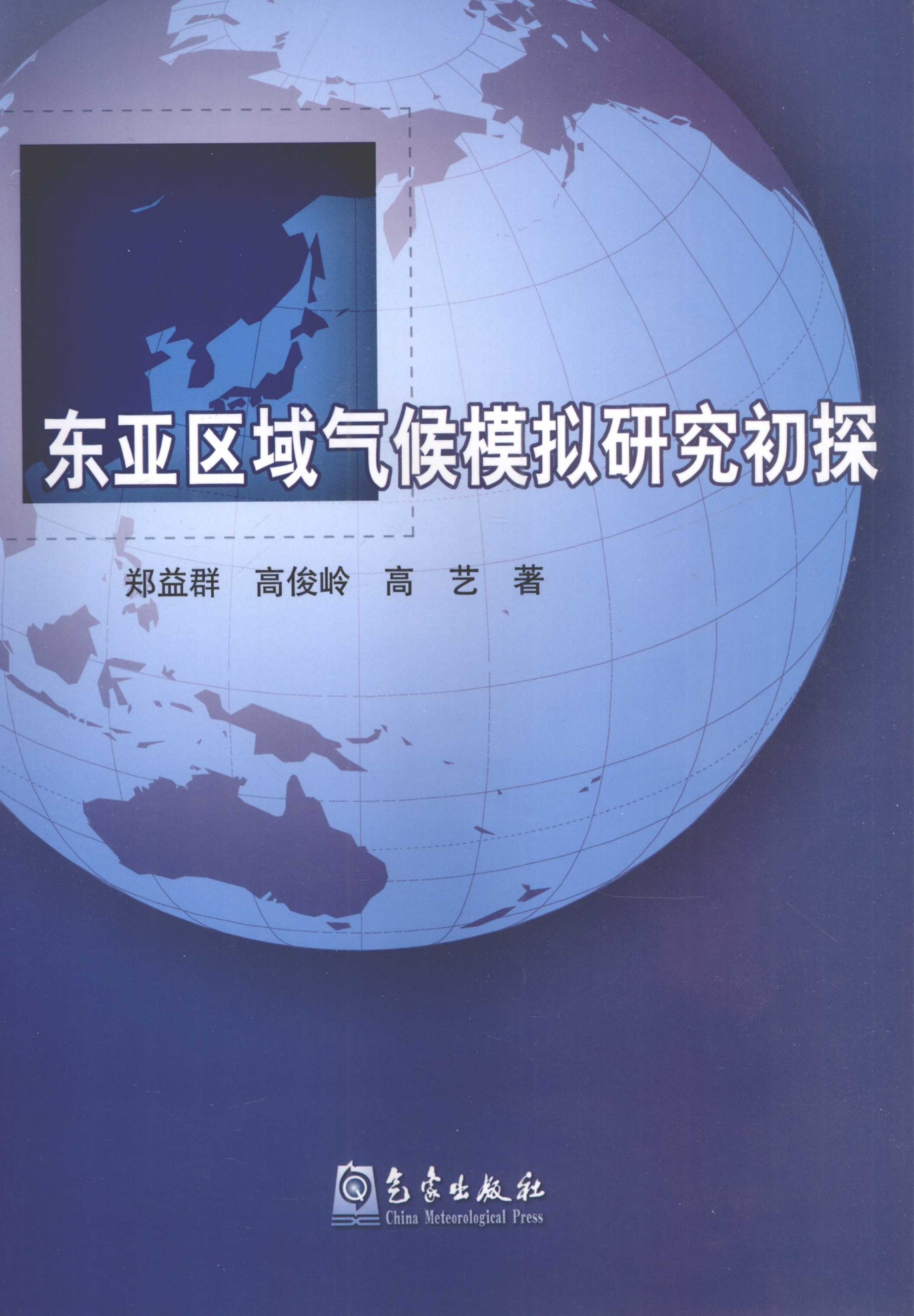




东亚区域气候模拟研究初探

郑益群 高俊岭 高 艺 著

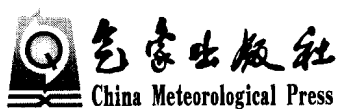


气象出版社

China Meteorological Press

东亚区域气候模拟研究初探

郑益群 高俊岭 高 艺 著



内容简介

全书共分为十一章。第1章总结介绍了气候学、气候系统研究的特点和现状及气候模式的发展。说明了东亚生存环境的基本特点和变化,以及东亚气候系统的复杂性。第2章重点介绍了区域气候模式(RegCM)系列的发展及对其性能检验的模拟实验,通过相关的敏感性试验提高模式模拟的准确性。第3章的主要工作是研究湍流动能闭合对区域气候模拟效果的影响及其机理分析。第4章研究的内容是青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响。第5和第6章主要研究了土壤温、湿扰动、植被变化等边界条件对区域气候的影响。第7章的内容是海温变化对东南沿海地区降水的影响研究。第8章研究了地球轨道参数变化对东亚季风气候模拟的影响。第9章的主要内容是工业化进程对东亚区域气候的影响。第10和第11章主要内容是区域气候模式对全新世及末次盛冰期东亚季风气候的模拟研究。

本书内容主要运用区域气候模式(RegCM)对东亚气候模拟,涵盖的内容比较丰富。可以作为研究东亚气候模拟的学习材料,对初学者和深入学习者也有一定的指导作用。

图书在版编目(CIP)数据

东亚区域气候模拟研究初探/郑益群,高俊岭,高艺著.

