



- 高等学校水利类专业教学指导委员会
- 中国水利教育协会
- 中国水利水电出版社

共同组织编

高等学校水利学科专业规范核心课程教材·水文与水资源工程
普通高等教育“十二五”规划教材
全国水利行业规划教材

水文学原理 (第二版)

主 编 西安理工大学 沈 冰
扬州大学 黄红虎
主 审 武汉大学 夏 军



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

责任编辑 武丽丽 魏素洁

本书主要特色

★本教材应用简洁的语言，全面阐述了全球水循环中的降水、径流、下渗、蒸发等水文过程的具体现象和基本特征；并综合运用以前讲述的物理学、化学、气象学、地理学、水力学、泥沙运动力学等基础知识，剖析了产生这些水文过程及现象的基本原理与一般规律，起到把基础课与专业课联系起来的作用。

★本教材图表明晰，实例分析详尽，具有良好系统性和实用性，便于学生理解。并编入了近年来相关领域研究的最新成果，不仅有益于拓展学生的思路，亦可供水文、水资源科研及管理人员参考。

微信号: Waterpub-Pro



唯一官方微信服务平台

销售分类: 水利水电

ISBN 978-7-5170-2890-1



9 787517 102890 1 >

定价: 32.00 元



● 高等学校水利类专业教学指导委员会

● 中国水利教育协会

共同组织编审

出版社

高等学校水利学科专业规范核心课程教材·水文与水资源工程

普通高等教育“十二五”规划教材

全国水利行业规划教材

水文学原理

(第二版)

主 编 西安理工大学 沈 冰

扬州大学 黄红虎

主 审 武汉大学 夏 军



中国水利水电出版社

www.waterpub.com.cn

内 容 提 要

本书为水利学科教学指导委员会推荐教材。本书共分13章,内容涉及:绪论,水文循环与水量平衡,河流与流域,降水,土壤水与下渗,蒸散发,径流,流域产流,坡面、土壤与河道水流,流域汇流,河流泥沙,沼泽、冰川与融雪径流,湖泊、水库与河口水文。第1章简要介绍水文学原理基本内容和发展历程;第2~7章阐述了水文要素及其描述方法;第8~10章分析了流域产、汇流过程,包括地表、土壤中和地下过程的基本特征和计算方法,是本教材的核心内容;第11章简要分析了河流泥沙的形成及其影响;第12章和第13章阐述了沼泽、冰川、水库以及河口的水文现象和特征。

本书是水文与水资源工程专业的核心教材,也可供水利工程、城市给排水工程、农业水土工程、环境工程、交通工程等专业师生阅读,并可供相关专业的工程技术人员与管理人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

水文学原理 / 沈冰, 黄红虎主编. -- 2版. -- 北京: 中国水利水电出版社, 2015. 1

普通高等教育“十二五”规划教材 全国水利行业规划教材 高等学校水利学科专业规范核心课程教材. 水文与水资源工程

ISBN 978-7-5170-2890-1

I. ①水… II. ①沈… ②黄… III. ①水文学—高等学校—教材 IV. ①P33

中国版本图书馆CIP数据核字(2015)第020911号

书 名	普通高等教育“十二五”规划教材 全国水利行业规划教材 高等学校水利学科专业规范核心课程教材·水文与水资源工程 水文学原理 (第二版)
作 者	主编 西安理工大学 沈冰 扬州大学 黄红虎 主审 武汉大学 夏军
出版发行	中国水利水电出版社 (北京市海淀区玉渊潭南路1号D座 100038) 网址: www.waterpub.com.cn E-mail: sales@waterpub.com.cn 电话: (010) 68367658 (发行部)
经 售	北京科水图书销售中心 (零售) 电话: (010) 88383994、63202643、68545874 全国各地新华书店和相关出版物销售网点
排 版	中国水利水电出版社微机排版中心
印 刷	北京瑞斯通印务发展有限公司
规 格	184mm×260mm 16开本 15.5印张 368千字
版 次	2008年9月第1版 2008年9月第1次印刷 2015年1月第2版 2015年1月第1次印刷
印 数	0001—3000册
定 价	32.00元

