

高等学校教材

# 水文学原理

(二)

河海大学 于维忠 主编

水利电力出版社

高等学校教材

# 水文学原理

(二)

河海大学 于维忠 主编

水利电力出版社

## 内 容 提 要

本书以径流形成为核心内容，阐述了径流形成过程的基本概念、基本理论及分析计算的基本原理。全书共分为：绪论、径流形成要素、包气带—径流发生场、单点产流、流域产流、河道水流、坡地水流与流域汇流等七章。系统地论述了径流发生场的水文特性，各种径流成份生成的物理机制和界面产流规律，以及流域产流问题。讲述了河道洪水波运动、坡地水流的基本特性和理论，以及求解方法。介绍了流域汇流的基本原理，以及线性整体流域汇流模型和分散模型。

本书可作为高等学校水文专业本科教材及有关专业师生和研究生的参考读物，也适合于水文工作者，以及水利、水资源、环境工作人员参考阅读。

高等学校教材

水 文 学 原 理

(二)

河海大学 于维忠 主编

\*

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力出版社印刷厂印刷

\*

787×1092毫米 16开本 10.25印张 228千字

1988年11月第一版 1988年11月北京第一次印刷

印数0001—2600册 定价1.80元

ISBN 7-120-00403-4/TV·147

# 前 言

1982年水利水电类教材编审委员会水文教材编审组南京会议确定设立《水文学原理》课程，作为水文专业的专业基础理论课程，并分设（一）、（二）两个部分。《水文学原理（二）》以原《径流形成原理》课程中的产流及汇流理论为核心内容进行组织编写，作为《水文学原理（一）》的后继课程，讲授54个学时。本书是根据会议通过的教学大纲，以1984年初完稿的《水文学原理（二）》讲义为基础，并经过在河海大学、成都科技大学等校水文专业本科多次教学实践后，修改完善而成的。全书共分七章，第一章至第五章由河海大学于维忠编写，第六章（除第九节）及第七章由河海大学芮孝芳编写，第六章第九节由成都科技大学薛焱森编写，由于维忠担任主编。第一章是对径流现象及其形成过程的概述。第二章从径流形成过程中的水份运行机制阐明径流形成要素的有关理论，以及流域对降水的径流效应。第三章着重讲述了径流发生场（岩石土壤层及包气带）的水文特性、水分动态与交换，以及其在产流中的作用。第四章论述了不同径流成份生成的物理机制及产流条件、产流模式，并概括出“界面产流规律”。第五章论述了流域产流机制及流域产流过程。第六章着重介绍了河道洪水波和坡地水流运动的基本特性和基本理论，给出了基本的求解方法。第七章论述了流域汇流的基本原理和流域汇流系统的数学表达，以及线性整体和分散流域模型及地下水汇流模型。编者力求在内容上尽量反映近年来国内、外有关径流研究的主要观点、理论成果及方法，并将径流形成的有关理论加以系统化，鉴于课程性质及学时的限制，加之编者的知识及理论水平有限，错误及不当或不足之处在所难免，诚望国内专家及读者多加指教，以便使本教材进一步完善与提高。

在本书撰写中，承蒙河海大学刘光文教授关心指导，并在百忙中多次全面、细致地审阅原稿，提出许多宝贵意见，谨此表示衷心的感谢。

编 者

1987年9月于南京

# 目 录

## 前 言

第一章 绪论 .....	1
第一节 径流形成过程概述 .....	1
第二节 研究径流形成的基本途径 .....	6
复习思考题 .....	6
第二章 径流形成要素 .....	7
第一节 径流形成过程中的水分运行机制 .....	7
第二节 流域对降雨的径流效应 .....	22
复习思考题 .....	25
第三章 包气带——径流发生场 .....	26
第一节 岩石土壤层概述 .....	26
第二节 包气带的水文特性 .....	30
第三节 冻土 .....	38
复习思考题 .....	40
第四章 单点产流 .....	41
第一节 传统的产流观念 .....	41
第二节 产流机制——界面产流规律 .....	42
第三节 产流模式 .....	53
第四节 冻土情况下的产流机制 .....	56
复习思考题 .....	57
第五章 流域产流 .....	59
第一节 流域产流机制 .....	59
第二节 流域产流过程与产流量 .....	66
第三节 山坡流域的产流 .....	70
第四节 流域产流的影响因素 .....	74
第五节 产流量计算方法概述 .....	75
第六节 我国一些地区的产流特征 .....	78
复习思考题 .....	78
第六章 河道水流与坡地水流 .....	80
第一节 河道洪水波 .....	80
第二节 圣维南方程组 .....	83
第三节 洪水波的分类 .....	87
第四节 槽蓄原理 .....	94
第五节 线性扩散波方程的解 .....	99

