

LIUYU CHANHUILIU MOXING JI

SHUIWEN MOXING

流域产汇流模型及 水文模型

胡彩虹 王金星 编著 ●

LIUYU CHANHUILIU MOXING JI SHUIWEN MOXING



39



黄河水利出版社

流域产汇流模型及水文模型

胡彩虹 王金星 编著

黄河水利出版社

· 郑州 ·

内 容 提 要

本书以流域水文循环、产汇流模拟计算为理论基础,详细地介绍了我国水文预报实践中常用的概念性流域水文模型、半分布式流域水文模型和分布式流域水文模型。其中概念性流域水文模型以应用广泛的新安江模型为代表,以及它的一些有特色的改进模型,如蓄满-超渗兼容模型、垂向混合模型、ARNO模型和VIC模型等,并从理论和应用上进行了分析比较;半分布式流域水文模型以TOPMODEL模型为代表,并建立了适用于黄河流域的半分布式月水量平衡模型,进行了应用研究。最后详细介绍了TOPAKI、MAKE SHE、IHDM和ARC/EGMO等4个具有代表性的分布式流域水文模型。

本书可供水文水资源方面的科技工作者参考,也可作为相关专业教师、研究生和本科生的教学参考书。

图书在版编目(CIP)数据

流域产汇流模型及水文模型/胡彩虹,王金星编著. —郑州:
黄河水利出版社,2010. 2
ISBN 978-7-80734-795-8

I. ①流… II. ①胡…②王… III. ①水文预报-流域模
型-研究-中国 IV. ①P338-39

中国版本图书馆CIP数据核字(2010)第021302号

出版社:黄河水利出版社

地址:河南省郑州市顺河路黄委会综合楼14层 邮政编码:450003

发行单位:黄河水利出版社

发行部电话:0371-66026940、66020550、66028024、66022620(传真)

E-mail:hhsclbs@126.com

承印单位:黄河水利委员会印刷厂

开本:787 mm × 1 092 mm 1/16

印张:10

字数:231千字

印数:1—1 000

版次:2010年2月第1版

印次:2010年2月第1次印刷

定价:30.00元

前 言

水是生命之源,随着经济社会的快速发展,人类社会正面临着“水多、水少和水脏”三大问题的困扰,主要体现在洪涝灾害、干旱缺水和水污染,这些都严重地制约了人类社会的发展,因此这些水问题的解决是关系到人类社会可持续发展的重要问题,因而对水文学的深入研究是人类社会的需要,而流域产汇流的研究是水文学的核心内容之一。同时,随着现代信息技术的发展,地理信息系统和遥感技术等科学技术的发展日新月异,流域产汇流模拟及水文模型的研究与应用也取得了重要的进展。为此,我们结合近年来的研究成果及对流域产汇流的认识,撰写了此书。

本书以流域降雨径流产汇流理论为基础,以流域水文模型的研究和应用为核心内容。主要包含四个方面内容:首先介绍流域水文循环及产汇流计算的一些基本专业知识,主要是如何模拟流域产汇流中的各个物理过程;其次,以新安江模型为核心,介绍了新安江模型及其改进模型,这些模型包括新安江模型、蓄满-超渗兼容模型、垂向混合模型、ARNO模型及VIC模型,并对其进行了理论和应用上的比较;再次,介绍了半分布式流域水文模型——TOP-MODEL模型及适用于半干旱半湿润地区的半分布式月水量平衡模型,并对其应用进行了研究;最后,在介绍水文科学领域中如何分析和利用空间地理信息,建立地理空间信息和水文过程的联系模拟的基础上,介绍了国外几个比较成熟的、具有代表性的分布式流域水文模型及其应用。

本书由胡彩虹和王金星在综合国内外许多资料的基础上,经过反复酝酿编写而成,参考和引用了大量国内外学者的有关论著,吸收了同行们的辛勤劳动成果,作者从中得到了很大的收益和启发,在此谨向各位学者表示衷心的感谢!其中一些研究是两位作者在攻读博士期间的研究成果,在此也对导师郭生练教授表示诚挚的谢意。

由于流域降雨径流形成过程的复杂性,作者水平有限,编写时间仓促,书中的一些观点与方法可能存在争议和缺陷;在引用文献时,也可能存在挂一漏万的问题,殷切希望同行专家和广大读者给予批评指正,请将意见反馈给作者,以便作者在今后的研究工作中不断补充和完善。