凡购买我社图书,如有缺页、倒页、脱页的,本社发行部负责调换

版权所有·侵权必究

高等学校水利学科专业规范核心课程教材

编 审 委 员 会

主 任 姜弘道 (河海大学)

副 主 任 王国仪 (中国水利水电出版社) 谈广鸣 (武汉大学)

李玉柱 (清华大学) 吴胜兴 (河海大学)

委 员 周孝德 (西安理工大学)

李建林 (三峡大学)

刘 超 (扬州大学)

朝伦巴根 (内蒙古农业大学)

任立良 (河海大学)

余锡平 (清华大学)

杨金忠 (武汉大学)

袁 鹏 (四川大学)

梅亚东 (武汉大学)

胡 明 (河海大学)

姜 峰 (大连理工大学)

郑金海 (河海大学)

王元战 (天津大学)

康海贵 (大连理工大学)

张展羽 (河海大学)

黄介生 (武汉大学)

陈建康 (四川大学)

冯 平 (天津大学)

孙明权 (华北水利水电学院)

侍克斌 (新疆农业大学)

陈 楚 (水利部人才资源开发中心) 孙春亮 (中国水利水电出版社)

秘 书 周立新 (河海大学)

丛书总策划 王国仪

水文与水资源工程专业教材

编 审 分 委 员 会

主 任 任立良（河海大学）

副主任 袁 鹏（四川大学）

梅亚东（武汉大学）

委 员 沈 冰（西安理工大学）

陈元芳（河海大学）

吴吉春（南京大学）

冯 平（天津大学）

刘廷玺（内蒙古农业大学）

纪昌明（华北电力大学）

方红远（扬州大学）

刘俊民（西北农林科技大学）

姜卉芳（新疆农业大学）

金菊良（合肥工业大学）

靳孟贵（中国地质大学）

郭纯清（桂林工学院）

吴泽宁（郑州大学）

总前言

随着我国水利事业与高等教育事业的快速发展以及教育教学改革的不断深入，水利高等教育也得到很大的发展与提高。与1999年相比，水利学科专业的办学点增加了将近一倍，每年的招生人数增加了将近两倍。通过专业目录调整与面向新世纪的教育教学改革，在水利学科专业的适应面有很大拓宽的同时，水利学科专业的建设也面临着新形势与新任务。

在教育部高教司的领导与组织下，从2003年到2005年，各学科教学指导委员会开展了本学科专业发展战略研究与制定专业规范的工作。在水利部人教司的支持下，水利学科教学指导委员会也组织课题组于2005年年底完成了相关的研究工作，制定了水文与水资源工程，水利水电工程，港口、航道与海岸工程以及农业水利工程四个专业规范。这些专业规范较好地总结与体现了近些年来水利学科专业教育教学改革的成果，并能较好地适用不同地区、不同类型高校举办水利学科专业的共性需求与个性特色。为了便于各水利学科专业点参照专业规范组织教学，经水利学科教学指导委员会与中国水利水电出版社共同策划，决定组织编写出版“高等学校水利学科专业规范核心课程教材”。

核心课程是指该课程所包括的专业教育知识单元和知识点，是本专业的每个学生都必须学习、掌握的，或在一组课程中必须选择几门课程学习、掌握的，因而，核心课程教材质量对于保证水利学科各专业的教学质量具有重要的意义。为此，我们不仅提出了坚持“质量第一”的原则，还通过专业教学组讨论、提出，专家咨询组审议、遴选，相关院、系认定等步骤，对核心课程教材选题及其主编、主审和教材编写大纲进行了严格把关。为了把本套教材组织好、编著好、出版好、使用好，我们还成立了高等学校水利学科专业规范核心课程教材编审委员会以及各专业教材编审分委员会，对教材编纂与使用的全过程进行组织、把关和监督。充分依靠各学科专家发挥咨询、评审、决策等作用。

本套教材第一批共规划52种，其中水文与水资源工程专业17种，水利水

电工程专业 17 种，农业水利工程专业 18 种，计划在 2009 年年底之前全部出齐。尽管已有许多人为本套教材作出了许多努力，付出了许多心血，但是，由于专业规范还在修订完善之中，参照专业规范组织教学还需要通过实践不断总结提高，加之，在新形势下如何组织好教材建设还缺乏经验，因此，这套教材一定会有各种不足与缺点，恳请使用这套教材的师生提出宝贵意见。本套教材还将出版配套的立体化教材，以利于教、便于学，更希望师生们对此提出建议。

