150 km	中国东部 25 × 31	1990年6月~11月
万齐林(1996)	CSU RAMS L12, 110 km	中国南部 40 × 55	1) 1990年6月 2) SST 敏感试验
张晶, 丁一汇(1996)	NCAR RegCM 2(95) L10, 60 km	中国东部	1991年5月~7月
张晶, 丁一汇(1996)	NCAR RegCM 2(95) L10, 60 km	中国东部	陆面植被试验
龚威等(1996)	NCAR RegCM 1 L14, 100 km	中国东部	1991年5~7月
龚威等(1996)	NCAR RegCM 1 L14, 100 km	中国东部	温室效应试验
郑维忠等(1996)	MM4 L10, 60 km	中国东部	1991年6月
赵宗慈, 罗勇(1996)	NCAR RegCM 2(96) L23, 60 km	东亚-西太平洋 65 × 85	1991年5月~8月
梁丽蓉等(1996)	NCAR RegCM 2(96) PNNL SUNY-A L23, 60 km	东亚-西太平洋 65 × 85	1991年5月~8月
赵宗慈, 罗勇(1996)	NCAR RegCM 2(96) L23, 60 km	东亚-西太平洋 65 × 85	沙漠化气候影响
朱彤等(1996)	NCAR RegCM 2	中国江淮流域 西南	1990~1991年 气溶胶变化
魏和林等(1997)	SUNYA, RegCM2 L23/L14, 60 km	中国-东亚	1990~1991

* 表中所引研究参见文献[20, 32—43]。

总括 20 世纪 90 年代以来国内利用区域气候模式主要作了以下几个方面的研究:

3.1 个例分析

在国内的研究中, 绝大部分集中在个例分析方面, 并且重点是研究 1990 和 1991 年夏季东亚或中国的季风气候的模拟。刘永强等^[20, 32—33], 沈桐立等^[35], 万齐林^[34], 郑维忠