作 者

2009年11月

目 录

前 言

第一章 流域产汇流计算理论基础	(1)
第一节 流域水循环过程	(1)
第二节 降水时空分析方法	(3)
第三节 下 渗	(8)
第四节 蒸散发	(15)
第五节 流域产流计算	(18)
第六节 流域汇流计算	(26)
第七节 河道流量演算	(31)
第二章 新安江及其改进模型	(34)
第一节 流域水文循环的数学模拟	(34)
第二节 新安江模型	(38)
第三节 蓄满 - 超渗兼容模型	(40)
第四节 垂向混合模型	(43)
第五节 ARNO 模型	(44)
第六节 VIC 模型	(47)
第七节 模型率定及参数优选	(53)
第八节 应用比较研究	(56)
第九节 结论与讨论	(58)
第三章 半分布式流域水文模型	(60)
第一节 TOPMODEL 概念与推导	(60)
第二节 流域地貌指数的物理意义及确定	(64)
第三节 TOPMODEL 模型在降雨—径流关系模拟中的应用	(66)
第四节 半分布式月水量平衡模型	(69)
第五节 结论与讨论	(81)
第四章 流域水文模型的比较研究	(82)
第一节 模型对产流方式模拟的比较分析	(83)
第二节 模型结构的比较分析	(85)
第三节 模拟结果的比较分析	(89)
第四节 流域水文模型的比较结果分析	(93)
第五节 结论与讨论	(96)

第五章 分布式水文模型	(98)
第一节 数字高程模型	(99)
第二节 TOPKAPI 模型	(104)
第三节 MIKE SHE 模型	(112)
第四节 IHDM 模型	(119)
第五节 ARC/EGMO 模型	(121)
第六节 模型应用概述	(133)
第七节 分布式水文模型的发展及应用	(141)
参考文献	(146)

第一章 流域产汇流计算理论基础

第一节 流域水循环过程

自然界的水循环是连接大气圈、水圈、岩石圈和生物圈的纽带,是自然环境中发展演变最活跃的因素。在整个水循环运动中,流域尺度的水文循环过程更是与人类的生存和发展息息相关。由于受到气象因素(如降水、辐射、蒸发等)、下垫面因素(如地形、地貌、土壤、植被等)以及人类活动(如土地利用、水利工程等)的强烈影响,流域水文循环过程也变得极其复杂。

一、水文循环的基本过程

水文循环是水文学的基本原理。水,由海洋和陆面蒸发,以水汽形态被气流输送到大气环流之中,遇冷凝结以雨或雪的形式降落,被树和草木截留后在地表形成径流,入渗补充地下水,排入江河,最后流入海洋,再次从海洋蒸发。因此,水文循环可以定义为地球上各种形态的水,在太阳辐射、地心引力等作用下,通过蒸发、水汽输送、凝结降水、下渗以及径流等环节,不断地发生相态转换和周而复始运动的过程。从全球整体角度来说,可以认为从海洋的蒸发开始,蒸发的水汽升入空中,并被气流输送至各地,其中大部分留在海洋上空,少部分深入内陆。在适当条件下,这些水汽凝结,发生降水。其中海面上的降水直接回归海洋,降落到陆地表面的雨雪,除重新蒸发升入空中的水汽外,一部分成为地面径流补给江河、湖泊,另一部分渗入岩土中,转化为壤中流与地下径流。地面径流、壤中流与地下径流最后流入海洋,构成全球性统一、连续有序的巨大动态系统。

水文循环现象如图 1-1 所示,可见,全球陆面年降水量($119\ 000\ \text{km}^3/\text{a}$)被视为 100 个单位,图中各循环量的多少以陆面年降水量的相对值表示,海洋年蒸发量为 424 个单位,是陆面年蒸发量(61 个单位)的近 7 倍,海洋蒸发是地表降水的主要水源。由陆面流入海洋的年径流量(39 个单位)几乎与地面径流(38 个单位)相等,并且正好与由海洋到陆地的大气水蒸气净量相平衡。

水文循环中各部分的水储量见表 1-1。在地球总水量中,海洋水占 96.5%,陆地水占 3.5%,其中深层水、地下咸水或咸水湖的水估计占 1%,因此地球的淡水仅占 2.5%。在这些淡水中,68.6%是冻结了的极地冰盖,30.1%是浅层地下水,只剩下 1.3%的地球淡水为水文循环中易流动的地表水和大气层中的水汽。大气水、土壤水和湖泊中的水所占比例相近,在河网中的水所占比例较小。

陆地表层系统中的水循环包含大气降水在地表系统(Land System)、次地表系统(Subsurface System)和土壤与含水层系统(Aquifer System)中的循环运动。常年河流中的径流即来自这 3 个子系统。在地表系统中,降水、地表径流、下渗、土壤水、蒸散发是产流

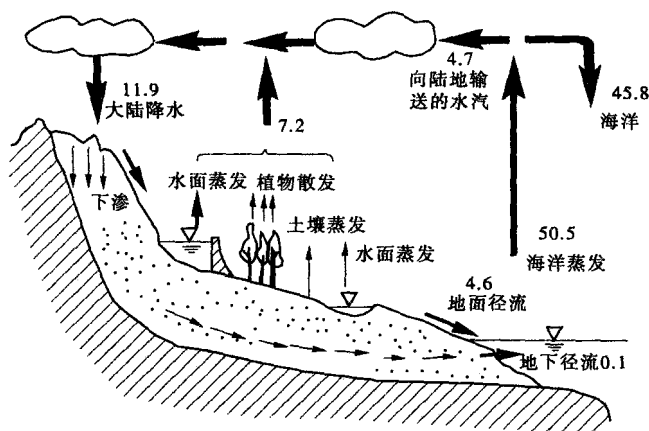


图 1-1 水文循环示意图 (单位:万 km³)