高等学校水利学科教学指导委员会

中国水利水电出版社

2008 年 4 月

第二版前言

《水文学原理》作为“水文与水资源工程”本科专业的核心教材，2008年出版后，已为众多院校教学采用。在中国水利水电出版社支持下，得以列入“国家‘十二五’规划教材”。

在此基础上，依据各校有关任课教师的意见与建议，第二版保持了第一版的基本框架与特点，第5、6、8章的编者对相关章节做了适当精简与调整，其余章节则修改了少量概念的阐述与文字。增补的示意图仍由《电网与清洁能源》编辑部沈珞珞加工。西安理工大学硕士研究生张倩、聂思雨、张晓龙、田开迪、常肖杰、蒋春宇、马瑞婷等参与了书稿的校对工作。

鉴于四川大学薛焱森教授年事已高，第二版改由武汉大学夏军教授主审。夏军教授对第二版全稿进行了认真审校，提出了若干建设性意见，进一步提高了本教材的质量，编者对此深表谢意。

第二版继续得到西安理工大学、扬州大学、新疆农业大学的大力支持，特此一并致谢。

限于编写者的时间与水平，书中不妥乃至谬误之处，恳请读者批评指正。

编者

2014年8月

第一版前言

本教材根据高等学校水利水电类教学指导委员会“十一五”教材出版计划和“水文与水资源工程本科专业规范”编写。本教材作为水文与水资源工程本科专业的核心课程教材，在2006年水利水电类教学指导委员会水文水资源教学组会议上讨论了本教材的编写大纲，与会专家确认了主要内容和知识点与其他课程的分工，并对各章节核心内容和编排提出了若干建设性意见，本教材编写中采纳了专家们的建议。

本教材内容涉及水文学的发展，水文循环与水量平衡，河流与流域，降水，土壤水与下渗，蒸散发，径流，流域产流，坡面、土壤与河道水流，流域汇流，河流泥沙，沼泽、冰川与融雪径流，湖泊、水库与河口水文等方面的知识及分析计算原理。本教材在下述教材基础上增补了新内容，包括：河海大学胡方荣和成都科技大学侯宇光合编的《水文学原理（一）》，河海大学于维忠主编的《水文学原理（二）》（水利电力出版社，1988）；河海大学芮孝芳主编的《径流形成原理》（水利电力出版社，1994）；梁学田主编的《水文学原理》（水利电力出版社，1992）；芮孝芳著的《水文学原理》（中国水利水电出版社，2004）等。此外，还引用了有关院校和科研单位的成果与论著，并以参考文献形式列于各章之后，以利于学生理解。本教材内容成熟，取材广泛，体系完整，阐述力求简明扼要以利于学生理解，适合于水文与水资源工程本科专业教学使用，也可供从事水文、水资源、水环境及相关领域的工程技术人员和管理人员参考。

本教材由西安理工大学沈冰、扬州大学黄红虎主编；新疆农业大学姜卉芳，西安理工大学黄领梅、史文娟参加编写。全书共分13章，第1、9、10、11章由沈冰编写；第2、3、4、7章由黄领梅编写；第5、6章由史文娟编写；第8、13章由黄红虎编写；第12章由姜卉芳编写。《西北水力发电》编辑部沈璐绘制了书中大部分电子图稿，西安理工大学研究生张晓伟、张高锋、唐春娥、张恒、张振华、褚桂红、孙旭、吕继强、喻钰等参与了书稿的校对工作。

