

第 1 章 绪 论

1.1 水文学的研究对象和内容

在语源学上,hydrology 来源于古希腊,是一个复合词,由“水(water)”和“词(word)”组成。就词义而言,水文学是关于水的科学,涉及的范围非常广泛。水文学作为一门现代学科,直到 20 世纪 60 年代还没有全世界同行公认的定义。1968 年 Price 和 Heindl 对过去约百年的文献资料进行了调研,得出的结论是:人们有一个共识,即水文学是一门研究陆地和近海地区水循环的物理科学,而且水文学的概念还有不断拓展的趋势,甚至涉及社会经济学层面。

《中国大百科全书》中对水文学的定义是:水文学是关于地球上水的起源、存在、分布、循环、运动等变化规律和应用这些规律为人类服务的知识体系。联合国教科文组织(UNESCO)对水文学的定义是:Hydrology is the science which deals with waters of the earth,their occurrence,circulation,distribution on the planet,their physical and chemical properties,and their interactions with the physical and biological environment,including their responses to human activity。由此可见,水文学研究的主要内容和目的是揭示地球上水的时空分布和变化规律以及如何应用这些规律为人类服务。

地球上水的循环包括大气水循环、海洋水循环和陆地水循环。根据不同的研究对象,水文学可分为气象水文学(hydrometeorology)、海洋水文学(marine hydrology)和陆地水文学(terrestrial hydrology)。水文学在全球尺度上以海洋—陆地—大气系统中的水循环为研究对象,揭示大气、海洋、陆地之间的水量交换规律。全球水循环研究又将上述地球科学中的不同分支联系在一起。在陆地水文学这个分支中,还有针对不同对象的流域水文学(watershed hydrology)、湖泊水文学(limnology)、地下水水文学(groundwater hydrology)、冰川水文学(glaciology)和沼泽(湿地)水文学(swamp hydrology)等更细的学科划分。水文学作为地球科学的一个分支,除研究水循环自身的机理和规律之外,另一个主要研究内容是水圈与地球表面其他圈层(包括大气圈、岩石圈、土壤圈、生物圈和人类圈)之间的相互作用,其中涉及水资源、洪水和干旱、地质灾害、生态与环境等方面,这些都与人类生存和发展息息相关。

由于水对人类有着广泛而深刻的影响,水文学是随工程应用而发展,并非由于水文学的发展而导致应用。为了满足防洪、供水和灌溉等的需求,水文学在水利工程和农业工程的实践中诞生、发展和不断完善,最初的水文学更应称为应用水文学。就从水利工程的视角而言,应用水文学也称为工程水文学,它直接服务于水利工程的规划设计、施工和运行管理等,在水利工程的规划设计、施工和运营管理阶段有不同的任务。工程水文学在水利工程规划、设计阶段的主要任务是确定合理的工程规模;在工程施工阶段是确保规划设计建筑物得以安全实施;在运营和管理阶段是保证水利工程效益的充分发挥。在这三个不同的阶段,工程水文学的主要任务是水

文计算、水文预测和预报。现代水利不仅仅是水利工程的规划、设计、施工和管理,更重要的是确保人类对水资源的可持续利用。人类开发、利用和保护水资源的活动通常是以流域为基本单元,流域是水文学研究的主要对象。流域水文学主要研究流域水文现象、水文过程、产汇流基本规律、径流和洪水的预测和预报方法,以及流域水资源开发中的水文计算方法等。

总之,无论是作为应用科学的工程水文学还是作为地球科学的水文学,其根本目的是为人类社会的可持续发展提供科学依据。

1.2 水文学的发展历程

水文学经历了从萌芽到成熟、从定性到定量、从经验到理论、又从应用再到理论的发展过程。

1. 萌芽时期(1400 年以前)