和水分损失的决定性环节。地表系统还可以进一步划分为 3 个子系统,即植被子系统 (Vegetation Subsystem)、人工建筑子系统 (Structural Subsystem)、土壤子系统 (Soil Subsystem)。这些系统相应于截留、填洼和滞蓄等损失。这些损失则成为大气系统或地下水系统的水分来源。

表 1-1 水文循环中各种类型的地球上的储水量

类别	面积(万 km ²)	储量(km ³)	占总储量(%)	占淡水储量比例(%)
海洋水	36 130	1 338 000 000	96.5	
地下水				
淡水	13 480	10 530 000	0.76	30.1
咸水	13 480	12 870 000	0.93	
土壤水	8 200	16 500	0.001 2	0.05
极地冰	1 600	24 023 500	1.7	68.6
其他冰和雪	30	340 600	0.025	1.0
湖泊水				
淡水	120	91 000	0.007	0.26
咸水	80	85 400	0.006	
沼泽水	270	11 470	0.000 8	0.03
河网水	14 880	2 120	0.000 2	0.006
生物水	51 000	1 120	0.000 1	0.003
大气水	51 000	12 900	0.001	0.04
地球总水量	51 000	1 385 984 610	100	
淡水	14 880	35 029 210	2.5	100

资料来源: World Water Resources and Water Balance of the Earth, Copyright, UNESCO, 1978。

水文循环包含降水、径流、下渗、蒸发等环节,伴随着水量的转化和物质及能量的交换,是一个非常复杂的过程(刘昌明等,1988)。水文循环是联系地球系统地圈—生物圈—大气圈的纽带,是全球变化三大主题——碳循环、水资源和食物纤维的核心问题之一(夏军,2002),它受自然变化和人类活动的影响,决定水资源的形成与演变的规律。

从全球的角度看,水分在地球上环绕分布构成水圈,因热力状况不同,水圈中的水可以为气态、液态或固态。海洋是液态水的主要载体,而陆地上的液态水有地表水(包括江河水、湖水与水库蓄水)、土壤水和地下水。在热力、地心吸引力等多种外力的作用下,水不断地运动并进行三态的交替变化,各水体相互转化和不断更新,并通过全球水循环联系起来。受质量守恒定律支配,水循环运动保持着连续性。水循环运动的每一环节都是系统的组成部分,也是一个子系统(Subsystem)。各个子系统之间互相联系,这种联系是通过一系列的输入与输出实现的。例如,大气子系统的输出——降水,是陆地流域子系统的输入;陆地流域子系统又通过输出——径流,成为海洋子系统的输入等。在全球的尺度上,水循环是一个闭合的系统。但是,就区域的角度看,水循环则是多个环节有机耦合并外部开放的巨系统,是非闭合系统。

二、流域水文循环

从图 1-1 可以看出,流域尺度的水循环过程是水循环研究一个重要的支撑点。基于流域的水循环研究作为流域水资源综合利用、集成管理的基本依据,不仅具有重要的实践意义,而且从科学研究的角度讲,它是从宏观全球尺度向微观局地尺度的过渡,是连接微观研究和宏观研究的重要纽带,也是尺度化过程的焦点。

流域水循环,作为水循环在特定空间范围内的一种具体实现,是由一系列微观尺度的水循环过程嵌套而成的。同时,作为陆地水循环和全球水循环的一个组成部分,流域水循环演变过程又受控于全球水循环的一般形势。受特定的地理空间位置和范围的影响,不同的流域其水循环过程和特征各不相同。但是,就流域水循环的结构看,则大多表现为一个多层嵌套的级联系统。总体上看,流域水循环包括降水、蒸发、下渗,以及从上游到下游的产汇流过程。

流域水文循环中最主要的几个物理过程包括降雨、下渗、流域汇流以及河道洪水运动。本章主要介绍流域水文的数学模拟及各个环节的模拟和分析过程的一些基本概念与方法。

第二节 降水时空分析方法

降水是水文循环中最重要、最活跃的物理过程之一。降雨的时空分布对流域产汇流的影响很大。常规获取降雨资料的手段是雨量站网,而比较新的手段则是雷达测雨和遥感。雨量站观测的降雨量称点降雨量,它只表示区域中某点或者一小范围的降雨情况;相对而言,遥感技术具有大范围获取信息的能力。尽管如此,在目前阶段,雨量站网仍然是大多数流域观测降雨的主要手段,而雷达和遥感应用并不普遍。