第六节	线性运动波演算 .....	108
第七节	线性特征河长连续演算 .....	115
第八节	坡面水流 .....	119
第九节	壤中水流运动简介 .....	123
	复习思考题 .....	124
<b>第七章</b>	<b>流域汇流 .....</b>	<b>126</b>
第一节	概述 .....	126
第二节	出口断面流量过程线的组成 .....	129
第三节	流域汇流系统分析 .....	133
第四节	线性整体流域汇流模型 .....	139
第五节	线性分散流域汇流模型 .....	144
第六节	线性地下水汇流模型 .....	149
第七节	流域汇流的非线性问题 .....	152
	复习思考题 .....	156
	参考文献 .....	157

# 第一章 绪 论

由流域上降水（液态或固态）所形成的，沿流域地面及地下汇集到河网，并沿河槽下泄流经出口断面的水流统称为径流。由降水到达地面时起，到水流流经出口断面（包括河道断面及地下断面）的整个物理过程称为径流形成过程。河川径流是引起河流、湖泊水文情势变化的直接因素，是陆地上的重要水文现象。它是水文循环中的一个重要环节，也是水量平衡中的基本要素之一。

河川的径流情势不停地变化着，有涨有落，有时几起几伏，有时则变化平缓。对于平原河流与山区河流、南方的河流与北方的河流，大河与小河，其径流情势的变化又各不相同。它在时程上具有明显的季节性，在空间上具有一定程度的地带性。此外，对一些河流还具有明显的局地性。河川径流情势的变化不仅与人们同水、旱灾害进行斗争，以及进行水利资源开发和利用等生产经济活动密切相关，而且与环境、生态系统及水源保护等方面有着密切的关系。因此，揭示和掌握径流的形成与发展规律，分析它与其它水文要素，以及各影响因素间的相互作用与关系是十分重要的。

本课程的主旨是以径流循环为核心，力图比较系统的介绍有关径流形成的基本原理和基本规律。阐述有关径流形成的物理机制及这一过程中的有关水文现象的基本理论和研究方法。为进一步揭示和研究河川径流现象奠定初步的理论基础，同时也为后继专业技术课程的有关计算方法建立初步的理论概念。

由于径流形成是一个发生在自然界，在时间上及空间上由多种因素综合作用下的复杂过程，人们对它的研究和认识远未达到成熟的阶段，有许多基本规律尚有待于深入的认识与研究。有关径流形成基本要素的理论部分已在《水文学原理(一)》中讲述，本课程则以径流形成过程为主要体系，因此为掌握本课程，就必须先掌握有关降水、土壤水、下渗、蒸发、地下水等基本理论知识。

## 第一节 径流形成过程概述

### 一、径流现象

降水是产生径流的重要因素，但并不是决定径流过程的唯一因素。一般地说，对多数具有相当数量和足够强度的降水都有一个与之对应的流量过程，它是由降水所产生的径流所引起的河槽水流的增消过程。出口流量过程线是流域中径流形成过程在出口断面处的最终效应，它是流域中许多因素综合作用下的直接后果。图1-1是一个流域的降雨过程线和出口断面的流量过程线。将这次洪水流量过程与降雨过程相比较，不难看出，除了次降水与次洪峰相互对应这一共同点以外，它们之间具有明显的差异。这主要表现在：

①虽然相互对应，但次降水总量不等于次洪水径流总量。后者总是小于前者，对不同

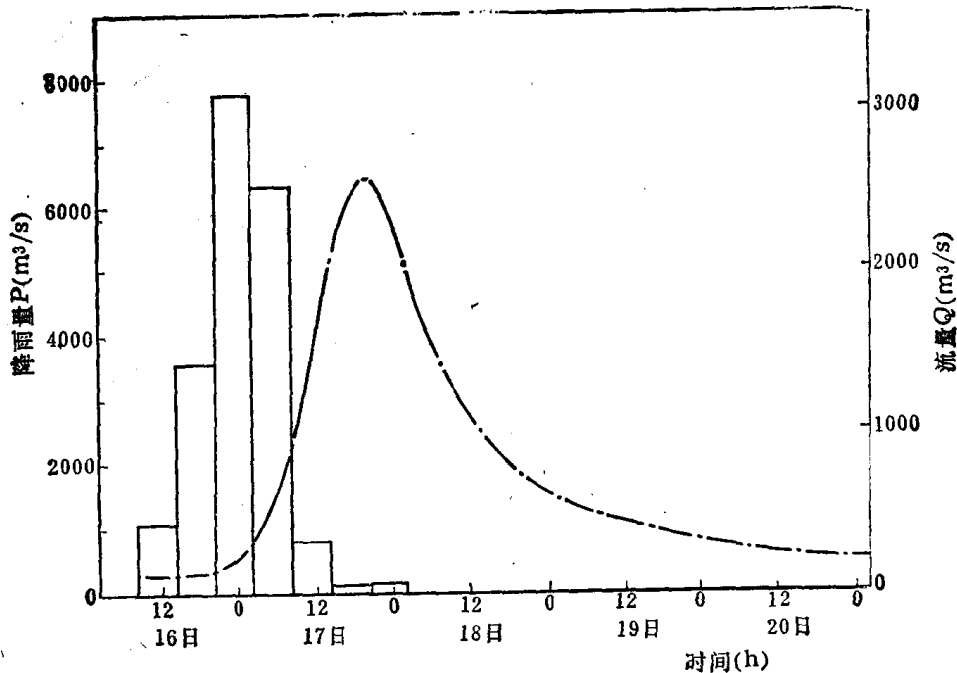


图 1-1 降雨过程与流量过程图  
 (1965年4月衢江衢县站, 面积 $A=5290\text{km}^2$ )  
 ——降雨;    ·——·——流量

洪水两者之间的差值也不相同;