这一时期,一些早期的文明古国就开始了水文学的萌芽。古埃及在公元 3000 多年前,为了灌溉引水就开始对尼罗河水位进行了观测,至今还保存有公元前 2200 年所刻水尺的崖壁。在中国,公元前 300 年,战国时代的李冰父子在川西平原开凿了举世闻名的都江堰引水工程,设石人水尺进行水位观测,都江堰水利工程至今仍发挥着巨大的效益。早在公元前 239 年,《吕氏春秋》中就提出了水循环的朴素概念:“云气西行云云然,冬夏不辍;水泉东流,日夜不休;上不竭,下不满,小为大,重为轻,圜道也。”在长江上游涪陵城北,长江岸边有长 1600m,宽 15m 左右的“白鹤梁”,用雕刻的石鱼图形记载了自公元 700 年以来长江的最枯水位,被誉为“世界最早的古代水文站”。

2. 奠基时期(1400—1900 年)

自 14 世纪欧洲文艺复兴开始,特别是 18 世纪的工业革命以来,水文观测仪器得到了巨大发展,为建立水文学奠定了基础。法国人 Bernard Palissy(1510—1590 年)根据自己的野外观测,提出了降雨是河流的唯一来源的革命性理论,并首先正确解释了温带地区的水循环。之后,法国人 Pierre Perrault(1608—1680 年)开展了田间水文综合研究。英国人 Edmund Halley(1656—1742 年)进行了蒸发试验。

3. 应用时期(1900—1950 年)

在这一时期,水文观测站网开始建设并不断扩大,实测资料不断积累,应用水文学研究取得长足的进展。在这一时期诞生了诸多具有里程碑意义的水文分析方法,如 1924 年提出的 P-Ⅲ 频率曲线分析方法,1932 年提出的谢尔曼单位过程线,以及 1935 年提出的马斯京根河道洪水演进计算方法等,这些方法不仅满足了当时的工程实践需要,而且极大地推动了水文学的发展。

4. 现代水文学的形成(1950 年以后)

20 世纪 50 年代以来,科学技术进入了新的发展时期,人类改造自然的能力迅速增强,人与水的关系正由古代的趋利避害,近代较低水平的兴利除害,发展到现代较高水平的兴利除害,水文学也进入了现代水文学时期。这个新阶段赋予水文学新的特色有:①人类对水资源的需求越来越迫切,水文学的研究领域正向着为水资源开发利用提供依据的方向发展。②大规模人类活动对水文循环,进而对地球环境正在产生多方面的影响。研究和评价这种影响,指导人们在水资源开发时注意保护人类生存环境,也是水文学发展中的新课题。水文学和环境学的交叉学科——环境水文学以及水文学与生态学的交叉学科——生态水文学正在孕育形成。③现代科学技术,如遥感技术(特别是地球观测技术)、地理信息系统、计算机技术、网络技术等,正在渗入水文学的各个研究领域,使传统水文学方法实现新突破成为可能。④水文学的研究领域不断扩大,水文学与地球科学中其他学科间的空隙逐渐得到填补,交叉学科正在蓬勃兴起。

现代水文学以研究地球表面不同时间和空间尺度的水循环过程为主要内容,包括水循环的物理过程、伴随

水循环过程的生物化学过程以及植物生态过程等。其应用范围涉及水利工程、水资源管理以及生态与环境保护等领域,在研究手段上,更加重视包括地面观测与试验、卫星遥感观测及计算机模拟和仿真等的综合方法;在学科发展上,更具多学科交叉的特色。总之,现代水文学是地球科学与工程科学的结合,架设从科学认知通向工程实践的桥梁是水文学研究的主要任务之一,这对应用科学而言尤为重要。

1.3 水文学的研究方法

1. 系统分析方法

系统分析方法是现代水文的一个标志,它将流域视为一个系统,气象因子(降雨和气温等)是该系统的输入,而流域出口断面的流量则是该系统的输出,旨在建立系统外部输入和系统输出之间的数学关系。由于系统分析方法没有考虑流域水循环要素之间的相互作用,而将流域系统视为一个“黑箱”,由此构建的水文模型称为“黑箱模型”。采用这一方法得出的数学关系是经验性的,所以系统分析方法也称为经验性方法。