雨量站网观测的降雨量在空间上是非规则离散分布的,并不能完全反映实际降雨在

空间的连续分布。在水文学研究和实际应用中,常常需要从雨量站网观测值来合理提取降雨空间分布的特征值(比如流域平均雨量)或者模拟降雨空间分布(比如等雨量线)。例如在集总式水文模型中,常常需要流域平均降雨量(面雨量)作输入;在分布式水文模型中则需要估计流域数字高程模型中每个网格点上的雨量值;在采用电子地图显示降雨量的空间分布时,则需要搜寻和绘制等雨量线。因此,根据雨量站网观测值进行降雨量空间分析具有十分重要的实际意义。

一、降水及降水基本要素

降水的形成机制和预报属于气象学的研究内容。在水文学中一般只讨论降水的时空分布的表示方法和降水资料的整理及应用。一般常用的降水基本要素主要有:

(1)降雨量(深):时段内降落到地面上一点或一定面积上的降雨总量。一点的降雨量称为点降雨量,一定面积上的降雨量称为面雨量。点降雨量以 mm 计,面雨量以 mm 或 m^3 计,当以 mm 作为降雨量单位时,又称为降雨深。

(2)降雨历时:一次降雨过程中从一时刻到另一时刻经历的降雨时间。从降雨开始至结束所经历的时间称为次降雨历时,一般以 min、h 或 d 计。

(3)降雨强度:单位时间内的降雨量,一般以 mm/min 或 mm/h 计。降雨强度一般有时段平均降雨强度和瞬时降雨强度之分。

时段平均降雨强度定义为:

$$\bar{i} = \frac{\Delta p}{\Delta t} \quad (1-1)$$

式中: \bar{i} 为时段平均降雨强度; Δt 为时段长; Δp 为时段 Δt 内的降雨量。在该式中,如果降雨时段长 $\Delta t \rightarrow 0$,则其极限称为瞬时降雨强度,即

$$i = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \bar{i} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta p}{\Delta t} = \frac{dp}{dt} \quad (1-2)$$

式中: i 为瞬时降雨强度;其余符号意义同前。

(4)降雨面积:降雨笼罩范围的水平投影面积,一般以 km^2 计。

二、降雨特性曲线表示方法

(一)降雨量累积过程线和降雨强度过程线

从降雨开始至某时刻的降雨量与该时刻时间之间的关系即为降雨量累积过程线,一般以 $p(t)$ 表示。降雨强度与相应时间之间的关系称为降雨强度过程线,一般以 $\bar{i}(t)$ 或 $i(t)$ 表示。 $\bar{i}(t)$ 表示时段平均降雨强度与相应时段之间的关系,而 $i(t)$ 表示瞬时降雨强度与相应时间之间的关系。因此:

$$p(t) = \sum_{i=1}^n \bar{i}(t) \Delta t = \sum_{i=1}^n \Delta p(t) \quad (1-3)$$

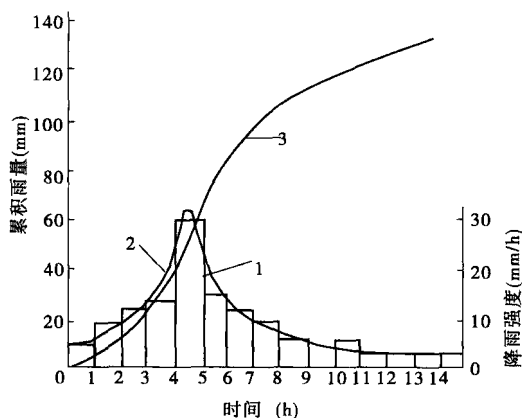
$$\bar{i} = \frac{\Delta p(t)}{\Delta t} \quad (1-4)$$

和

$$p(t) = \int_0^t i(t) dt \quad (1-5)$$

$$i(t) = \frac{dp(t)}{dt} \quad (1-6)$$

可见,降雨量累积过程线的割线斜率为时段平均降雨强度,而其切线的斜率就是瞬时降雨强度;反之,时段平均降雨强度过程线对时段求和或瞬时降雨强度过程线对时间积分即为降雨量累积过程线。降雨量累积过程线和降雨强度过程线见图 1-2。



1—时段平均降雨强度过程线;2—瞬时降雨强度过程线;3—累积雨量过程线

图 1-2 时段平均降雨强度过程线、瞬时降雨强度过程线和累积雨量过程线

(二) 降雨强度与历时关系曲线

对一次降雨过程,统计计算其不同历时最大时段平均降雨强度,然后点绘最大时段平均降雨强度与相应历时的关系,所得之曲线称为降雨强度与历时关系曲线,图 1-3 为最大时段降雨强度与历时关系曲线的制作过程。大量实测资料分析表明,最大时段降雨强度与历时关系曲线是一条随历时增加而递减的曲线。

