

中国气候、陆地 生态系统碳循环研究

何 勇 姜允迪 丹 利 季劲钧 张英娟 著

气象出版社

中国气候、陆地 生态系统碳循环研究

何 勇 姜允迪 丹 利 季劲钧 张英娟 著

气象出版社

内容简介

《中国气候、陆地生态系统碳循环研究》通过气候模式以及陆面过程模式对中国不同时期的气候以及陆地生态系统碳循环的模拟,讨论全球气候变化背景下中国气候以及陆地生态系统碳循环的变化特征及其相互作用。书中第一章论述陆面过程模式的发展及其与气候模式的耦合,第二章论述不同时间尺度(末次盛冰期、全新世中期以及现代)中国陆地生态系统净初级生产力变化特征,第三章论述最近 50 年以来我国的气候带、黄河凌汛以及陆地生态系统碳循环的特征,第四章论述未来 50 年中国气候特征的变化趋势,第五章论述未来 50 年中国陆地生态系统碳循环的变化特征及趋势。

本书对全球变化、气候学、生态学、地理学等研究者以及高等院校相关专业师生有着重要的参考价值。

图书在版编目(CIP)数据

中国气候、陆地生态系统碳循环研究/何勇等著. —北京:气象出版社,2006

ISBN 7-5029-4233-5

I. 中… II. 何… III. 碳循环-研究-中国 IV. X511

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 143557 号

出版者:气象出版社

网 址: <http://cmp.cma.gov.cn>

E-mail: qxcs@263.net

责任编辑:李太宇 袁信轩

封面设计:王广田

印刷者:北京中新伟业印刷有限公司

发行者:气象出版社发行 全国各地新华书店经销

开 本:787×1092 1/16 印 张:10.75 字 数:300 千字

版 次:2006 年 12 月第 1 版 2006 年 12 月第 1 次印刷

印 数:1~2000

定 价:40.00 元

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

邮 编:100081

电 话:总编室:010-68407112 发行部:010-62175925

终 审:陆同文

序 言

气候系统是集大气圈、水圈、冰冻圈、岩石圈和生物圈等组成的高度复杂的系统,在自身动力学和外部强迫作用下不断地随时间发生变化,而且具有不同时空尺度的变化与变率。

全球变化科学是从 20 世纪 80 年代发展起来的一个新兴科学领域,其研究对象是气候系统、各子系统内部以及各子系统之间的相互作用。它的科学目标是描述和理解人类赖以生存的气候系统运行的机制、变化规律以及人类活动在其中所起的作用和影响,从而提高对未来环境变化及其对人类社会影响影响的预测和评估能力。近 20 年来,全球变化的研究内容从认识气候系统基本变化规律发展到与人类社会可持续发展密切相关的一系列生存环境的研究,从人类活动对环境变化的影响扩展到人类对全球环境适应和减缓等方面的研究。

作为全球变化研究的核心问题和重要内容,气候变化与我们的关系密切相关。气候是全球或某一特定地区天气和大气状况及气象要素(包括这些要素的分布型)在足够长的时间内反映出来的极值、均值和变率等统计特征;气候变化指的就是气候平均状况随时间的变化。我国最早有关气象的文字记录见于距今三千多年前的殷墟甲骨文,公元前十三世纪商朝文丁时期的卜辞中有连续十天的气象记录,是世界最早的气象记录之一,也是我国劳动人民关注气候变化的最早记录之一。自然因素和人为因素是引起气候变化的两个主要因素。自然因素,例如火山喷发、海—陆—气相互作用、地壳运动、地球转动、太阳辐射以及宇宙尘埃等,都能引起不同时间尺度、空间范围以及强度的气候变化;而人类因素,包括了人类温室气体的排放以及土地利用的变化则是导致最近 50 年全球气候变暖的最主要的因素。

与此同时,与气候变化密切相关的全球陆地生态系统碳循环变化导致的全球变暖等一系列全球环境问题,也对人类自身的生存和社会经济的发展带来了巨大的威胁。陆地生态系统的碳循环是全球变化研究中的一个重要组成部分,研究碳循环的控制机制、寻找未知碳汇已经成为国际地圈生物圈计划(IGBP)、世界气候研究计划(WCRP)和全球环境变化国际人文因素计划(IHDP)等科学计划共同关注的重大问题,也是多年来《联合国气候变化框架公约》和《京都议定书》谈判和政治解决全球环境问题的迫切需要。

自 1979 年在瑞士日内瓦召开第一次世界气候大会之后,人们逐渐认识到气候变化给社会经济带来的巨大风险和损失,同时由于气候变化问题涉及气候系统的复杂性,尽管研究工作在逐步深入,但仍然存在不少科学上的不确定性,仍

