



中国生态系统研究网络丛书

生态系统水热原理及其应用

周国逸 著

气象出版社

生态系统水热原理及其应用

周国逸 著

1998

95-97

04 AV4

气象出版社

1997

内 容 简 介

本书是作者从事生态系统水热研究工作的第一阶段成果。作者将生态系统的功能和进程研究方法与森林(农业)水文学、水土保持以及区划工作等结合起来,界定了生态系统水文学研究的范围,总结和提出了一系列新的方法并讨论了相应的理论,形成了比较完整的体系。书中的很多方法和技术是作者近年来的理论研究成果,并通过作者本人及同行的工作,在温带及亚热带的广大区域得到了大量的验证和发展,具有较大的理论价值;同时,书中展示了大量的小集水区试验参考数据,为同类研究提供了基础。

本书可作为从事生态学及地球科学研究的研究人员、大学高年级学生的参考书,研究生的教学用书。

图书在版编目(CIP)数据

生态系统水热原理及其应用/周国逸著. — 北京:气象出版社,1997.5
ISBN 7-5029-2276-8

I. 生… II. 周… III. 生态系-水文学 IV. P33

中国版本图书馆 CIP 数据核字(97)第 01125 号

生态系统水热原理及其应用

责任编辑:潘根娣 终审:刘树泽 周诗健

封面设计:王群力 责任技编:毛键 责任校对:李新

气象出版社出版

(北京海淀区白石桥路 46 号 100081)

北京科地亚印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

* * * *

开本:787×1092 1/16 印张:14.5 字数:368 千字

1997 年 5 月第一版 1997 年 5 月第一次印刷

印数 1—600 定价:28.00 元

ISBN 7-5029-2276-8/P·0839

《中国生态系统研究网络丛书》编辑委员会

主任:孙鸿烈

委员:(以下按姓氏笔画为序)

