

物理水文学

——水循环物理过程

张济世 陈仁升 吕世华
张小由 吉喜斌 康尔泗

编著



黄河水利出版社

物理水文学

——水循环物理过程

张济世 陈仁升 吕世华 编著
张小由 吉喜斌 康尔泗

本书由兰州交通大学“青蓝”工程、中科院寒区旱区环境与工程研究所所长基金、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2007CB411506)、国家自然科学基金重大研究计划项目(编号: 90702001)、中科院方向性项目(编号: kzcx2-yw-301-3)、国家自然科学基金面上项目(编号: 40771045)共同资助出版

黄河水利出版社

内 容 简 介

本书是利用数学原理解决水文问题的各种研究方法的综合集成,从水文过程的基本统计特征出发,以概率统计数学原理为基础,把近年来在水文分析、预测中大量应用的灰色理论、模糊数学、神经网络、小波变换、分形和混沌理论等数学方法统一纳入《统计水文学》体系之中。在结构安排上,考虑到水文学统计理论发展中人们对水文过程的把握和理解程度的逐步深化过程,基本以水文统计理论发展的先后顺序为主编排。在基本数学原理介绍的基础上,大量介绍当前科研活动中经常出现的经典应用实例。

本书可供具有本科数学基础的水文、气象、地震、农业、经济等学科涉及时间序列预测的科研工作者和业务人员参考使用,也可作为上述专业研究生教材使用。

图书在版编目(CIP)数据

物理水文学 / 张济世等著. — 郑州: 黄河水利出版社,
2007.11
ISBN 978-7-80734-337-0

I. 物… II. 张… III. 水文物理学 IV. P341

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 173831 号

出 版 社: 黄河水利出版社

地址: 河南省郑州市金水路 11 号

邮政编码: 450003

发行单位: 黄河水利出版社

发行部电话: 0371-66026940

传真: 0371-66022620

E-mail: hhslebs@126.com

承印单位: 河南省瑞光印务有限公司

开本: 787 mm × 1 092 mm 1 / 16

印张: 36

字数: 830 千字

印数: 1—1 000

版次: 2007 年 11 月第 1 版

印次: 2007 年 11 月第 1 次印刷

书号: ISBN 978-7-80734-337-0 / P · 79

定价: 98.00 元

前言

近年来,水文物理过程研究朝着宏观更宏,微观更微的方向发展。一方面以土壤-植被-大气连续体为思想内核的水文陆面物理过程的研究,已经进入到植物叶片气孔、茎干导管和根部细胞的水热传输等微观层次;另一方面宏观层次的水文物理研究,已经扩展到地球五大圈层之间能量、物质平衡和相互作用的超大尺度,以至全球尺度。国际水文学界早就认识到水文研究尺度转换的必要性,伊格尔森(Eagleson)在1986年提出了全球尺度水文学概念;1998年康尔泗教授指出,当今国际水文学科学的前沿问题是水文过程界面和尺度转换问题,水文学的研究已进入了以水圈为中心来研究大气圈、冰冻圈、岩石圈和生物圈相互作用的阶段。由此可以看出,水文物理过程研究出现了两个巨大变化:即次流域单元的土壤-植被-大气连续体研究,与微观尺度的植物细胞水热转换发生联系;而在超流域单元的陆面过程和大气边界层研究与水文过程研究逐步深入结合,导致了水文物理过程和大气物理过程突破了各自的传统界限与研究领域,并进一步相互融合。编者认为,上述变化不仅仅是研究尺度上的简单变化,从具体研究内容来说,把水热物理过程、植物生理物理过程、大气物理和海洋物理过程引入了水文学研究领域,从理论体系来说,是水文学思想和方法论的革命。对于上述成就,我们无论怎样估量他们的价值都不为过,这正是众多水文气象学家所期望的。

本来水文运动与水在大气物理过程中的运动就是水循环的不同阶段,只有把他们加以统一考虑,才能够深入理解和解释地球上水分耗散(蒸发与腾发)与聚集(降水与产汇流)的运动规律,并进一步把这些规律彻底的应用于分布式水文物理模型和大气物理模式。然而让人们感到震惊的是,这些惊人的进步绝大部分并不是水文学家所取得的,而是由农林、土壤物理、植物生理、海洋物理和大气物理等学科领域的科学家所取得的。也就是说,某些应当由水文学家完成的工作,已经由其他领域的科学家完成了,现在应当是由水文学工作者对这些成果,按照水文学理论框架来进行系统的理解和整理的时候了。

所谓物理水文学,就是利用物理学理论和方法解决水文学问题的学说理论,是一种与统计水文学完全不同的方法。康尔泗教授认为,气候学的飞速发展除了科技进步的巨大推动之外,更主要的是气候系统研究领域的突破。长期以来,在气候学研究中人们就气候系统本身来理解气候系统,近几十年的实践表明,这样根本无法完整地理解气候系统的变化规律,而跳出气候系统,即从五大圈层的相互作用来研究气候系统,则使气候学获得了长足的进步。由此我们得到启示,只有跳出水圈来看水文循环过程,才能从根本上突破就水圈来研究水文运动的局限,也才能够摆脱长期以来水文学实践多学说少的尴尬地位。也就是说,要从根本上扭转长期以来被动的从其他学科吸收和借鉴理论成果的局面,必须主动向其他相关领域扩展其研究范畴,从更高的理论层次来主动把握和促进水文学的发展。这就是我们编写《物理水文学》的出发点和初衷。

对于水文物理过程来说,能够让我们对水文循环中的土壤水运动过程、植物水分生理物理过程及大气物理过程中水的运动进行统一把握和理解的思想内核,就是由Koner在

1948年提出的土壤-植被-大气连续体思想。即水分在土壤、植被和大气中的存在相态和能量虽然存在巨大差别,但水分在不同介质中的运动从根本上说却是由水势来驱动的,从而导致水分从高位能区向低位能区流动与扩散,这样水分在不同介质中的转换就可以由各自的势函数来统一描述。1966年菲利普命名该系统为: Soil-Plant-Atmosphere Continuum, 即 SPAC。这也正是全球水文模型和区域水文模型能够创立和实用化的惟一合理坚实的物理基础。