全书由四川大学水电学院薛焱森教授主审，主审人对书稿进行了认真审校，并提出了建设性的修改意见，提高了本教材的质量，编者对此深表谢意。

本书的编写和出版得到西安理工大学、扬州大学、新疆农业大学的大力支持，特此一并致谢。

限于编写者水平，书中不妥乃至谬误之处，恳请读者批评指正。

编者

2008年6月

目 录

总前言

第二版前言

第一版前言

第 1 章 绪论	1
1.1 水文现象与水文学	1
1.2 水文学的分类	3
1.3 水文学的发展	3
参考文献	5
第 2 章 水文循环与水量平衡	7
2.1 水文循环	7
2.2 地球上的水.....	10
2.3 水量的平衡.....	12
2.4 研究水量平衡的意义	15
2.5 人类活动对水文循环和水量平衡的影响	15
参考文献	16
第 3 章 河流与流域	17
3.1 基本概念	17
3.2 流域与水系特征	18
3.3 河流纵横断面	22
参考文献	25
第 4 章 降水	26
4.1 降水及其要素的表示方法	26
4.2 降水类型及影响因素	29
4.3 降水资料的检验与订正	34
4.4 流域面平均降水量计算	35
4.5 我国降水的时空分布特征	37
参考文献	40

第 5 章 土壤水与下渗	41
5.1 土壤水的存在形式	41
5.2 土壤含水率与水分常数	42
5.3 土壤水分运动基本方程	44
5.4 土壤下渗的物理过程	48
5.5 土壤下渗理论与公式	50
5.6 天然降雨的下渗和土壤水的再分布	54
参考文献	57
第 6 章 蒸散发	58
6.1 基本概念	58
6.2 水面蒸发	59
6.3 土壤蒸发	66
6.4 植物散发	69
6.5 流域蒸散发	73
参考文献	77
第 7 章 径流	78
7.1 径流形成过程概述	78
7.2 河流水情	81
7.3 洪水、枯水与冰情	90
7.4 径流的分割与计算	96
7.5 径流的影响因素	98
参考文献	100
第 8 章 流域产流	101
8.1 包气带的水文特性	101
8.2 产流机制	106
8.3 产流模式	114
8.4 流域产流过程及产流量计算方法	122
参考文献	130
第 9 章 坡面、土壤与河道水流	131
9.1 坡面漫流	131
9.2 壤中流与地下径流简述	134
9.3 河道汇流	135
9.4 槽蓄原理与特征河长	140
9.5 线性洪水演算	143
参考文献	150

第 10 章 流域汇流	151
10.1 概述	151
10.2 流域汇流计算基础	153
10.3 流域汇流系统分析	157
10.4 线性分布式流域汇流模型	166
10.5 流域汇流的非线性处理	171
参考文献	174
第 11 章 河流泥沙	175
11.1 河流泥沙的来源	175
11.2 河流泥沙特征与运动	176
11.3 坡面产沙计算	180
11.4 流域输沙	182
参考文献	184
第 12 章 沼泽、冰川与融雪径流	185
12.1 沼泽	185
12.2 冰川	190
12.3 融雪径流	200
参考文献	209
第 13 章 湖泊、水库与河口水文	210
13.1 湖泊	210
13.2 人工湖泊——水库	220
13.3 河口	225
参考文献	235

第 1 章 绪 论

1.1 水文现象与水文学

1.1.1 水文现象

水是一切生命赖以生存的基础，也是人类生活和社会经济生产活动不可缺少与不可替代的重要资源。为了开发利用这一重要资源，也为了减少水所带来的灾害，人们需要从各个方面对水进行系统观测、实验、分析和归纳总结，逐步形成了水文科学。一般而言，水文学是研究地球上水的循环、运动与转化及其与地球大气、生物、土壤和岩石等圈层相互作用和联系的一门科学。在对水的认识不断深化的过程中，水文科学也在不断发展。

地球上水的总量大体不变，以气态、液态或固态形式存在于地球的表面，地球的土壤岩层中，以及地球的大气层中。以一定方式存在于某一环境中，具有一定特征和变化规律的水，称为水体。例如，江河、湖泊、沼泽、海洋，以及大气中的水汽和地下水等。人们所经历和熟悉的自然现象，不少与水的三态变化和水流运动有关，例如降水、蒸发、径流以及河流的结冰封冻等，我们都称之为水文现象。