王明星 孙鸿烈 孙九林

陈宜瑜 沈善敏 陆亚洲

张新时 赵士洞 赵其国

钱迎倩 唐登银

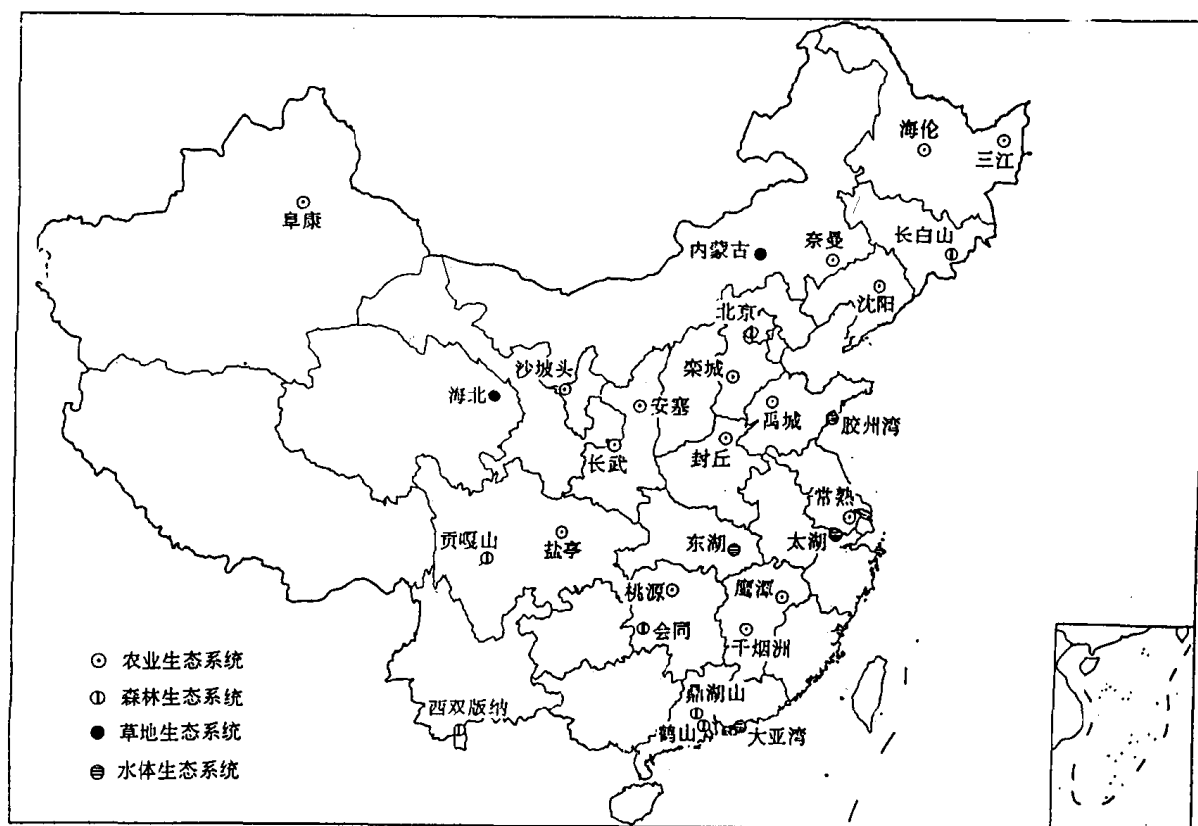
秘书:王群力

ADH 27/12

《中国生态系统研究网络丛书》序

中国科学院自 1949 年建院以来,陆续在全国各重要生态区建立了 100 多个以合理利用资源,促进当地农业、林业、牧业和渔业发展,以及观测和研究诸如冰川、冻土、泥石流和滑坡等一些特殊自然现象为目的的定位研究站。在过去几十年中,这些站无论在解决本地区资源、环境和社会经济发展所面临的问题方面,还是在发展生态学方面,都发挥了重大的作用。

自本世纪 80 年代以来,一方面由于地球系统科学的出现与发展,特别是由于国际地圈-生物圈计划(IGBP)的提出与实施;另一方面,由于日益严重的全球性资源、环境问题所造成的压力,使生态学家们提出了以从事长期、大地域尺度生态学监测和研究为目的的国家、区域乃至全球性网络的议题。就是在这种背景下,中国科学院从已有的定位研究站中选出条件较好的农田、森林、草原、湖泊和海洋生态系统定位研究站 29 个(见中国生态系统研究网络生态站分布图),并新建水分、土壤、大气、生物和水域生态系统 5 个学科分中心及 1 个综合研究中心,于 1988 年开始了筹建“中国生态系统研究网络(英文名称为 Chinese Ecosystem Research Network,缩写为 CERN)”的工作。目前,中国科学院所属 21 个研究所的千余名科技人员参与了该网络的建设与研究工作。



中国生态系统研究网络生态站分布图

网络筹建阶段的中心任务,是完成 CERN 的总体设计。1988~1992 年的 5 年间,在中国科学院、国家计委、财政部和国家科委的领导与支持下,来自我院各有关所的科技人员,详细研究了生态学的最新发展动向,特别着重研究了当代生态学对生态系统研究网络所提出的种种新的要求;了解了世界上已有的或正在筹建的各个以长期生态学监测和研究为目标的网络的设计和执行情况;特别是分析了“美国长期生态学研究网络(英文名称为 U. S. Long-Term Ecological Research Network,缩写为 U. S. LTER Network)”的发展过程,注意吸取了它的经验和教训;同时,结合我国的具体情况,经过反复推敲,集思广益,于 1992 年底完成了网络的设计工作,并开始建设。

与其他网络相比较,CERN 的设计有如下特征:在整个网络的目的性方面,强调网络的整体性和总体目标,强调直接服务于解决社会、经济发展与资源、环境方面的问题;在观测方面,强调观测仪器、设备和观测方法和标准化,以便取得可以互比的数据;在数据方面,强调数据格式的统一和数据质量的控制、数据共享和数据的综合与分析;在研究方法上,强调包括社会科学在内的多学科参与的综合研究,强调按统一的目标和方法进行的,有多个站参与的网络研究。

几年来,通过国内、外专家的多次评议,肯定了上述设计的先进性和可行性,这为 CERN 的总体目标和各项任务的实现奠定了可靠的基础。

CERN 的长期目标是以地面网络式观测、试验为主,结合遥感、地理信息系统和数学模型等现代生态学研究手段,实现对我国各主要类型生态系统和环境状况的长期、全面的监测和研究,为改善我国的生存环境,保证自然资源的可持续利用及发展生态学做贡献。它的具体任务是:

1. 按统一的规程对我国主要类型农田、森林、草原、湖泊和海洋生态系统的重要生态学过程和水、土壤、大气、生物等生态系统的组分进行长期监测;
2. 全面、深入地研究我国主要类型生态系统的结构、功能、动态和持续利用的途径和方法;
3. 为各站所在的地区提供自然资源持续利用和改善生存环境的优化经营样板;
4. 为地区和国家关于资源、环境方面的重大决策提供科学依据;
5. 积极参与国际合作研究,为认识并解决全球性重大资源、环境问题做贡献。