有未认识到的领域。各国政府在做决策时,要有科学的较权威的依据,因此,政府间气候变化委员会便应运而生。1988年由世界气象组织(WMO)和联合国环境规划署(UNEP)联合成立的政府间气候变化专门委员会(IPCC),其主要任务是对气候变化的科学认识、气候变化的影响以及适应和减缓气候变化的可能对策进行评估。1990年、1995年和2001年,IPCC相继完成了三次评估报告,这些报告已成为国际社会认识和了解气候变化问题的主要科学依据。中国科学家也积极参加IPCC的历次会议,同时参与IPCC评估报告的编写和评审工作,展示中国科学家在气候变化研究领域的最新研究成果,为推动我国的气候变化研究、为在外交中争取主动和为国家可持续发展发挥了积极的作用。将于2007年出版的IPCC第四次评估报告有28位中国专家入选,成为主要作者召集人、主要作者和编审,表明了中国科学家在全球变化研究中正在发挥越来越重要的作用。

何勇等人撰写的《中国气候、陆地生态系统碳循环研究》一书,在结合作者自己工作的基础上,着重论述了基于气候及陆面过程模式对我国不同时期的气候特征以及气候变化对我国环境、陆地生态系统碳循环的影响。他们的研究结论具有重要的学术价值,相信对我国的气候变化研究将产生良好的推动作用。因此,我十分愿意为本书作序,并将它推荐给我国从事全球变化的科学家及相关领域的研究人员。

蔡大河

2006年11月24日

前 言

基于气候以及陆面过程模式开展气候变化的研究是最近 20 年以来全球变化研究领域的一个十分重要的研究方向。利用气候模式(全球以及区域气候模式)模拟过去(包括末次盛冰期、全新世中期)、现在以及未来的气候变化(21 世纪)都获得了显著的研究成果;与此同时,与气候模式紧密相关的陆面过程模式也得到了迅速的发展,它们在描述陆地生态系统的结构以及陆地生态系统生物地球化学循环方面都发挥了重要的作用。本书将通过气候模式以及陆面过程模式对中国不同时期的气候以及陆地生态系统碳循环的模拟,讨论全球气候变化背景下中国气候以及陆地生态系统碳循环的变化特征及其相互作用。

本书分五章,第一章论述陆面过程模式的发展及其与气候模式的耦合,第二章论述不同时间尺度(末次盛冰期、全新世中期以及现代)中国陆地生态系统净初级生产力变化特征,第三章论述最近 50 年以来我国的气候带、黄河凌汛以及陆地生态系统碳循环的特征,第四章论述未来 50 年中国气候特征的变化趋势,第五章论述未来 50 年中国陆地生态系统碳循环的变化特征及趋势。其中何勇完成了第二章、第五章以及第三章第三节的写作,姜允迪完成了第三章第一、二节、第四章第二、三节的写作,季劲钧、丹利完成了第一章的写作;张英娟完成了第四章第一节的写作。

陆面过程模式始终是气候模式发展过程中十分重要的一个部分,从 Manabe 等(1969)提出的“水桶(Bucket)”模式,并将其引入到大气环流模式中,到 20 世纪 80 年代以来在陆面过程模式中引入植被生物物理过程,建立了复杂的关于植被覆盖表面上空的辐射、水分、热量和动量交换等过程(BATS、SiB 以及 SsiB),到 20 世纪 90 年代以来将植物的水汽吸收以及植物吸收二氧化碳进行光合作用的生物化学模式引入陆面模式中,对地表碳通量和二氧化碳浓度的日循环和季节循环进行了较好的模拟(LSM 和 SiB2);20 世纪 90 年代后,陆面过程模式与 GCM 的双向耦合等陆气相互作用领域的最新研究方向,在第一章中都有详细介绍。

全球变化研究表明陆地—海洋—大气圈层的碳循环可能是导致气候变化的原因之一,而最新极地冰芯的研究也显示了过去 70 万年以来大气 CO_2 浓度呈现出的周期性的变化。讨论长时间尺度下的全球碳循环的变化特征将有助于揭示过去其变化的原因。本书第二章将通过模拟 2.1 万年前、6000 年前以及现代我国陆地植被净初级生产力的变化特征,讨论气候变化对中国陆地生态系统碳循环的影响。

利用各种观测资料对中国近代气候特征已经进行了大量而深入的研究,本书第三章着重基于气象站点的观测资料分析了最近 50 年以来我国气候带以及黄河凌汛的变化,同时模拟最近 30 年以来我国陆地植被净初级生产力,讨论了最近 50 年以来在全球气候变暖的背景下我国气候以及陆地碳循环的变化特征。

未来的全球气候将如何变化始终是公众、学者以及各国政府关注的主要气候问题之一,本书中的第四章详细论述了基于全球气候模式(GOALS)进行的未来 50 年中国区域气候变化的模拟结果以及区域气候模式(RIEMS)模拟结果对未来 50 年中国气候带、黄河凌汛的变化趋势分析。

未来 50 年中国陆地植被将从大气中吸收多少 CO_2 ,各种植被吸收大气碳的能力如何变化,我国作物的产量在未来 50 年是增加还是减少,本书的第五章则通过对未来 50 年不同气候情景下我国陆地生态系统净初级生产力的模拟给出答案。