北京:气象出版社,2010.8

ISBN 978-7-5029-5030-9

I. ①东… II. ①郑… ②高… ③高… III. ①区域-气候
模拟-研究-东亚 IV. ①P468.31

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 161375 号

东亚区域气候模拟研究初探

郑益群 高俊岭 高艺 著

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:王元庆 王小甫

封面设计:王 伟

责任校对:赵 寒

印 刷:北京中新伟业印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm 1/16

字 数:394 千字

版 次:2010 年 8 月第 1 版

定 价:45.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxcbs@263.net

终 审:章澄昌

责任技编:吴庭芳

印 张:15.5

印 次:2010 年 8 月第 1 次印刷

前 言

目前全球气候正经历以增暖为主要特征的显著变化,这种变暖是由自然气候振荡和人类活动共同引起的。全球气候变化对人类生存环境产生了巨大影响,使人类面临一系列重大全球性环境问题。为迎接地球的可居住性这一全球重大环境问题的挑战,国际科学界组织了空前规模的合作研究计划——“全球变化”,并提出了许多重大科学问题,通过对这些科学问题的研究,大大增进了人们对复杂地球系统的认识和理解。针对这些重大科学问题,目前采用的研究手段主要包括:观测和分析、气候模拟研究、理论解释。气候模拟因其可试验性,已成为研究气候变化机制与预测气候变化的有力工具。而东亚复杂的地貌和季风气候系统是验证气候模拟的理想地区,同时,大量的水文环境及气候变化的证据也有待于通过气候模拟来进行动力学机制解释。

对于长时间尺度的气候变化目前大多采用全球气候模式来进行研究,多数全球气候模式的空间分辨率仍比较低,对降水变化区域分布详细特征的描述能力不足;同时,模式本身也往往不能很好地刻画对降水有重要影响的中尺度强迫过程,因而对区域气候的模拟能力较为有限,用来研究东亚区域气候仍有一定的局限性。而亚洲季风是全球最为复杂的季风系统,它包括两个相对独立、性质各异的子系统——南亚季风系统和东亚季风系统,受这两个季风系统的不同影响及自然地理环境的差异,东亚的气候变化具有明显地域性特点,要对其历史演变情况进行细致研究,必须充分考虑下垫面变化等中、小尺度强迫的气候效应。而区域气候模式能够较好地刻画出区域气候的变化特征,模拟出降水、气温等气候要素的小范围变化情况,得到更为精细的气候演变图像,因而已成为研究区域气候变化的重要手段。

本书作者长期从事气候模拟和诊断分析研究,近年来先后在区域气候模式改进、模式性能检验、各种外强迫的区域气候影响、古气候模拟及近现代气候模拟等方面进行了研究工作,本书是作者近十年来相关研究成果的一个总结,希望能为对东亚区域气候及其模拟研究感兴趣的读者提供一些参考和借鉴。本书执笔分工如下:高艺撰写了第7章的主要内容,其余部分为郑益群撰写,高俊岭对全文进行了编排、修订工作。

由于作者水平所限,加之气候模拟研究本身所存在的不确定性和人为性因素的影响,书中难免存在谬误和疏漏之处,敬请读者批评指正。

感谢美国国家大气研究中心(NCAR)提供区域气候模式 RegCM2,感谢意大利国际理论物理中心(ICTP)提供区域气候模式 RegCM3;感谢中国国家气候中心及美国国家环境预报中心(NCEP)提供相关气候观测资料;感谢国家重点基础研究发展规划项目 2010CB428505、2002CB412301 资助。

著 者

2010 年 2 月

目 录

前 言

第 1 章 绪 论	(1)
1.1 当代气候学研究的特点及现状	(1)
1.1.1 气候系统的组成及演化	(1)
1.1.2 全球气候变化及当前面临的重大环境问题	(3)
1.1.3 全球变化的科学问题及主要研究手段	(4)
1.2 气候模式发展现状	(6)
1.3 气候系统各圈层相互作用研究	(13)
1.3.1 海气相互作用研究	(13)
1.3.2 陆面过程的气候效应研究	(14)
1.4 东亚生存环境的基本特点和变化	(18)
1.4.1 东亚生存环境的基本特点	(18)
1.4.2 东亚生存环境的变化	(20)
参考文献	(21)
第 2 章 区域气候模式(RegCM)简介及性能检验	(30)
2.1 引 言	(30)
2.2 区域气候模式简介	(31)
2.2.1 区域气候模式 RegCM2 简介	(31)
2.2.2 区域气候模式 RegCM3 简介	(34)
2.3 RegCM2 模拟性能检验	(35)
2.3.1 降水季节变化的模拟	(35)
2.3.2 环流形势的模拟	(36)
2.3.3 区域气候模式对不同季节初始场的敏感性	(39)
2.3.4 不同侧边界嵌套方案的模拟差异分析	(42)
2.4 小 结	(48)
参考文献	(48)
第 3 章 湍流动能闭合对区域气候模拟效果的影响及其机理分析	(51)
3.1 引 言	(51)
3.2 模式和试验方案	(52)
3.3 湍流动能闭合(方法及一维试验)	(53)
3.4 利用 1991 年月气候场资料进行的初步气候试验	(55)
3.5 利用 1998 年夏季逐日资料进行的机理分析	(60)

3.5.1	1998年夏季的降水与形势场模拟	(60)
3.5.2	边界层量的模拟	(62)
3.5.3	地表通量的模拟	(63)
3.6	小结	(65)
	参考文献	(65)
第4章	青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响	(67)
4.1	引言	(67)
4.2	冬春高原积雪与春夏中国降水的诊断分析	(68)
4.3	数值试验的模式、方案及资料	(69)
4.4	模拟结果	(71)
4.4.1	CN模拟结果	(71)
4.4.2	积雪增减及环境场改变对降水模拟的影响	(72)
4.4.3	积雪增减及环境场改变对形势场模拟的影响	(73)
4.5	机理分析	(75)
4.5.1	DL试验对地气系统影响的机理	(76)
4.5.2	CL、DL2与DL试验结果差异的原因	(78)
4.6	小结	(79)
	参考文献	(79)
第5章	土壤温、湿扰动的气候响应	(81)
5.1	引言	(81)
5.2	模式、方案及资料	(82)
5.3	模拟结果	(84)
5.3.1	土壤温、湿状况改变对降水模拟的影响	(84)
5.3.2	土壤温、湿扰动的持续性	(86)
5.3.3	土壤温、湿扰动对环流形势的影响	(89)
5.4	机理分析	(93)
5.4.1	土壤温、湿扰动对地气系统能量平衡的影响	(93)
5.4.2	土壤温、湿扰动对水分平衡的影响	(95)
5.4.3	土壤温、湿扰动影响降水的机理	(96)
5.5	小结	(100)
	参考文献	(100)
第6章	植被变化对区域气候的影响	(102)
6.1	引言	(102)
6.2	模式、方案及资料	(104)
6.3	模拟结果	(107)
6.3.1	下垫面植被改变对降水模拟的影响	(107)
6.3.2	下垫面植被改变对环流形势的影响	(111)
6.4	机理分析	(128)
6.4.1	植被变化对地气系统能量平衡的影响	(128)