为了及时反映该网络所属各生态站、分中心和综合研究中心的研究成果,CERN 科学委员会决定从 1994 年起设立出版基金,资助出版《中国生态系统研究网络丛书》。我们希望该丛书的问世,将对认识我国主要类型生态系统的基本特征和合理经营的途径,对促进我国自然资源的可持续利用和国家、地区社会经济的可持续发展,以及对提高生态学的研究水平发挥积极作用。



1995 年 4 月 16 日

前言

生态学发展至今,传统概念的争论已渐进尾声。这也就标志了这门学科的日臻完善。但此过程中出现的新思想、新观点和由此引发的生态学家们的新一轮思考却似乎使生态学更加陷入了前所未有的不确定中。这或许是任何活跃学科都普遍面临的困境。归纳起来,不外乎两个方面:第一、就是遵循学科发展的普遍规律,生态学也从概念的争论、定型描述发展到今天的逐步定量化过程。生态系统研究的全面展开标志了现代生态学的形成,特别是各个国家为了从微尺度、小尺度、中尺度到大尺度等不同范围开展生态系统研究而相继建立起来的生态系统网络(其中,以中国的生态系统网络研究最具特色性和完整性),就是当代生态学发展的必然趋势。它也加快了生态学研究的发展步伐;同时,生态系统的研究将生态学紧密地与人类社会的各个实践活动结合起来,成为实用性极强的一门学科;第二、将生态学作为科学研究的方法论,而大量渗透到各门学科中,这个方面是最具争议的。

生态系统及其网络研究的核心,在于小集水区的定位观测和实验。自从本世纪60年代,Borman 和 Likens 最先开展小集水区实验以来,生态学家们对生态系统研究就不再把注意力完全集中于某一个“池塘”或某一个“湖”了,而是转向于研究领域更加广阔的陆地生态系统。定量能力却得到进一步的提高,因为把生态系统定义在实行了封闭技术的小集水区内,各个过程都极易得到人为控制,小集水区研究的意义就在于容易定量化。

无论是在结构优良的生态系统中还是在退化生态系统恢复的实践上,水热问题都是生态系统环境研究、生物与环境交互作用研究的核心问题。总结热带北缘退化生态系统恢复的实践经验是:水热对本区退化地的恢复有限制作用,退化生态系统的恢复过程就是以水热为代表的环境条件逐步改善以带动生物多样性指数提高,而后者又加速并保存了中生化环境的过程。

然而,长期以来,水热研究就一直是生态学研究的薄弱环节。生态系统中的水热现象,既有宏观的水文现象,大范围的热量平衡,也有微观的水分代谢,生物体内的能量过程等。而这些都出于相互影响与协调的生态系统功能运动中。因此,生态系统水热理论的发展是此学科发展所必须的。

本书是作者12年的研究工作的一个总结。研究对象涉及中亚热带、南亚热带和热带北缘等大量的小集水区生态系统实例。其所属的试验站均为中国生态网络研究站。在此,作者对生态网络秘书处所给予的研究支持并使本书得以面世等表示深深的感谢。

在本书的最后构思与写作中,中国科学院华南植物研究所的余作岳教授、彭少麟教授及生态研究室的各位同仁给予了充分的理解与很好的建议,使本人受益颇丰。

此书的材料积累过程实际上就是本人从学于生态学及从事这方面工作的过程,曾先后得到潘维俦教授(森林生态学和森林水文学家)、李景文教授(森林生态学和植物群落学家)、冯宗炜教授(生态学及环境学家)、王业遽教授(生态学家)、小仓纪雄教授(环境及生态学家)等导师的谆谆教导,他们严格的治学作风给了我深深的启迪,在此向他们深深的鞠躬。

本书的初稿完成于1989年,东北林业大学李世达教授审阅了全文的数学模型,并始终得到了周晓峰教授、陈大珂教授、王义弘教授和李庆夏教授的指导,中科院应用生态所崔启武研究员、南京大学傅抱璞教授和中南林学院朱忠保教授曾给予很好的建议,同时,美国 C. F. Jordan 教授和 J. C. Luvall 博士提供了大量的参照数据,在此一并致谢。