国家气候中心主任董文杰研究员对本书的出版始终给予了高度的支持和关注;中国科学院大气物理研究所延晓冬研究员、中国气象科学研究院赵平研究员以及国家气候中心任国玉研究员、封国林研究员对本书的内容提供了宝贵的建议;国家气候中心徐良炎同志对本书进行了详细的校稿。我们对此致以衷心的感谢。

本书的内容是各位作者近年的工作总结。本书的出版得到了国家自然科学基金委员会重点项目“植被大气双向耦合的区域集成环境模式系统的研制和应用(40231006)”以及国家重点基础研究发展计划“北方干旱化及人类适应(2006CB400503)”的资助,谨此表示感谢。

作者

2006 年 9 月

目 录

序言

前言

第一章 陆面过程模式的发展及 AVIM 模式介绍 (1)

1.1 陆面过程模式的发展过程 (1)

1.2 AVIM 的结构特征 (5)

1.3 AVIM/GOALS 双向耦合模式中大气与生物圈平均态的模拟 (17)

1.4 小结 (28)

参考文献 (29)

第二章 末次盛冰期以来中国陆地植被 NPP 的模拟 (34)

2.1 末次盛冰期以来中国气候环境的特征 (34)

2.2 陆地植被净初级生产力(NPP)研究现状 (42)

2.3 末次盛冰期以来中国陆地植被 NPP 的模拟 (51)

2.4 中国陆地植被初级生产力与气候的关系 (66)

2.5 小结 (68)

参考文献 (69)

第三章 最近 50 年中国气候特征以及陆地植被 NPP 的模拟 (74)

3.1 近 50 年来我国气候带的变动 (74)

3.2 近 50 年来我国黄河凌汛对全球变暖的响应 (85)

3.3 1971—2000 年中国陆地植被 NPP 的变化特征 (99)

3.4 小结 (110)

参考文献 (110)

第四章 未来气候情景下中国气候模拟及其对气候带、环境的影响 (112)

4.1 未来 50 年中国气候模拟 (112)

4.2 未来(2035—2044 年)我国气候带变化趋势分析 (120)

4.3 我国黄河凌汛期的未来变化(2035—2044 年) (126)

4.4 小结 (130)

参考文献 (131)

第五章 未来 50 年中国陆地生态系统模拟 (134)

5.1 未来 50 年中国气候以及环境演变特征 (134)

5.2 未来 50 年中国陆地植被净初级生产力的模拟 (137)

5.3 未来 50 年中国陆地植被 NPP 碳总量的模拟 (156)

5.4 小结 (162)

参考文献 (162)

第一章 陆面过程模式的发展及 AVIM 模式介绍

1.1 陆面过程模式的发展过程

1.1.1 陆地表面过程的内容

陆地表面是人类赖以生存的空间,它提供人类生活所需要的各种资源、土壤、水、生物和空气。人类认识自然是从认识陆地表面的各种状态和过程开始的,人类活动的影响首先体现在改变陆地表面状况方面。

人类对于陆地表面各种现象和过程的认识是逐渐深入的,定量的系统的观测不过是一二百年内的事,最初是在若干个站点上测量地表的空气温度、湿度、风向以及江河水位和流沙,等等。20 世纪 80 年代开始了对陆面过程进行大尺度试验研究,同时卫星对地探测进展到实用阶段,对陆面过程的认识不断深入,定量化模式化的研究随之发展起来。

20 世纪 80 年代提出了地球系统的科学概念,把大气、海洋、岩石、冰雪和生物五个圈层看成是一个相互联系、相互影响的整体。而陆地表面正是大气圈与岩石圈、冰雪圈和生物圈的交界面,成了地球系统中各圈层之间相互作用的平台。

陆面过程包括哪些过程呢?一般来说,它包括土壤层、地表面到近地层大气之间所发生的各种物理、化学和生物学过程。既包括土壤、植被、大气之间的能量传输、物质输运等物理过程以及碳氮磷硫等元素的循环等地球化学过程,也包括植被的生理生态过程等。因此涉及多种学科的内容,如气候学、陆地水文学、土壤学、生态学、应用遥感等。

1.1.2 陆地表面过程的时空尺度

陆地表面过程复杂多样,发生在不同的时间和空间尺度上。为了进一步了解这些过程的特征和相互作用,可以根据不同时空尺度大致归纳为三个层次,如表 1.1 所示。

表 1.1 生物圈与地表过程的特征尺度

时间尺度	地表过程	生物圈
秒一天	陆地表层、大气边界层	气孔、叶丛
生物物理过程	风、辐射、热量、水分通量	CO ₂
3033333333 天一周	区域气候	植株、生境
生物地球化学过程	月温、月降水、积温、土温、地表水文	LAI、C 积累、养分提取、分解、矿化
年一十年	大陆、全球气候	生态系统、生物群区
气候生态系统变化	气候干冷暖指数、气候变量统计分布	生物量、生态系统结构功能