② 流量过程变化呈现为相对平滑的曲线, 流量过程的出现时刻(起涨、洪峰重心)要比降雨过程滞后一段时间;

③ 流量过程的总历时要比降雨历时长得多。

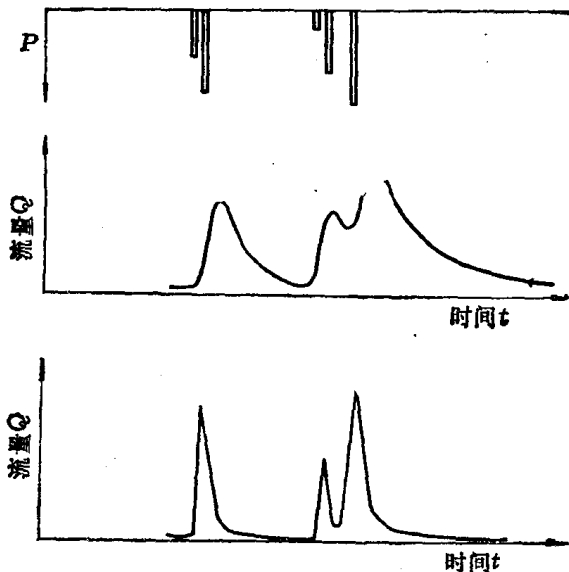


图 1-2 不同流域下垫面条件下的流量过程示意图

这些差异普遍地存在于降雨与流量过程中, 它们之间这种差异的量级则随流域面积及一次洪水的具体条件的不同而有所不同。

在天然条件下, 降雨与流量过程的这种关系呈现出千变万化极为复杂的景象。对具有相同时、空分布的降水, 在不同流域其所产生的流量过程具有完全不同的特性, 图1-2为处于截然不同条件下的流量过程。大量的实际观测资料表明, 当流域面积积极小时, 流量过程特性的差异表现得更为突出。图1-3, 是一些小流域的典型过程。有的流量过程陡涨陡落, 降雨量



与径流量相等，且全属地面径流，如图1-3(a)；有的是陡涨陡落，但低水历时长，其重要特征是峰现时间滞后，径流量仅占降雨量的3.6%，如图1-3(b)；有的径流量不大，仅占5%以下，陡涨缓落，退水历时极长，且对小雨强的降水反映灵敏，如图1-3(c)；有的出现双峰，一陡一缓，如图1-3(d)。暂时不谈其它条件，仅就流量过程的量与形而言，从这些典型过程中，不难看出它们与组成流量的径流成份有关，也就是说径流成份的差异及组成的不同与流量过程的量级及呈现形状有着密切的联系。

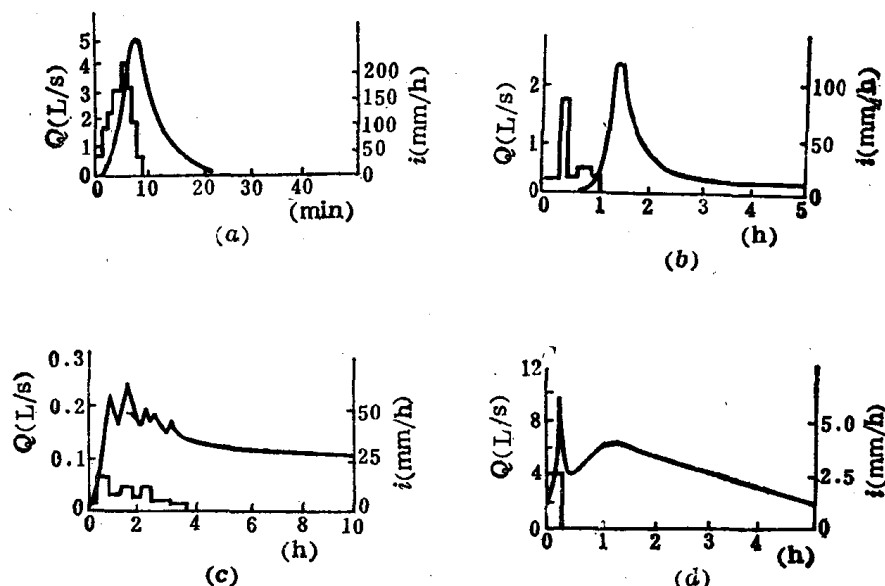


图 1-3 一些小流域的流量过程线

- (a) 涅瓦德拉瓦河(Newark de Laware), 面积为 $4047\text{m}^2$ , 沥青地面;  
 (b) 伊斯特中心(East Central), 流域面积为 $578.721 \times 10^3\text{m}^2$ , 牧草与耕地;  
 (c) 斯利波河(Sleeper River), 流域面积为 $8.094 \times 10^4\text{m}^2$ , 细粒多沙土;  
 (d) 基姆卡(Kimakia), 流域面积为 $526.11 \times 10^4\text{m}^2$ , 火山灰