周国逸

1996年11月于广州

目 录

《中国生态系统研究网络丛书》序

前言

第一章 绪论	(1)
1 水与热的概述	(1)
1.1 水与热的意义	(1)
1.2 有关水的一些基本知识	(1)
1.3 有关热的一些基本知识	(8)
2 生态系统水量平衡与水文学的比较	(10)
2.1 水在生态系统研究中的地位	(10)
2.2 水量平衡与水文学	(11)
3 本书的结构与基础	(11)
3.1 中国科学院小良水土保持试验站	(12)
3.2 中国科学院鹤山丘陵综合试验站	(12)
3.3 中国科学院鼎湖山森林生态系统定位站	(13)
第二章 水热联系对生态系统的作用	(14)
1 生态系统内水分循环概述	(14)
1.1 土壤-植被-大气系统的水分运转概述	(15)
1.2 系统对液态水运动的调节	(16)
1.3 系统中湿润表面的蒸发和植物的蒸腾作用	(18)
1.4 系统的水分平衡	(21)
2 水热状况的量度指标	(22)
2.1 大尺度的划分	(22)
2.2 中尺度的划分	(24)
2.3 生态系统的水热量度	(24)
3 几个生态系统水热条件举例	(26)
4 水热对亚热带退化生态系统恢复的限制作用	(27)
4.1 亚热带水热两因子的不配合性	(27)
4.2 从水热的角度谈退化生态系统恢复的措施	(29)
5 陆地生态系统水分结构的理论探讨	(30)
第三章 集水区形态与水热常规试验	(32)
1 概述	(32)
2 集水区地形	(32)
2.1 水系分类系统	(32)
2.2 与水文学有关的集水区参数	(36)
3 集水区一些主要参数的测量	(37)
3.1 集水区地形	(38)
3.2 集水区地质	(39)

4 小集水区径流场的建立	(40)
4.1 思路与背景	(40)
4.2 选择定位站的自然因素	(41)
4.3 小集水区的封闭技术	(41)
4.4 集水区有关水热研究的常规测定	(44)
第四章 大气降水	(47)
1 降水资料的整理与分析	(47)
1.1 点雨量数据	(47)
1.2 由点雨量到面雨量	(48)
1.3 双累积曲线	(49)
1.4 降水频度曲线	(51)
1.5 降水频率计算	(51)
1.6 降水面积延时曲线	(53)
2 降水类型与时段	(54)
2.1 降水类型	(54)
2.2 降水资料的时段	(55)
3 森林与大气降水	(55)
3.1 森林地降水测定点的选择	(55)
3.2 森林分布与降水	(58)
3.3 森林对降水的影响	(59)
第五章 大气降水在森林中的分配	(64)
1 森林植被对降水的截留过程分析	(64)
1.1 林冠截留	(64)
1.2 林下植被截留	(65)
1.3 林地死地被物的截留	(66)
1.4 穿透水与截留过程	(67)
1.5 树干茎流的测定	(68)
2 林冠截留作用的本质	(69)
2.1 林冠截留的界面现象	(69)
2.2 林冠截留的物理模型	(70)
2.3 林冠的最大截留量	(70)
2.4 I_M 的测定与计算方法	(71)
3 林冠截留的一些半理论模型	(72)
4 林冠截留经验模型设计	(74)
4.1 林冠的附加截留作用	(74)
4.2 影响林冠截留的因素分析	(74)
4.3 一次性降水与时段性降水下的林冠截留	(77)
4.4 林冠截留的常用经验模型	(77)
5 树干茎流作用	(79)
第六章 林冠对降水动能的分配	(81)
1 雨滴直径	(81)

1.1 大气降雨的雨滴直径	(81)
1.2 穿透水的雨滴直径	(82)
2 雨滴终速度	(84)
2.1 大气降雨的终速度	(84)
2.2 冠滴水的终速度	(85)
2.3 大气中水滴达到稳定速度时所需的下落高度	(88)
3 水滴动能	(89)
3.1 林冠接受的大气降雨动能	(91)
3.2 林地接受的雨滴动能	(91)
3.3 实际计算举例	(91)
4 林冠对林地所接受的雨滴动能的影响因子分析	(95)
4.1 降雨强度的影响	(95)
4.2 大气降水量的影响	(96)
4.3 林冠高度的影响	(96)
4.4 林冠郁闭度的影响	(96)
4.5 林冠截留对降水动能的损失	(97)
5 雨滴对地面的冲击	(98)
5.1 小良站单位降雨量下地表侵蚀的因子分析	(98)
5.2 不同地类的降雨—侵蚀对比分析	(101)
5.3 地表的雨滴击实现象	(102)
5.4 土壤抗水滴冲击的有关参数	(103)
5.5 最小侵蚀性降雨	(104)
5.6 一些常用的降雨侵蚀关系	(104)
5.7 常用的土壤流失方程介绍	(107)
5.8 本章小结	(108)
第七章 土壤水分运动	(110)
1 土壤水分	(110)
1.1 土壤含水量的表述	(110)
1.2 土壤颗粒表面的水分	(111)
1.3 气-水界面处的水汽压	(112)
1.4 毛管上升	(114)
1.5 温度对土壤中气态水的影响	(114)
1.6 土壤水分测定法	(114)
2 有关入渗的理论	(115)
2.1 Horton 方程	(116)
2.2 下渗过程的几个理论模型	(117)
3 土壤水分流方程	(118)
3.1 饱和流	(118)
3.2 不饱和流	(119)
3.3 导水率(饱和渗透系数)的测定法	(121)
4 森林与土壤水分	(122)
4.1 几种类型土壤的持水常数	(123)
4.2 几种森林土壤的水分动态	(125)