采用系统分析可以方便地应用一些通用的数学算法,简单而且实用。但是,其得到的数学关系与流域水文过程的物理机理相差甚远,这也正是这种方法的缺陷。究其原因,首先,对于输入输出变量之间因果关系的判断主要源于经验,很有可能忽视了一些重要的现象;其次,这种方法仅仅是简单复制系统过去输入和输出的数据,不能处理系统中的变化因素,也就无法预测流域水文条件变化(如城市化、气候变化等)带来的影响。

2. 成因分析法

从水文现象的成因出发,分析流域水文过程,通过成因推理提出估算河川径流量、洪峰大小等关键水文变量的公式,这一方法称为成因分析法。成因分析法来自于对水文过程的认识和实践经验的积累,将复杂的流域水文过程进行简化,抽象为一个“概念性的模型”,并构建流域输入与输出的响应函数,这种函数中的许多系数通常采用经验系数。

3. 基于水文过程的分析方法

基于水文过程机理的分析方法,利用流体力学、热力学中的守恒原理和边界条件,以建立水文输入(如流域内的降雨量)和输出(如流域出口的流量)之间的关系。依据守恒定律建立流域水文过程的数学物理描述构建的水文模型称为“物理性水文模型”。由于大多数流域的地形地貌、土壤和植被等下垫面条件十分复杂,而且流域边界条件的不确定性也很大,因此难以推导模型的解析解,通常利用计算机进行数值求解。水文过程分析与计算机数值模拟相结合的方法是现代水文分析的主流方法。

4. 数理统计法

水利工程的使用寿命一般是数十乃至上百年,在工程规划和设计阶段需要对未来长期的水文情势进行合理预测。针对流域的历史气象和水文资料,采用数理统计方法分析其中的水文统计特征,由此可以预测未来较长时期内的流域水文情势。这种方法适用的前提是:流域过去的水文行为在未来可能重复,过去的水文统计特征可以代表流域未来的水文状况。数理统计方法仅适用于长期水文预测,不适用于短期或实时的水文预报。

系统分析、成因分析和机理分析方法之间的界限其实并不十分清晰,它们本质上都是成因分析方法,只是对流域水文过程机理的解释程度不同而已。还有一点必须指出:水文分析是在一定的时间和空间尺度上进行的。虽然基本的守恒定律并不随尺度改变,但是为了使方程闭合以便求解而补充的其他方程,是在一定尺度给出的。因此,在研究水文现象的时候,重要的并不是选择机理分析方法、系统分析方法或是概念性方法,而是根据现有的观测数据以及需要解决的问题,决定在什么尺度上构建什么方程。

参 考 文 献

- [1] 施成熙,华士乾,陈道弘. 中国大百科全书——大气科学·海洋科学·水文科学[M]. 北京: 大百科全书出版社,1987.
- [2] BISWAS A K. History of hydrology[M]. Amsterdam-London: North-Holland Publishing Company,1970.
- [3] Committee on Opportunities in the Hydrologic Sciences,et al. Opportunities in the hydrologic sciences[M]. Washington, D. C. : National Academies Press,1991.
- [4] BRUTSAERT W. Hydrology: an introduction[M]. Oxford: Cambridge University Press,2005.

习 题

- 1.1 水文学的一般定义。
- 1.2 水文学的主要研究对象有哪些? 水文学包括哪些学科分支?
- 1.3 在水利工程、农业工程的生产实践中,水文学有哪些应用?
- 1.4 以时间为线索,概述水文学的发展阶段。
- 1.5 现代水文学主要有哪些特点? 包含哪些研究内容?
- 1.6 简要的概述水文学的分析方法及特点。

第 2 章 地球上水的分布及循环

水是地球上一切生命之源,水的分布及循环与地球上人类的生存和繁衍息息相关。全球气候变化可能导致全球水循环发生变化,从而改变地球上水的分布,并影响地球生态系统,特别是陆地生态系统及人类。