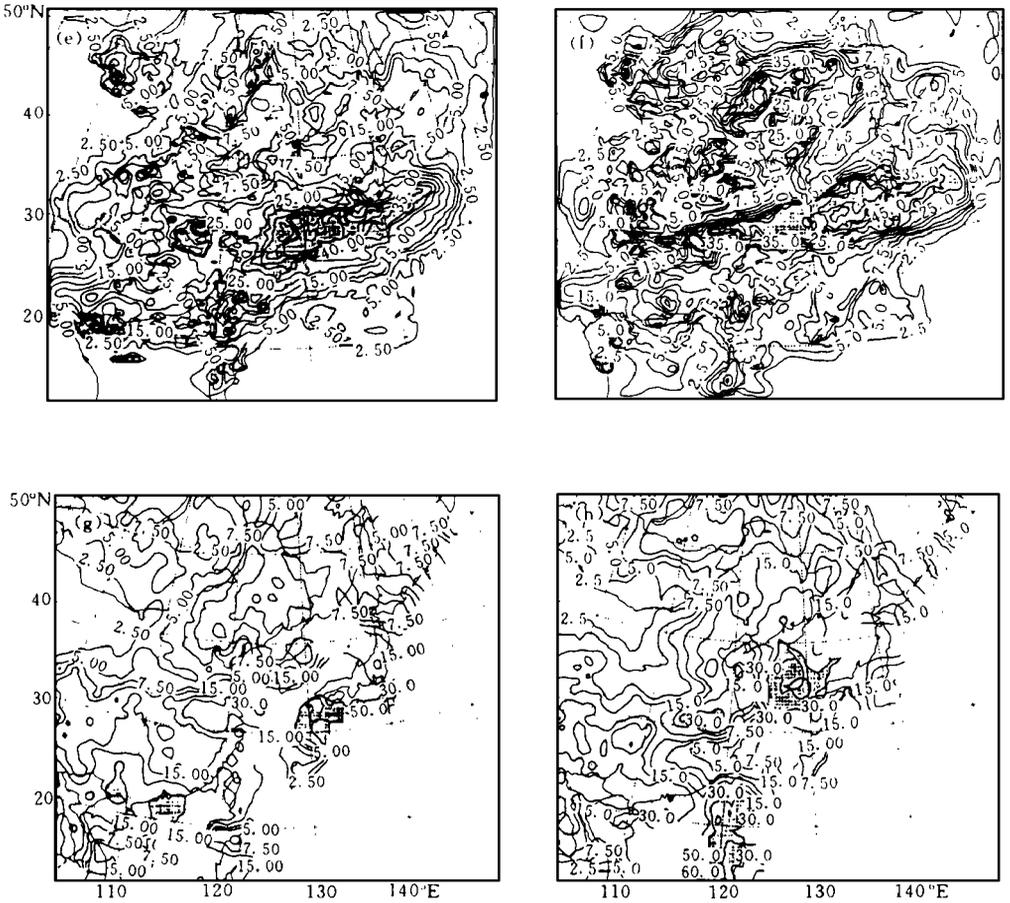


图 7 1991 年 6 月~7 月月降水分布

(从 a~h 分别为改进的 NCAR/PENN MM4, a. 引自文献[36], 单位: mm/月, 改进的 NCAR RegCM1; b. 6 月 30 日至 7 月 12 日, 引自文献[37], 单位: mm/月, 改进的 NCAR RegCM2 1996; c. 引自文献[38], NCAR RegCM2 1992; d. 引自文献[32—33] 模式模拟的分布图, 观测分布(引自文献[32—33]); g. 为 6 月, h. 为 7 月。单位: cm/月)。

等^[36], 龚威等^[37], 赵宗慈和罗勇^[38] 分别用 NCAR RegCM1, RegCM2, NCAR/PENN MM4, CSU RAMS 等区域气候模式作了 1990 年或 1991 年夏季、秋季的模拟试验。研究表明, 区域气候模式具有模拟东亚、中国东部南部以及西太平洋地区环流与气候特征的能力。图 7 给出刘永强等^[32—33] 用 NCAR RegCM2(1992 版), 郑维忠等^[36] 用 NCAR/PENN MM4, 龚威等^[37] 用 NCAR RegCM1, 赵宗慈和罗勇^[38] 用 NCAR RegCM2(1996 版) 分别模拟的东亚或中国部分地区 1991 年 6~7 月各月各区的平均降水量与观测值的对比。从图 7 模拟场与相应的观测场对比注意到, 几个模式较好地模拟了 1991 年夏季从中国江淮流域到日本南部的特大洪涝。仔细对比发现, 几个模式模拟的洪涝强度与范围要比实际观测的明显偏大, 这与几个模式都源于 MM4 有关。