6.4.2 植被变化对地气系统水分平衡的影响	(134)
6.4.3 不同试验对降水及环流影响差异的原因	(138)
6.5 小 结	(144)
参考文献	(144)
第 7 章 海温变化对东南沿海地区降水的影响研究	(147)
7.1 引 言	(147)
7.2 海温对东南沿海地区降水变化影响的诊断分析	(148)
7.2.1 资料和方法	(148)
7.2.2 同期海温对东南沿海地区降水变化的影响	(148)
7.3 南海和北印度洋海温对东南沿海地区降水变化影响的数值模拟	(152)
7.3.1 试验方案	(152)
7.3.2 试验结果	(152)
7.4 东南印度洋海温变化对降水的影响	(158)
7.4.1 试验方案设计	(159)
7.4.2 结果分析	(159)
7.5 小 结	(162)
参考文献	(163)
第 8 章 地球轨道参数变化对东亚季风气候模拟的影响	(164)
8.1 引 言	(164)
8.2 模式及地球轨道计算方案	(165)
8.3 模拟结果	(166)
8.3.1 降 水	(167)
8.3.2 大气温、湿状况及环流	(168)
8.3.3 地表水、热平衡	(171)
8.4 讨论与结论	(172)
参考文献	(172)
第 9 章 工业化进程对东亚区域气候的影响	(175)
9.1 引 言	(175)
9.2 模式及试验方案	(176)
9.3 模拟结果	(177)
9.3.1 地表温度及气温	(177)
9.3.2 降 水	(180)
9.3.3 大气环流及湿度状况	(181)
9.3.4 积雪和土壤水含量	(183)
9.4 讨论与结论	(184)
参考文献	(184)
第 10 章 区域气候模式对全新世东亚季风气候的模拟研究	(187)
10.1 引 言	(187)
10.2 模式及试验方案	(188)

10.3	模拟结果	(191)
10.3.1	地表温度及气温	(191)
10.3.2	降水(P)及有效降水($P-E$)	(195)
10.3.3	大气环流及湿度	(198)
10.3.4	积雪和土壤水含量	(201)
10.4	机理分析	(202)
10.5	讨论与结论	(205)
	参考文献	(206)
第 11 章	区域气候模式对末次盛冰期东亚季风气候的模拟研究	(209)
11.1	引言	(209)
11.2	模式及试验方案	(210)
11.3	模拟结果	(213)
11.3.1	地表温度(T_g)及气温(T_s)	(213)
11.3.2	降水(P)及有效降水($P-E$)	(217)
11.3.3	大气湿度及环流形势	(221)
11.3.4	积雪和土壤水含量	(225)
11.4	机理分析	(228)
11.4.1	各组试验的地表能量收支变化	(228)
11.4.2	各组试验的大气水汽输送状况的变化	(232)
11.5	讨论与结论	(233)
	参考文献	(235)

第1章 绪论

1.1 当代气候学研究的特点及现状

1.1.1 气候系统的组成及演化

当代气候学研究的主要任务是预测气候变化,其不同于经典气候学的一个特点在于引进了“气候系统”的概念。决定气候变化的因子不单是大气内部的各种过程,还决定于发生在大气上边界和下边界的各种物理和化学过程。因此,在研究气候时除考虑大气自身的变化外,还需考虑海洋、冰雪覆盖、陆地表面、地球上生物分布以及大气上边界处太阳辐射和大气内部成分变化等对气候的影响。一个完整的气候系统应包括对气候形成和变化有直接或间接影响的各个环节。除太阳辐射这个主要的能量源之外,气候系统包括以下5个成员或子系统,即大气、海洋、冰雪圈、陆地表面和生物圈。这就是说,气候的形成和变化不仅是大气内部的状态和行为的反映,而且是与大气有明显相互作用的海洋、冰雪圈、陆地表面及生物圈等所组成的复杂系统的总体行为。各子系统内部以及各子系统彼此之间的各种物理、化学乃至生物过程的相互作用决定气候的长期平均状态以及各种时间尺度的变化(叶笃正等 1991)。

现在,人类活动已经成为全球变化的又一扰动因素。人类活动至少已经部分地干预了地球气候系统,使全球气候发生了变化(IPCC 2001)。大气中现有的二氧化碳浓度是过去42万年中最高的,而且还在继续上升。根据 IPCC AR4 报告显示,1850—1899 年与 2001—2005 年间气温上升了 $0.76[0.57 \sim 0.95]^{\circ}\text{C}$ (Solomon 等 2007)。过去 130 年中,极地冰雪覆盖减少了 30%。这种速度的全球气候增暖是过去 1000 年内未曾有过的,并且在 21 世纪全球增暖的趋势很可能还会继续。有迹象表明,在十年至百年时间尺度上,人类活动的强度和幅度已达到可以与自然扰动相比拟的程度,或者更强(叶笃正 2002)。因此,在近年来研究中提出的气候概念,将人类活动对地球环境影响,即人类圈的作用包括在气候系统中。一般地,前者包含五个圈的系统称狭义的气候系统,而加入人类圈后构成的系统称作广义的气候系统。如图 1.1 所示的广义气候系统(Solomon 等 2007)的各个子系统之间,在结构和有序性方面存在着巨大的差异,时间和空间变化尺度也非常不同。其中,大气圈的有序程度最低,“惯性”最小,易变性最高。而岩石圈的有序程度最高,“惯性”最大,易变性最低。这种广义气候系统是一个非线性的开放系统,它的非线性起因于其四个主要组元(大气圈、水圈、岩石圈、生物圈)本身的非线性特性以及四者之间的不同层次上的相互作用;由于上述四个子系统的结构和有序性的巨大差异,它们的时间和空间尺度,以及它们之间、不同层