第一个层次的特征时间是几秒到几天的短期过程,相应的空间尺度是从微米到数十米,如土壤表层、大气近地层和斑块(patch)等,主要的过程是发生在陆地表面的生物物理过程,小到叶片气孔的开闭,叶丛中和土壤表面辐射、蒸发和湍流热交换等的动力和热力传输过程以及光合、呼吸等气体交换过程,近地层大气与植被、土壤之间的物质和能量的输送等,对应的特征量是大气、植被和土壤表层的温湿状况和水分、热量及 CO_2 等气体的通量等。

第二个层次特征时间从几天到几周,空间范围从景观尺度到区域尺度,以区域气候的变化和生物地球化学过程为主。例如月温度、湿度、降水变化,小流域水文状况,地表径流和泥沙运输,以及土壤的温湿变化等。对生物来说,有碳的同化、养分提取、生物量累积、土壤有机物的分解和矿化,等等。这一层次的过程是上一层次过程的累积。

第三个层次是时间尺度最长的,包括陆地表面的季节到十年尺度的变化,而空间尺度上扩展到大陆和全球范围内的气候类型和季节的变化,生态系统或生物群区生产力、内部结构和功能的变化等。显然,这一大尺度、长期的变化过程是较低尺度的过程相互作用和综合集成的结果。

这种时间和空间尺度与层次的划分不是绝对的,而是相对的。它反映陆地表面不同尺度过程的主要特征、相互联系和影响,有助于我们去研究其相互作用的机理和进行定量的描述,而不同尺度过程之间的关系又是一个复杂的问题。

1.1.3 陆面过程模式化的发展

陆面过程模式化的发展是随着对陆面过程的认识不断前进的,对陆面过程变化机理的认识、预测以及与气候、环境相互作用的研究都要求对陆地表面各种过程有动态的定量的描述,也就是模式化。

现代陆面模式的动力学框架是从地表生物物理模型的基础上充实发展起来的。它参照了早期的农田小气候模型,即土壤、植物和大气连续体(SPAC)模型、地表水文模型、土壤碳氮循环模型和动态植被模型等的结构和过程描述方法,以及现代大量的观测结果,并结合气候系统模式的特点,逐步发展起来。

现在就简要地回顾一下陆面过程模式化的发展,这有助于我们对模型的理解和把握未来的发展方向。

我们以陆面过程所包含过程的范畴和模拟能力将模式发展分为几个阶段概括如表 1.2。表中第一列为模式的特征量,即表征陆面表面最基本的性质的变量;第二列是每一个模式发展阶段所包含的主要过程,实质上是代表了模式的性质和性能;第三列是模式的输出变量,也是模式的功效以及与其他列之间的关联和相互作用,从上到下依次为几个发展阶段。

在气候模式中发展过程中,20 世纪 70 年代 Manabe (1969)最早提出了水桶模型,将陆地表面土壤层看成是一个可以储存水分的桶,一般认为这是最初的陆面过程模式。其实在这之前已有了所谓土壤—植物—大气连续体(SPAC)模型,研究作物与大气、土壤的能量水分运动。在水桶模型中,土壤湿度和温度将随时间变化,植被的覆盖不显含在模型中,而是以地表反射率和动力粗糙度来区分不同类型地表的物理性质。地表与大气的能量、水分及动量的交换只是界面的物理输送过程。

表 1.2 物理气候模式中的生物圈模型

特征量	过程	输出量	变量说明
α, Z_0	physical	H, E, M	α 为反照率; Z_0 为粗糙度; H, E, M 依次为感热、潜热和动量通量
$\alpha(t), Z_0(t), r_{stom}(t), LAI(giv)$	biophys.	H, E, M, η, T_s	t 表示随时间变化; r_{stom} 为气孔阻抗; LAI 为叶面积指数; giv 表示给定值; η 为土壤湿度; T_s 为土壤温度
$biom(giv), \alpha(t), Z_0(t), r_{stom}(t), LAI(giv)$	biophys. -biochem	H, E, M, η, T_s, CO_2	$biom$ 表示生物量
$biom(t), LAI(t), \alpha(t), Z_0(t), r_{stom}(t)$	dynamical biosphere two way	$H, E, M, \eta, T_s, CO_2, Biomass$	
$biom(t), species(t), \alpha(t), Z_0(t), r_{stom}(t), LAI(t)$	dynamical biosphere two way	$H, E, M, \eta, T_s, CO_2, Biomass, species$	

陆面模型第二个发展阶段最重要的进展就是把植被覆盖显式地引进了模型,最早是 Deardorff (1978)提出的把植被冠层看做是一片大叶子,它吸收并反射太阳光,与大气、土壤交换热量和水分,截留大气降水等。最主要的是模型中引进植被的蒸腾,并从微观上考虑了叶片气孔阻力对蒸腾的作用,经过了 Dickinson (1983)和 Sellers(1985)对模式中主要的生物物理过程的进一步量化,而发展成为具有代表性的陆地表面生物物理模型,即 BATS (1986)和 SiB(1986)。图 1.1 就是这一类型模式的结构图,模式除能计算地气之间的动量、水分和热量的交换,还可以预报土壤的温度和湿度。