这一重要思想在二十世纪末期被从事全球水循环研究的水文学家所认识,并成为国际地圈生物圈计划(IGBP)的核心项目水文循环生物圈方面(BAHC)的核心问题之一,即土壤-植物-大气中的物质能量传输(Soil-vegetation-atmosphere transfer, SVAT)问题,以及同期开展的全球能量与水循环试验(GEWEX),也是建立在物质能量连续传输转换这一思想体系之上。

我们必须注意的是,无论 SPAC 思想体系怎样重要,但它毕竟是在农田水热交换传输的基础上发展起来的,在一些特殊类型下垫面单点和一维研究中非常实用和通行,但在以流域为单元或者更进一步扩展到更大尺度的时候,已经进行了很大的改造。同时我们还注意到,促使当代水文学研究方式和研究内容发生巨大变化的原因,除了水文学自身学科发展的需要之外,更重要的原因是全球变化等当代地学前沿科学发展对水文学的需要。而地学的研究范畴主要集中在岩石圈、水圈、生物圈、大气圈和对水文气候影响巨大的冰冻圈这五大圈层,如果要把 SPAC 物质能量连续传输转换的思想体系进一步扩展到地球五大圈层相互作用尺度的时候,就需要对这种连续体思想更进一步的改造和发展,而且为促使水文大气更进一步融合,以及用完全、彻底、统一的物理原理来统领水循环物理过程,就必须建立和完善岩石圈-水圈-生物圈-大气圈-冰冻圈五大圈层连续体(SWBCG)物理平台和思想体系来支撑这样的研究。我们知道,在土壤-植被-大气连续体中,物质能量传输转换最复杂关键的环节是植物的物理生理过程,目前的众多研究表明,这个领域的研究已经非常成熟,不但可以支撑土壤-植被-大气连续体思想体系,而且完全能够与实际应用的精细要求相匹配。所以,把这种思想体系扩展到地球五大圈层,不仅是完全可能的,而且对当代地学研究具有实际重大意义。

正因为如此,我们编写《物理水文学》过程中,不但希望把地球能水循环的水文大气物理过程用连续体思想统一起来,而且希望能够把地球五大圈层相互作用、物质能量传输转换物理过程用连续体思想统一起来。一方面考虑到,随着水文物理过程研究从水文下垫面向大气的扩展,以及随着大气物理过程研究从下边界层向地表的延伸,水文物理过程和大气物理过程必然要走向融合。另一方面,已经有许多从事大气物理模式开发研究的科学家,正在进行水文物理过程与大气物理过程按照自然界中的实际发生进程统一的尝试。而目前包含大气物理过程的分布式水文模型,是把水文过程和大气过程分开了处理的,也就是先驱动大气物理模式,再用大气模式输出的结果驱动水文模型,这显然不符合水循环在自然界中发生发展的实际进程。所以,在不久的将来必然有许多水文学家,要把水文物理过程和大气物理过程统一起来,按照水循环的实际发生发展进程,进行分布式水文大气耦合模型研究。只有这样水文物理过程和大气物理过程从理论体系上和研究程度上才能更加完善和深入,也只有水文物理过程和大气物理过程的彻底融合,才会有区域水文模型(RCHM)和全球水文模型(GCHM)的创立和实用化。

根据上述目的和要求,《物理水文学》综合了农林学、土壤物理学、植物生理学、流体力学、热力学、植被微气象物理学、大气边界层物理学和大气物理学,以及分布式水文模型、大气物理模式和水文陆面物理过程模型等众多学科的前沿研究成果,是水文物理过程或水循环物理过程的总结。佩索托和奥特合著的《气候物理学》给我们很大启发,它的立意是要把水文、大气、海洋、冰冻圈对气候过程的影响基本统一起来,而且基本做到了这一点。而我们编写《物理水文学》的立意是,要把地球五大圈层相互影响作用过程中的水热物理过程统一起来进行数学物理描述,力求既能够体现水文循环过程中水热传输的完整性,又能够体现这个过程的复杂多变和一定的理论深度。然而这样的要求对于长期从事基层水文观测试验、教学与研究的编者来说,即使对这些物理过程完整的学习与理解也非常困难,更何况还要尽可能完整准确的把握和体现众多前沿学科领域的最新成果,故无论是理论框架还是内容深度和广度的把握上都感觉难度很大。然而正是它所具有的巨大难度与重大意义这样的诱惑,促使编者不揣简陋与浅薄完成这项工作。

这只是一种大胆的尝试,错漏在所难免,只能起到抛砖引玉的作用。这不是谦逊之言,而是肺腑之言。我们知道,好的出发点和好的结果之间并不存在必然关系,这本书在编写之初确定了很大的高度,然而高度是靠实力来支撑的。虽然我们在编写时投入了巨大的热情,但由于受学科背景和知识积累的局限,很难把它支撑到预想的高度。