次上的相互作用过程的时间、空间尺度的分布范围是很广的,从秒—厘米的量级,到 10^{16} 秒— 10^9 厘米的量级。由于其高度的非线性特性,不同层次、不同时间和空间尺度的不同性质(机械运动、物理运动、化学过程、生命运动等)的相互作用过程,都是可相关的。这是人类生存环境系统的整体特性之所在,也是它的复杂性和难点之所在(叶笃正 1992)。地学过程类型几乎覆盖了地球系统内部所有时、空尺度的自然过程(王经峰等 1995),并且这些过程的时间尺度和空间尺度是相关的,当我们在不同的时间尺度上研究人类生存环境的变化时,所涉及的主要过程是不同的。在 $10\sim 100$ 年的时间尺度上,研究应集中在大气(气候)、水体(地表和地下水系)、土壤和植被四个子系统上。

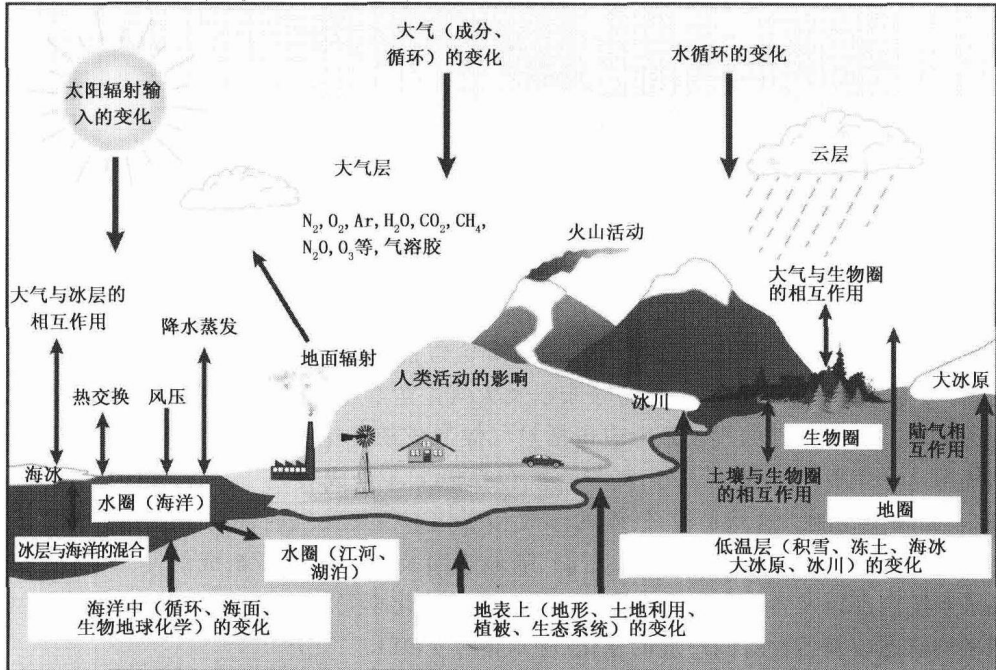


图 1.1 气候系统示意图

绿色植物是陆地生态系统的生产者,所以植被系统在陆地生态系统中起着关键作用。对人类生存环境来说,植被是最重要的能量贮留系统,在人类生存环境系统中起着良性的反馈作用,它有助于生存环境系统状态的改善和稳定。对于水体来说,植被是一个天然水库,尽管其绝对容量在全球水体中所占的份额甚微(仅为海洋混合层水量的 $4/100000$),但它对于陆地水循环和水资源的影响是十分显著的。另一方面,植被根系对土壤起固定作用,不易因水流和风应力的作用而流失。植被的破坏,尤其是森林的破坏将使土壤的水蚀和风蚀作用大大加剧。土壤的这种损失不仅造成当地土壤环境的严重恶化,而且导致下游地区河道的淤塞,严重影响陆地水循环和区域水平衡,易于造成灾害。对于大气来说,植被系统既是能量库(长波辐射),也是 O_2 库和 H_2O 库,因而对于当地的气候物理过程具有重要的调节作用。不仅如此,更重要的,植被或许是 CO_2 的主要吸收者之一,是 CO_2 的“汇”。其强度取决于植被的性质和组成。由此可见,植被对于人类生存环境及气候环境变化均有重大影响。

土壤虽然是地球环境系统中活动性最小、最不敏感的一个子系统,但由于人类破坏使土壤荒漠化十分严重。土壤荒漠化使地表蒸发、地表长波辐射、土壤的微量气体排放及土壤水循环

发生相应改变,并导致大气、水体、植被状况的调整。

水体是气、液、固三态 H_2O 的总称,是地球生物圈生存的必要条件,也是人类环境系统里活动性仅次于大气的一个子系统。对人类生存环境来说,水体起着“库”和载体(输运介质)的双重作用。由于其极大的热容,水体(主要是海洋)是一个巨大的能量库,对生存环境系统内部的能量过程起着很大的调节作用。而水体和大气之间的相互作用,尤其是海气相互作用,在气候物理过程中是至关重要的;另一方面,水体(主要是海洋)又是 C、N、S、P 库,也是 CO_2 等微量气体的汇,而 C、N、S、P 等化学元素的循环大都以水为载体。因此,水循环实际上是联结气候物理过程和地球生物化学循环过程的中心环节,在人类生存环境的演变过程中占有举足轻重的地位。

由于大气的活动性很强,在 10~100 年的时间尺度上,大气事件往往具有全球性,同时,也因为大气系统的易变性高、“惯性”小,故其状态的变化对于边界条件(比如说地形、地貌、地理位置等)十分敏感。因此,大气圈状态变化的空间差异是十分显著的。全球气候的变化,可以说是各个具有区域特性的子系统状态演变的综合。各个区域的植被、土壤、水体作为全球植物圈、岩土圈和水体的一部分而作用于整个大气系统,参与全球气候物理过程和生物地球化学循环,以及它们之间的相互作用。而全球的、空间非均匀(具有区域特性)的气候变化,又作用于各地的植被、土壤和水体系统,从而导致当地生存环境的整体变化。