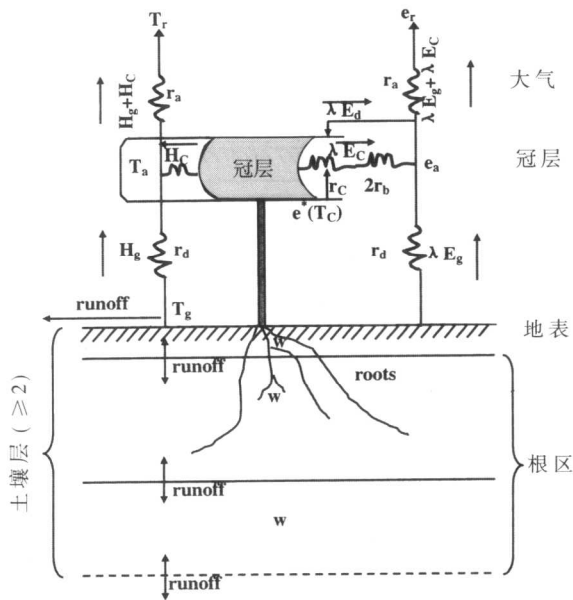


图 1.1 地表生物物理模型

为了能够与气候模式耦合,将模式从点推广到气候模式的网格尺度上,把全球植被覆盖按植被功能型(PFT)分为若干类,并根据大量实测数据确定了每种植被类型的一组特征参数,如地表反照率、叶面积指数、粗糙度等。同时对土壤的类型,按其物理特性也做了区分。正是这一代陆面模式的产生,才开始了一系列陆地大气相互作用的模式研究。

随着地球系统中碳循环研究的深入,作为碳循环过程中的重要组成部分,陆地生物圈与大气、土壤的碳交换过程的模式化就必然要结合到陆地生物物理的模型框架中来,这样就出现了生物物理与生物化学过程相结合的陆面过程模型(见图 1.2)。如何把与碳交换有关的生物化学过程(主要是植物的光合和呼吸等)与物理过程和其状态结合,有两种方案。一种是给定生物的生长状况,而不随气候而变化,如 LSM (Bonan, 1996) 和 SiB2 (Sellers 等, 1996)。另一种方案是引进动态的植被,它的状态是随气候而变化的量,也就是说“活”的生物,如 AVIM (Ji, 1995) 和 IBIS (Foley 等, 1996)。

给定植被状态的如表 1.2 中第三行,其中植物器官的生物量和叶面积指数是给定的,除了可输出生物物理模型中的通量和土壤物理状态,还可以计算植被与大气之间二氧化碳的通量。而有动态植被的模型中生物量和叶面积指数是状态变量,这类模型中植物的生长受气候和土壤状态的影响,植被的形态和气孔的活动随之而变,反过来又改变地气之间的能量和水分交换而影响气候,因此在相当程度上体现了气候与植被的相互作用。

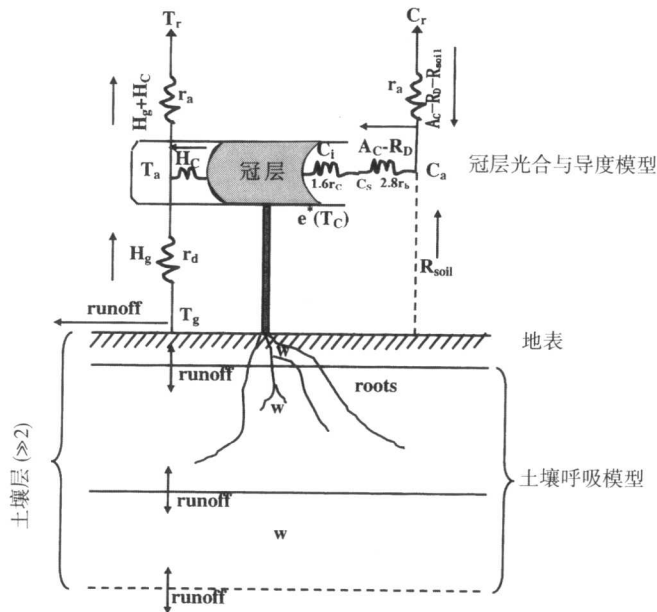


图 1.2 地表生物物理—生物化学模型

上述生物物理—生物化学过程模型中仍然假定地表的植被分布是不随时间变化的,也就是说生态系统的结构是不变的。事实上生态系统的结构和功能将随着环境,主要是气候而不断变化,只不过是变化的过程较慢,在百年、千年尺度上。考虑到这类生态系统的演替过程就是植被动力学模型,其中植物种群的密度将是变化的量,也就是表 1.2 中最下面一行所表示的,这类模型现有的如 LPJ (Sitch 等, 2000) 和 TRIFFID (Cox 等, 2000) 等。