在本书编写过程中得到了中国科学院寒旱所何兴研究员的极大帮助,王明泉和程中山硕士做了大量工作,在此一并致以衷心的感谢。

张济世

2006年12月于兰州交通大学

目 录

前 言

第一篇 太阳辐射与水汽输送	(1)
第一章 水文物理过程基础知识	(1)
第二章 海洋辐射与蒸发	(23)
第三章 水汽输送的大气物理过程	(45)
参考文献	(64)
第二篇 降水物理过程	(65)
第四章 暖云和冷云微物理过程	(65)
第五章 积云动力学方程组	(81)
第六章 地形影响降水的物理机制	(97)
参考文献	(110)
第三篇 下垫面蒸发物理过程	(111)
第七章 地球表面的能量与水量平衡	(111)
第八章 大气近地层的湍流输送	(135)
第九章 下垫面蒸发量计算	(159)
参考文献	(171)
第四篇 土壤水热运动物理过程	(172)
第十章 土壤水分运动基本理论	(173)
第十一章 土壤热传导及水热运动	(192)
第十二章 不同条件下的土壤水运动	(222)
第十三章 土壤水分运动的数值计算	(237)
参考文献	(258)
第五篇 植被在宏观水循环中的作用	(259)
第十四章 植被冠层内的辐射传输	(260)
第十五章 植物冠层的热辐射	(288)
第十六章 植物冠层内的动量交换	(303)
第十七章 植被冠层截流的水文过程	(323)
参考文献	(341)
第六篇 植被在水文循环中的微观作用——植物水分运动的生理物理机制	(343)
第十八章 植物根系吸水过程	(343)
第十九章 水分在植物体内的运输	(362)
第二十章 植物叶片的蒸腾	(371)
第二十一章 植物冠层的蒸散发	(399)
参考文献	(417)
第七篇 产汇流过程中的物理机制	(420)

第二十二章 下垫面水文物理特性	(421)
第二十三章 产流物理过程	(438)
第二十四章 汇流物理过程	(446)
参考文献	(476)
第八篇 基于水循环物理过程的水文大气耦合模型	(478)
第二十五章 基于 DEM 分布式水文模型	(479)
第二十六章 SWAT 和 SHAW 模型	(499)
第二十七章 典型分布式水文模型介绍	(504)
第二十八章 陆面过程模型	(527)
参考文献	(566)

第一篇 太阳辐射与水汽输送

降水是传统陆地水文物理过程的起始点,但从整个水文循环的物理过程来看,降水仍然属于中间过程,不是水文循环原始起点。我们知道,水文学基本原理中最为根本的是水量平衡与热量平衡关系,这两个平衡关系实际就是物理学普遍适用的物质守恒与能量守恒定律。所以,水热平衡定理不但数学物理基础严密深厚,而且也在水文观测试验和计算中非常实用,并被广泛应用。如果从水文物理过程的两个基本平衡观点看,水文循环的基本起始点是海洋太阳辐射,然后是海水蒸发物理过程,水汽输送的物理过程,云的形成、移动与变性,最后才形成降水。本篇编写按照海洋太阳辐射、海水蒸发、水汽输送、气团的移动与变性、云的形成到降水这样一个基本过程进行简略叙述。力求既能够体现水文循环过程中水热传输的完整性,又能够体现这个过程的复杂多变和一定的理论深度。

这样的安排必然涉及到太阳大气辐射、地面辐射、全球热量平衡、海洋表面的辐射与海洋内部传输,以及大气中的水汽输送等基础物理知识。这些知识对于大气物理、海洋物理学科来说只是一些基本常识,然而对于传统陆地水文专业的读者来说,是学科范畴以外的内容,而且在从事水文物理过程研究中不可或缺,但又恰恰是非常欠缺的知识。所以,本篇对本书必须要求的其他学科中的一些基本常识不但加以详细介绍,而且在全书中也非常重视类似的基础物理知识。也许这是其他学科的基本常识,但是以编者多年的学习工作的经验看,限制专业技术人员向其他学科发展的主要障碍是这些基础知识,而不是复杂高深的理论问题。因为基础知识的欠缺,导致人们对于其他专业理论问题先入为主的恐惧,阻碍他们对这些问题的深入理解和研究。其实,任何专业复杂高深的理论问题,不独对外专业学者而且对本专业学者来说也都是难题,否则就不成为难题。所以,基于这样的认识,编者对这些基础知识予以特别强调。

第一章 水文物理过程基础知识

§1.1 地球的五大圈层系统

地球是一个具有同心圈层结构的非均质体,以地球固体表面为界分为内圈和外圈,它们又可分别再分为几个圈层,每个圈层都有自己的物质运动特征和物理化学性质。地球的内圈是指地壳以下地幔、地核,而外圈是指地球固体表面的岩石圈及其以上的大气圈、水圈、生物圈和冰冻圈。我们这里研究的范畴特指地球固体表面和以上的五个圈层共同组成的相互作用的系统。

1.1.1 岩石圈

岩石圈是地球最外面的坚硬部分,从地球物理看,一般包括整个地壳和上地幔的顶部,厚度在 100 km 左右。而从全球水文循环的角度看,包括大陆表面到地下水活动活跃的 4 000~5 000 m 的最底层和海床部分。因为岩石圈是固体地球最外部的圈层,故它的温度最

低。

岩石圈上部直接与大气圈、水圈联合在一起。在太阳辐射和地球重力驱动下,大气圈和水圈物质运动,构成了地表动力系统。通过风化、侵蚀、搬运和沉积等作用,形成了地表丰富多彩的地形与地貌。风化作用的产物与生物圈系统相互作用,在基岩上面形成一层极其微薄的土壤层,并成为大部分陆地生物进一步发展的基础。在这里,大气圈、水圈、生物圈和岩石圈相互作用,构成了人类活动和生态环境的基础。

岩石圈结构,还决定流域的大小、形状和性质。流域盆地的大小与形状,往往由岩石圈结构或构造控制,因为流域之间的界限是分水岭,分水岭往往是由岩石圈变动(构造运动)而形成的山地或高地,尽管有时也会由于溯源侵蚀改变流域的界限,但总体来讲流域的界限主要是由构造或岩石圈结构控制的。另外,从更大的时间和空间尺度来看,地球大的板块运动导致的山脉隆升,对于全球水文循环和气候演变产生了决定性影响,如青藏高原的隆起,决定了南亚气候湿润带和中亚干旱带的格局。因此,岩石圈的结构与变动,在一定程度上决定和控制了水循环路径方式。