流域上的降水过程转换为流量过程为什么会出现这种差异？为什么会呈现出量、形、和径流成份上的差异，并进而呈现为不同的径流效应？它们的形成规律及理论基础是怎样的？影响因素是什么？这将是本课程在以后几章中的基本内容。

## 二、径流形成过程

径流形成过程是一个极为错综复杂的连续物理过程。为了对这一现象在概念上有一个初步认识，对它进行简单的概化，分为几个阶段性过程来进行描述。1942年赫义特(W. G. Hoyt)称之为径流循环，将它分为五个时期。

①无雨期：它的主要特征是指在降水前的干旱期。没有地面径流发生，河槽处于低水时期，主要靠地下水补给；

②初雨期：其特征是除槽面降水产生小量径流外，流域中的降水，主要耗用于植物截留、下渗、填注和滞留；

③变强度降雨继续期：流域植物截留、填注量达到最大值，产生超渗雨形成地面径流。包气带含水量沿着深度增大；

④继续降雨直到全部天然蓄量满足期：此时，当包气带达到饱和时河槽的壤中流及地

下径流补给量增大;

⑤雨止期: 雨止以后, 蒸发及散发比较活跃, 地面滞蓄量及槽蓄量开始逐渐消退, 一般需要经过很长时间, 河道水流才能还原到起始状态。

应当指出, 这个描述方式过分简化了径流形成过程。另一种描述方式是将径流形成过程按其性质划分为几个子过程, 即:

### 1. 流域蓄渗过程

它是在降雨开始以后, 发生在流域面上的过程。在最初一段时间内的降雨, 除小部分直接降落于河槽水面上的降雨直接参与径流形成外, 大部分降雨并不立即产生径流, 而是消耗于植物截留、下渗、填洼、蒸发及散发。植物截留量一般不大, 它最终将被蒸发掉。地面下渗发生在降雨期间及雨停后地面尚有积水存在的地方。下渗能力在空间上及时程上都是变化的。降雨初期下渗能力较大, 随着降雨的继续, 它随时间呈递减变化, 最终趋近于稳定

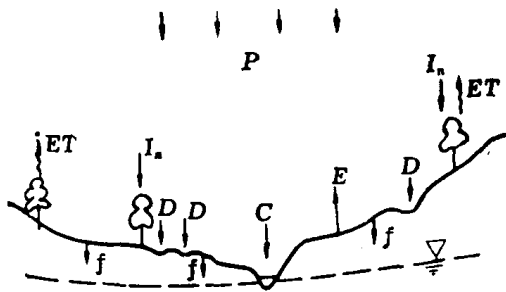


图 1-4 流域蓄渗过程示意图

P—降雨; C—槽面降雨;  $I_n$ —植物截留; f—下渗;  
D—填洼; E—蒸发; ET—植物散发

于蒸发及下渗。随着降雨的继续, 满足填洼的地方开始产生地面径流。在一次降雨过程中, 流域里各处的下渗过程和蓄渗过程的发展是不均匀的, 因此, 地面径流的产生也有先有后, 先满足的地方先产生径流。

随着降雨的继续而渗入土壤的水分, 使包气带含水量不断增加。土层中达到饱和的部分, 在一定条件下, 部分水分沿坡地土层侧向流动, 形成壤中径流(表层径流)。下渗水流达到地下水面的部分, 以地下水的形式沿坡地土层汇入河槽形成地下径流。

在这一阶段中, 凡是不产生径流的降水部分称为损失量, 它包括植物截留量、填洼量及部分滞蓄于土壤中的下渗水量以及雨期蒸发量。

### 2. 坡地汇流过程

在传统上曾称为坡面漫流或坡面汇流过程。显然, 它只是对地面径流而言。事实上, 正如在蓄渗过程中所讲的, 在这一阶段不仅有地面径流产生, 在一定条件下还可能有壤中径流和地下径流产生。因此, 汇流现象不是仅仅发生于坡地表面, 而是发生在坡地的整个空间, 所以应称为坡地汇流阶段。

当产生坡面积水(超渗雨)时, 随之便开始了坡面漫流现象。当满足填洼后, 开始产生大量地面径流( $R_s$ ), 它沿坡面流动进入正式的坡面汇流阶段。在坡面汇流过程中, 坡面水流一方面继续不断地接受降雨的直接补给而使地面径流增多, 另一方面又在运行中继续

续耗于下渗和蒸发，形成了补充的损失量。一般地讲，地面径流的产流过程与坡面汇流是难以截然分开的，它们相互交织在一起，只有主次之分，前者是后者发生的必要条件，后者又是前者的继续和发展。