本章主要介绍全球水循环和水量平衡的概念及其基本特征,全球能量平衡及其与水循环和水量平衡之间的关系,流域水文循环和水量平衡的概念及流域气候水文特征等。

2.1 地球上水的分布与循环

2.1.1 地球上水的分布

地球上的水主要存在于海洋、陆地和大气中,表 2-1 所示为地球主要水体中的水量分布。海洋中的水占地球总水量的 96.5%左右,陆地上的水占 3.5%左右,其中淡水仅占全球总水量的 2.5%左右,大气中的水在全球水体中所占比例微不足道。在全球的淡水中,江河水体中的淡水占全球淡水的比例仅为 0.006%,这部分淡水是人类利用的主要水资源。

表 2-1 地球主要水体的水量分布

主 要 水 体		水量/km ³	占全球总水量的百分比/%	占全球淡水的百分比/%
海洋		13.38×10 ⁸	96.5	—
陆地	总水量	48.51×10 ⁶	3.5	—
	淡水总量	35.03×10 ⁶	2.5	100
	冰川和积雪	24.36×10 ⁶	—	69.6
	地下水	10.53×10 ⁶	—	30.1
	湖泊	9.1×10 ⁴	—	0.26
	江、河	2120	—	0.006
大气		1.29×10 ⁴	0.001	0.04

2.1.2 全球水循环与水量平衡

1. 全球水循环(global water cycle)

地球上的水在太阳辐射作用下,不断蒸发变成水汽上升到空中,被气流带动输送到各地,在输送过程中水

汽遇冷凝结,形成降水降落到地面和海洋,降至地面的那部分水直接进入河流或渗入地下然后补给河流,再流入海洋。水分这种往返循环、不断转移交替的现象称为水文循环或水循环(见图 2-1)。图中数字表示全球水循环中的水量平衡关系,它反映了地球水循环的总体特征和大致的水量交换关系。

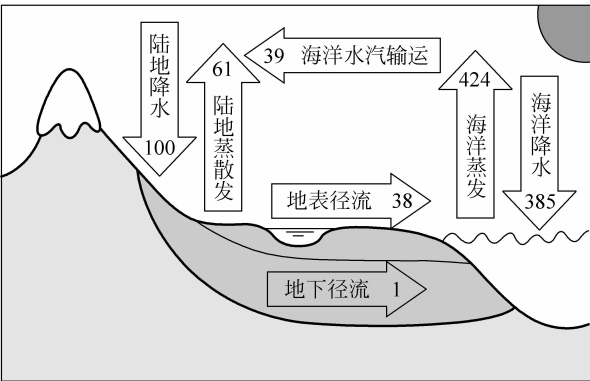


图 2-1 全球水循环及水量平衡关系示意图(以陆地上的年降水量为基准,100=119 000 km³/a,资料来源: MAIDMENT D R. Handbook of hydrology[M]. New York: McGraw-Hill, Inc. ,1993.)

从全球来看,水循环包括两个方向,即垂直方向上大气与地球表面之间通过降水和蒸发进行的垂向水分交换;水平方向上海洋和陆地之间进行的水分交换,包括海洋与陆地之间的双向水汽输送(由海洋向陆地输送的水汽较多)以及陆地向海洋输送径流(包括地表和地下径流)。图 2-2 是以水深(水量除以面积)表示的水量平衡关系,这给人以更加直观的认识。海洋的平均年降水量为 1270 mm,陆地为 800 mm;海洋的平均年蒸发量为 1400 mm,陆地为 480 mm;陆地向海洋输送的年径流量,以陆地面积衡量为 320 mm,以海洋面积衡量为 130 mm。人类水资源的主要来源是河川径流,水资源的可再生性取决于水的循环特性。