1.1.2 全球气候变化及当前面临的重大环境问题

自 250 万年前北半球高纬冰盖形成以来,地球的气候环境经历了多次冰期—间冰期旋回。它们可以被视为较短时间尺度变化,包括现代气候变化的一个大背景。通过对黄土层中风尘颗粒的大小、 CaCO_3 含量的多寡及深海中的 $\delta^{18}\text{O}$ 沉积的调查可以大致分辨出 13 万年以来出现的三个大气候阶段。即距今 128000~73000 年的温湿期;距今 73000~11000 年的干冷期,距今 11000 年以来的回暖期。这个回暖期在中全新世(约距今 8000~5000 年)前后,气温、降水和海平面上升均达到顶点。在全新世高温期,从 13—14 世纪开始直到 19 世纪的小冰期是最引人注目的一次全球性气候恶化事件。这次小冰期在 17 世纪前后达到极冷,该期间世界各地普遍出现了降温和冰进。小冰期的最后一个极冷时期在 20 世纪初结束后,就开始了近代的气候增暖(王绍武等 1990),这一时期全球范围内已出现不少仪器观测记录,因而人们对这近百年来气候变化情况的了解也较为详细。图 1.2 给出了相对于 1961—1990 年时期的 1850—2006 年全球平均温度变化(Brohan 等 2006),100 多年气温变化曲线表明,北半球陆地 在 1880 年前后气温达到相对低点,从 19 世纪末到 20 世纪初气温稳定上升,在 1940 年前后到达最高点,以后气温又开始下降。20 世纪 60 年代中期,下降趋势开始变缓。到 20 世纪 80 年代初,全球大多数地区气温剧烈增加,这种增温尚不能肯定为长期变化的结果,许多人认为这是自然和人为因素两方面影响的结果(任振球 1997,王绍武等 2002,秦大河等 2005)。由于降水量无论空间还是时间上的变率都太大,因而估计降水量的平均值变化是十分困难的。但从一些区域降水变化的估计来看,北半球中纬度地区存在增暖变湿的趋势(秦大河等 2005)。

全球气候变化在自然法则的支配下维持着精确的平衡。但由于人类活动的影响增加,特别是工业革命之后,人类改造自然的能力增强,这一平衡被打乱了。大量的化石燃料和生物物质的燃烧,使大气中 CO_2 含量明显增加,它已从 1700 年前后的 280 ppmv 增加到目前的 370 ppmv 以上。而氯氟化化合物的排放增多,使得平流层臭氧浓度减少。这些变化对全球气候及

人类生存环境产生了巨大影响,使人类面临一系列重大全球性环境问题,主要包括“温室气体”与全球增暖、“臭氧洞”、森林锐减与生物物种灭绝、土地荒漠化以及淡水资源短缺等。

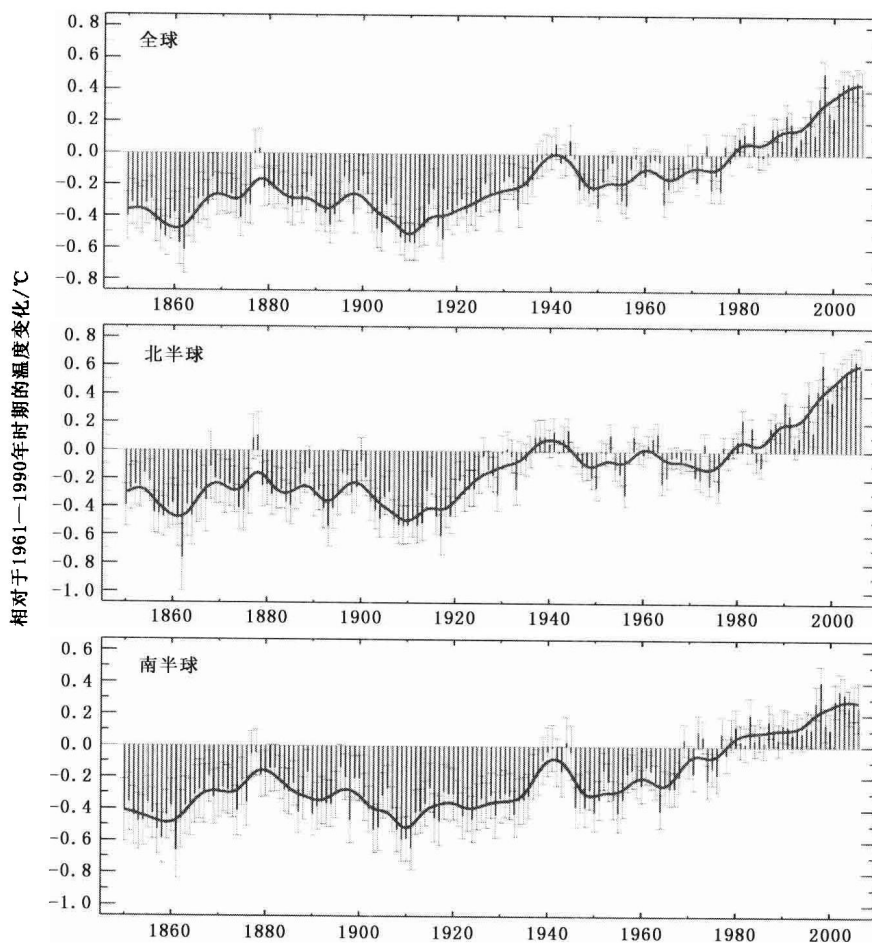


图 1.2 相对于 1961—1990 年时期的 1850—2006 年海陆平均温度变化

1.1.3 全球变化的科学问题及主要研究手段

为迎接地球的可居住性这一全球重大环境问题的挑战,国际科学界组织了空前规模的合作研究计划——“全球变化”,并提出了许多重大科学问题,叶笃正(1995)对这些问题进行了概括:

(1)全球大气化学成分是如何控制的?其中生物过程如何消耗和产生有辐射能力的微量气体?研究这个问题不仅在于基本弄清控制大气化学成分的过程以及大气化学成分和生物过程与气候的相互作用,同时研究自然和人为因素对大气化学成分的影响。为此,国际地圈-生物圈研究计划(IGBP)设置了“国际全球大气化学计划”(IGAC)。

(2)海洋中的物理过程和生物地球化学过程。海洋的生物地球化学如何影响气候,同时它又如何响应气候变化是一个重要问题,为此设置了“全球大洋通量联合研究(Joint Global Ocean Flux Study, JGOFS)计划”。

