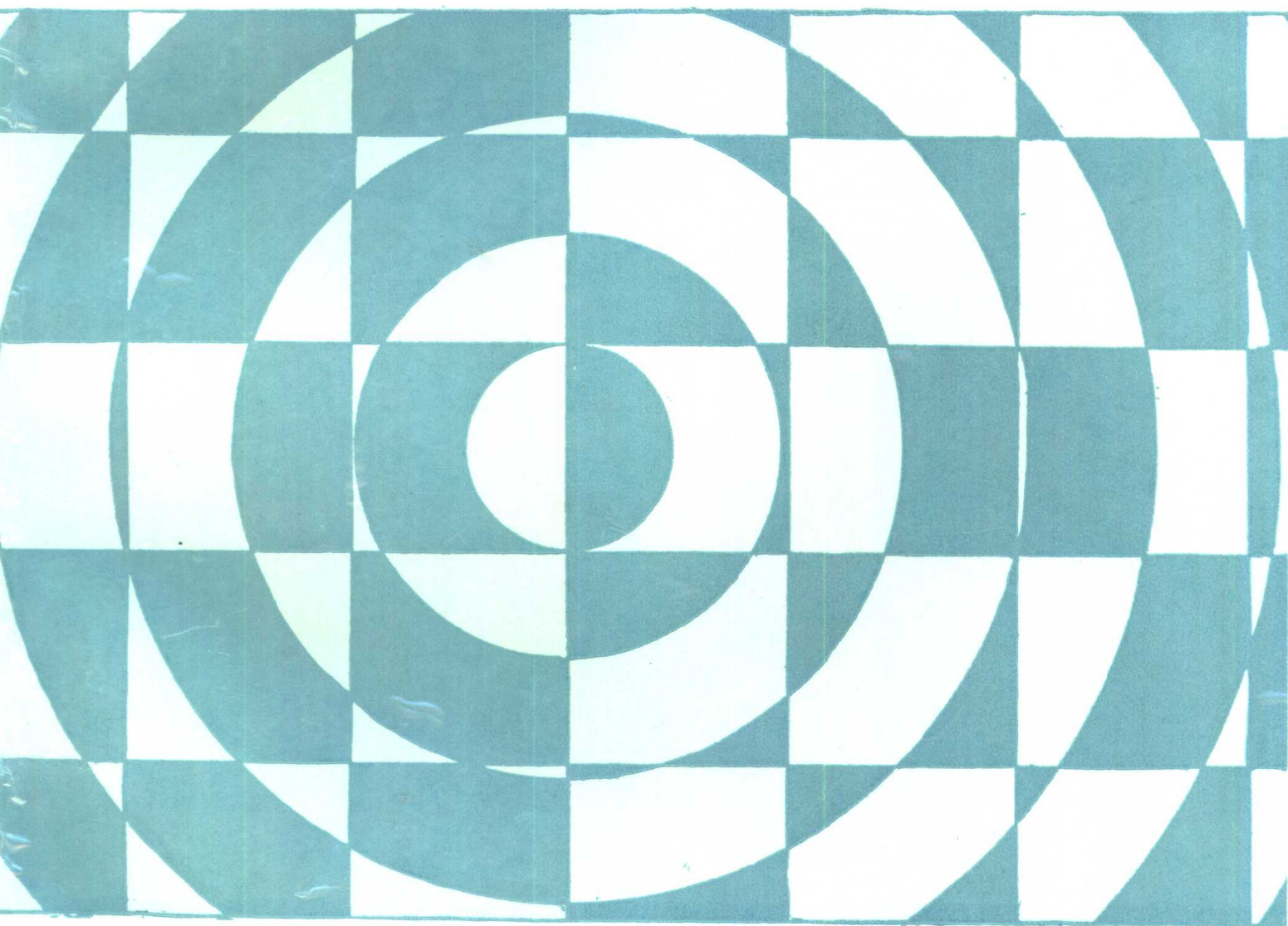


二维全球动力、辐射 和光化耦合模式研究

李维亮 周秀骥 等著



气象出版社

二维全球动力、辐射和光化 耦合模式研究

李维亮 周秀骥 等著

气象出版社

(京)新登字 046 号

内 容 简 介

本书是“七五”重点课题的研究成果之一。主要介绍二维全球动力-物理模式的建立;二维全球动力和物理模式的发展,大气化学模式研究;二维全球动力、辐射和光化耦合模式的建立和发展。本书供气象科技研究人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

二维全球动力、辐射和光化耦合模式研究/李维亮等著. 北京:气象出版社,1995. 11

ISBN 7-5029-2055-2

I. 二… II. 李… III. 大气模式-理论气象学-研究 N. P351.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(95)第 20434 号

气象出版社出版发行

(北京西郊白石桥路 46 号 邮编 100081)

*

责任编辑 潘根娣 终审 周诗健

封面设计 严 晨 责任技编 潘根娣 责任校对 李 亮

*

中国科学技术信息研究所印刷厂印刷

*

开本:787×1092 1/16 印张:7.25 字数:186 千

1995 年 11 月第一版 1995 年 11 月第一次印刷

*

印数:1—600

定价:12.00 元

前 言

近百年来,由于人类工农业生产和社会活动的急剧发展,排放出大量的气体及尘埃粒子进入大气,使对流层到平流层整个地球大气的组成发生了明显变化。特别是由于化石燃料的大量消费,森林的大面积采伐,化学肥料的大量使用以及其它的人类活动,已释放了大量二氧化碳(CO_2)及甲烷(CH_4)、氧化亚氮(N_2O)和含氟氯烃(CFCs)等微量气体进入大气,这些气体在大气中浓度的增加已可以影响整个地球大气系统的辐射收支,加强所谓的温室效应,使全球地表面温度增加,改变全球的大气环流状况,从而导致全球性和区域性的气候变化,对环境生态平衡造成破坏,对人类社会产生发展产生影响。已引起政府各部门的广泛关注,是当今大气科学与环境科学中几个重大研究问题之一。

在我国第七个五年计划建设期间,国家气象局(现为中国气象局)科技教育司和国家科委社会发展科技司下达了部门重点课题“大气成分变化的气候效应的数值模拟和温室气体浓度变化对邻近地区和我国气候影响”。推动了中国气象科学研究开拓环境与气候新领域的研究。