坡面汇流在流域内各处发生的时刻并不一致。它最先发生在蓄渗量得到满足的地方，如透水性较弱的地方，或是土壤含水量较高的湿润部分。坡面汇流的范围随着满足蓄渗量面积的增大而扩展。坡面水流可能呈现为层流或紊流，沟流或片流。坡面水流的流态与降雨强度有关。坡面汇流的流程一般甚短，往往不过数百米，有时只有几十米。汇流历时也较短。地面径流经过坡面汇流而注入河网。

壤中流 ( $R_{..}$ ) 及地下径流 ( $R_g$ ) 也同样具有沿流域坡地的汇流过程。它是一种在有孔介质中的水流运动。由于它们所通过的介质性质不同及所流经的行径各异，沿程所受的阻力也有差别，因此水流速度高低不等。通常壤中径流要比地面径流慢，却比地下径流快得多。壤中径流及地下径流的汇流过程比地面径流平缓，同时在时间上要滞后于地面径流。

这三种径流成分的汇流过程构成了坡地汇流的全部内容。就其特性而言，它们之间在量级上有大小、过程上有急缓、出现时刻上有先后、历时上有长短之差别。应当指出的是，对一个具体的流域而言，它们并不一定同时存在于一次径流形成过程中。有的流域只有坡面汇流而无壤中及地下汇流，在另一些流域也可能只有壤中汇流及地下汇流而无坡面汇流。当然也可能出现三种汇流同时存在的情况。

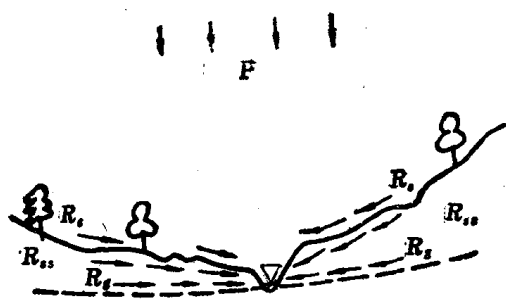


图 1-5 坡地汇流示意图

$R_s$ —地面流;  $R_{..}$ —壤中流;  $R_g$ —地下径流

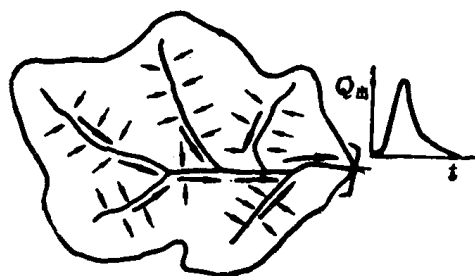


图 1-6 河网及流域汇流示意图

### 3. 河网汇流过程

河网汇流是指各种径流成份经过坡地汇流注入河网后，沿槽向下游出口断面的水流运动过程。在径流形成过程中，它是河槽中的不稳定水流运动过程，是河道洪水波的形成与运动过程。当洪水波全部通过出口断面，河槽水位及流量恢复到原有的稳定状态。相对于该断面以上的流域而言，一次降水的径流形成过程即告结束。

将径流形成过程概化为几个子过程，只是把水体在运行特征及发生场所上加以区分，以便于对现象加以认识和研究，决不意味着可以将径流形成的全过程分割开来，特别是在时程上将它们分割为不同阶段。诚然它们在发生时间有先后，但是它们之间在时间上有交错与重叠是主要的，在过程上相互交织也是主要的。

## 第二节 研究径流形成的基本途径

对径流形成进行研究的基本目的是揭示径流形成过程中各个因素，以及它们之间的相互作用与发展的基本规律，从而找出径流形成的物理成因机制和规律，并给出其数学物理描述和相应的计算方法。

径流实验研究是揭示和认识径流形成规律的必要手段和物质基础。只有通过现象及其作用因素的实际观察，通过实践，认识，再实践的不断反复和提高的认识过程，才能从中找出规律性的结果。1960年以后，实际理论研究及生产实践的需要，促进了对小流域的水文研究，而先进量测技术的引用，又为详尽、有效地追踪现象提供了有利的条件。实验研究可以根据各种实验目的，通过不同的途径来进行。一般可分为原型观测与物理模型实验两大类。前者多属野外实验（如山坡小流域、实验流域、径流实验场等），后者则属于室内实验。可以是单项实验，也可以是综合实验。例如对径流形成中的某个因素（蒸发、下渗、土壤水分运动等）或某个环节（坡面流、壤中流等）进行专门性研究即属于单项实验。当然对每个单项又可就某个专门性问题进行深入的专题性研究。近20年来在国内、外都取得了不少研究成果。