有了生物化学过程的陆面过程模型,同时考虑了土壤中碳的转换,就可以与气候模式相耦合,研究全球碳循环的动态变化。

我国学者也是在 20 世纪 80 年代开始了陆面过程的研究,季劲钧与胡玉春(1989)提出了一个用于气候研究的简化一维地表过程模式(LPM);孙荻芬与卢志泊(1989)提出了一个可与 GCM 耦合的陆地水热交换模式;薛永康(Xue 等, 1991)对 SiB 模式进行了简化,提出了著名的 SSiB 模式;孙荻芬等(1999)对陆面过程中的积雪进行了细致研究,发展了分层可与 GCM 耦合的雪盖模式 SAST。

以上这些工作都是单方向的,即假定一方面变化后来预测另一方面的响应,并没有从植被一大气相互作用的角度去进行反馈机理的研究,也就是规定了地表植被分类及各个生物量的变化,然后再与大气环流模式耦合,忽略了气候变化对生物过程的影响和随之变化了生物过程对气候的反馈,所以未能实现陆气的双向耦合,因此陆面过程研究的一个重要任务就是实现生态系统和气候系统之间的双向完全耦合。

20 世纪 90 年代以来是陆面过程蓬勃发展的新阶段,特别是动态植被模式加入到了陆面过程中,为陆气的双向相互作用奠定了基础。其中值得一提的是季劲钧(Ji, 1995)提出的植被大气相互作用模式 AVIM(Atmosphere-Vegetation Interaction Model),该模式是国际上最早考虑动态植被生理过程的陆面模式之一。该模式在各种生态系统中进行了模拟运算(Ji 1995; 季劲钧与胡玉春, 1989, 1999; 季劲钧与余莉, 1999),经验证为一性能优良含有动态植被的陆面模式。

国际上继 AVIM 之后 Sellers 等和 Bonan 相继提出包括植被生理过程的 SiB2(Sellers 等, 1996)和 LSM(Bonan, 1996)模式,也都可以模拟植被与大气之间的热量水分和 CO₂ 交换。它们与 AVIM 的主要差别在于这两个模式植被特征参数(如叶面积指数)的年变化是给定的(prescribed),或由遥感信息导出,不受气候变化的影响,而 AVIM 中植被的变化由植被生长模式计算,因而随气候而改变,实现了大气与植被的相互作用过程(季劲钧与余莉, 1999)。

1.2 AVIM 的结构特征

1.2.1 植被大气相互作用模式 AVIM

植被大气相互作用模式 AVIM(Atmosphere-Vegetation Interaction Model)是季劲钧(1995)在其简化一维地表过程模式 LPM(季劲钧与胡玉春, 1989)的基础上加入了植被生理模块发展而来的。这样该模式中包含了物理过程模块和植被生理模块,前者是关于植被冠层内部及大气、土壤之间的水热交换和系统物理状态的变化,后者是植被群体的生理和生长过程以及干物质的积累和在植被各器官之间的分配(详见图 1.3)。

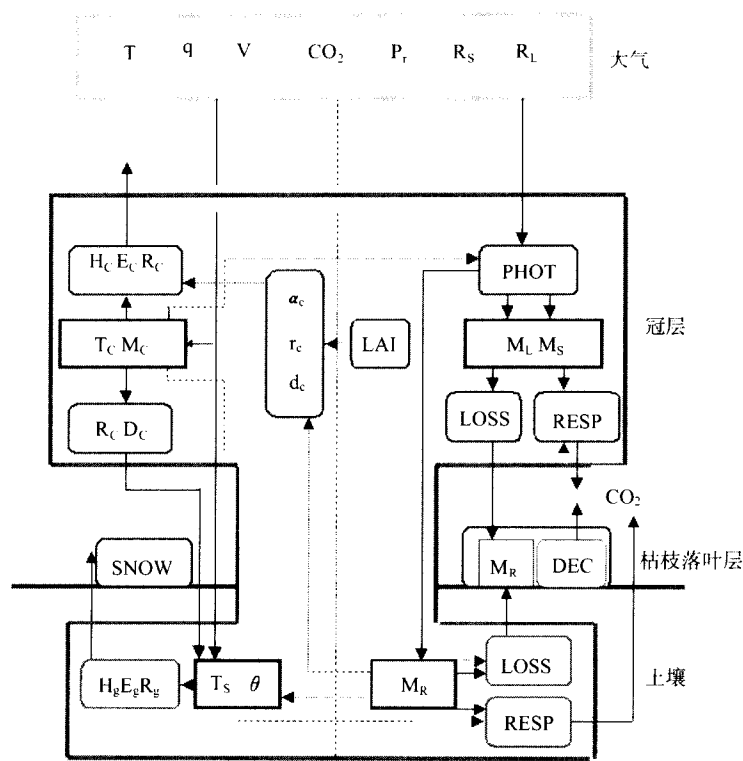


图 1.3 植被大气相互作用模式的结构图

其中左半部分代表物理模块,右半部分代表生理模块,把这两部分联系起来的主要作用过程是叶面积指数 LAI(Leaf Area Index)的变化实现的。植被生长使得生物量发生了变化,最终导致反照率、气孔阻抗和零平面位移的变化,而这些变量会改变地表的能量平衡和水分平衡,造成了地气之间不断相互影响。图中变量的意义参见表 1.3 和表 1.4。