(3)到达地面和大气的辐射能量不仅依赖于具有辐射能力的温室气体,云对辐射能量亦具有非常重要的调控能力。因而云和辐射如何相互作用是一个重要问题。

(4)辐射能量到达地球之后,它是如何储存起来以供气候系统使用的?辐射主要到达南北半球的热带低纬度,这里所得能量如何传输到其他地区?海水是最大的热量储存器,除大气外,热量的输送主要靠海洋环流。人们对海洋环流的认识还不够,深水环流的知识更是非常缺乏,这是地球系统中亟待了解的一个课题。为此,全球气候研究计划(WCRP)设置了“全球大洋环流试验”(WOCE)。另外,为了更好地了解热带海洋对气候系统的重大影响,WCRP设置了“热带海洋和全球大气研究计划”(TOGA)。

(5)水和能量以及两者的相互作用是决定包括气候在内的地球环境的两大因子,但水如何从海面 and 陆面(包括植被和土壤)蒸发(腾),到大气中凝结降水,最终又回到何处?人类对这个非常复杂的循环过程的认识还很不清楚。太阳辐射是驱动气候系统运动的能源。它进入大气圈之后,如何被大气吸收(水汽)和反射(云、气溶胶等),在到达地面后,又如何被吸收和反射?大气、陆地和海洋吸收之后,又如何以长波形式返回太空?这是非常复杂的循环,人们对它的认识还很少。同时,水循环和能量循环不是彼此独立的,它们有着非常复杂的非线性相互作用。另外,在讨论能量循环和水循环时,植被在其中起着多方面的重要作用。首先,植被影响反射率、辐射的吸收和释放、感热和潜热流、截流降水和保持水分等,其次它还有重要的蒸腾作用。此外,植被的另一个重要作用就是把地下水和大气联接了起来。反过来水热平衡控制着气候,气候又是植被的控制因子,人们对这些相互关联的作用的认识也十分欠缺。为此,WCRP设置了“全球能量和水循环实验”(GEWEX),IGBP设置了“水循环中的生物作用”(Biospheric Aspects of Hydrological Cycle,BAHC)。

(6)海洋和陆地是影响地球环境和气候的两大因子。海洋过程和陆面过程又是紧密联系的。其中一个紧密联系的渠道就是海岸带。但是如何联系是不清楚的。为此IGBP设置了“海岸带陆地和海洋的相互作用”(LOICZ)的课题。

(7)了解过去的气候演变过程可以为预测现在及未来的气候变化提供参考。历史上一些重大的气候事件是如何发生的?它们在全球的分布如何?原因何在?历史上发生过的大气中CO₂等温室气体含量变化与这些事件之间是否有关联?为研究这些问题,IGBP设置了“过去的全球变化”(PAGES)课题。

(8)气候和土地利用的变化以及二氧化碳含量的增加必定影响地球的(陆地和海洋)生态系统,反之生态系统的变化又对气候系统变化和二氧化碳含量变化有反馈作用。为研究这种反馈作用的影响及机理,IGBP设置了“全球变化与地球生态系统”(GCTE)课题。

(9)WCRP和IGBP分别研究了地球各个子系统的内部过程以及它们之间的联系,对所得的大量结果和大量的卫星以及其他的观测所得的新事实加以综合分析,用统一的观点加以解释,进而才能得出地球环境变化的统一的图形。

2001年又由全球环境变化四大科学计划WCRP、IGBP、国际全球环境变化人文因素计划(IHDP)和国际生物多样性研究计划(DIVERSTRAS)联合组建了地球系统科学联盟(ESSP),ESSP有力地促进了地球系统科学系列重大研究计划的交叉与合作,促进了地球系统的综合集成研究,增进了人们对复杂地球系统的认识和理解(葛全胜等2007)。

针对这些重大科学问题,目前采用的研究手段主要包括:观测和分析、气候模拟研究、理论解释。

在观测和分析方面,目前可供气候变化研究的资料除了传统的气象台站常规观测外,近年来卫星遥感探测技术与地面台站网相结合构成的全球观测系统(GOS),为冰雪覆盖、植被分布及土壤水分变化、地球向外辐射等方面的研究提供了极大的便利。另外,全球范围的各种专项观测计划,如:“热带海洋与全球大气研究计划”(TOGA)、“世界海洋环流试验”(WOCE)计划、“全球能量水分循环实验”(GEWEX)计划、“国际卫星陆地气候学计划”(ISLSCP)、“国际全球大气化学计划”(IGAC)、“国际卫星观测云气候学计划”(ISCCP)及各种区域性高分辨观测也为当代气候学研究提供了强有力的支持。但利用观测和分析手段来研究气候变化存在一个明显的缺点,那就是难以清楚地解释影响气候变化的强迫因子。

理论解释一般通过简化的模式去了解气候系统,至少是定性地反映气候系统的某些特性。如利用能量平衡模式,可以增加对地球总能量平衡收支的了解。这种模式虽经过大量简化,但仍可显示出温度、冰盖和反射率之间,或云和辐射之间相互作用的敏感性。利用线性波动分析方法可以定性地再现实测大气或模式大气中,许多遥相关的特性。通过敏感性线性分析可以估计气候平均量对边界或外部条件变化的响应。另外,近年发展起来的E-P理论及无加速定理,可以较好解释原始方程系中的波流相互作用。利用三维瞬变波动力学理论,能对大气环流中的风暴轴和西风急流、纬向动量和动能的局地收支及局地热量收支等进行定性分析。但因全球变化的复杂性,理论研究所进行的大量简化与假设往往会妨碍理论解释的真实性,这是该研究方法存在的一个主要缺陷。

模式模拟研究因其可实验性,在气候变化的研究中具有重要地位。目前常用的模式主要分为全球气候模式及区域气候模式两类。因计算机资源的限制,大多数全球气候模式的空间分辨率仍比较低,对降水变化区域分布详细特征的描述能力较低;同时,模式本身也往往不能很好地刻画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。因而,高分辨的区域气候模式就成为研究区域气候的有效手段,目前这方面的工作越来越受到人们的重视。

1.2 气候模式发展现状

可以把现有的气候模式分成两类:热力学模式和流体力学模式。热力学模式只预报温度,不考虑或只以非常简化的方式考虑运动场对温度的影响,能量平衡模式(EBM)和辐射对流模式都属此类。流体力学模式可以同时计算出温度场和运动场,考虑了它们之间的相互影响,最基本的流体动力学模式是大气环流模式(GCM)。