岩石圈的上层为活动层,那里的温度和含水量可随大气和海洋的运动而变化。除了这一层外,岩石圈的响应时间是气候系统所有分量中最长的。在水文大气模拟所考虑的时间尺度内,可以认为岩石圈是气候系统中几乎永远不变的因子。

通过质量、角动量、感热的输送以及通过大气边界层的摩擦对动能的耗散,岩石圈与大气有很强的相互作用。质量输送以水蒸气、降水和降雪形式为主,其次还通过其他粒子和尘埃的形式输送。火山从岩石圈向大气中喷射物质和能量,增加了空气的混浊度。喷射出的尘埃物质与在平流层中凝聚的含硫气体一起构成了所谓的气溶胶。它们可以显著地影响大气的辐射平衡,从而对地球的气候起重要作用。岩石圈和海洋之间也有大尺度的角动量输送,Peixoto 和 Oort 认为这可能是通过海洋和大陆之间的力矩的相互作用实现的(J. P. Peixoto, A. H. Oort, 1995)。

作为大陆岩石圈的活动层,土壤湿度能改变土壤的蒸发率、反射率和热传导性,对地球表面的局地能量平衡有显著的影响。

1.1.2 大气圈

通常把随地球引力而旋转的大气层叫做大气圈。大气圈的最外层的界限是很难准确划定的,但大气圈也不能认为是无限的。在地球场内受引力而旋转的气层高度可达 10 000 km。有的学者就以 10 000 km 的高度作为大气圈的最外层。在一般情况下,可以认为地球表面到 1 000~1 400 km 的气层作为大气圈的厚度。超出 1 400 km 以外,气体非常稀薄就是宇宙空间了。地球大气圈的总质量有些文献估计为 $6\,000 \times 10^8 \text{ t}$,有些文献估计为 $5\,136 \times 10^8 \text{ t}$ 。由于受地心的引力作用,以地球表面的大气最稠密(约有 3/4 集中在地面到 100 km 高度范围内,1/2 集中在地面至 10 km 高度范围内),向外逐渐稀薄,过渡为宇宙气体,故大气圈无明确的上界。大气有明显的可压缩性,其密度和压力与温度成反比,并与高度成反比,以海平面的密度和压力最大。根据温度和密度等大气物理特征可将大气圈自下而上分为对流层、平流层、中间层、电离层(热成层)和散逸层,这属于热分层。其中与水文循环关系最密切的是对流层和平流层(图 1.1 所示)。

大气圈系统是地球系统的一个重要组成部分，是地球热机的工作流体。由太阳到达地球的大多数辐射能，在其重新向太空辐射之前被转换成大气热能，风的作用使这部分能量重新分配。在此过程中，能量的消耗比洋流、潮汐、大陆漂移和地幔对流等过程的总消耗还要多。

大气中的主要成分由氮、氧和氩组成，分别占空气总分子数的 79%、20%和 1%。氮和氩均是一种惰性气体，可滞留在大气中，氧是通过大气和海洋来循环，其次是二氧化碳，它的浓度约占干空气的百万分之三百四十，但对地球的温室效应起着关键作用。此外，臭氧的浓度大于百万分之二，且随高度变化，是对紫外线有吸收作用的唯一大气气体，因此它在保护地表免受紫外辐射方面起着关键作用。大气成分及日地距离决定了大气能量的收支，而能量收支又决定了大气系统的整个过程，其系统的功能作用决定着系统的动力学演化过程和人类生存环境的稳定性。

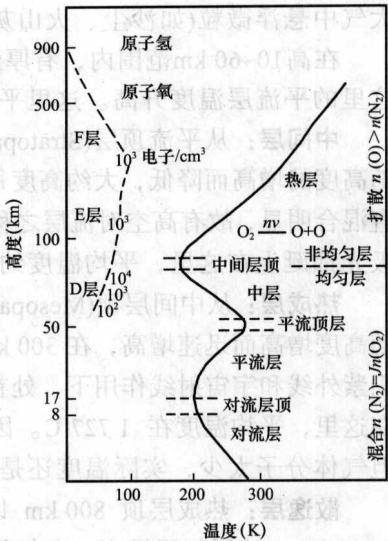


图 1.1 大气的垂直分层结构
(<http://www.kepu.com.cn/>)

对流层: 对流层(Troposphere)是大气与下垫面直接接触的最低层，其厚度随纬度和季节而变化。在赤道附近为 17~18 km，在中纬度地区为 10~12 km，高纬度为 8~9 km。夏季较厚，冬季较薄。对流层具有下述五个主要特点：①气温随高度的增加而降低，由下垫面至高空，高差每 100 m 气温约平均降低 0.65℃。②对流层内有强烈的对流运动。这主要是由于下垫面受热不均匀及下垫面物性不同所产生的。一般是低纬度的对流运动较强，高纬度地区的对流运动较弱。由于对流运动的存在，使高低层之间发生空气质量交换及热量交换，大气趋于均匀。③对流层的空气密度最大，虽然该层很薄，但却集中了全部大气质量的 3/4 并且几乎集中了大气中的全部水汽；云、雾、雨、雪等大气现象都发生在这层。(4)气象要素水平分布不均匀，特别是冷、暖气团的过渡带，即所谓锋区。在这里往往有复杂的天气现象发生，如寒潮、梅雨、暴雨、大风、冰雹等。(5)在对流层中，因受地表的影响不同，一般可分为三层。在 0.6~1.5 km 以下称为扰动层或摩擦层，2 m 以下称为贴地层，扰动层以上称为自由大气，这里平均温度在 17~52℃。也可把对流层分为摩擦层(或称行星边界层)和自由大气两层。自下垫面铅直向上到 1~2 km 这一层为摩擦层，这一层受地面影响最大。摩擦层以上的对流层称为自由大气，下垫面的影响一般可忽略不计。从流体力学观点看，两种分类是与研究尺度或者流体的厚度相关联的。