数值模拟是目前研究大气中微量气体成分发生变化后对气候影响的最有效方法。但是温室气体的气候效应问题的研究需要研究大气化学、动力、辐射和它们之间相互作用的过程,而气候系统中动力过程和化学过程本质上是三维的,用三维动力、辐射和化学耦合模式来进行数值模拟最为合适。但三维模式模拟的计算量过大,即使用现代的巨型计算机也难以承受。故国内外开始通用一维辐射、对流、光化学模式来研究上述问题较多,一维模式对大气化学过程的考虑比较全面和细致,但有很大局限性。原因在于微量气体的气候影响受太阳辐射的控制,纬度效应十分显著。而介于一维和三维模式之间的二维模式却可以包含这种相互作用过程,并且计算量不大,在我国现有的计算机条件下可以承受。因而设计一个二维全球动力、辐射和光化学耦合模式来研究微量气体的气候效应不失为是有力手段之一。因此在执行该课题过程中,基于上述思想,我们主攻设计二维全球动力、辐射、光化学耦合模式。本书就是在“七五”期间执行该课题的总结。但是应该看到这方面工作刚刚起步,因此对问题的研究不够深入完善,在“八五”期间该工作仍在继续,乃至“九五”期间我们也将计划进一步深入地进行研究。另外,由于我们水平有限,因此书中存在的错误和缺点在所难免,我们希望有关专家和读者能提出批评和指正。

龚威、刘煜、张正秋、郭彩丽、付超、莫文涛等同志都参加本书中部分工作。尤其郭彩丽为本书文字统一和编排付出了大量的劳动。陈隆勋教授也参加该课题的前面部分工作,在以后的工作中我们也得到他的多次热情帮助。另外,在研究过程中碰到一些困难问题,得到气象界有关专家的热情帮助,使我们的工作得以顺利进行,所有在此一并表示衷心感谢。

周秀骥,李维亮

1995年9月

目 录

1 绪论	(1)
2 二维全球动力-物理模式的建立	(6)
2.1 模式的描述	(6)
2.2 物理过程的参数化	(8)
2.3 初值	(10)
2.4 模式性能的试验结果	(10)
3 二维全球动力和物理模式的发展	(18)
3.1 经向涡动动量通量参数化及其试验	(18)
3.2 大尺度涡旋经向热量、水汽通量参数化及其试验	(23)
3.3 下垫面过程参数化的改进和试验	(35)
3.4 有无地形试验	(50)
3.5 气候模式中陆面(植被)过程参数化及其试验	(54)
4 大气化学模式研究	(68)
4.1 一维大气对流层化学模式的研究	(68)
4.2 一维大气对流层-平流层化学模式的研究	(76)
4.3 平流层温度响应对温室气体-气候效应的数值研究	(83)
5 二维全球动力、辐射和光化耦合模式的建立和发展	(93)
5.1 方程与模式	(93)
5.2 初步试验结果	(96)
5.3 CO ₂ 加倍的敏感性试验	(103)
5.4 展望	(106)

1 绪论

近 10 多年来,世界上发生的大范围持续性的气候异常给许多国家带来了严重灾害,给粮食和能源都造成了严峻的形势。例如,持续多年的非洲干旱使许多国家出现严重粮食危机,甚至上百万人处于饥荒之中;即使在经济最发达的美国,在气候异常面前也多少只能“听天由命”,1972 年冬季的严寒加剧了当时的能源危机,给美国造成了巨大的经济损失;而 1988 年的干旱又造成了美国 37% 的粮食减产。气候,尤其是气候变化,对经济和社会发展造成的影响已成为当前各国政府和科学界十分关注的问题。今后气候变化的趋势如何? 什么因素控制着气候的长期变化趋势? 这是一个与全球所有国家工、农业生产有密切关系的问题,特别对于农业生产的布局、粮食产量以及能源的需求和布局等有很大的影响。

气候变化影响人类的生产和生活,同时,人类活动也给气候带来重大的影响。1827 年,物理学家和数学家 Fourier 首先指出大气的温室效应和人类活动可以影响气候。随后,Arrhenius(1896)论述了大气中 CO_2 变化的气候影响,正式建立了气候变化的温室理论。他发现 CO_2 加倍全球增暖 5K,由此 Arrhenius 得出结论在古代就是由于大气中 CO_2 的减少,才会有大规模的冰期。这个结论很快得到赞同,因为对冰川所含气泡的分析表明在间冰期 CO_2 的浓度在 270~300ppmv 中摆动,而在冰河期是 180ppmv。最后,Callendar(1938)得出结论,人类活动可以使大气中 CO_2 增加,而 CO_2 的增加能使全球变暖。

随着观测手段的改进,人们对气候变化有了越来越丰富的认识,逐渐认识到太阳辐射所发射的短波辐射与地气系统所放射的长波辐射所形成的辐射收支和平衡过程是决定气候的根本因子。

气候系统的平均全球能量收支表明,大约一半的入射太阳辐射(波长在 0.2~0.4 μm 之间)被地球表面吸收。这一辐射增暖地球表面,然后地球表面在红外区(4~100 μm)释放能量;地球大气中的各种气体成分能够吸收这一辐射,然后向上面的空中和向下面的地表放射能量。这一向下的放射辐射用来进一步加热地球表面,这一增暖就是著名的温室效应(Greenhouse effect)。

由空中观测到的有效放射温度(约 255K)和全球平均地面温度(约 288K)的差值可以估计温室效应的强度,辐射收支的卫星观测资料更直观地显示了这个差异。图 1.1 中,地表面温度是 288K 时,它的放射辐射通量是 390W/m²。其中只有 237W/m² 释放到外层空间,其余 153W/m² 被围绕地球的大气层吸收。

具有温室效应的主要成分是大气中的气体。云和气溶胶也可以吸收和散射热红外辐射,但它们也增加行星反照率。 H_2O 、 CO_2 和 O_3 等微量气体在红外波段有较强的吸收带,这些吸收带的波长范围基本上处于地球表面低温发射体的发射峰值。这些具有温室效应的大气微量气体成分连同气溶胶和云等对地气系统辐射收支具有重要影响的组成统称为辐射活跃(radiative active)成分。

地球大气的化学组成由于人类活动的影响一直在发生着变化(表 1.1)。南极和格陵兰冰块中的气泡显示出自工业革命开始以来,辐射活跃的气体,例如 CO_2 、 CH_4 和 CO 的浓度曾经有过明显的增长。此外,工业产生的氯氟烃(CFC)正以很高的浓度在大气中出现,而且