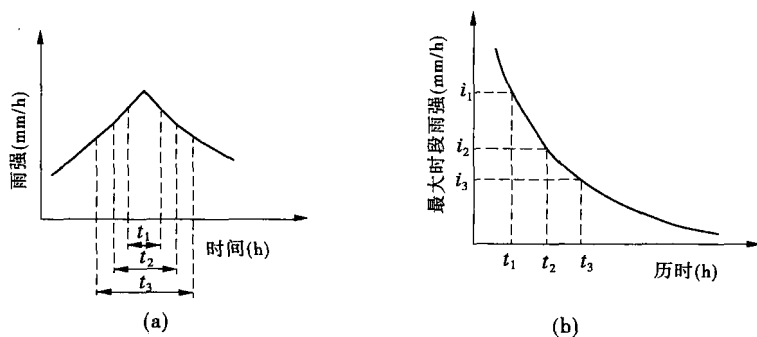


图 1-3 最大时段降雨强度与历时关系曲线的制作

(三) 降雨深与面积关系曲线

在一定历时降雨量的等雨量线图上,从暴雨中心开始,分别计算每一条等雨量所包围的面积及该面积的平均降雨深。点绘这两者之间的关系,所得之曲线称为降雨深与面积关系曲线(见图 1-4),它是一条随着面积增加而递减的曲线。

(四) 降雨深与面积和历时关系曲线

如果分别对不同历时的等雨量线图点绘降雨深与面积关系曲线,则可以得到一组以历时为参变数的降雨深与面积关系曲线(见图 1-5),该曲线簇称为降雨深与面积和历时关系曲线,简称时—面—深曲线。

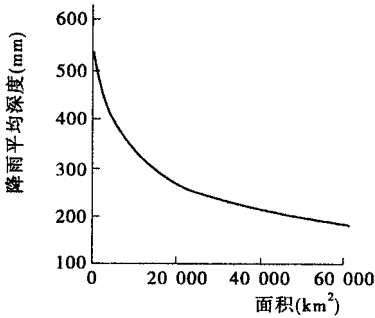


图 1-4 降雨深与面积关系曲线

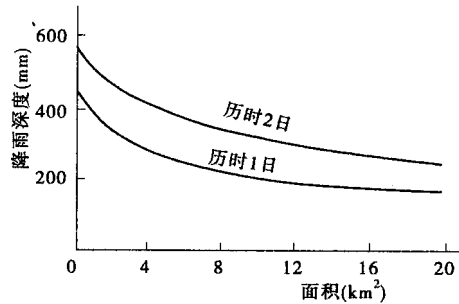


图 1-5 降雨深与面积和历时关系曲线

三、流域(区域)平均降雨量计算

从理论上讲,降雨量的空间分布可表达为:

$$P = f(x, y) \quad (1-7)$$

式中: P 为时段降雨量或次降雨量; x 和 y 为地面一点的纵横坐标。因此,流域(区域)面平均雨量即为:

$$\bar{P} = \frac{\int_A f(x, y) dx dy}{A} \quad (1-8)$$

式中: \bar{P} 为流域(区域)平均降雨量, mm; A 为流域(区域)面积, km²。

实际计算中由于是根据已有的雨量站网测得的雨量来确定每个计算单元的降雨量,因此式(1-8)可离散为:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i p_i \quad (1-9)$$

式中: a_i 为第 i 个计算单元面积, $i = 1, 2, \dots, n$; p_i 为第 i 个计算单元降雨量; n 为区域(或流域)的计算单元数目;其余符号意义同前。

常用的流域平均降雨量的计算方法有算术平均法、泰森多边形法、等雨量线法等。在计算前先要对区域(流域)内以及邻近区域雨量站的降雨资料进行认真的分析,检查各点降雨量资料的代表性和可靠性,然后针对不同条件采用不同的计算方法。

(一) 算术平均法

在地形起伏不大,流域内降雨分布较均匀或降雨在地区上的变化较均匀,测站布置合理或较多的情况下,可采用最简单的算术平均法,即

$$\bar{P} = \frac{1}{n} (P_1 + P_2 + \dots + P_n) \quad (1-10)$$

式中： \bar{P} 代表流域平均降雨量，mm； n 为测站数； P_1, P_2, \dots, P_n 为各站同期降雨量，mm。

(二) 泰森多边形法(又称垂直平分法)

当流域内雨量站分布不太均匀时，为了更好地反映各站在计算流域平均雨量中的作用，该法假定流域各处的雨量可由与其距离最近的雨量站代表，其步骤为：按地图上测站的位置连线，构成许多三角形(包括邻近流域的测站)，形成三角形网。然后对每个三角形各作垂直平分线，再将这些垂直平分线构成以每个测站为核心的多边形。而每个雨量站控制的面积即为此多边形面积。其计算表达式如下：

$$\bar{P} = \frac{a_1 P_1 + a_2 P_2 + \dots + a_n P_n}{a_1 + a_2 + \dots + a_n} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i P_i}{A} = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad (1-11)$$