平流层: 从对流层顶(Tropopause)到距下垫面 55 km 高度的大气层，气流呈水平运动，因此称为平流层(Stratosphere)。从对流层顶到 30~35 km 这一层，温度随高度变化较小，气温趋于稳定，故有同温层之称。从这以上到平流层顶，气温随高度升高而上升，形成逆温层，故有暖层之称。由于平流层基本是逆温层，故没有强烈的对流运动；空气垂直混合微弱，气流平稳。水汽、尘埃都很少，很少有云出现，大气透明度良好。对流层和平流层交界处的过渡层称为对流层顶。它约数百米到 2 km 厚，最大可达 4~5 km 厚。对流层顶的气温在垂直方向的分布呈等温或逆温型。因此，它的气温直减率与对流层的相比发生了突变，往往利用这一点作为确定对流层顶高度的一种依据。平流层因为特别稳定，而且没有降水，

大气中悬浮微粒(如沙尘、火山灰、污染物等)可停留在平流层数月到数年之久。

在高10~60 km范围内,有厚约20 km的臭氧层,因臭氧具有吸收紫外线的能力,故使这里的平流层温度升高。这里平均温度在 -3°C 。

中间层:从平流顶层(Stratopause)到距地面 85km 高度称为中间层(Mesosphere),气温随高度的增高而降低,大约高度每增高 1 km,气温降低 1°C 。空气有强烈的对流运动,垂直混合明显,故有高空对流层之称。这一层空气更为稀薄,这里也是电离层的底部,流星、极光都诞生在这里,平均温度约为 -93°C 。

热成层:从中间层顶(Mesopause)到约 800 km 称为热成层或热层(Thermosphere)。气温随高度增高而迅速增高,在 300 km 高度上,气温可达 $1\,000^{\circ}\text{C}$ 以上。该层空气在强烈的太阳紫外线和宇宙射线作用下,处在高度的电离状态,故有电离层之称。电离层的中上部都在这里,平均温度在 $1\,727^{\circ}\text{C}$ 。因为空气太稀薄,即使每个气体分子温度达数千摄氏度,但气体分子太少,实际温度还是非常低。

散逸层:热成层顶 800 km 以上的大气层,统称为散逸层(Exosphere),它的边界可达 6 400 km。该层气温极高,空气稀薄,大气粒子运动速度很高,常可以摆脱地球引力而散逸到太空中去,故称散逸层。温度可达数千 K,这里有极光、流星。

另外,按电磁学垂直分布可将大气层分为三层,属于电分层:①中性层(Neutral layer):对流层、平流层里的空气分子基本没有电离,以分子状态存在,空气呈中性。②电离层(Ionosphere):在中间层、热层里,由于太阳紫外线强烈照射,气体分子中的电子挣脱了原子的束缚,形成了自由电子和离子,所以叫电离层。由于气体分子本身重量的不同以及受到紫外线不同强度的照射,电离层形成了 4 个(D, E, F1, F2)具有不同电子密度和厚度的分层,每个分层的密度都是中间大两边小。③磁层(Magnetosphere):在逃逸层外已经基本没有什么地球大气物质,只分布着地球磁场和被其捕获到太阳风粒子,磁鞘(Magnetosheath)目前可以看作地球大气层的边界了,因为再向前(太阳方向)已经是太阳与星际物质的范围了。

1.1.3 地球水圈

水圈是地球表层的水体,占地球总质量的 0.024%。其中绝大部分汇集在海洋里(占总水量的 97%),另一部分分布在陆上河流、湖沼和表层岩石的孔隙中。此外,地球上的水还以固态水(两极和山地的冰川)或水汽的形式存在,其中冰川约占总水量的 2%。陆上江河湖沼的水或直接,或通过水汽、地下水与海洋相通。所以地球上的水体构成了包围地球的完整圈层——水圈。水圈既独立存在,又渗透于大气圈、岩石圈和生物圈中,并在其间不断循环。水循环是地球外部圈层物质循环最重要的方式之一。

海流在大洋中流动的形式是多种多样的,除表层环流外,还有在下层的潜流,由下往上的上升流,向底层下沉的下降流,水温高于周围海水的暖流,水温低于流经海域的寒流,旋转的涡旋流等等。海流遍布整个海洋,既有主流,也有支流,不断地输送着盐类、溶解氧和热量,使海洋和大气一样成为地球系统中最活跃的部分。

大洋中的海水同陆地上的河流一样,长期沿着比较固定的路线流动着,这就是海流。不过海流不象陆地河流那样具有固体边界,两岸仍是海水。一般情况下,在海洋表面不容易观察出来。世界上最大的海流,有几百公里宽、上千公里长、数百米深。大洋中的海流

规模非常大，且海流并不都是朝着一个方向流动的。在北太平洋，表层有一个顺时针环流；在南太平洋则有一个方向相反的环流。它们是由南赤道流、东澳大利亚流、西风漂流和秘鲁海流组成的反时针方向的环流。在大西洋的南部和北部也各有一个环流，模样大体与太平洋相仿。北大西洋环流由北赤道流、墨西哥湾流、北大西洋流和加那利海流组成；南大西洋环流由南赤道流、巴西海流、西风漂流和本格拉海流组成。印度洋只在赤道以南有个环流，位于印度洋中部赤道以北，由于洋面太小，又受陆地影响，形不成长年稳定的环流。在不同季节，印度洋北部的海流方向，随着季风改变，夏季是自东向西流，并在孟加拉湾和阿拉伯海形成两个顺时针的小环流；冬季则相反，海流由西向东流。北冰洋由于位置特殊，又受大西洋海流的支配，也只形成一个顺时针的环流。