有证据表明对流层中 O₃ 和大气微粒的浓度至少存在区域性的增加。大气测定显示出最近几十年里在许多情况下微量气体变化的速度也在提高。

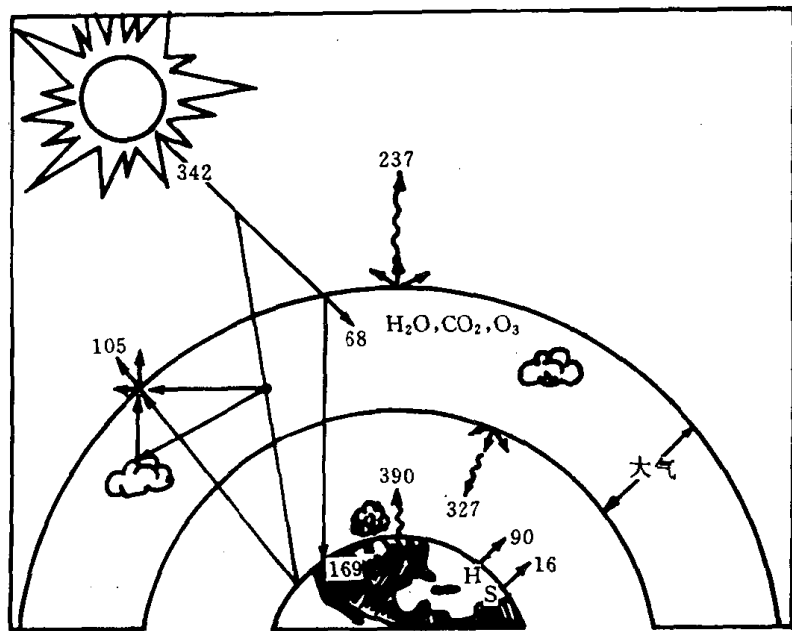


图 1.1 年平均全球能量平衡

(注:大气层顶的入射太阳辐射(342W/m²),反射的太阳辐射(105W/m²)和射出长波辐射(237W/m²)是从卫星资料得到的,其他的量是从正式发表的各种模式和经验计算得到的)

表 1.1 受人类活动影响的主要温室气体^①
(引自 WMO,1990)

参 量	CO ₂	CH ₄	CFC—11	CFC—12	N ₂ O
工业革命以前大气中的浓度	280ppmv ^②	0. 8ppmv	0	0	288ppbv ^②
当前(1990 年)大气中的浓度 ^③	353ppmv	1. 72ppmv	280pptv ^②	484pptv	310ppbv
当前在大气中年累积率	1. 8ppmv (0. 5%)	0. 015ppmv (0. 9%)	9. 5pptv (4%)	17pptv (4%)	0. 8ppbv (0. 25%)
在大气中的存留时间(年) ^④	50~200	10	65	130	150

① 因为缺少精确的资料,臭氧未被列入表内。
② ppmv=百万分之一(10⁻⁶)单位体积,ppbv=十亿分之一(10⁻⁹)单位体积,pptv=一万亿分之一(10⁻¹²)单位体积。
③ 当前(1990 年)的大气浓度是根据外推的最近几年来的观测报告来估算的,其中假定这些气体的最近趋势保持恒定。
④ 对表中除 CO₂ 之外的每一种气体,其存留时间在这里定义为它在大气中的含量与其总清除率的比,这个时间尺度可以用来表征大气浓度对其排放效率突然变化适应的快慢。由于 CO₂ 没有真正的汇,它只是在不同的贮藏库之间循环,因此表中给出的 CO₂ 的存留时间仅仅是其浓度适应 CO₂ 排放物变化所需时间的大概估计。

温室气体影响地球大气辐射平衡的有效性依赖于它在大气中的浓度和垂直结构分布以及它吸收地球向外长波辐射的能力。对流层中水汽是唯一最重要的温室气体,但它在大气中的浓度并不直接受人类活动排放物的影响。 CO_2 作为一种受人类活动影响的温室气体有着最大的辐射效应,这类气体还包括 CFC、 CH_4 以及对流层中的 O_3 和 CO 。虽然目前大气中 CO_2 浓度的增长率比 CCl_3F (F 11) 和 CCl_2F_2 (F 12) 加起来还大 7 万倍,比 CH_4 大 120 倍,但由于氯氟烃类的相对分子强迫大于 CO_2 的相对分子强迫(计算表明:大气中增加一个 F 11 或 F 12 分子可以和增加 10^4 个 CO_2 分子具有相同的地表增暖效应,见 Ramanathan, 1975)。 CO_2 对辐射强迫变化的贡献大约只是 55%,与之相比, F 11、F 12 为 17%, CH_4 为 15%,其余的 CFC 和 CO 的贡献分别为 8% 和 5% (WMO, 1990)。尽管平流层中 O_3 的贡献可能很重要,但由于缺乏足够的观测资料来确定它的趋势,因此未能给出定量的结果。上述分配是根据气体吸收地球辐射的有效性的差异提出来的。

温室气体的浓度变化对气候系统有以下影响:

(1) 直接辐射-气候效应:大气中许多分子拥有纯旋转或振动旋转光谱,这使得它们能够放射和吸收一些红外辐射,这类气体包括水汽、 CO_2 和 O_3 (但不是大气中的主要成分氧和氮)。这些吸收特性是造成温室效应的直接原因。一系列因子尤其是与黑体放射辐射的谱分布有关的分子吸收谱决定了增加一个分子影响辐射强迫的能力,图 1.2 中虚线给出大气温度范围内放射辐射随波长的分布(图中虚线表示一个黑体在温度为 294K、244K 和 194K 时的热红外放射;实线是中纬度夏季晴空,地面温度为 294K 时,用标准的窄带辐射方案得到的每 10cm^{-1} 间隔的对流层顶净辐射通量(W/m^2)。通常,实线与虚线越接近,大气的透明度越好)。除非一个分子在显著放射的波长区有强的吸收带,否则它对净辐射的作用可能很小。

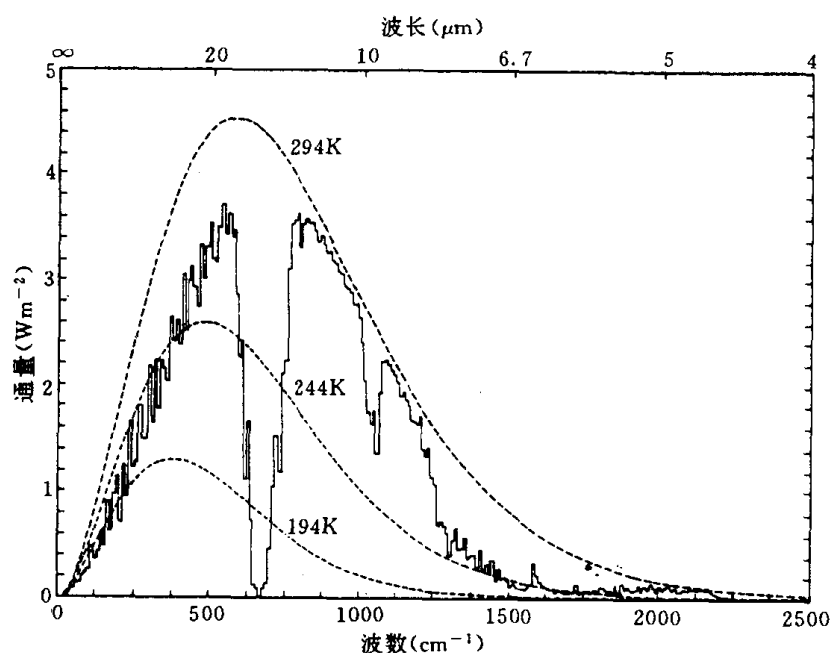


图 1.2 散射辐射随波长的分布(引自 WMO, 1990)