式中： a_1, a_2, \dots, a_n 为流域内各测站控制面积， km^2 ； P_1, P_2, \dots, P_n 为各雨量站同期降雨量，mm； w_i 为各雨量站控制面积与总面积的比值，称各雨量站的权重系数， $w_i = \frac{a_i}{A}$ ；其余符号意义同前。

(三) 等雨量线法

对于流域内地形变化较大，流域内有足够数量的雨量站，能够根据降雨资料结合地形绘制出等雨量线图，采用该法。其步骤是：①绘制降雨量等值线图；②求得各相邻等雨量线间的面积 a_i ，各除以全流域面积得出各相邻等雨量线间的面积权重；③以相邻等雨量线间的雨深平均值乘以相应的权重即得权雨量；④将各相邻等雨量线间面积上的权雨量相加即为流域的平均雨量。其计算式为：

$$\bar{P} = \frac{a_1 P_1}{A} + \frac{a_2 P_2}{A} + \dots + \frac{a_n P_n}{A} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i P_i}{A} = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad (1-12)$$

式中： a_1, a_2, \dots, a_n 为各相邻等雨量线间的面积， km^2 ； P_1, P_2, \dots, P_n 为各相邻等雨量线间的雨深平均值，mm；其余符号意义同前。

(四) 网格点法

此法为美国气象局系统采用，较为客观简单。其做法是将区域(流域)分割成很多矩阵网格，对每个网格点采用邻近各雨量站的雨量资料确定该点雨量值。取所有格点雨量的算术平均值，即为区域(流域)的平均降雨量。

在局部内插各格点雨量时，采用距离倒数法，即以格点周围各雨量站到该点距离平方的倒数为权重，用各站权重系数乘各站的同期降雨量，取综合即得：

$$P_j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} P_i W_i}{\sum_{i=1}^{n_j} W_i} = \sum_{i=1}^{n_j} w_i P_i \quad (1-13)$$

式中： P_j 为第 j 个格点的格点雨量； n_j 为参加第 j 个格点的雨量计算的雨量站站数； P_i 为参加 j 点计算的各雨量站的降雨量； W_i 为各雨量站对于第 j 个格点的权； w_i 为参加 j 格点计算的各雨量站的权重系数， $w_i = W_i / \sum_{i=1}^{n_j} W_i$ ，权重 W 一般取雨量站 P_i 到网格点 P_j 的距离

平方的倒数。

区域(流域)平均降雨量 \bar{P} 的计算表达式为:

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^n P_j \quad (1-14)$$

式中: j 为区域(流域)内的格点序号; N 为区域(流域)内的格点总数。

第三节 下 渗

一、下渗的基本概念

(一)下渗的物理过程

下渗是指降落到地面的雨水从地表渗入土壤内的运动过程。下渗不仅直接决定着地面径流量的大小,同时也影响土壤水分的增长,以及表层流与地下径流的形成。下渗过程按水分所受的作用力大小及运动特征,可分为三个阶段:

(1) 渗润阶段。下渗水分主要是在分子力的作用下,被土壤颗粒吸附而成为薄膜水。在土壤干燥时,这一阶段非常明显;当土壤含水量大于分子持水量时,该阶段逐渐消失。

(2) 渗漏阶段。下渗水分主要在毛管力、重力作用下,在土壤孔隙中向下作不稳定流动,并逐步充填土壤孔隙,直到全部孔隙被水充满而饱和。通常也将以上两个阶段统称为渗漏阶段。

(3) 渗透阶段。当土壤孔隙被水分充满而饱和时,水分在重力作用下呈稳定流动。

渗漏是非饱和水流运动,而渗透则属于饱和水流运动。在实际下渗过程中,两个阶段并无明显的界限,有时是相互交错的。

(二)下渗率和下渗能力

下渗率 f 又称下渗强度,指单位面积上、单位时间内渗入土壤中的水量,常用 mm/min 或 mm/h 计,而下渗能力 f_p 又称下渗容量,指在充分供水条件下的下渗率。

下渗的最初阶段(初渗 f_0),下渗率具有较大的数值,并随着下渗水量的增加迅速递减。以后随水量的不断增加及下渗锋面的延伸,下渗率缓慢递减,当下渗锋面推进到一定深度时,下渗率趋于稳定,最后达到稳定下渗率(稳渗) f_c ,也即水力传导系数(渗透系数) K 。这个过程可用下渗曲线来表示,见图 1-6。累积下渗曲线表示下渗量随时间的增长过程。累积下渗(F)曲线表示下渗量随时间的增长过程。累积曲线上任一点的深度,表示该时刻的下渗率,即