大洋环流的形成中，洋面上的风、大洋的位置、海陆分布形态、地球自转产生的偏向力等都是重要影响要素，是多种因素综合作用的结果。常年稳定的风力作用，可以形成稳定的海流。赤道流就是由信风带的偏东风所形成的。稳定的西风漂流，则是由强大的西风带形成，所以，把海洋表层流称为风海流(图 1.2)。但是大洋环流的形成，风的作用却是次要的，而主要是大陆分布和地转偏向力共同作用的结果。当赤道流向西运动到大洋西边缘时受到大陆阻挡，而海水在惯性作用下继续向前运动，在大陆阻挡和地转偏向力的共同作用下，海流绝大部分向极地方向拐弯。在北半球向右转弯流动，在南半球则向左转弯流动。只有小部分在大陆阻挡之下潜入海水下层按原路返回，成为赤道潜流。在海流向极地方向运动过程中，地转偏向力持续作用，而且不断增大，到纬度 40°左右时，强大的西风带与地转偏向力的合力，使海流成为向东的西风漂流。同样的道理，西风漂流到大洋东岸附近，必然流向赤道，从而完成了一个大循环(图 1.3)。

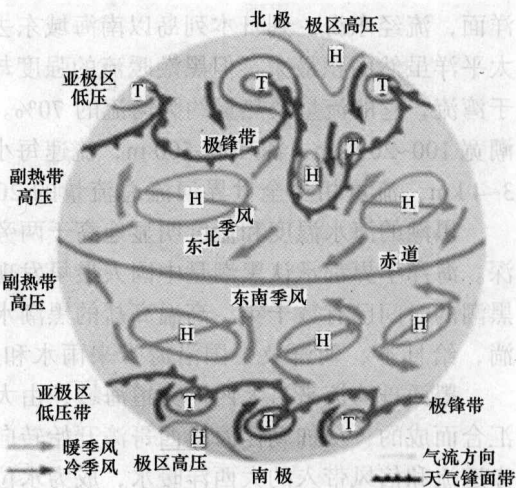


图 1.2 全球大气对流模式
(<http://www.kepu.com.cn/>)

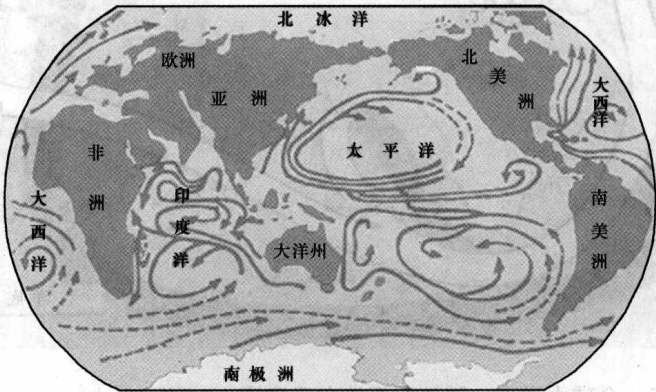


图 1.3 全球大洋环流模式图(<http://www.kepu.com.cn/>)

大洋环流对全球气候和全球水文循环具有重要影响，赤道附近的温暖海水通过环流流向南北极海域，极地寒冷的海水通过环流流向赤道海域，构成了世界大洋的环流。大洋环流是维持地球热量平衡的重要因素。对陆地气候影响最大的海流是黑潮和墨西哥湾流。

黑潮是世界大洋中第二大暖流。它在太平洋的位置的确很像湾流，也处在大洋环流西部边界。它源于中国台湾省东南和巴士海峡以东洋面，流经东海，到日本列岛以南海域东去。太平洋虽然面积最大，但黑潮暖流的强度却次于湾流，它的流量及热量约为湾流的 70%。黑潮宽 100~200 km，深 400~500 m，流速每小时 3~4 km，流量相当全世界河流总流量的 20 倍(图 1.4)。

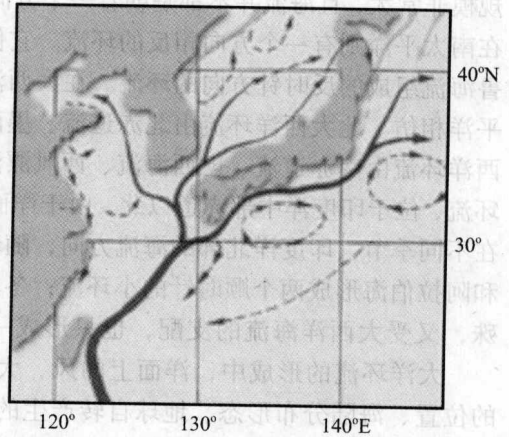


图 1.4 黑潮主流在中国东海的三个主要分支
(<http://www.kepu.com.cn/>)

黑潮的海水温度和盐度明显地高于两旁的海水，从卫星照片上看，颜色也比两旁海水深。海洋学界都承认黑潮是中国人最早发现的。当时中国称黑潮为“落极”，中国人发现黑潮的时间已有数千年。高温高盐的黑潮水，携带着巨大的热量，不分昼夜地由南向北流淌，给日本、朝鲜及中国沿海带来雨水和适宜的气候。

墨西哥湾流来自大西洋赤道海域，由大西洋的北赤道流和南赤道流中穿越赤道的部分汇合而成的，从加勒比海墨西哥湾开始转向，因此又称墨西哥湾流。由于湾流汇集了南北赤道流和信风带入的大西洋暖水，成为水位高于附近其他海面的大西洋热水库，热水源源不断地自这里流出，供给湾流北上，然后转向东北，斜穿大西洋流向北冰洋，直达北欧沿岸。它是世界上最大的暖流。