从宇宙空间看，地球是蓝色的，因为 $3/4$ 的地球表面都被水所覆盖，应该说地球上的水不少。在太阳辐射和地球引力作用下，水通过蒸发、降水、径流等水文现象，在大气圈、岩石圈、水圈和生物圈所构成的地球系统中周而复始地循环运动着，维持了地球上多种多样的生命形态。从这个意义上说，水循环的功能类似于人体内的血液循环。然而，水的这种循环运动是不均匀不稳定的，不同时刻不同地区水的状态与量值不同。有时，某一地方水多，于是江河横溢，洪水泛滥；另一地方水少，又引起水荒以致旱灾。由于这种不均匀，有的地方湿润，有的地区干旱，有的地方极其干旱以至难以维持生命的存在，例如新疆塔克拉玛干沙漠腹地。正是水循环不均匀所导致的水分布时空差异，造就了地球上千姿百态的自然景观和丰富多彩的生态系统。虽然平均意义上讲水足够每个人使用，但水分布的不均匀使世界上仍有很多地区缺水；人们由于各种原因不得不居住在那里与干旱抗争。

水又是一种很好的载体和溶剂，许多物质都可被水流所携带或溶解在水中，随着水流而运动。例如，土壤的侵蚀与搬运，河流中泥沙的输移，肥料以及污染物的溶解和迁移都是在水流作用下进行的。数十万年来，由于泥沙的淤积，形成了肥沃富庶的黄淮海平原，就是水和泥沙为人们提供的良田；而黄河的泛滥改道也是中华民族的心腹之患。随着人类社会经济的发展，某些工业废弃物被水流所携带而扩散，引起了环境的污染，其中重金属污染甚至危及人类健康；氮磷等农业肥料也会因施用方法不当而随水流而流失，造成水体的富营养化，引起另一类环境问题。

水在流动过程中具有能量，洪水因流量流速大具有巨大动能，会冲毁桥梁、堤坝，给人类带来难以估计的损害。另外，人类可以利用水流动能驱动水力机械或把水的势能集中起来发电。

1.1.2 水文学

水文学研究各种水体的存在、运动、循环和分布，水体的物理化学性质，以及水体与环境的相互作用和影响，包括与生物特别是人类的相互作用和影响。水文学原理作为水文学学科的基础课程，主要阐明地球上尤其与人类联系最为密切的流域各种水文现象、水文过程形成的成因和机理，为今后定量研究水文过程奠定基础。

水文学是地球科学的一个分支，既具有理科的特征，也具有应用学科性质。与其他学科一样，需要在不断解决新问题的过程中，拓展研究范畴，增强科学基础，以便更好地为人类社会经济发展服务。

1.1.3 水文现象的特点及本课程学习方法

当前，我国处于经济发展和面临的资源与环境矛盾十分突出的时期，也为水文学科提出了若干新问题，解决这些问题既是挑战也是机遇。在从全球范围看，20 世纪末期起，全球气候变暖使得水循环变化加剧。这与长期以来世界人口增加，工农业发展，引起了二氧化碳等“温室气体”排放量激增有关。后果之一是某些地区降水量与径流量减少，如 20 世纪 90 年代我国黄河上中游、汉江等流域十年平均降水量减少 5%~10%，黄河花园口天然径流量初步估计偏少约 20%，海滦河及淮河的年径流量也都明显偏少^[1]，导致这些地区缺水，进而影响其经济发展和环境生态状况。后果之二是海平面上升，我国沿海海平面多年来呈波动上升趋势，2003 年黄海海平面比常年高 73mm，东海和南海次之，分别为 66mm 和 61mm^[3]。在全球气候变暖条件下，水文循环异常，导致洪旱灾害更为频繁。