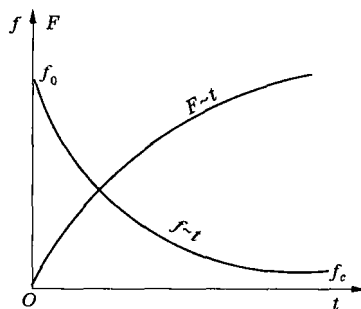


图 1-6 下渗曲线及累积下渗曲线示意图

$$\frac{dF}{dt} = f \quad (1-15)$$

(三) 下渗机理

上述下渗现象是在时间上表现出来的变化特点。贝德曼 (Bedman) 和科尔曼 (Colman) 于 1943 年在考察均质土层下渗过程中土壤水分剖面变化状况时发现, 不同的土壤, 尽管它们在下渗过程中, 土壤水分剖面的具体变化不完全相同, 但都可以划分为四个有明显区别的水分带 (见图 1-7), 它们反映了下渗水流垂向运动的特征。最上层为饱和带, 这一带厚度不大, 一般不到 1.5 cm, 而且随着供水时间的增长, 这一厚度变化缓慢。饱和带以下为水分传递带, 这是一个土壤含水量沿深度分布比较均匀、厚度较大的非饱和土层, 其厚度随供水时间的增长不断增加, 土壤含水量介于田间持水量和饱和含水量之间, 为饱和含水量的 60% ~ 80%。水分传递带以下为湿润带, 它是连接饱和带和湿润带的过渡水分带。在这一带中, 土壤含水量沿深度迅速减小, 并且在下渗过程中不断下移。这一带的平均厚度的交界面称为湿润锋, 在湿润锋处, 土壤含水量梯度很大。因此, 在该处将有很大的土壤水分作用力来驱使湿润锋继续下移。

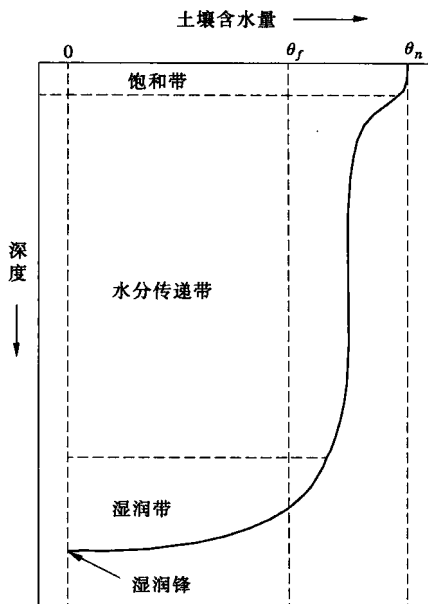


图 1-7 下渗过程中的土壤水分剖面

在降雨或供水终止后, 土壤表面下渗现象消失, 但沿土壤剖面的水分下渗运动并未结束。水分的继续运行, 引起土壤水分沿垂向的变化, 称为水分的再分布。一般当土壤没有外来水分补给或消耗 (蒸发等) 时, 水分的再分布只是水分在土壤内部的运行与再分配, 垂线上各点的含水量有所增减, 但总量并无变化。土壤水分的再分布速度与土壤特性有关, 细颗粒含量多的土壤比粗颗粒含量多的土壤要慢些。下渗量多的较下渗量少的要快些。土壤水分的再分布作用, 对后期供水的下渗过程, 以及降水终止后的土壤蒸发过程有明显的影响。

在降雨或供水终止后, 土壤表面下渗现象消失, 但沿土壤剖面的水分下渗运动并未结束。水分的继续运行, 引起土壤水分沿垂向的变化, 称为水分的再分布。一般当土壤没有外来水分补给或消耗 (蒸发等) 时, 水分的再分布只是水分在土壤内部的运行与再分配, 垂线上各点的含水量有所增减, 但总量并无变化。土壤水分的再分布速度与土壤特性有关, 细颗粒含量多的土壤比粗颗粒含量多的土壤要慢些。下渗量多的较下渗量少的要快些。土壤水分的再分布作用, 对后期供水的下渗过程, 以及降水终止后的土壤蒸发过程有明显的影响。

二、非饱和和下渗理论

下渗曲线不仅是下渗物理过程的定量描述, 而且是下渗物理规律的体现。下渗是水分向土中作垂直运动, 可能在饱和或非饱和的土壤中运动。

(一) 忽略重力作用的下渗

一维垂向均质土壤的非饱和和水流运动的基本微分方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \varphi(\theta)}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1-16)$$

式中: $D(\theta)$ 称为土壤水扩散系数, 其表达式为:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \varphi(\theta)}{\partial \theta} \quad (1-17)$$

在水分渗入土壤表面的初期,土壤表面以下并未得到湿润, $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 值极大,毛管势梯度大大超过重力势梯度,此时, $\frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$ 是可以忽略的。在忽略重力作用的情况下,下渗方程式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (1-18)$$

在解上式时,有两种情况:一种是假定 $D(\theta) = D = \text{常数}$;另一种是假定 $D(\theta)$ 为 θ 的函数。

首先考虑 $D(\theta) = D = \text{常数}$ 的情况,假定初始条件为从 $z=0$ 到 $z=\infty$,初始土壤含水量为 θ_0 ;边界条件为土壤含水量在 $z=0$ 处为饱和含水量 θ_s (对任意 $t \geq 0$ 时)。求解方程及边界条件如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \\ \theta(z, t = 0) = \theta_0 & \text{初始条件} \\ \theta(z = 0, t) = \theta_s & \text{上边界条件} \\ \theta(z = \infty, t) = \theta_0 & \text{下边界条件} \end{cases} \quad (1-19)$$