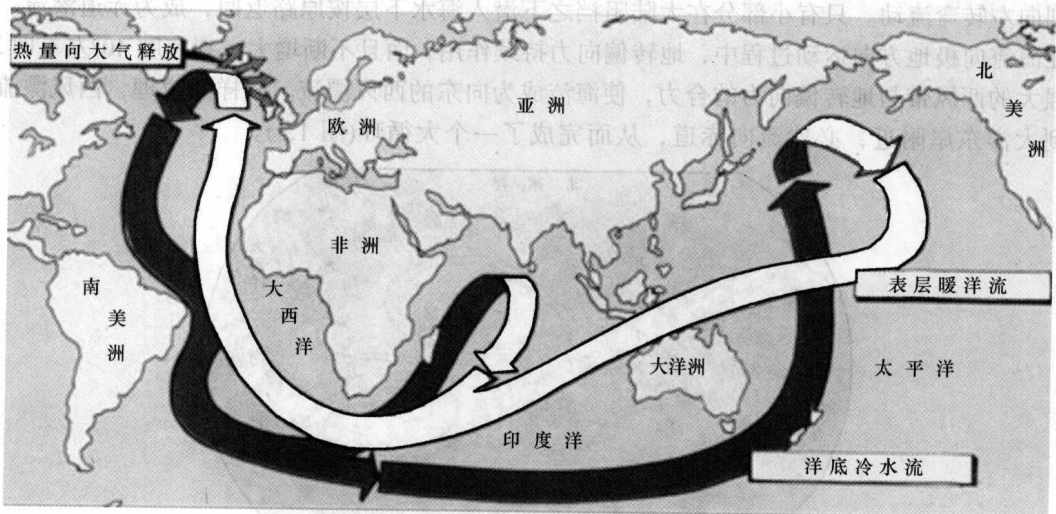


图 1.5 全球大洋冷、暖流交互流向示意图(<http://www.kepu.com.cn/>)

湾流长约 3 000 km，宽约 120 km，表层水温约 25℃，流量约为全世界河流总量的 120

倍。这样大规模的热水流,携带着巨大的热量输向高纬度海域,特别是流向西北欧沿岸。在西风带的吹刮下,连同湾流上方的湿热空气,都一起温暖着西北欧的气候。

据研究,海洋暖流在调节全球气候方面起着重要的作用。它们把赤道海域过多的热量带走,送到高纬度气候寒冷的地方,对改变全球冷热不均的现象,起到了平衡与缓和的作用。在世界大洋所有的暖流中,湾流起的作用最大,如太平洋里的黑潮、东澳大利亚暖流,以及大西洋的湾流、巴西暖流等,都是这类在不同地区之间进行大量热量输送与交换的海流。我们知道,地球的两极气候严寒,赤道附近又炎热得很,如果没有海洋和大气进行调节,地球上不同地区冷热的差别还要大得多。

当然,除了暖流之外还有寒流。寒流由极地海域流向赤道海域。寒流流经的沿海地区比暖流流经的沿海地区气候要冷得多。比如俄罗斯远东沿海地区,由于寒潮(千岛寒流)的影响,与西北欧同纬度的沿海地区大不相同,属于严寒地区。

1.1.4 生物圈

地球上生命存在的空间包括大气圈的下部、岩石圈上部和整个水圈。生物圈的成分、结构、动力学和空间分布的最重要特征是由生命有机体的活动决定的,这里有大量液态水,有来自太阳的充足的能量,有介于物质的液态、固态、气态之间的界面。生物之间、生物与环境之间进行着相互作用,进行着物质、能量、信息交换,地球物质进行着生物地球化学循环,从而形成生物圈物质运动的不断发展过程。

1875年,奥地利地质学家休斯(E. Suess)首先提出生物圈概念。原苏联科学院院士维尔纳斯基,1926年在苏联和1929年在法国发表题为《生物圈》的演讲,论证了生物圈学说。直到现在,生物圈的基本概念仍然沿用维尔纳斯基的定义。

现代科学揭示,生物圈是一个完整统一的有机整体。从空间结构来看,生物圈是地球上最大的生态系统,有序性和自组织性是其最主要的系统特征。生物圈是能量转换器,它把宇宙辐射,主要是太阳能转变为有效的地球能。在生物圈中,首先是植物的光合作用,直接利用太阳能制造有机物质,然后由动物和微生物进一步改造植物所制造的化合物。整个生命自然过程就是把太阳能转变为地球有效能量的过程,即光合作用过程。

生物圈是地球上生物生存和活动的范围,其范围为岩石圈上部、大气圈下部和水圈的全部。生物所导致的或以生物活动为中心的物质循环,不仅是地球各圈层间物质循环的重要内容,还是各圈层相互联系的重要纽带,由此构成了地球动力系统中最独特且相互密切联系的地球生物圈系统。

1.1.5 冰冻圈

冰冻圈由地球表面大面积的多年冻土、大量的雪和冰构成。它包括格陵兰和南极地区范围很大的冰原,其他的大陆冰川、雪盖、海冰及永冻带。冰冻圈是地球上最大的淡水储存库,但它在气候系统中的作用主要在于其对太阳辐射的高反射率和很低的热传导性。大陆雪盖和海冰的季节性变化可导致大陆边区和海洋表面混合层的能量收支有较大的年变化,有时也造成较大的年际变化。此外,冰冻圈的显著变化还可以在更长的时间尺度上发生。由于雪和冰对太阳辐射的反照率高,而海冰相对于不停搅拌着的海水而言,其热扩散性又较低,在高纬度地区雪盖和冰原均可充作其下层的陆面和水面的热绝缘层,阻止陆地

和水体向大气中散失热量。近地面大气的强冷却作用使大气非常稳定,阻止了对流的发生,从而可形成更冷的局地性气候。

虽然大的陆地冰原不能变化得足够快来影响季节或年际时间尺度的气候,但在高达数千年的更长时间尺度的气候变化中,它们起了主要作用。如发生在更新世的冰期和间冰期中,冰川作用明显地使海平面下降,强度可达 100 m,甚至更多,这将影响大陆的形状和边界。由于冰原的质量和致密性很大,在动力作用下以缓慢的速度移动,有时在海洋上的冰原可以破裂形成冰山。在重力作用下高山冰川慢慢下移,在几个世纪的进程中可以扩展和消亡,当然这取决于局地降雪的积累及温度条件(J. P. Peixoto, A. H. Oort, 1995)。