(2) 气候-化学反馈作用,亦称间接影响:除直接影响外,许多温室气体还通过与大气化学过程的相互作用对气候产生间接的辐射影响。表 1.2 给出了其中的一些相互作用。例如,

大气测量和理论模式均指出 O₃ 在对流层和平流层分布的变化是这些相互作用的结果。

表 1.2 直接辐射效应和间接微量气体化学-气候相互作用(引自 WMO,1990)

气体	温室气体	它在对流层的 浓度受化学影响	对对流层 化学的影响*	对平流层 化学的影响*
CO ₂	是	不	不	是,影响 O ₂
CH ₄	是	是,与 OH 起反应	是,影响 OH, O ₃ 和 CO ₂	是,影响 O ₂ 和 H ₂ O
CO	是,但弱	是,与 OH 起反应	是,影响 OH, O ₃ 和 CO ₂	不显著
N ₂ O	是	不	不	是,影响 O ₃
NO _x	是	是,与 OH 起反应	是,影响 OH 和 O ₂	是,影响 O ₃
CFC—11	是	不	不	是,影响 O ₃
CFC—12	是	不	不	是,影响 O ₃
CFC—113	是	不	不	是,影响 O ₃
HCFC—22	是	是,与 OH 起反应	不	是,影响 O ₃
CH ₃ CCl ₃	是	是,与 OH 起反应	不	是,影响 O ₃
CF ₃ ClBr	是	是,光解作用	不	是,影响 O ₃
CF ₃ Br	是	不	不	是,影响 O ₃
SO ₂	是,但弱	是,与 OH 起反应	是,增加气溶胶	是,增加气溶胶
CH ₃ SCH ₃	是,但弱	是,与 OH 起反应	SO ₂ 是源	不显著
CS ₂	是,但弱	是,与 OH 起反应	COS 的源	是,增加气的胶
COS	是,但弱	是,与 OH 起反应	不显著	是,增加气溶胶
O ₃	是	是	是	是

* 大气化学影响限于能显著影响气候的成份的化学影响。

由于气候系统中物理、化学、辐射、动力等诸多过程的复杂耦合。目前,模拟和预测温室气体影响气候变化的有效方法是在一套完整的支配气候系统的基本物理原理的基础上建立数值模式。自从 Manabe 等人在 1967 年建立了第一个当代气候模式——一维辐射对流模式以来,人们已进行了大量的、复杂程度各异(包括模式的维数和包含的各种反馈机制)的模式研究。

包含辐射、光化学和传输过程之间复杂的相互作用的最简单的模式就是所谓的一维模式。这些模式不包括水平变化,逻辑上也可以认为它们代表了全球平均(水平均匀)状况。然而,历史上也用来代表局地状况,经常代表一些固定纬度的条件,例如 30°N。在从前,一维模式曾经只考虑光化学问题,用经验的涡旋扩散系数作为传输过程的参数化(例如 McElroy, et al., 1974; Hunten, 1975)。

这样的模式除了简单而外已成为了解复杂的大气化学反馈的有效工具。此外,对于各种各样的人类活动引起的平流层 O₃ 的变化,一维模式在对此进行的多种评估中也是最基本的工具(例如 National Research Council, 1979)。典型情况下,这些模式规定了温度分布,因此对平流层气候变化只具有间接意义。

后来,一些研究者开始尝试把这些化学一维模式同 Manabe 等(1976)型的辐射-对流一维气候模式耦合在一起。这类模式包括 Lather 等(1997)和 Boughner(1978)等。

如今,主要的注意力已经包括了由计算 O₃ 的变化造成的气候反馈的影响。随着 CO₂ 之外的重要的辐射活跃成分对气候产生越来越重要的影响,研究者对于包括光化学反馈的气候系统的研究将给予更多的关注。然而这种情况下,一维模式结构就显示出其局限性来。特别是对于用平流层水汽计算化学-气候反馈,微量物质的空间分布似乎从根本上依赖于三维模式。

气候和化学的问题包含许多物理过程,即使是最好的一维模式也不过表示了其中很少

的一部分。逻辑上下一步便是建立纬向-垂直平面的二维模式。这样就能包含许多依赖于太阳高度角的过程。这个范畴内的许多模式规定了各种带状对称结合中的传输过程和涡旋机制。

过去主要关心平均和涡旋输送过程的一致性问题。近年来概念上有了进步,半经验方法也取得了成功。这些进展主要是用化学传输模式取得的。这类模式中,当平流层的微量成分或气候发生变化时,传输过程不变。后来的模式中,涡旋通量是经验给定的(通常用局地涡旋扩散系数),但经向环流却是与这些通量一致响应计算出来的。由于当微量成分发生大的变化时,根本的涡旋强迫仍保持不变,所以,从更根本的意义上说,这些模式也不是真正的气候模式。然而它们可能抓住了微量气体变化的气候响应的二维动力部分中的重要部分。

显然,化学和动力两种过程本质上都是三维的,因此在这类微量气体-气候问题的分析中,三维化学-气候模式的作用将逐步上升。但是一者由于对于大气成分的三维物理、化学过程至今还没有全面清晰的了解,二者即使在现有理论模式的基础上要建立较完善的三维模式也还有待于计算条件的进一步发展。

综上所述,我们在中国气象局科技教育司和国家科委社会发展科技司的支持下,作为中国气象局科教司第七个五年计划的重点科研项目和国家科委社会发展科技司的重点科技项目,我们建立和发展了我国自己的二维辐射-动力-光化学耦合模式,对于研究微量气体的气候效应和全球大气中微量气体浓度的二维时空分布及大气中各种物理和化学因子对这些分布的影响是一个有力手段。同时,所得到的模拟结果也可以给农业环境等部门提供决策依据。

2 二维全球动力-物理模式的建立

2.1 模式的描述

本模式采用原始动力方程组。在垂直方向用 σ 坐标,水平方向用球坐标。

2.1.1 模式方程

若用“—”来表示纬向平均,用“'”表示对纬向平均的偏差,把方程写成通量形式,则大气运动的原始方程组可写成如下形式:

连续性方程

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \bar{p}}{\partial t} + \bar{\pi} \bar{\sigma} \right) - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} m) = 0 \quad (2.1)$$

运动方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{u}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{u}}{\partial \sigma} + \left(f + \frac{n}{a} \bar{u} \right) \bar{\pi} \bar{v} \\ & + \bar{F}_u - g \frac{\partial \bar{\pi}_u}{\partial \sigma} - \left(\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{u}' \bar{v}' m) + \frac{\partial \bar{\pi} \bar{u}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \right) + \frac{n \bar{\pi}}{a} \bar{u}' \bar{v}' \end{aligned} \quad (2.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{v}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{v}}{\partial \sigma} - \left(f + \frac{n}{a} \bar{u} \right) \bar{\pi} \bar{u} \\ & + \bar{F}_v - g \frac{\partial \bar{\pi}_v}{\partial \sigma} - \left(\bar{\pi} \frac{\partial \bar{\Phi}}{a \partial \varphi} + \bar{\pi} R \bar{T} \frac{\partial \bar{m} \bar{p}}{a \partial \varphi} \right) - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v}' \bar{v}' m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma}' \bar{v}'}{\partial \sigma} - \frac{n}{a} \bar{\pi} \bar{u}' \bar{v}' \end{aligned} \quad (2.3)$$

热力学方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{T}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{T} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{T}}{\partial \sigma} + \frac{\partial \bar{\pi}_T}{\partial \sigma} \\ & + \frac{\bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{\alpha}}{C_p} \left(\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\pi}}{a \partial \varphi} + \frac{\bar{\pi} \bar{\sigma}}{\sigma} \right) + \bar{F}_T + \frac{\bar{\pi} \bar{Q}}{C_p} - \left[\frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{T}' \bar{v}' m) + \frac{\partial \bar{\pi} \bar{T}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \right] \end{aligned} \quad (2.4)$$

地面气压倾向方程

$$\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial t} + \frac{1}{am} \int_0^1 \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{v} m) d\sigma = 0 \quad (2.5)$$

水汽守恒方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\pi} \bar{q}}{\partial t} = & - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{q} \bar{v} m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{\sigma} \bar{q}}{\partial \sigma} + \bar{F}_q - g \frac{\partial \bar{\pi}_q}{\partial \sigma} \\ & + \frac{\bar{\pi}}{C_p} (\bar{Q}_l + \bar{Q}_c) - \frac{1}{am} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{\pi} \bar{q}' \bar{v}' m) - \frac{\partial \bar{\pi} \bar{q}' \bar{\sigma}'}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (2.6)$$

静力方程

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\pi \bar{\alpha} \quad (2.7)$$

状态方程

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{\bar{\rho}} = \frac{RT}{\bar{p}} \quad (2.8)$$

这里 $m = \cos\varphi$, $n = \tan\varphi$, φ 为纬度; p 为气压, $\sigma = (p - P_t)/(P_s - P_t)$, P_t 是模式大气顶的气压, 在模式中取固定值 10hPa, P_s 是地面气压, $\pi = P_s - P_t$; a 为地球半径; t 为时间; α 为比容, T 为空气温度, q 为比湿, f 为科里奥利参数, Φ 为势能, R 为气体常数, C_p 是常压下的比热; $\sigma = d\sigma/dt$ 是垂直速度, u 为纬向风速, v 为经向风速; Q 是单位质量的加热率, Q_i 和 Q_c 分别是因大尺度降水和对流降水而形成的水汽的源; F_u 、 F_v 、 F_T 和 F_q 均为相应变量的水平扩散项。 τ_u 、 τ_v 、 τ_T 和 τ_q 是通过湍流对动量、温度、水汽的垂直混合或地面摩擦项。

2.1.2 没有涡动项的基本方程

在模式大气的垂直方向有五层 σ 面层, 并且在地面 ($\sigma = 1$) 和模式大气顶 ($\sigma = 0$) 有 $\sigma = 0$ 。

在方程 (2.1) ~ (2.8) 中, 若忽略涡动项 (有关涡动项的参数化方案将在后面的章节中讨论) 我们就得到平均的预报方程。方程 (2.2) ~ (2.4) 和 (2.6) 中的 $\bar{F}_u - g \frac{\partial \bar{\tau}_u}{\partial \sigma}$ 、 $\bar{F}_v - g \frac{\partial \bar{\tau}_v}{\partial \sigma}$ 、 $\bar{F}_T - g \frac{\partial \bar{\tau}_T}{\partial \sigma}$ 、 $\bar{F}_q - g \frac{\partial \bar{\tau}_q}{\partial \sigma}$ 项被保留下来, 且 τ 项可简单地表示为:

$$\begin{cases} \tau_v = -\frac{q\rho^2}{\pi} K_v \partial \frac{V}{\partial \sigma} & (\text{在大气中}) \\ \tau_v = C_D \rho_s |V_s| V_s & (\text{在陆表面}) \end{cases} \quad (2.9)$$

其中 K_v 是动量的湍流交换系数, 模式中取为 $K_v = 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$; C_D 为地面摩擦拖曳系数, 它随地面特性的不同而变化, 在我们的模式中取为在海面 $C_D = 0.0015$, 在平原 $C_D = 0.003$, 在高原 $C_D = 0.004$; V_s 为大气边界层顶的风速, 这里用地面风速代替; ρ_s 是地面的空气密度。

同样, 若用 q_s 表示地面的饱和比湿, 用 q_a 表示地面空气的比湿, 则水汽的湍流垂直混合可写为:

$$\begin{cases} \tau_q = -\frac{g\rho^2}{\pi} K_v \frac{\partial q}{\partial \sigma} & (\text{在大气中}) \\ \tau_q = \frac{2q}{\Delta\sigma} \rho_s C_D |V_s| (q_s - q_a) & (\text{在陆表面}) \end{cases} \quad (2.10)$$

若用 A 来代表风速 (u 或 v)、温度 (T)、水汽 (q) 中的任一变量, 用 K 表征扩散系数, 则水平扩散项可以简单地表示为:

$$F_A = \nabla^2 K \pi A \quad (2.11)$$

其中 ∇^2 为 Laplace 算子, 在模式中 K 取 $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

在模式的水平方向我们采用 Arakawa 的蛙跃差分格式, 水平格距为 2.5 个纬度。在模式中 u 和 v 被定义在 88.75°N、86.25°N、83.75°N、81.25°N、...、81.25°S、83.75°S、86.25°S、88.75°S 等格点上, T 、 q 及其它要素被定义在 90°N、87.5°N、85°N、82.5°N、...、82.5°S、85°S、87.5°S、90°S 等格点上。所以对 u 和 v 而言水平方向共有 72 个点, 而 T 和 q 等要素则有 73