第八章 集水区地下水	(128)
1 地下水的概念	(128)
2 地下水观测井	(130)
2.1 一维水流	(131)
2.2 流入井中的稳定流	(132)
2.3 地下水流向与流量的确定	(133)
3 地下水分布及其调查	(135)
3.1 地下水与河水的补给	(135)
3.2 几类地形与地下水	(137)
4 一些森林地的地下水	(141)
4.1 广东山区的地下水资源	(141)
4.2 几个系统的地下水情况	(142)
4.3 森林对地下水的影响	(142)
4.4 短期内地下水位的周期变化	(146)
第九章 小集水区地表径流	(147)
1 地表径流产流特性分析	(147)
1.1 地表径流的形成过程	(147)
1.2 产流的形式及特点	(147)
1.3 径流过程线的分割	(149)
1.4 几种典型的降雨地表径流过程线	(150)
1.5 Sherman 单位线	(153)
2 集水区有关径流参数的确定	(155)
2.1 流域下渗曲线分析法	(155)
2.2 集水区初损值的确定	(158)
2.3 集水区后损率的确定	(160)
2.4 流域稳定下渗率的确定	(160)
2.5 有效雨量	(160)
3 生态系统类型对地表径流的影响	(160)
3.1 概述	(160)
3.2 几种集水区类型的地表径流	(163)
4 降雨径流关系的黑箱模型理论	(164)
4.1 灰色系统理论在集水区水文问题上的应用	(165)
4.2 广东小良试验站降水径流的一个黑箱模型	(167)
4.3 有关黑箱模型的讨论	(171)
5 壤中流	(171)
第十章 生态系统的蒸散	(173)
1 概述	(173)
1.1 蒸散和蒸散潜力	(173)
1.2 森林生态系统内蒸散现象的复杂性	(173)
2 蒸散的估算	(174)
2.1 树木蒸腾量的测定	(174)

2.2 蒸散量的估算法	(175)
3 水热平衡联系方程的一种新形式	(181)
3.1 对以往公式的评价	(181)
3.2 公式的假定和推导	(182)
3.3 公式的讨论	(185)
3.4 公式的检验	(187)
3.5 有关系统保水性能的讨论	(187)
4 蒸散量的改变	(189)
4.1 人工干扰对森林生态系统蒸散的影响	(189)
4.2 不同气候区生态系统的蒸散	(191)
本章附 1: 式 (10.18) 的推导过程	(193)

第十一章 集水区生态系统的能量平衡	(195)
1 森林生态系统的作用面	(195)
1.1 主作用面和附作用面	(195)
1.2 作用面在时间上的变化	(196)
2 森林的辐射平衡	(196)
2.1 辐射平衡概述	(197)
2.2 辐射平衡的测定与计算	(199)
2.3 森林不同作用面的辐射平衡	(199)
3 森林系统的能量平衡	(204)
3.1 能量平衡概述	(204)
3.2 几种森林生态系统的能量平衡	(207)
参考文献	(213)

第一章 绪 论

1 水与热的概述

1.1 水与热的意义

水热是生命的源泉,是生态系统中最为活跃,影响也最为广泛的因子。地球上生命活动范围受制于水热的分布。

水在全球范围内的运转,影响着大气环流与气候变化。水与热量的相互作用控制着生物圈的形态,推动着各种物质在全球范围内的循环与交流。沧海桑田,无一不受水热的直接作用。

水在小尺度生态系统内的运转与能量流动,是我们最为熟悉和直接依赖的。它起着成分和环境的双重作用。系统内的物质循环只有依靠水作为媒体才得以实现。生物与生物之间、生物与环境之间、环境与环境之间以及在它们各自的内部,水分就像生物体的血液一样依靠能量的输入维持着生态系统结构与功能的存在与发展。实际上,生态系统的格局与进程也反映了系统中水热的分布与流动。