英国数学家 Richardson 建立了第一个天气数值模式。在第一次世界大战期间,他利用计算尺进行了大量烦琐的计算,求解了适合的方程并给出了6小时预报(Houghton 1998)。Charney 在1950年利用计算机进行了正压天气预报试验。Phillips(1956)第一次在公开的文献中论述了大气环流的数值试验。在其后的几十年里,大气环流模式有了很大的进展。1954年 Silberman 就将谱方法引入了大气模式中,但由于计算量的问题,该方法一直未能广泛应用,只是在转换方法发展之后(Eliason 等 1970, Orszag 1970, Machen 等 1972),谱方法才能与有限差分方法充分竞争,目前,在公认为当前世界上水平最高的参加大气模式比较计划(AMIP)的30个模式中,谱模式占了多数(Phillips 1994)。在垂直离散化方面,Phillips(1957)

提出了 σ 坐标系,给模式的下边界处理带来了便利;另外一些模式中将低层取为沿地形的 σ 坐标,而高层为 p 坐标(钱永甫等 1978, Schleisinger 等 1979, Simmons 等 1981),达到了 p 、 σ 坐标优势互补的目的,针对下部大气中存在等 σ 面上气压梯度力计算误差大(特别是陡峭地形处)的缺点,钱永甫等(1978)改用更一般化的垂直坐标微分变换公式较好地解决了这个问题。在时间积分方面, Marchuk(1965)和 Robert 等(1972)在谱模式中结合了模式时间步长随时间推进的半隐式方法,该方法在描述小振幅重力波运动的线性化项的处理上,可以使用较长的时间步长。Madala(1981)在格点模式中采用了时间积分显式分离方案(Split-explicit-time integration),它可在保证精度的情况下,使用 2 倍的时间步长。在参数化方面,Paltridge 等(1976)广泛地介绍了辐射输送的计算。Slingo(1980)的工作将云量的选择与预报的相对湿度,对流情况及边界层热力结构联系了起来。Briegleb(1992)在计算 O_3 、 H_2O 、 CO_2 和 O_2 等对太阳辐射影响时采用了 δ -埃丁顿近似,在晴空状况下计算的辐射加热率接近了逐线和窄带计算方法的精度。边界层参数化方案则可以按照模式近地面的垂直分辨率区分为两类,即整体边界层方案与显式高分辨边界层方案。Bhumralkar(1976)对整体边界层方案进行了评述,Washington 等(1977)及 Randall(1976)分别提出了各自改进的整体边界层方案;在显式边界层模式里,广泛利用 Monin-Obukhov 相似理论来决定地面通量。在最低层之上,湍流垂直通量被表示为涡度扩散率和显式要素场垂直梯度的乘积。在 Smagorinsky 等(1965)的方案中,扩散率是从局地风切变和混合长计算得到的。而由 Mellor 等(1974)发展的“1.5 阶闭合”方案中,扩散率与一个增加的预报量(局地湍流动能)相联系。但这种基于 K 理论的显式方案不能很好地描述白天由深对流积云造成的物质输送,因而 Holtslag 等(1993)对湍流垂直扩散的方案进行了修改,加进了代表干深对流输送的“负梯度”传输项。

考虑大尺度运动和小尺度积云对流的相互作用,大致可分为两种不同的方法。一种是直接分解积云尺度的运动,求解描述两种尺度运动的方程,这种方法由于工作量太大而只能用于研究工作。另一种方法即用参数化方法考虑小尺度运动对大尺度运动的总体影响。Mintz(1965)最初在大气环流模式中提出了对流调整的概念,但当时只用于不包括水汽变化的干模式。1965 年 Manabe 等在大气环流模式中加入了有水汽凝结的湿对流调整。此后 Gadd 等(1970)又对其进行了修改。Kuo(1965)在研究热带气旋的形成和发展时提出了考虑洋面上对流作用的参数化方法,1974 年又提出了修改方案。Anthes(1977)对其作了进一步修改,形成了目前仍广泛使用的 Kuo-Anthes 积云对流参数化方案。Arakawa 等(1974)提出的对流参数化方案,通过把积云群表示成谱的形式可以考虑同时存在的各种类型的云与大尺度运动的相互作用,但该方案的计算量较大。Grell(1993)对 Arakawa-Schubert 方案进行了改进,使之适合于中纬度地区。

另外,Smagorinsky(1963)在大气环流模式中采用了更完整的原始方程和更逼真的能量源和汇,Mintz(1965)进行了包括地形强迫的全球积分,Smagorinsky 等(1965)增加了垂直分辨率以包括行星边界层和平流层的粗略表达方式,Manabe 等(1965)在模式中加进了水汽过程,1969 年 Manabe 又在 GCM 中增加了“吊桶”陆面过程模式,这些具有里程碑意义的工作对大气环流模式的发展起到了巨大推动作用,从而促进了大量性能各异的气候模式的发展。

近年来,随着人们对气候演变规律认识的加深,提出了“气候系统”的概念,单纯的大气环流模式显然已不能满足气候变化研究的需要,必须将气候系统中各子系统之间的相互作用进行综合考虑,因而出现了多种类型的耦合模式,如:海气耦合、陆气耦合及海陆气冰耦合模式

等。NCAR 的气候系统模式(CCSM3)就包括了大气模式(CAM3)、海洋模式(POP)、陆面生物物理和土壤水循环模式(LSM)及海冰动力与热动力模式(CICE),这些模式之间通过通量耦合(Flux Coupler)程序来相互联系。CCSM 稍后的改进版本还将加入化学和生物化学过程。50 年来,人们利用全球气候模式进行了大量的模拟研究,主要集中在以下几个方面:气候平均状态的模拟、季节突变、大气环流的低频振荡、遥相关的模拟、大气环流对海温异常的响应、季风及降水的模拟、陆气相互作用的模拟、地形及海陆分布对大气环流的影响、云和辐射的相互作用及对气候的影响、CO₂ 和其他微量气体及气溶胶在辐射收支中的作用、低温圈的气候影响等。具体的模拟工作不胜枚举,在此不再详述。