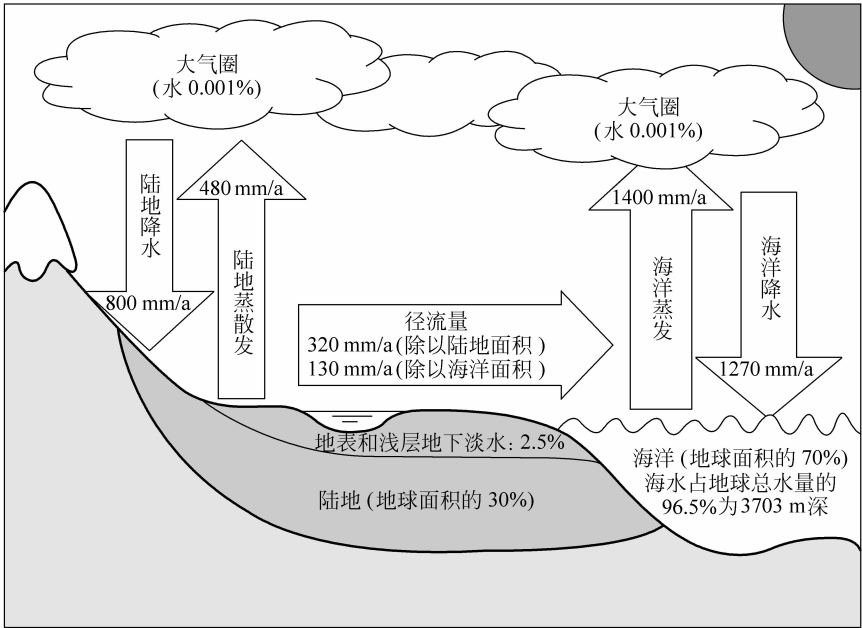


图 2-2 全球水循环中的水量平衡关系

2. 水量平衡(water balance)

在水循环中,任一地区(可以是全球、大陆、海洋、流域或区域)在一定时段内(可以是日、月、年或更长)的输入和输出水量之差,等于该地区蓄水量的变化量(即在时段始末的蓄水量之差)。水量平衡是水文学最基本的原理之一,是应用质量守恒定律对水文循环的特定描述。以积分形式来描述 Δt 时段内的水量平衡,可写为下列方程形式,即

$$\Delta S = I - O \quad (2-1)$$

式中, I 为该时段内输入研究区域的总水量, mm 或 m^3 ; O 为该时段内输出研究区域的总水量, mm 或 m^3 ; ΔS 为该时段内研究区域蓄水量的变化量, mm 或 m^3 。

以微分形式表示的水量平衡方程为

$$\frac{dS}{dt} = I' - O' \quad (2-2)$$

式中, S 为区域内水的体积, 量纲 $[\text{L}^3]$; I' 为水流入该区域的速率, 量纲 $[\text{L}^3 \text{T}^{-1}]$; O' 为水流出该区域的速率, 量纲 $[\text{L}^3 \text{T}^{-1}]$ 。

3. 全球水量平衡(global water balance)

若以地球陆地(continent)为对象, Δt 内的水量平衡方程可写成

$$P_c - R - E_c = \Delta S_c \quad (2-3)$$

式中, E_c 为时段内陆地的蒸发量, mm 或 m^3 ; P_c 为时段内陆地的降水量, mm 或 m^3 ; R 为时段内由陆地流入海洋的径流量, mm 或 m^3 ; ΔS_c 为时段内陆地蓄水量的变化量, mm 或 m^3 。

若以海洋(Ocean)为对象, Δt 内的水量平衡方程可写成如下形式:

$$P_o + R - E_o = \Delta S_o \quad (2-4)$$

式中, E_o 为海洋在时段内的蒸发量, mm 或 m^3 ; P_o 为海洋在时段内的降水量, mm 或 m^3 ; R 为时段内由陆地流入海洋的径流量, mm 或 m^3 ; ΔS_o 为海洋在该时段内蓄水量的变化量, mm 或 m^3 。

在多年平均的情况下, $\Delta S_c = 0$, $\Delta S_o = 0$, 则大陆水量平衡方程为

$$\overline{P_c} = \overline{E_c} + \overline{R} \quad (2-5)$$

海洋水量平衡方程为

$$\overline{P_o} = \overline{E_o} - \overline{R} \quad (2-6)$$

全球水量平衡方程为

$$\overline{P_c} + \overline{P_o} = \overline{E_c} + \overline{E_o} \quad \text{或} \quad \overline{E} = \overline{P} \quad (2-7)$$