个格点。

模式大气在垂直方向被分为五层,图 2.1 为无地形情况下模式大气的分层示意图。从图中可以看出, u,v,T,q 等要素定义在 $\sigma=0.1,\sigma=0.3,\sigma=0.5,\sigma=0.7,\sigma=0.9$ (图中用虚线表示)等层上, p 和 σ 则定义在 $\sigma=0,\sigma=0.2,\sigma=0.4,\sigma=0.6,\sigma=0.8,\sigma=1$ (图中用实线表示)等层上;当 $\sigma=0,1$ 时, $\sigma=0$

图 2.2 为模式在作数值模拟时所用地形的示意图。高原地形的最大高度为 4000m,其南坡的平均坡度假定为 $1/275$ 。在整个时间积分中,时间差分采用 Euler 后差,时间步长为 6min,而对于方程中的源项是每小时计算一次。

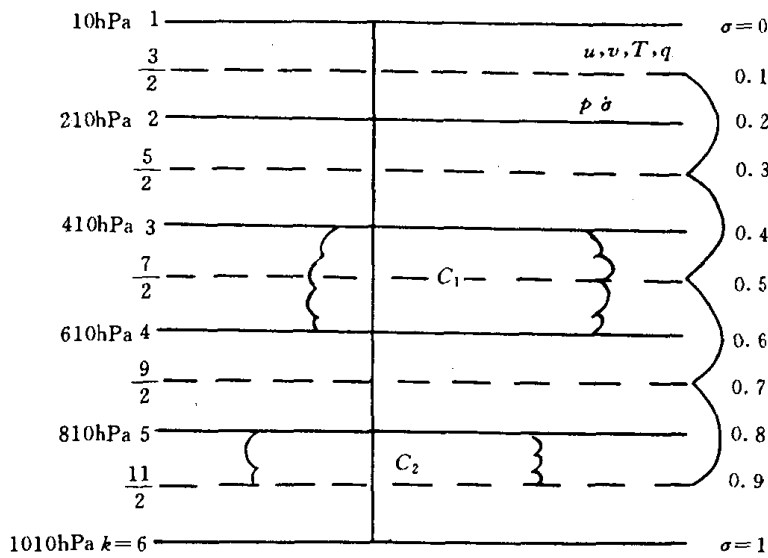


图 2.1 无地形情况下的大气分层示意图

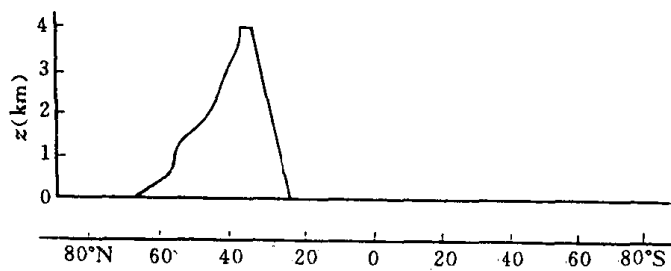


图 2.2 模式中考虑的高原地形示意图

2.2 物理过程的参数化

2.2.1 辐射加热

辐射加热是大气环流形成中的主要因素之一,因此,我们必须考虑这个过程。我们的模式采用的是 Chen 和 Li(1985)发展的辐射参数化方案。即在模式大气中只考虑两层云:中云和低云。低云的产生限制在 $\sigma=0.8$ 和 0.9 两层之间,中云的产生限制在 $\sigma=0.6$ 和 $\sigma=0.4$ 两层之间。云对长波辐射而言可考虑作为黑体处理。这些云可以重叠,云和云之间可发生多次的反射、散射和吸收。在对流层中,短波和长波辐射的主要吸收物质是 CO_2 、 O_3 和水汽。长

波辐射的净辐射通量是用 Yamamoto(1952)的图解法来计算的。

2.2.2 凝结加热

凝结加热是影响平均环流的主要因子之一,对于1个月以上的模拟试验必须考虑这个因子。一般地,凝结加热可分为两种:一种是发生在稳定层结的大气中通过大尺度运动引起的凝结加热;另一种是发生在积云对流中的凝结加热。

(1)大尺度凝结加热

我们首先假定大尺度凝结加热发生在 $k=\frac{5}{2}$ 和 $k=\frac{11}{2}$ 两层之间(见图 2.1),并满足以下假定:(a)大气中含有足够多的凝结核;(b)大气中不存在过饱和和过冷却水滴;(c)大气中没有悬浮在空中的水滴;(d)下垫面的水滴和蒸发可以被忽略掉。

在大气满足以上假定的条件下,当 $\sigma \leq 0$ 和 $q \geq q_s$ 时,存在水汽方程:

$$\frac{dq}{dt} = -C \quad (2.12)$$

其中 C 是水汽的变化率。因为:

$$q_s = 0.622 \frac{e_s}{p} \quad (2.13)$$

这里 e_s 为地面的饱和水汽压。方程两边取对数,然后取微分可导出:

$$\frac{1}{q_s} \frac{dq_s}{dt} = \frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dt} - \frac{w}{p} \quad (2.14)$$

其中 $w = \frac{dp}{dt}$, 即空气的垂直 p 速度。从克劳修斯-克拉珀龙方程,我们有:

$$de_s = \frac{L_{uv} e_s}{R_v T^2} dT \quad (2.15)$$

这里 R_v 为水汽的气体常数, L_{uv} 为水的汽化潜热。现假设大气中的非绝热加热仅仅是因凝结时的潜热释放所引起,则有热力学方程:

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} w = -L_{uv} \frac{dq_s}{dt} = L_{uv} C \quad (2.16)$$

考虑方程(2.14)~(2.16),我们可得水汽随时间的变化率:

$$\frac{dq_s}{dt} = \frac{q_s T}{p} \left(\frac{L_{uv} R - C_p R_v T}{C_p R_v T + q_s L_{uv}^2} \right) w \quad (2.17)$$

这就是我们所需要的表达式。

(2)积云对流加热

目前,由于我们对积云对流降水和大尺度环流之间的非线性相互作用的机制还不十分清楚,因此,积云对流加热的计算是十分困难的。当前存在着不同假设条件下的几种参数化方案。我们的模式所采用的是 Kuo(1974)的计算方案,其优点是便于计算并便于与实际情况比较。

2.2.3 下垫面和大气之间的感热和潜热交换

海洋对大气的作用是人所共知的,模式中我们把海面和陆面分开来考虑,且海面温度假定为多年的气候平均值。海陆分界线选在 7.5°N 处。陆表面温度 T_g 可用下式计算:

$$\Gamma \frac{\partial T_g}{\partial t} = S - L - H_s - H_l - H_e \quad (2.18)$$