求解出来的下渗速率为:

$$f(t) = (\theta_s - \theta_0) \sqrt{\frac{D}{\pi}} t^{-\frac{1}{2}} \quad (1-20)$$

对于 D 为含水量 θ 的函数情况,即 $D = D(\theta)$,求解方程及边界条件:

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \\ \theta(z, t = 0) = \theta_0 & \text{初始条件} \\ \theta(z = 0, t) = \theta_s & \text{上边界条件} \\ \theta(z = \infty, t) = \theta_0 & \text{下边界条件} \end{cases} \quad (1-21)$$

求解出来的下渗速率为:

$$f(t) = \frac{1}{2} s t^{-\frac{1}{2}} \quad (1-22)$$

式中: s 为吸水系数,它不仅与土壤特性有关,且与吸水过程的初始条件和边界条件有关。

(二) 考虑重力作用的下渗

定义垂向 z 取向下为正,则一维垂向均质土壤的非饱和水流运动的基本微分方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1-23)$$

菲利浦(Philip)在求解上式时,考虑均质土壤,起始含水量均匀分布,充分供水,初始和边界条件如下:初始条件为 $\theta(t=0, z > 0) = \theta_0$;边界条件为 $\theta(t > 0, z = 0) = \theta_s$ 。当假设时间 t 不太长时,近似求解出来的下渗速率为:

$$f(t) = \frac{1}{2} s t^{-\frac{1}{2}} + K(\theta_0) + c \quad (1-24)$$

式中: s 为吸水系数; c 为余项。它们都不仅与土壤特性有关,而且与吸水过程的初始条件

和边界条件有关。

三、饱和下渗理论

饱和下渗是在土壤水饱和的条件下研究下渗水流运动的。这一理论在 1911 年首先由格林(Green)和安普特(Ampt)提出,故被称为 Green - Ampt 公式,该公式曾被广泛地采用。

饱和下渗理论是根据下列基本假定建立起来的:①渗入土壤中的水分从土壤表面至入渗锋面间所形成的水分分带是完全饱和的,且任一垂向上的饱和土壤高度是基本相同的;②下渗锋面与下层土壤含水量具有明显的分界面,是不连续的;③饱和土壤水柱的高度只有在上层土壤全部达到后才开始增加。严格来说,这些假定只有在具有单一毛管孔径且每一孔径中具有同一压力时才能存在(见图 1-8)。

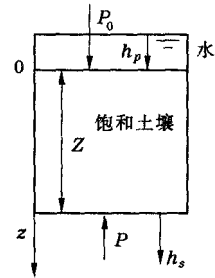


图 1-8 Green - Ampt 公式下渗过程示意图

根据上述假定,当土壤表面保持一定水层时,则水分将因受到下列各种力的作用而渗入土壤。

- (1) 土壤表面水层的静水压力 h_p (也即水层高度)。
- (2) 土壤饱和水柱的重力,用水柱高度或者下渗深度 Z 来表示。
- (3) 下渗锋面处的毛管吸力 h_s 。
- (4) 下渗锋面以下的空气剩余压力(下层空气压力 P 与大气压力 P_0 之差) $(P - P_0)$ 。

图 1-8 所表示下渗水流所受的总作用力为:

$$H = h_p + Z + h_s - (P - P_0) \quad (1-25)$$

忽略空气剩余压力和土壤表面水层的静水压力 h_p ,则下渗水流所受的总作用力为:

$$H = Z + h_s \quad (1-26)$$

根据描述饱和水流运动的达西定律,得到饱和下渗速率公式为:

$$f = K \frac{H}{Z} = K \left(1 + \frac{h_s}{Z} \right) \quad (1-27)$$

根据水量平衡,下渗的总量等于土壤新增加的含水量,有:

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau = (\theta_s - \theta_0) \times Z \quad (1-28)$$

将上式对时间取导数,得:

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} = (\theta_s - \theta_0) \frac{dZ}{dt} = \delta \frac{dZ}{dt} \quad (1-29)$$

式中: θ_s 是饱和含水量; θ_0 是初始含水量; $\delta = \theta_s - \theta_0$ 。联立达西公式和水量平衡方程,即可得到下渗锋面运动速度:

$$v = \frac{dZ}{dt} = \frac{f}{\delta} = \frac{K}{\delta} \left(1 + \frac{h_s}{Z} \right) \quad (1-30)$$

经过简化,消除变量 Z (下渗深度),得出饱和下渗速率公式的另一种结果:

$$f(t) = K + \sqrt{\frac{Kh_s\delta}{2}} t^{-\frac{1}{2}} \quad (1-31)$$