对研究对象采用数学物理方法加以描述和表达，以反映它们的基本规律是径流形成研究中的基本方法和目的。电子计算机为采用比较复杂的数学物理方程来描述径流形成中各物理过程及求解这些方程提供了有利条件，但由于水文现象本身的复杂性及人们对它的认识的局限性，目前还不能给出适用于各种条件的严格的数学表达。但是对某些简化条件下（如下渗、土壤水运动、河槽不稳定流运动等）的研究成果已经取得，为从理论上认识现象提供了坚实的基础。与此同时，基于一定的物理成因概念，对现象加以概化并进行数学模拟（如概念性模型等）以求得对现象发展规律的定性及定量描述还是完全必要的。在一定意义上，它可以促进对现象或某个环节的认识，但是它是一个为达到实用目的的过渡性的产物，并不是，也不应当是研究径流成因机制和理论的基本手段和方法。不管属于哪一类研究途径，都必须将实验观测资料放在首位，在实验资料的基础上归纳概括出理论性的东西，并用实验资料来验证它的正确性。

### 复习思考题

- 1-1 试给出径流及径流形成过程的定义。
- 1-2 一次洪水的降雨过程与其对应的流量过程间有何差别？
- 1-3 径流形成过程中包括那些子过程，它们各有何特点？
- 1-4 不同流域间的流量过程为何各不相同？试考虑一下其原因是什么。
- 1-5 研究径流形成有哪些途径？

## 第二章 径流形成要素

### 第一节 径流形成过程中的水分运行机制

径流形成过程就是水分在流域中的再分配与运行过程。实质上讲，它是水分（它是由降水所供给的）在不同下垫面和不同介质中，在各种力（包括热力）的作用下，沿着不同方向运行和发展的物理过程，是水分能量平衡的发展过程。尽管它由于各种条件和因素而可能呈现出极为复杂的景象，但是不同条件下的水分运行都遵循着一定的规律，在这一过程中的水分运行基本上可分为垂向运行和侧向运行两类机制。在垂向运行机制中有降水、植物截留、填洼、下渗、蒸发及土壤水分运动。在侧向运行机制中包括坡面水流、壤中水流、地下水流及河槽水流。它们相互间既有共同的一面，又有各自的特点和相互区别的一面。它们相互联结构成了径流形成的全部水分运行过程。

#### 一、水分的垂向运行机制

当降雨开始后，即进入了径流形成的水分运行过程。

##### 1. 植物截留

植物截留是雨水在植物叶面吸着力、承托力、重力和水分子内聚力作用下的叶面水分储存现象。它有时还受到雨滴冲击、风吹、枝叶摇动等的影响。人工降雨实验表明植物截留在降雨初期，雨水全部截留于枝叶表面，截留量与降雨强度  $i$  无关。随降水量的增加，截留量将逐步达到最大值。植被种类、覆盖条件是影响截留的因素。实验资料表明，对于森林等茂密植被，年截留量最大可达年降水量的 10%~20% 左右，对一场暴雨中的截留量 ( $I_n$ )，通常有下列经验关系：

$$I_n = a + bP^n$$

式中  $a$ 、 $b$ 、 $n$  分别为与植物种类、生长条件等有关的参数； $P$  为降雨量。

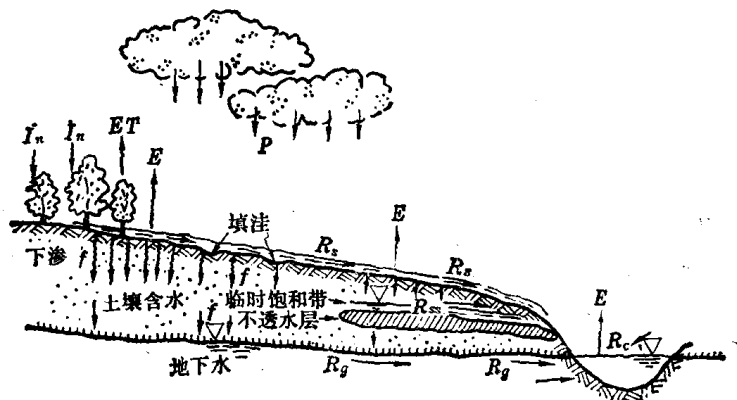


图 2-1 径流形成中水分垂向、侧向运行示意图

## 2. 填注

在流域面存在着许多大小不同的闭合洼地。每一洼地都具有一定的面积和蓄水容量。降雨在各洼地所产生的超渗雨被滞蓄于洼地中。在没有满足其蓄水容量前，该面积上将不会产生地面径流。尽管在洼地蓄水期可能还有下渗水量，但它本身所蓄的水量却不会参与生成径流。它作为水分垂向运行的一个中间瞬暂滞存量和损失量，在雨止后，最终耗于下渗与蒸发。每一洼地都具有填注水深 $s_i$ 及相应的洼地面积 $f_i$ （以占总洼地面积的比表示）。设洼地面积为填注水深的函数 $F(s)$ ，以 $\varphi(s)$ 表示洼地面积随填注水深的变率。在没有下渗情况下，当降雨量为 $P$ 时，洼地面积为：