§1.2 太阳辐射的基础知识

地球上的一切物理过程都伴随着能量的转换,水循环物理过程更是这样。从水的物质运动来看是水在永不停止的循环转化;而从水的相变这种物理过程看,是生生不息的水热交换与平衡。同时,从全球尺度的水文循环来看,太阳辐射是一切形式的水循环的起点,所以太阳辐射是研究水循环的必须环节。

太阳辐射能是地球系统的主要能量来源,一年中整个地球可以由太阳获得 5.44×10^{24} J 的辐射能量。其他能量来源与来自太阳的辐射能比较起来是极其微小的,来自宇宙星体的辐射能仅是太阳辐射能的亿分之一,从地球内部传递到地面上的能量也仅是太阳辐射能的万分之一(李爱贞等, 2001; 周淑贞, 1997)。

海洋、陆地和大气一方面吸收太阳辐射能,另一方面又不断地放出辐射能,辐射热交换是决定热状况的热量交换方式之一。海洋、陆地及大气的热状况、温度的分布和变化,制约着大气运动状态,影响着云与降水的形成。本章中我们要讨论太阳辐射、大气辐射和地面辐射及它们的规律(陈佑淑等, 1989; 徐祝龄, 1994)。

1.2.1 热辐射物理量

辐射通量:单位时间内通过某一空间面积传输的辐射能量。以 Q 表示空间传输的辐射能量,根据定义则有

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (1.2.1)$$

Φ 为辐射通量,既可以表示放射与反射辐射通量,也可以表示接受的照射辐射通量。实际就是辐射能量的功率,单位为 J/s 或 W。

辐射通量密度:单位时间内通过单位面积传输的辐射能量称辐射通量密度,单位是 W/m^2 。用 F 表示辐射通量密度, ds 表示面元,则该定义可以表达为

$$F = \frac{dQ}{ds dt} = \frac{d\Phi}{ds} \quad (1.2.2)$$

辐射通量密度没有限定辐射方向,辐射接受面可以垂直于射线或与之成某一角度。与辐射通量类似,辐射通量密度既可以表示放射与反射辐射通量密度,也可以表示接受的照射辐射通量密度。这一物理量在描述放射辐射与接受辐射时,有其各自习惯的称谓,如果指的是自物体表面射出的辐射,则称为放射辐射通量密度或辐射出射率,而物体接受的辐射能量称为入射辐射通量密度或辐照度。其数值的大小反映物体放射能力的强弱,故称之

为辐射能力或放射能力。

角辐射强度：点辐射源在某一特定方向上，单位立体角内发射的辐射通量，称为角辐射强度，单位为 W/m^2 或 W/Sr (瓦特每球面度)。其表达式为：

$$I_{\omega} = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (1.2.3)$$

式中， $d\omega$ 为立体角； $d\Phi$ 为通过立体角的辐射通量。

辐射强度：在俯仰角 θ 及方位角 φ 方向单位立体角内，通过垂直于此方向的单位截面积的辐射通量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ，瓦/平方米·球面度)，有时也称为辐射亮度。其表达式为：

$$I = \frac{d\Phi}{ds \cos \theta d\omega} \quad (1.2.4)$$

式中， ds 为面积元， $d\omega$ 为立体角， θ 为光线与 ds 法向夹角， $d\Phi$ 为通过 ds 的辐射通量。

辐射强度与辐射通量密度有密切关系，在平行光辐射的特殊情况下，辐射强度与辐射通量密度的关系为：

$$I = \frac{F}{\cos \theta d\omega} \quad (1.2.5)$$

式中， θ 为辐射体表面的法线方向与选定方向间的夹角。

辐射光谱：为准确描述辐射能的性质，引入一个能确定辐射能按波长分布的函数辐射光谱。设物体的辐射出射度为 $F(\text{W}/\text{m}^2)$ ，在波长 λ 至 $\lambda+d\lambda$ 间的辐射能为 dF ，则

$$dF = F_{\lambda} d\lambda \quad \text{或} \quad F_{\lambda} = \frac{dF}{d\lambda} \quad (1.2.6)$$

式中， F_{λ} 为单位波长间隔内的辐射出射度，是波长的函数，故称为分光辐射出射度，或单色辐射通量密度。因 F_{λ} 是随波长而变的函数，所以又称为辐射能随波长的分布函数。它不仅取决于物体的性质，而且还取决于物体所处的状态。 F_{λ} 随波长的变化可以用图形来表示，如图 1.6 所示。图中 F_{λ} 随 λ 的变化曲线称为辐射光谱曲线。

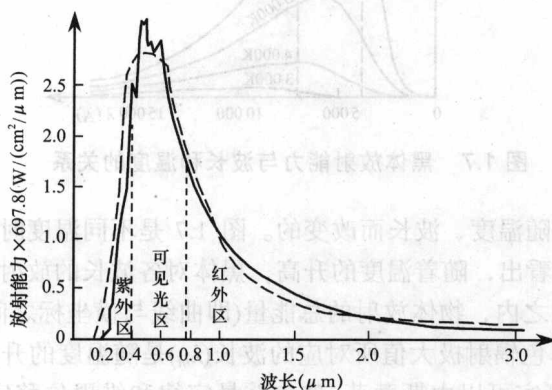


图 1.6 太阳辐射光谱

因此波长 λ_1 和 λ_2 间的辐射 $F_{\lambda_1 \lambda_2}$ ，可由积分得到

$$F_{\lambda_1 \lambda_2} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_{\lambda} d\lambda \quad (1.2.7)$$