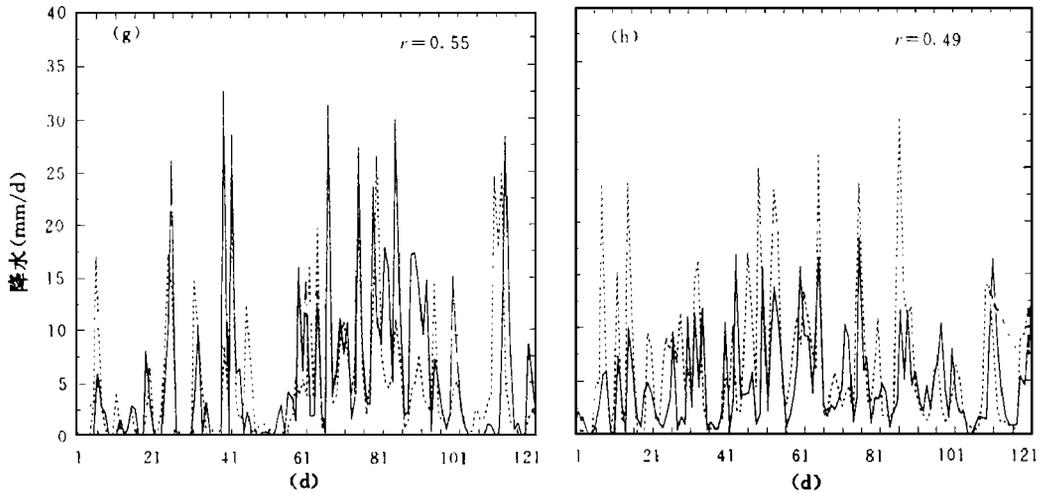


图 8 1991 年 5 月 1 日 ~ 8 月 31 日逐日降水量

(虚线为 NCAR RegCM 2(1996) 的模式模拟值, 实线为观测值。单位: mm/d。a—f 分别为中国华南区, 西南区, 江淮区, 河套区, 华北区, 东北区; g 为朝鲜半岛; h 为日本。引自文献 [41])

如前所述, 区域气候模式的一个重要的优越性是可以模拟逐日变化。罗勇和赵宗慈 (1996) 用 NCAR RegCM 2(1996) 作了 1991 年 5~8 月东亚区域气候变化的模拟研究。图 8 给出自 5 月 1 日至 8 月 31 日逐日中国华南, 西南, 江淮, 河套, 华北, 东北, 以及朝鲜半岛和日本降水量的观测与模式模拟值。计算各区降水量的模拟与观测值的相关系数分别为 0.70, 0.38, 0.55, 0.61, 0.64, 0.74, 0.55, 0.49。由此表明, 除中国西南地区外, 模式成功地模拟了 1991 年夏季东亚的季风气候。进一步对比模拟与观测的日降水量表明, 模式成功地模拟出 5 月上旬中期, 下旬初期, 6 月中旬和 7 月上旬发生在江淮流域与日本南部的持续暴雨过程, 但其出现时间及数值上略有偏差。此外, 模式也出现个别空报与漏报的暴雨过程。模拟结果表明, 该模式具有模拟东亚夏季季风期洪涝和持续暴雨阶段的能力。

3.2 敏感试验

中国用区域气候模式作的敏感试验, 包括作海温对东亚环流与季风影响的试验, 温室效应和气溶胶效应对气候变化的影响, 下垫面陆面与植被变化对局地环流与气候的影响以及沙漠化对气候变化的影响。

(1) 海温影响试验

万齐林^[34]用 CSU RAMS 作了海温对气候影响的敏感试验。分别以 1990 年 6 月阿拉伯海海温正距平(简称 TEST1)和孟加拉湾海温负距平(简称 TEST2)作两组敏感试验。注意到 1990 年 6 月长江流域以北的少雨以及江南南部到华南的多水实况是与 TEST1 与 TEST2 的差值分布相符合。从而认为, 1990 年 6 月江南到华南的多水与阿拉伯海海温的异常偏暖以及孟加拉湾海温的异常偏冷有一定的联系。

(2) 沙漠化影响试验

赵宗慈和罗勇^[38]研究了沙漠化对东亚大气环流与气候变化的影响。用 NCAR

THE WAVE TRAIN CHARACTERISTICS OF TYPHOON ENERGE DISPERSION IN TCM-90 FIELD EXPERIMENT

Xu Xiangde Chen Lianshou

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

Xie Yiyang

(*Tianjing Meteorological Center, Tianjing, 300074*)

Kang Di

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

Abstract

By using TCM-90 typhoon field experiment IOP data, the motion characteristics of target typhoons FLO and ED are investigated. The diagnostic analysis and numerical experiment results show that typhoon can be regarded as a source of dynamic and thermodynamic forcing to its environmental atmosphere, and the interaction between a typhoon and its environment may lead to the dispersion of kinetic energy and excite a horizontal Rossby-wave like wave train. The correlation analysis with the diagnostic results shows that the motion of target typhoon agrees with this wave train, and so the diagnosis of typhoon perturbation energy dispersion is meaningful for the forecasting of typhoon motion.

Key words: Energy dispersion, Wave train character, Typhoon motion.