$$F(s) = \int_0^P \varphi(s) ds \quad (2-1)$$

当降雨量很大时，则所有洼地都将充满，此时

$$F(s) = \int_0^{P-\infty} \varphi(s) ds = 1 \quad (2-2)$$

为求定流域填注量必须先确定洼地面积与洼地水深的函数表达式 $F(s)$ 。显然，对一个具体流域是比较困难的。当取满足填注量的洼地面积的变率与未满足的洼地面积成正比时则有

$$dF(s) = k[1 - F(s)] ds \quad (2-3)$$

积分(2-3)式得

$$F(s) = 1 - e^{-ks} \quad (2-4)$$

因为

$$dF(s) = \varphi(s) ds$$

将(2-4)代入(2-3)式得

$$\varphi(s) = k[1 - F(s)] = ke^{-ks} \quad (2-5)$$

由水量平衡可知任一降雨量 $P$ 时的填注量为

$$\begin{aligned} u &= P - R = P - \int_0^P (P - s) \varphi(s) ds \\ &= P - P \int_0^P \varphi(s) ds + \int_0^P s \varphi(s) ds \\ &= P \left[ 1 - \int_0^P ke^{-ks} ds \right] + \int_0^P kse^{-ks} ds \end{aligned} \quad (2-6)$$

当 $P \rightarrow \infty$ ，则

$$u_{max} = \int_0^{\infty} kse^{-ks} ds = \frac{1}{k} \quad (2-7)$$

所以

$$k = \frac{1}{u_{max}}$$

代入(2-6)得

$$u = u_{\max} \left( 1 - e^{-\frac{P}{u_{\max}}} \right) \quad (2-8)$$

由上可知填注量是以  $u_{\max}$  为极限的随降雨量增大而递增的函数，最终趋于一个稳定常数。

当有下渗发生时，则具有下列形式：

$$u = u_{\max} \left( 1 - e^{-\frac{P-f}{u_{\max}}} \right) \quad (2-9)$$

流域的最大填注量一般在10mm左右。一次洪水的填注量要小些。由于它最终将耗于下渗及蒸发，在实际降雨径流计算中忽略它并不至导致较大误差。但在平原或坡水流域，由于地面洼陷较多，填注量可高达100mm左右，这时流域填注过程在径流形成中的作用将十分显著，它不仅影响产流过程，同时也直接影响到径流量，因而不容忽略。

### 3. 下渗

降水到达地面后出现了下渗现象，严格的说来，它是径流形成过程的真正的起始点。自此便出现了各种径流现象。它的最初效应是决定地面径流的大小及时程变化。由于它的重要性，以及早期的水文学者只着重于地面径流的研究，所以将下渗理解并定义为“水从土壤表面渗入土壤的过程”。这就显得过于局限了。其一，是这个定义不能充分反映下渗现象的实质和全部内容。其二，是它阻碍了对径流形成过程的全面认识。下渗是发生在有孔介质中的水流运动，它是不同的有孔介质中的复杂的水力学过程。如果以“面”的概念来反映这种空间水流运动，那么就存在着许多“下渗面”，地面或土壤表面只是其中的一个，它是有孔介质与大气的交界面。下渗面的概念对以后研究径流形成是一个十分重要的概念。

从这一狭义的定义出发（当然它是实用的），自二十世纪初起，水文工作者意欲将下渗能力表达为时间的函数或者是渗入土壤中总水量（或缺水量）的函数。建议了许多公式，有的是纯经验性的，而另一些则是具有理论基础的。前者有考斯加可夫（A.N. Kostiaikov, 1932）、霍顿（R.E. Horton, 1940）、霍尔坦（H.N. Holtan, 1961）等，基本上是选取反映下渗能力曲线形状的经验表达式。正因为如此，它们并不严格的受到供水条件的限制，曲线具有无穷大的初始下渗率也是较合乎实际的。属于后一类的有格林——安普特（Green-Ampt, 1911）和菲利浦（Philip, 1957），是由饱和水流及非饱和水流运动所给出的理论公式。它们可更好的帮助认识下渗现象。但是它们是在一定的水流控制条件下的下渗规律。

下渗的形成、运动与发展与供水条件及土壤水分运动有密切关系。关于下渗的基本知识请参阅《水文学原理（一）》。本课程将结合土壤水分运动，进一步介绍一些与径流形成过程密切相关的理论概念。

### 4. 土壤水分动态——其运行、蓄存与输送

下渗是水分在流域中垂向运行的主要方式，在一定条件下可以表现为方向完全相反的“上渗”运行。它是非饱和土壤中水流运动的必然结果。

#### （1）垂向水流运动

非饱和水流的动力方程可用达西（Darcy）方程表示：

$$q = K \frac{d\psi}{dz} + K \quad (2-10)$$

式中  $q$  —— 水流通量;

$\psi$  —— 毛管势 (或称吸力势、基膜势);

$K$  —— 毛管传导度, 它是  $K(\theta)$  的简写。

将式 (2-10) 与连续方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2-11)$$

联解, 可写出垂向一维水流的一般方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-12)$$

式中  $\theta$  为土壤容重含水量。

当土壤水分特性曲线 ( $\theta \sim \psi$ ) 呈单一关系时, 则式 (2-12) 左方可写为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