表 1.3 AVIM 中的物理参数表

变量名	意义	单位
H_c	冠层感热通量	w/m^2
E_c	冠层潜热通量	w/m^2
R_c	冠层净辐射	w/m^2
T_c	冠层叶温	Kelvin
M_c	冠层含水量	m
D_c	冠层下落水速率	m/s
H_k	裸土感热通量	w/m^2
E_k	裸土潜热通量	w/m^2
R_k	裸土净辐射	w/m^2
T_s	裸土温度	Kelvin
α_c	反照率	
r_c	气孔阻抗	s/m
d_c	零平面位移	m

表 1.4 AVIM 中的植被生理参数及符号表

变量名	意义	单位
LAI	叶面积指数	m^2/m^2
$PHOT$	光合作用	
M_R	根部生物量	kg/m^2
M_s	茎生物量	kg/m^2
$LOSS$	凋落过程	
$RESP$	呼吸过程	
M_L	叶片生物量	kg/m^2
DEC	分解过程	kg/m^2
$LITTER$	枯枝落叶层	

其中 T 、 q 、 V 、 CO_2 、 P_r 、 R_s 、 R_L 是来自大气的温度、比湿、风速、二氧化碳浓度、降水、短波辐射和长波辐射。在 offline 模式中,这些变量作为 AVIM 的驱动场,而在耦合模式中,这些要素还会受到陆面过程的反馈影响。

1.2.2 AVIM 的物理模块

AVIM 的物理部分是在季劲钧与胡玉春(1989)的工作的基础上发展而来的,可直接应用于单点(site)或斑块(patch)计算,如果假定格点均一的话还可以用于气候模式进行计算。

(1) 冠层热量平衡

冠层的热量平衡由吸收的辐射能和用于潜热和感热交换及光合作用的能量确定。到达地面的太阳辐射可以分为直接辐射和间接辐射两部分

$$G = S_0 + D_0 \quad (1.1)$$

到达地面的和大气向下长波辐射由观测直接得到或来自大气模式最低层辐射输出。

冠层净辐射 R_n 如下式

$$R_n = G_{a_{uc}} + R_L \downarrow + \epsilon_s \sigma T_g^4 - 2\epsilon_f \sigma T_c^4 \quad (1.2)$$

其中 ϵ_f 是叶丛的比辐射率, ϵ_s 是土壤的比辐射率, T_g 是表层土壤温度, T_c 是冠层叶面温度, 由于叶面向上下两个方向放出长波辐射, 所以方程 1.2 右边第四项乘上系数 2。

冠层能量平衡方程为

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_n - \lambda E_c - H_c - I_p \quad (1.3)$$

其中 λE_c 、 H_c 分别为潜热和感热通量, I_p 是植被光合作用所消耗的能量, 由于它的量级比较小, 故在一般的热平衡方程中可以略去。 λ 是蒸发潜热, C_c 是冠层热容量。

(2) 冠层水分平衡

冠层对大气降水的截留为

$$P_c = P \cdot \sigma_c \quad (m \cdot s^{-1}) \quad (1.4)$$

其中 σ_c 是植被的覆盖度, P 是大气的降水率

$$D_f = (M_c - M_{c, \max}) / \Delta t \quad (1.5)$$

是冠层截留的降水超过叶面最大存储水量时下落到地面的速率, Δt 是时间步长。

这样冠层的水平衡方程为

$$\frac{dM_c}{dt} = P_c - D_f - \frac{E_w}{\rho_w} \quad (1.6)$$

E_w 是叶面水分的蒸发, ρ_w 是液态水的密度。

(3) 土壤热量平衡

假定土壤水平均一, 忽略水平方向上的差异, 只考虑垂直方向上的热量交换, 土壤的温度和湿度分层可以一致也可以不一致, 因为可把这两个过程近似的看做相对独立的过程。

土壤热量传输方程为

$$(\rho c)_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (1.7)$$

以上是土壤无源热传导方程, 略去了热量在水平方向上的传输, T_s 是土壤表层温度, $(\rho c)_s$ 是土壤热容量, 是干土和水热容量之和

$$(\rho c)_s = (1 - \eta_s) (\rho c)_d + \eta_s \cdot (\rho c)_w \quad (1.8)$$

η_s 是土壤孔隙度, 也即饱和(体积含水量)含水量, $(\rho c)_d$ 是干土的热容量, $(\rho c)_w$ 是湿土的热容量。土壤热传导率 λ_s 是土壤含水量的函数。

对多层土壤温度模型, 其分层方程为

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial T_s}{\partial t} dz = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\lambda}{(\rho c)_s} - \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) dz \quad (1.9)$$