式中, 变量的上划线表示多年平均值, 其中 $\overline{P} = \overline{P_c} + \overline{P_o}$, $\overline{E} = \overline{E_c} + \overline{E_o}$ 。

4. 全球水量平衡要素的估计

由于在全球范围内所能获得的数据还远不够充分, 全球水量平衡要素的估计不是十分准确。然而, 在一定的区域内, 观测得到的数据是被广泛认同的, 可以认为这些观测数据代表了世界上不同地区长期平均的水量平衡状况。根据各地区的观测数据, 估计全球水量平衡结果如表 2-2 所示。地球表面年平均降水量和蒸发量均为 1000 mm/a 的数量级。其中, 陆地上的年平均降水量为 800 mm/a, 相应的蒸发量大约为 500 mm/a, 相当于 63% 的年降水量。陆地上较长时期内的降水量与蒸发量之差相当于流入海洋的径流量, 即 $R = P_c - E_c$ 。陆地的年平均径流量是年降水量的 35%~40%。

表 2-2 全球水量平衡估计 mm/a

来 源	陆地 ($1.49 \times 10^8 \text{ km}^2$)			海洋 ($3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$)		全球
	<i>P</i>	<i>E</i>	<i>R</i>	<i>P</i>	<i>E</i>	<i>P = E</i>
Budyko(1970,1974)	730	420	310	1140	1260	1020
Lvovitch(1970)	730	470	260	1140	1240	1020
Lvovitch(1970)	830	540	290	—	—	—
Baumgartner 和 Reichel(1975)	750	480	270	1070	1180	970
Korzun 等(1978)	800	485	315	1270	1400	1130

除了南美洲和南极洲,其他各大洲的平均年径流量相差较小(见表 2-3)。就降水量和径流量的观测而言,其测量方法已经得到充分发展并被世界各地广为采用,相对而言,蒸发量的观测方法还有待进一步的改进和完善。

表 2-3 全球各大洲降水和径流的估计(括号中数字为径流) mm/a

来源 \ 面积占比/%	亚洲	欧洲	非洲	北美洲	南美洲	大洋洲	南极洲
	29.6	6.7	20.0	16.2	12.0	6.0	9.5
Lvovitch(1973)	$\frac{726}{(293)}$	$\frac{734}{(319)}$	$\frac{686}{(139)}$	$\frac{670}{(287)}$	$\frac{1648}{(583)}$	$\frac{736}{(226)}$	$\frac{—}{—}$
Baumgartner 和 Reichel(1975)	$\frac{696}{(276)}$	$\frac{657}{(282)}$	$\frac{696}{(114)}$	$\frac{645}{(242)}$	$\frac{1564}{(618)}$	$\frac{803}{(269)}$	$\frac{169}{(141)}$
Korzun 等(1977)	$\frac{740}{(283)}$	$\frac{790}{(324)}$	$\frac{740}{(153)}$	$\frac{756}{(339)}$	$\frac{1600}{(685)}$	$\frac{791}{(280)}$	$\frac{165}{(165)}$

注:表中“面积占比”是指该洲占全球陆地面积的百分比,根据式(2-5)可计算相应的蒸发量。

表 2-4 为全球主要水体的水量估计值,以它们各自平均覆盖在地球表面可以达到的深度来表示,单位为 m。由表 2-2 和表 2-4 可见,相对于地球上可以迅速更新的淡水资源而言,年平均约 1000 mm 的降水量是一个很大的值,这说明了水循环的速度相当快。通过计算水体中水的储藏量与水进出该水体速度的比值,可以估计不同水体的更新时间。

例如,陆地上径流的流速为 300 mm/a,将全球面积上的河流水深(见表 2-2)折算为陆地(占全球面积约 29%)上的等价水深($0.003/0.29=0.0103 \text{ m}=10.3 \text{ mm}$),由此可以计算出河流中水的更新时间平均为 13 天($365 \text{ d} \times 10.3/300=12.5 \text{ d}$);全球的平均蒸发量为 1 m/a,大气中的储水量为 0.025 m,可以计算出大气中水的平均更新时间为 9 天,水资源更新速度之快可见一斑。占地球表面积 71%的海洋,通过蒸发也在不断参与水循环中人类可利用水资源的更新。