其中 Γ 是地面的总体热容量, S 是净向下的太阳辐射通量, L 是净向上的长波辐射通量, H_s 是感热通量, H_l 是潜热通量, H_c 是土壤的热传导。从地面向大气的感热通量 H_s 可用:

$$H_s = \rho_s C_D V_s C_p (T_g - T_a) K_1 \quad (2.19)$$

来计算, 潜热通量 H_l 用:

$$H_l = \rho_s C_D V_s L_{uv} (q_s - q_a) K_2 \quad (2.20)$$

来计算, 式中 T_a 是地面空气温度, V_s 是地面风速标量, K_1 和 K_2 是系数。在计算 H_s 和 H_l 时, 假定 $V_s \geq 2.0 \text{ m/s}$ 。

2.3 初值

我们进行模拟所用的陆面初值是 3 月份的气候资料, 包括 3 月份的平均纬向风和温度。相应的海面初值为 1~12 月的多年月平均气候值。地面反照率初值也是 1~12 月的多年月平均值。计算过程中太阳常数取 1354 W/m^2 。

2.4 模式性能的试验结果

在积分一开始, 为了使气压场与风场相适应, 我们首先作了 24 小时无源积分, 然后在整个积分过程中加进非绝热项。从第一个模式年的 4 月份积分到第六个模式年的 12 月份, 总的积分时间长达 69 个月。

图 2.3 给出了 3 月份平均纬向风的气候初始值。从图中可以看出其特点是: 10°N 以北和 30°S 以南到南极为西风分量控制, 两半球对流层内西风急流中心的强度大约为 20 m/s ; 而赤道地区附近从低层到高层则均为弱东风气流所控制。

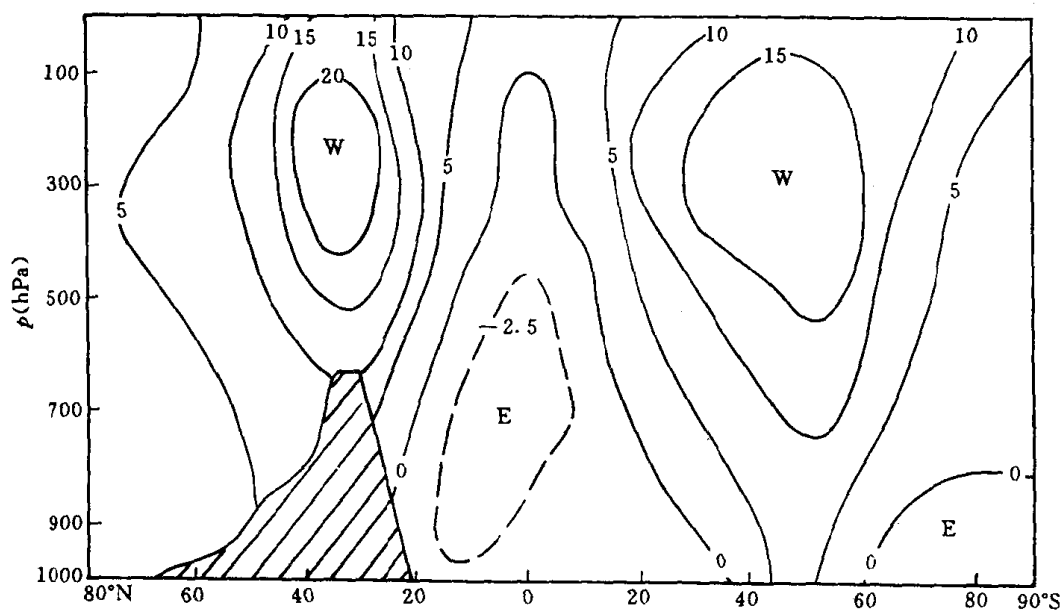


图 2.3 3 月份平均纬向风的初值

图 2.4 给出模拟的地表面温度的年变化,可以清楚地看到地表面温度随季节而变化,在 10°N 以南的赤道区域,因为海面温度(SST)变化相对小,所以地面温度变化不大。从图可见,若两年之间的非绝热加热的异常情况不出现,地表面温度呈周期性变化。这意味着每两年之间温度变化是小的。这种情况在第二个模式年之后的风场和温度场上也有反映。这表明,在第二个模式年之后,若非绝热加热没有异常情况出现,模拟结果将呈稳定状态。

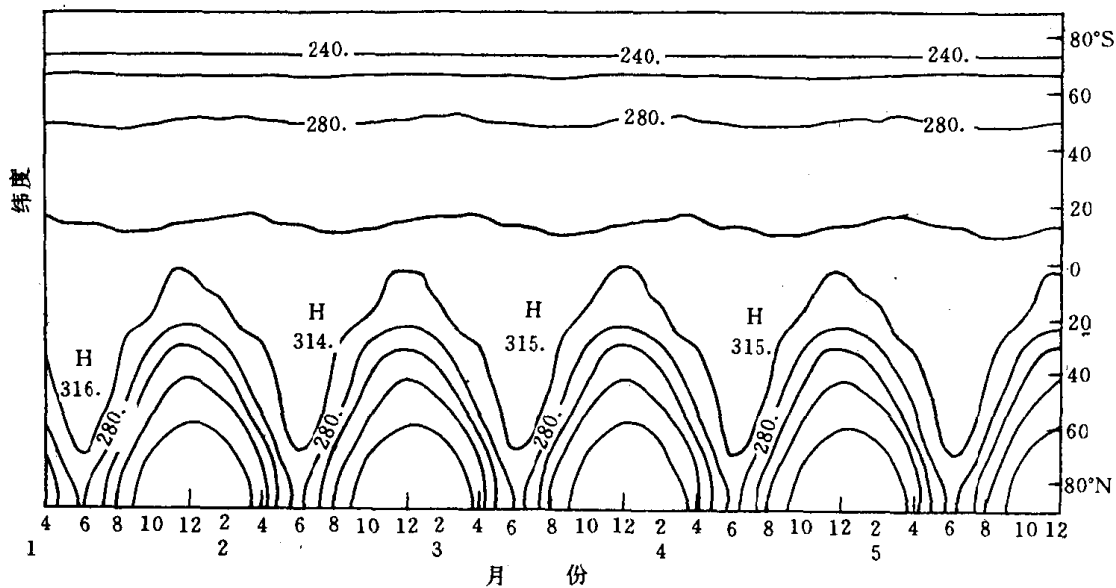


图 2.4 地表面温度年变化的模拟结果

下面再分析在有地形情况下第六个模式年的月平均情况。

2.4.1 平均风场的变化

图 2.5(a) 和(b) 分别表示了 1 月和 7 月月平均的纬向平均 u 分量的经向剖面图,从图 2.5(a) 和(b) 我们能清楚地看到如下的特征:

(1) 在 1 月份,南北半球各有一个西风急流中心,这和我们的观测实况相接近。在北半球因为地形的影响,在西风带有两个急流中心。一个急流中心位于 20°N 上空,而另一个急流中心位于 40°N 上空。和实况相比较,前一个急流中心强度和实况相接近,但后一个急流中心

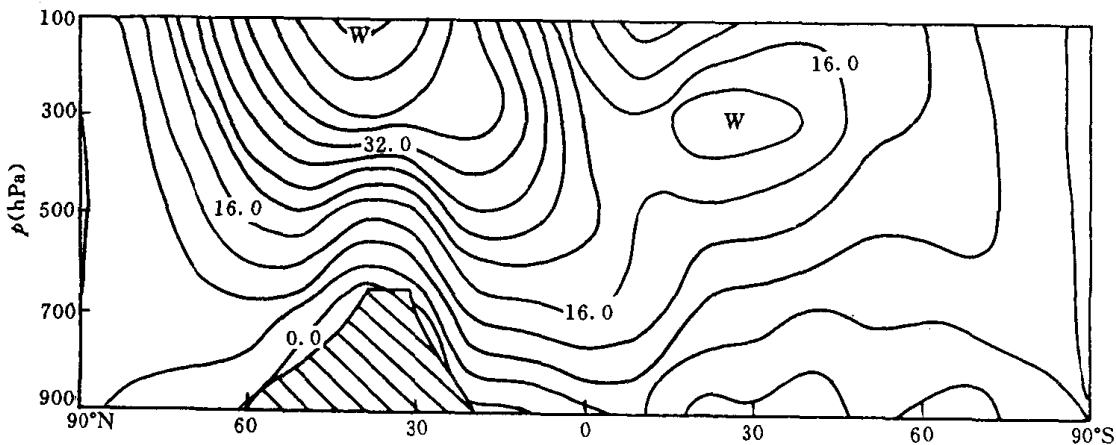


图 2.5(a) 模拟的 1 月份平均的纬向平均 u 分量的经向剖面图(单位:m/s)

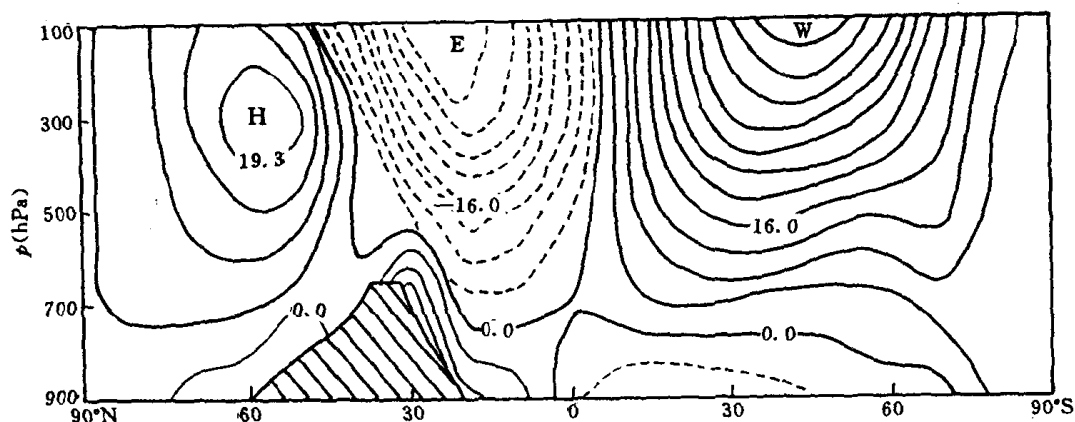


图 2.5(b) 模拟的 7 月份的纬向平均 u 分量的经向剖面图(单位:m/s)

强度略大于观测值。这两个西风中心的出现表明,在冬季,地形对西风有一强的机械动力作用。在南半球,西风急流中心的位置和实况较接近,但是强度比实况弱。不幸地,在我们模式的模拟结果中,赤道附近从对流层低层对高层并没有出现像实况那样的弱东风。

(2) 在 7 月份,环流已演变到夏季的平均环流状态。夏季的环流最显著的特点表现在北半球较高层存在强的东风带,其东风急流的中心位置在 20°N 左右。其东风向北推可达 40°N ,此地恰是夏季对流层高层反气旋中心所在的位置,其东风急流的中心从 40°N 后撤到 60°N ,对比实况(见图 2.6),我们看到所模拟的南半球西风急流中心强度比实况要弱。夏季环流的另一个显著的特点是高原南部对流层低层的西风带明显地具有南亚西南季风的特征。这些分析表明了这个模式的结果对季节性变化有很好的模拟。可以看出从冬到夏的最显著的变化表现为赤道附近对流层上层东风急流的向北推进和对流层低层西南季风的出现。这是东亚环流季节性变化的明显特征之一。

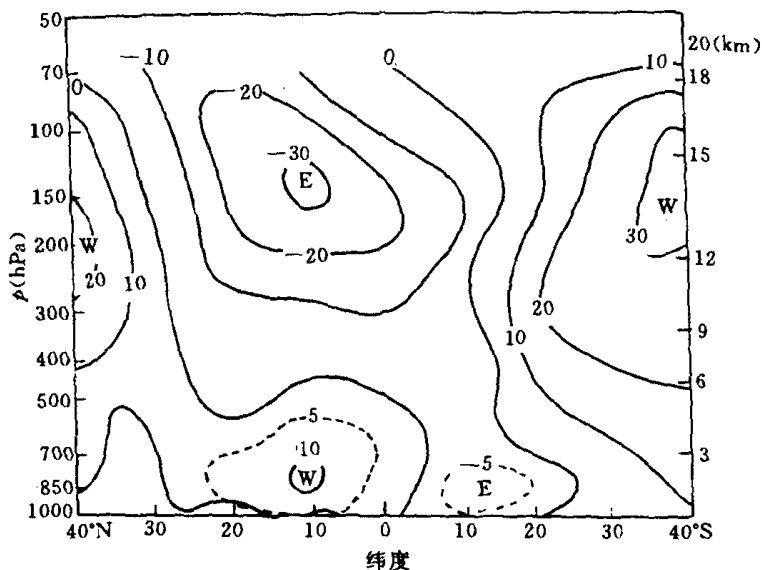


图 2.6 在有地形下的 6 月至 8 月沿 80°E 的平均 u 场的实况(单位:m/s)