生态系统中的水分既作为物质循环的媒介,本身又是物质的一份子,和其它物质元素一样参与到生物小循环和地球化学大循环的行列中。

实际上,水分就是生物体组成成分。和其他物质元素不同的是,水分在生物体中绝大部分是以其自身的状态存在的。在这方面,说水是生物体的内环境也无不可。因此,和生态系统水平的情况相似,水分在生物体内也有两重性,即,既作为环境又作为生物体的一个部分。整个生命系统中具有这种特性的物质是不多见的,这与水的特性和所起的作用密不可分。

1.2 有关水的一些基本知识

水是一种具有非寻常性质的普通物质,其结构决定了它是一种通用溶剂,可以在矿物体及有机体中流动,具有独特的热力学性质,能在常见的地球温度下表现三种状态。在标准大气压力(1013hPa)且水汽的分压为 6.1hPa 的地方,水的三态在温度为 0℃时处于平衡。讨论水的这三种状态的一些物理性质,是认识水文过程的基础。

1.2.1 液态水

据认为液态水具有“碎冰”的结构,它保留着某些水晶体的性质(Rechard Lee,1978)。证据之一是:它的密度在冰点和 4℃之间略有增加,在 4℃时达到最大。这一表观变异的原因是,当水分子之间的氢键伸展时,有些键断裂,排列不太有序的晶体结构得到发展,致使具有较高的密度。每一个水分子在任一时间都可能被 5 个或更多的具有共用键的变动性结构分子所围绕,但无论发生怎样的变动,结构还是足够牢固的。因此在有些方面,水分子的团聚体本身就像一个分子一样活动,使水显示出类似于聚合物一样的特性,只有在蒸气状态,分子间的结构才消失。由于液态水间的分子间力,使得水分子难以变成蒸气状态而散失,造成了

水具有不寻常的高熔点。因为它在液态时已具有微晶体结构,由液态转化为固体比较容易。弱氢键的存在使得水的粘度大于不相缔合的液体,但共有氢键仍然是比较弱的,从而水的粘度又小于高度缔合的液体,分子间的氢键还造成了水的不寻常的低电导和高介电常数。

常见的温度范围内,水的密度变化只有大约 1%,因此水的密度被用来作为其它物质相对密度(比重)的度量单位。而且,它还曾经是米制质量和体积标准的原始基础。水的密度随温度而变化,是引起湖泊和池塘温度分层的原因,也是春秋水流上下翻转的根源。温度高于 4℃时,由于冷却水的下沉而使表层在秋季冷却速度放慢,温度低于 4℃时,由于水的下沉而使春天水面的变暖速度放慢。

水的冻结温度随压力的升高而降低,大约每升高 130 个大气压($1.317225 \times 10^7 \text{Pa}$),水的冻结温度降低 1℃。例如:500 个大气压($5.06625 \times 10^7 \text{Pa}$)时,水在 -4℃开始冻结;2200 个大气压($2.22905 \times 10^8 \text{Pa}$)时,冻结温度为 -22℃。水的这种异常现象对自然界有重要意义,它使大洋深部不会冻结。但是,当压力大于 2200 个大气压($2.22905 \times 10^8 \text{Pa}$)时,水的冰(融)点开始升高,3530 个大气压($3.5767725 \times 10^8 \text{Pa}$)下,水于 -17℃时结冰;6380 个大气压($6.464535 \times 10^8 \text{Pa}$)下,0℃时结冰;16500 个大气压($1.6718625 \times 10^9 \text{Pa}$)下,60℃结冰;20670 个大气压($2.09438775 \times 10^9 \text{Pa}$)下,水在 76℃时结冰(参见表 1.1、表 1.2)。

表 1.1 标准压力下液态水的某些性质 (Rechard Lee, 1978)

Table 1.1 Some properties of liquid water in standard pressure

温度 (℃)	密度 (g/cm ³)	表面张力 (dyn/cm)*	粘度 [g/(cm · min)]	导热系数 [g/(cm · min · °C)]	潜热 (J/g)	
					冻结	蒸发
0	0.9999	75.6	1.08	0.080	333.7	2500.8
4	1.0000	75.0	0.94	0.082	—	2491.6
10	0.9997	74.2	0.78	0.084	—	2477.3
20	0.9982	72.7	0.60	0.086	—	2453.5
30	0.9957	71.1	0.48	0.089	—	2430.0
40	0.9923	69.5	0.39	0.091	—	2406.2
50	0.9881	67.9	0.33	0.092	—	2382.3