表 2-4 全球不同形式的储水量估计(按全球面积计算) m

来 源	Lvovitch(1970)	Baumgartner 和 Reichel(1975)	Korzun 等(1978)
海 洋	2686	2643	2624
冰盖和冰川	47.1	54.7	47.2
所有地下水(活跃地下水)	$\frac{117.6}{(7.84)}$	$\frac{15.73 \text{ (不含南极)}}{(6.98)}$	$\frac{45.9}{(—)}$
土壤水	0.161	0.120	0.0323
湖 泊	0.451	0.248	0.346
河 流	0.002 35	0.002 12	0.004 16
大 气	0.0274	0.0255	0.0253

水量平衡要素,即降水(P)、径流(R)和蒸发(E)的相对值和绝对值在不同地区有巨大的差异。在极端干旱的沙漠地区,降水、径流和蒸发的长期平均值都小到可以忽略的程度;在极端湿润地区,山地季风气候下的最大年平均降水量可达 26 500 mm;在西大西洋的海湾观测到的年平均蒸发量可达到 3730 mm/a,在阿克巴湾甚至达到了 4000~5000 mm/a。

2.2 全球能量平衡

2.2.1 太阳辐射传输

水循环的外在动力主要是太阳辐射和地球引力。地球的能量主要来自于外层空间的太阳辐射,太阳辐射在大气层中的传播过程如图 2-3 所示。到达地球表面的能量除了太阳辐射外,还有来自大气层的长波辐射,同时地球也向大气层发射长波辐射。这样,地球表面的净辐射为太阳辐射(短波辐射)、地表反射(短波辐射)、地表长波辐射及大气长波逆辐射之和(见图 2-4),即

$$R_n = R_s^{\downarrow} - R_s^{\uparrow} + R_L^{\downarrow} - R_L^{\uparrow}$$

(2-8)

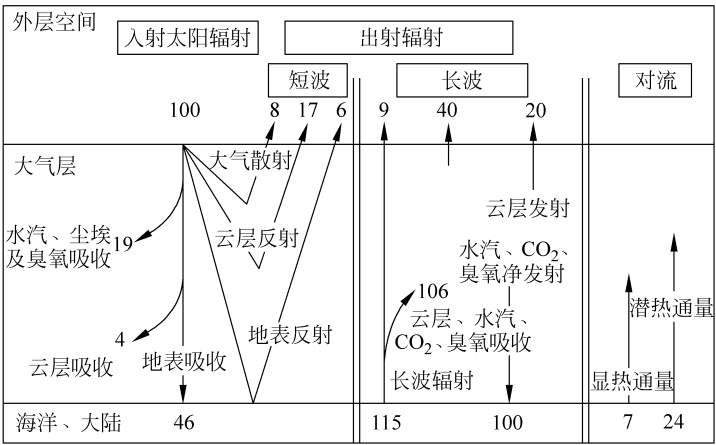


图 2-3 太阳辐射在大气层中的传播过程

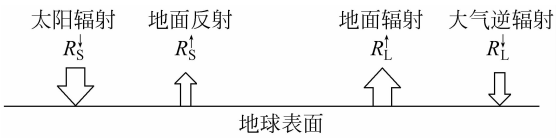


图 2-4 地球表面吸收的净辐射

2.2.2 地球表面的能量平衡

水循环的内因是水的物理三态(气、液、固)以及三态转换所伴随的能量传输。我们知道,0℃冰的融解热为 3.34×10^5 J/kg,20℃水的汽化热为 2450 kJ/kg;水的比热容为 4200 J/(kg · K)。地球表面吸收的净辐射进一步转化为土壤热通量 G 、显热通量 H 和潜热通量 L 。这正是促使大气运动的主要动力。在长期平均条件下,