代入式 (2-12), 则有

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-13)$$

此外,  $C = - \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$  定义为比容量 (specific water capacity)。

$$\text{又} \quad \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = - \frac{1}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

则式 (2-12) 可写为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-14)$$

$$\text{或} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-15)$$

式中  $D = \frac{K}{C}$  称土壤水分扩散度 (soil-moisture diffusivity) 或称水力扩散度 (hydraulic diffusivity)。

在式 (2-12)、(2-14)、(2-15) 的右端均包含二项。第一项表示毛管势梯度的作用, 第二项表示重力的作用。二者中何者在水流运动中起主导作用, 要随起始及边界条件, 以及所考虑的过程阶段而定。简单地说, 在干旱土壤中, 毛管势梯度大大地超过重力作用, 后者的作用可以忽略。反之, 当在湿润土壤中, 毛管势梯度一开始就很小, 很快即可忽略不计。应当指出的是在干燥土壤中, 以毛管力为主导作用力的时候, 实际水流运动要复杂得多。由于侧向与垂向具有相同的势能, 因此, 不可能只存在着单一的一维垂向水流, 而实际发生的是三维水流运动。

式 (2-14) 可以描述垂向的下渗水流运动。对于具有均一起始土壤含水量的半无限深均质土柱, 在一定的供水条件下, 并在具有单值  $\Psi \sim \theta$  关系时, 它是可以求解的。菲利浦



(1957及1969)曾给出第一个严密解。他给出了与水分运动相联系的下渗理论。假定在  $t = 0$  时刻, 土壤表面上的薄层水在瞬间使土壤表面含水量由起始值增为  $\theta_0$  饱和值, 并一直保持恒定, 此条件的数学表达为

$$\begin{aligned} t=0 \quad z > 0 \quad \theta &= \theta_0 \\ t \geq 0 \quad z = 0 \quad \theta &= \theta_0 \end{aligned} \quad (2-16)$$

其解为幂级数

$$\begin{aligned} Z(\theta, t) &= \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta) t^{\frac{n}{2}} \\ &= f_1(\theta) t^{\frac{1}{2}} + f_2(\theta) t + f_3(\theta) t^{\frac{3}{2}} + f_4(\theta) t^2 + \dots \end{aligned} \quad (2-17)$$

$Z$  为任一特定土壤含水量  $\theta$  值的深度,  $f_i(\theta)$  是由扩散度与传导度所确定的系数。式(2-17)表明, 当  $t$  很小时, 任一深度的  $\theta$  值发展随  $\sqrt{t}$  而变化。当  $t$  很大时, 土壤含水量的下移接近常数  $(K_0 - K_i) / (\theta_0 - \theta)$ , 此处注脚  $i$  为起始值,  $0$  为饱和值。式(2-17)描述了不同时刻水分剖面的发展过程。它是1944年博德曼(Bodman)和科尔曼(Coleman)实验结果的理论解释。不少实际计算结果表明了该理论与实际的一致性。从径流研究的角度, 式(2-17)反映了由表面下渗水量在土壤层中的运行、分布、蓄存与输送状况。

关于菲利浦由上述结果, 进一步描述下渗累积量及下渗率随时间变化的关系可参阅《水文学原理(一)》。

## (2) 土壤水分的再分配

当降雨或供水停止后, 除部分地面滞蓄的水分在短暂时间供给下渗和蒸发外, 土壤表面的下渗现象基本消失, 但沿土壤剖面的水分下行运动并未终止。当地下水位埋藏较深, 不与上层水分有水力联系时, 水分继续运行所引起水分分布沿垂向变化的过程称为水分的再分配(redistribution)。一般当土壤在与外界水分隔绝交换的情况下, 水分再分配只是水分剖面  $\theta(z, t)$  的变化, 垂向各点含水量有所增减, 但土层中的含水总量并无变化; 即

$$\int_{z=0}^{z=\infty} \theta dz = \text{const} \quad (2-18)$$

再分配过程可能在土壤剖面中维持很长时间。在全剖面较湿润的土壤中, 再分配速率较低, 短时期内便变得不可察觉。对上层湿润下层干燥的土壤, 则再分配现象甚为明显, 并延续到数天或数周。比较典型的情况是干早期后的雨后下渗的水分剖面。锋面以上湿润部分被锋面下干土壤吸收而向下运行, 形成上层释水, 下层吸水的现象。再分配随时间的变化不仅有赖于导水土壤的水力特性, 同时取决于起始的湿润深度以及下层的相对干燥度。当起始湿润深度甚小, 且下层土壤相对比较干燥时, 此时吸力梯度很大, 从而导致快速的再分配。在另一种情况, 当起始湿润深度很大, 但下层比较湿润时, 由于吸力梯度甚小, 再分配基本在重力作用下进行, 速度相当缓慢。在具有较薄湿润层的土壤剖面, 最初湿润层释水速度快, 土壤含水量迅速降低, 随后逐渐减缓, 直到水分分布接近均匀为止。减缓