液态水的比热要比很多物质高许多,这一性质被用来定义热量的单位,4.1868J 热即为把 1g 水从温度为 14.5℃升高到 15.5℃时所需要的能量。在普通温度范围内,液态水的比热(J/g)和热容量(J/cm³)随温度变化不大。

液态水的分子吸力(内聚力)在接近冰点时较大,由于这种力的存在,水具有较高的抗张强度,且有表面张力和粘性,表面张力加上水的可湿性(附着力),就是毛细管中的水为什么会逆重力运行的原因。由一个氧原子和两个氢原子组成的水分子是带极性的,带正电荷的氢原子也被相邻分子中带负电荷的氧原子吸引,这样就形成了内聚力。水的潜热就是破坏这种

* 注:dyn 为非许用单位,1dyn/cm=10⁻⁵N/cm,下同。

联结所需要的能量。在普通范围内,蒸发潜热随温度增加而减少,约为 $2.303 \text{ J}/(\text{g} \cdot ^\circ\text{C})$;而冻结(或融化)潜热却以同样数量增加,这样,它们的和——升华潜热始终是不变的。

表 1.2 水表面某些典型的辐射特性*

Table 1.2 Some typical radiation characteristics of water body surface

表面	说明	条件	短波反射系数
云	低云覆盖	100m 厚	0.40
		200m 厚	0.50
		500m 厚	0.70
液体	晴天	太阳高度角:60°	0.05
		30°	0.10
		20°	0.15
		10°	0.35
		5°	0.60
	云天	太阳处于高位:平滑表面	0.05
		太阳处于低位:平滑表面	0.10
固体	新雪	低密度	0.85
		高密度	0.65
	旧雪	清洁的	0.55
		脏的	0.45
	冰川冰	清洁的	0.35
		脏的	0.25
			长波发射系数
大气	浓云		0.99
液体	垂直于表面		0.99
	平均		0.95
固体	冰点		0.97

* 表面的反射率(即短波反射系数)是指表面反射的入射太阳辐射部分;长波发射系数是该表面发射长波辐射效率的度量(即在各种土温下发射的不可见辐射)。

1.2.2 固态水

地球上 75% 以上的淡水以固态形式存在。在两极和平均温度低于 -10°C 的高纬度和高海拔地区冰雪常年不化。在温带地区土壤和地表水体中的液态水严冬时节会暂时结冰,造成对水流的影响。固态水是相对不渗透和不流动的,可以有效地阻塞土壤中液态水的流动,调节河水汛期。

冰是一种真正的固体,表现出了刚度和固定的分子结构(晶体),但它和其它绝大多数物质不同,它在固体状态反而有较大的体积,密度只有液态的 92%。冰的比热是加热(冷却)单位质量所需(放出)能量的度量单位;冰的热容量则是加热(冷却)单位体积所需要(放出)的

能量。冰的比热和热容量大约只是液态水的一半或不足,而且随着温度的下降有所减少。冰的导热系数是冰作为热传递媒介时效率的量度单位。在这一方面,冰大约是液态水效率的4倍。单位质量冻结时所释放的或熔化时所吸收的能量称为熔化潜热。固态、气态直接转换的相应术语叫升华潜热,水的潜热比其它普通物质的都要高(参见表 1.3、表 1.4)。

表 1.3 标准压力下固态水的某些特性

Table 1.3 Some characteristics of solid water in standard pressure

温度 (℃)	密度 (g/cm ³)	比热 [J/(g·℃)]	热容量 [J/(cm ³ ·℃)]	导热性 [J/(cm·min·℃)]	潜热 (J/g)	
					溶解	升华
冰						
0	0.9167	2.106	1.930	1.344	333.7	2834.5
-10	0.9187	2.031	1.867	1.390	311.9	2836.6
-20	0.9203	1.959	1.805	1.461	288.9	2838.2
-30	0.9216	1.884	1.738	1.528	263.8	2838.7
-40	0.9228	1.813	1.675	1.595	235.7	2838.7
雪(近似)						
0	0.1	2.093	0.209	0.0419	334.9	2834.5
	0.3	2.093	0.628	0.167	334.9	2837.5
	0.5	2.093	1.047	0.377	334.9	2834.5
	0.7	2.093	1.465	0.754	334.9	2837.5
-40	0.1	1.800	0.167	0.0419	234.5	2838.7
	0.3	1.800	0.544	0.167	234.5	2838.7
	0.5	1.800	0.921	0.419	234.5	2838.7
	0.7	1.800	1.256	0.879	234.5	2838.7