为了对目前全球各种环流模式的性能有一个整体认识,1989 年世界气候研究计划(WCRP)的数值实验工作组提出建立大气模式比较计划(Atmospheric Model InterComparison Project,AMIP)。1995 年 AMIP 对全球 30 个主要大气环流模式(AGCM)的气候模拟能力作了一个系统的检验与比较。表 1.1 列出了参加 AMIP 的 30 个模式概况(王绍武等 1997)。

表 1.1 参加 AMIP 的 30 个模式的概况

代号	作者	模式名	分辨率	单位
BMRC	McAvaney	BMRC 2.3	R31L9	澳大利亚气象研究中心
CCC	Boer	GCM II	T32L10	加拿大气候中心
CNRM	Deque	EMERAUDE	T42L30	法国国家气象研究中心
COLA	Straus	COLA 1.1	R40L18	美国海陆大气相互作用研究中心
CSIRO	Hunt	CSIRO 9 Mark 1	R21L9	澳大利亚联邦科学与工业研究组织
CSU	Randall	CSU 91	4 * 5L17	美国科罗拉多州立大学
DERF	Miyakoda	GFDL SM392.2	T42L18	美国动力中期预报
DNM	Galin	A5407. VI	4 * 5L7	俄罗斯数值数学所
ECMWF	Ferranti	ECMWF Cy36	T42L9	欧洲中期数值天气预报中心
GFDL	Wetherald	CDG1	R30L14	美国地球流体动力实验室
GISS	Lo/Del Genio	MODEL II Prime	4 * 5L9	美国戈达德空间科学研究所
GLA	Lau	GCM-0.10AMIP-01	4 * 5L17	美国戈达德大气实验室
GSFC	Pank	GEOS-1	4 * 5L20	美国戈达德空间飞行中心
IAP	Wang/Zeng	IAP-21	4 * 5L2	中国科学院大气物理研究所
JMA	Sato	GSM8911	T42L21	日本气象厅
LMD	Le Treut	LMD 5	3.6 * 5.6L11	法国动力气象试验室
MGO	Meleshko	AMIP92	T30L14	俄罗斯地球物理观象台
MPI	Dumenil/Schlese	ECHAM3	T42L19	德国马科斯-普朗克气象研究所
MRI	Kitoh	GCM-II	4 * 5L15	日本气象研究所
NCAR	Williamson	CCM2	T42L18	美国国家大气研究中心
NMC	van den Dool	MRF	T40L18	美国国家气象中心
NRL	Rosmond	NOGAPS3.2	T47L18	美国海军研究实验室
RPN	Ritchie	NWP-D40P29	T63L23	加拿大数值预报研究中心
SUNYA	Wang	CCM1-TG	R15L12	美国纽约州立大学阿尔伯尼分校
SUNYA	Wang/Thompson	GENESIS1.5	T31L18	美国纽约州立大学阿尔伯尼分校,
	NCAR			美国国家大气研究中心

续表

代号	作者	模式名	分辨率	单位
UCLA	Mechoso	AGCM6.4	4 * 5L15	美国加州大学洛杉矶分校
UGAMP	Blackburn/Slingo	UGCM1.3	T42L19	英国大学全球大气模拟计划
UIUC	Schlesinger	MLAM-AMIP	4 * 5L7	美国乌尔巴那平原伊利诺伊大学
UKMO	Hall	UM-CLIMATE1	2 * 3.75L19	英国气象局
YONU	Oh	Tr5.1	4 * 5L5	韩国延世大学

AMIP 结果显示:几乎所有模式都能够模拟出大尺度大气环流的平均季节结构,但没有任何一个模式在各方面都好,而且模式一般高估了季节循环的方差,低估了年际变率,并且各个模式在模拟不同气候要素的时空变化时彼此差别也较大。赵宗慈等(1998)也通过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。

为了克服 GCM 在模拟区域气候方面存在的困难,除了增加现有全球环流模式的水平分辨率,在全球环流模式中采用变网格方案技术及采用对 GCM 的模拟结果进行尺度转换(downscaling,半经验方法)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(Giorgi 等 1991)。魏和林等(1998)在研究区域气候模式侧边界的处理对东亚夏季风降水模拟的影响时也指出,区域气候模式的一个主要优越性就是能够对多种不同尺度之间的相互作用进行更好的模拟。目前的区域气候模式一部分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)的许多气候学物理过程,使之便于作气候模拟(Giorgi 1990)。Dickinson 等(1989)在这方面作了开创性的工作。他们将 NCAR 的有限区域中尺度模式(MM4)与 Dickinson(1984)设计的生物圈-大气传输方案(BATS)相耦合,并与 NCAR 的 CCM 嵌套在一起,成功地对美国西部作了 20 天的气候模拟。其后 Giorgi 等(1989,1990)又对其进行了进一步的完善,如加入由 Kiehl 等(1987)发展的 CCM1 中的辐射传输包,并对边界层参数化和对流降水参数化等方案也作了修改,最终形成了 NCAR 的第一代区域气候模式 RegCM1。随着 NCAR CCM 的发展,RegCM1 中又逐渐加入了 Briegleb (1992)为 CCM2 设计的辐射传输方案及 Dickinson 等(1993)改进的 BATS1e 方案,另外,对边界层参数化、积云对流参数化及土壤温、湿计算等方案也作了进一步改进,并于 1993 年推出了第二代区域气候模式(RegCM2)(Giorgi 等 1993a,1993b)。与此同时,美国及其他国家的气象研究机构也研制成功了各自的区域气候模式,如:美国科罗拉多州立大学(CSU)的 RAMS、美国气象中心(NMC)的 RCM-NMC、美国能源部太平洋西北国家试验室的模式(PNNL-RCM)、意大利国际理论物理中心区域气候模式(RegCM-ICTP)、美国纽约州立大学 Albany 分校的区域气候模式(SUNYA-ReCM)、德国马科斯-普朗克气象研究所(MPI)的模式、中国气象局国家气候中心区域气候模式(RegCM-NCC)、中国科学院大气物理研究所区域环境系统集成模式(RIEMS)、英国气象局的 RCM-UK 及澳大利亚的 LRM-AUS 等模式。中国除了引进、完善 NCAR 的 RegCM2 及 CSU 的 RAMS 等模式外,由钱永甫等设计的 P- σ 原始方程模式(NJU-RCM)也广泛用于区域气候模拟的研究。