离散化得各层土壤温度方程:

$$\frac{\partial T_{s,i}}{\partial t} = \frac{1}{[(\rho c)_s d]_i} \left[\lambda_{i+1,i}(\eta) \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_{i+1,i} - \lambda_{i,i-1}(\eta) \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_{i,i-1} \right] \quad (1.10)$$

$$\left(\frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_{i+1,i} = (T_{s+1} - T_s) / 0.5(d_{i+1} + d_i) \quad (1.11)$$

上述温度变化方程的地表和深层边界条件分别确定如下: 地表热通量 G_s 为

$$\left(\frac{\lambda_s}{(\rho c)_s} \cdot \frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_{z=0} = G_s(1 - \alpha_g) + \epsilon_s \cdot RL_g - \epsilon_s T_s^4 - H_g - \lambda E_g \quad (1.12)$$

其中 H_g 和 λE_g 是土壤表面的感热通量和潜热通量, 式(1.12)右端第一二三项分别为到达地面的短波辐射、长波辐射和土壤表面的热辐射。下边界条件可取热通量为零或一已知的热通量。

(4) 土壤水分平衡

土壤中液态水的势能即土壤水势是各个势能的总和, 对于非饱和土壤水则由基质势(ψ)和重力势(Z)组成, 取向上为正有:

$$\phi = \psi + Z \quad (1.13)$$

土壤体积含水量 η 的方程可以写为:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_w}{\partial z} + Su \quad (1.14)$$

由于有

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial \eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial z}, \quad D = K / \frac{\partial \eta}{\partial \psi} \quad (1.15)$$

把上式代入式(1.14)推出:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_w}{\partial z} + Su \quad (1.16)$$

其中 $w = \eta/\eta_s$ 是土壤(相对)湿度, η_s 是饱和土壤体积含水量, Su 是由于植物根部吸水而产生的向上的蒸腾, 忽略温差对水分在土壤中传输的影响, 在式(1.16)两边除以 η_s 得出土壤中的水分渗透方程为

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_w}{\eta_s \partial z} + \frac{Su}{\eta_s} \quad (1.17)$$

上式中右端三项分别是土壤水的垂直扩散、重力下渗和由于冠层蒸腾引起的土壤水上吸。 k_w (hydraulic conductivity)、 D (diffusivity) 分别是土壤中水分的传导率和扩散率, 它们都是土壤含水量 w 的函数, 略去与温度的关系, 根据 Clapp 和 Hornberg (1978) 的关系有:

$$k_w = k_{us} \cdot W^{2b+3} \quad (1.18)$$

$$D = k_w \frac{\partial \psi}{\partial w} = - \frac{\psi_s k_{us} b}{w \cdot \eta_s} w^{b+2} \quad (1.19)$$

$$S_u = \frac{-1}{d\rho_w} \cdot E_r \quad (1.20)$$

土壤类型按粒径粗细可以分为沙土、壤土、黏土等。每一种土壤类型都有一组相应的特征参数: $c_p, \eta_s, k_{us}, \eta_{wilt}, b, \Psi_s$, 其中 c_p 是土壤热容量, η_s 是饱和体积含水量, k_{us} 是饱和传导率, η_{wilt} 是萎蔫含水量, b 是特征参数, ψ_s 是饱和水势。

地表和深层边界条件为(向上为正):

$$\left(D \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{k_w}{\eta_s} \right)_{z=0} = - \frac{1}{\eta_s} (P_g - R_{of} + S_{mg} - \frac{E_g}{\rho_w}) \quad (1.21)$$

其中 S_{mg} 是地面积雪融化的速率, E_g 是地面的蒸发。到达地面的降水为

$$P_g = P(1 - \sigma_c) + D_c \quad (1.22)$$

地表产流率可以表示为

$$R_{of} = P_g + S_{mg} - \frac{E_g}{\rho_w} - f \quad (1.23)$$

降雨时, 如果省略蒸发和没有融雪效应时为

$$R_{of} = P_g - f \quad (1.24)$$

如果地表积水就会出现下渗(降水率 > 0 , $\phi_s = 1$), 下渗率 f 为

$$f = D \frac{2\eta_s}{d} + k_{ws} \quad (1.25)$$

或 $w \geq 1$ 时为蓄满产流

$$R_{of} = P_g + S_{mg} - \frac{E_g}{\rho_w} \quad (1.26)$$

下边界条件为 $w = w_0, z = d$, 即到达一定的土壤深度时土壤湿度恒定不变。

土壤分层方程与水、土层厚和根系有关

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = \frac{1}{d_i} \left[D_{i+1,i}(W) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)_{i+1,i} - D_{i,j-1}(W) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)_{i,i-1} \right] + \left(\frac{\partial k}{\partial z} \right)_i - S_{wi} \quad (1.27)$$

$$D_{i+1,i} = f \left(\frac{W_{i+1} + W_i}{2} \right) \quad (1.28)$$