表 1.4 雪和冰川的部分物理性状 (叶锦昭等,1993)

Table 1.4 Some physical characters of snow and ice

类型	密度(g/cm ³)	孔隙度(%)	透气性[g/(cm ³ ·s)]	粒径(mm)
新雪	0.01~0.3	99~67	>40~400	0.01~5
旧雪	0.2~0.6	78~35	20~100	0.05~3
终年积雪	0.4~0.84	56~8	0~40	0.05~5
冰川	0.84~0.92	8~0	0	1~100 以上

地表积累的雪是冰晶和空气的混合物。在 0℃时它可以包含大量的液态水。新雪的容重

一般为 $0.1 \sim 0.2 \text{ g/cm}^3$, 但陈化后会达到 $0.2 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$ 。恒温下雪的热容量随密度的增加而线性增加。低密度的雪是不良导体, 它能隔离土壤使之避免发生温度的迅速变化, 防止深冻, 保持易于水分穿透的下层土。雪通常可以反射太阳辐射的 $50\% \sim 75\%$ 。这主要取决于地表条件和其它因素 (清洁的低密度雪和在高海拔地区或太阳入射角比较低的地区的雪的反射率比较高)。雪和冰都是长波辐射的优良辐射体和吸收体。

1.2.3 气态水

水汽仅占地球大气层全部质量的 0.25% 。在温暖地区的大气下层水汽较为丰富, 但也不超过潮湿空气质量的 2.5% 。大气中临时贮蓄的水汽约仅占地球全部淡水的 0.04% , 可这是河川水量的 10 倍多, 说明还是很可观的。

然而, 水汽的重要性却不是像它的量一样微不足道, 它调节了辐射平衡, 传送了大量的潜能, 并能迅速地循环; 每天大约有 10% 的大气水汽变为降水, 同时又被蒸发所补充。

液态和固态水蒸发时需要 $2382.3 \sim 2838.7 \text{ J/g}$ 的能量来打破分子间的联结, 并使水的体积扩大到原来体积的 1000 倍以上。在正常的温度和压力下任何气体的分子密度为分子重 $/22.4 (\text{g/L})$, 所以对水汽来说, 即为 0.8043 g/L 。在 $-40 \sim 55^\circ\text{C}$ 的温度范围内, 水汽的比热变化于 $1.842 \sim 1.930 \text{ J/g}$ 之间。

空气的克分子重量是 28.966 g , 标准温度及压力下其密度为 1.293 g/L , 因此, 空气的密度大于水汽的密度, 而同样的压力和体积下干空气比湿空气重。

饱和水汽密度是在给定温度下水汽的最大容重, 在液态水和固态水临界平衡状态下, 饱和水汽密度是表面温度的函数, 饱和水汽压是指水汽饱和的大气中的水汽分压力。根据 Dalton 定律, 它与大气压力无关, 完全决定于温度 (参见表 1.5)。

液态水表面水汽分压 $e_s (\text{hPa})$ 可根据下面的一些经验关系式近似求出:

$$\ln e_s = 21.382 - \frac{5347.5}{T} \quad (\text{Tabata, 1973})$$

$$\ln e_s = 19.687 - \frac{4883.8}{T} \quad (\text{唐有祺, 1984})$$

式中 T 为绝对温标 (K)。

接近地表的水汽密度和水汽压变化很大, 特别是在水体、潮湿土壤和植被垂直方向的情形下。但水汽在低密度或低压力方向上是连续运动的。无风时水汽气团流动 (如通过树叶的气孔或通过潮湿表面附近垂直方向的静止空气的薄边界层) 速度与水汽压力或密度梯度成比例, 这一比例系数就是空气中水汽的扩散系数。扩散系数 $D (\text{cm}^2/\text{s})$ 是空气温度 $T (^\circ\text{C})$ 与压力 $P (\text{hPa})$ 的函数, 满足下式:

$$D = \frac{210 + 1.5T}{P}$$

1.2.4 水的全球运动

水是地球上除与生命相关现象的运动以外最常见的运动体了。降水、云彩、溪流、波浪、瀑布、雪崩等都是水的运动。海洋水流、大气气流及地壳内的含水层中的水沿着不太明显的路径运动。而在各种生物机制的影响下, 径流交替地受到阻塞, 在转向或加速的地形或生态系统中, 水的运动可能更不明显。