作为地球物理的一部分，水文现象受到地球自转及公转的影响，在时间上既具有一定的周期性，也具有某种随机性。例如，河流水量一般具有以年为周期的丰枯变化，我国大多数河流夏秋为汛期，冬春为枯季；气温受太阳辐射影响，具有以年为周期的季节变化以及以日为周期的昼夜变化；冰川补给的河流受气温影响，有较明显的日变化周期；潮汐现象受月球运行影响而呈日周期变化；这些都属于周期性。但影响水文现象的因素很多，各因素自身也在变化，因而水文现象在时间上和数量上的变化过程存在着不重复的随机特点。例如，任一河流的流量过程不会完全重复，汛期出现有的迟有的早，流量的大小都不相同；这属于随机性。水文现象受到地理位置的制约，在空间上既具有相似性，但并不排除具有某种特殊性。由于距离海洋的远近和气候的相似，同一区域的流域，其水文现象在一定程度上也相似。例如，我国东部沿海湿润区的河流均水量丰沛，年内变化不大；而西部干旱区的河流都水量不足，季节变化显著；这些现象均可称为地区相似性。但即使在同一地区，由于地形、植被、土壤等下垫面条件的差异，水文规律也不尽相同。例如，同处一个地区，山区与平原河流的洪水情势不同，岩溶区与非岩溶区的地下水赋存状态不同。

鉴于水文现象是大家都经历过的自然现象，比较容易了解，但形成这些现象的原因与机理需要用本专业的科学术语来阐述和分析。因而，本课程学习应注意以下两点：

1. 理解水文现象的机理

水文学原理阐述的是水文现象的成因与机理。学习本课程，就不应满足于对水文现象的一般性了解，而应在物理学、自然地理学、水力学等课程讲述的知识基础上，进一步理解水文现象的成因和机理，并能用水文专业术语加以阐述和分析。应当注意，水文现象是一种复杂的自然过程，影响因素众多，而切忌简单化。特别应注意，水文现象具有很大随机性，并非求解微分方程，不能以理想化的初始及边界条件去求得唯一解。力求全面理解水文自然过程，尽量避免水文学原理的课程学习“一听就懂，一放就忘，一做就错”的现象发生。

2. 悉心观察水文过程

实验是深入了解理论的必要途径，在某种意义上可以说，实验是科学技术进步的阶梯，对于发展中的水文科学也不例外。例如，目前仍广泛使用的 Horton 下渗公式，就是通过大量试验数据的分析归纳总结出来的。然而，由于水文实验难度较大，特别是关键的控制性实验往往难以进行，不仅实验的初始及边界条件难以确定，不同尺度实验结果的转换关系也尚未解决；因而我们不仅要悉心观察实验水文过程，也要悉心观察自然界中发生的水文过程，以求真正理解各种因素复杂相互作用下所形成的水文现象的成因机理。

1.2 水文学的分类

按照基础理论与应用分类，水文学可分为水文学原理和应用水文学。前者研究水文循环、水流运动及与之相关的溶质输移转化机理，阐述水在大气、岩石和生物圈中的作用，特别是与人类活动的相互影响的机理及效应。后者侧重于水文学原理在各项经济建设中的应用，内容涉及水文计算、水文预测预报和水利计算等。

按照研究方法分类，可分为系统水文学、动力水文学、确定性水文学、随机水文学、水文测验学、数值水文学、同位素水文学、实验水文学等。其中，由美籍华人周文德先生创建的系统水文学近年来得到广泛应用，值得重视。而由美国水文学家 Eagleson 提出的动力水文学，则揭示了蒸发、输移的动力机制，为大尺度水文学奠定了基础。应用 H^1 、 H^3 、 O^{18} 等稳定同位素研究径流过程的来源与构成，在当今技术迅速发展的条件下，同位素水文学对于人类更进一步了解水文过程的机理将发挥更为重要的作用。

按照研究对象分类，则有河流水文学、湖泊水文学、河口水文学、海洋水文学、地下水水文学、冰川水文学、湿地水文学、环境水文学、生态水文学等。我国以往由于水利工程建设需要，河流水文研究较多；今后随着生态环境保护日益受到广泛重视，我们需要对环境水文学、生态水文学给以更多的关注，以便使人类经济和社会的发展与地球生态环境更加和谐，从而保护人类生存的家园。

按照服务范畴分类，又有工程水文学、农业水文学、森林水文学、城市水文学等。我国城市化进程正在加速，城市水文学的研究必须加快步伐，以满足社会经济发展的需求。

1.3 水文学的发展

为了生活的需要，人类很早以前就开始了雨量、河流水位与流速的观测，并不断试图

给水文现象以科学解释。例如,公元前 3500—前 3000 年古埃及人即开始观测尼罗河的水位;中华民族的祖先为了防御黄河洪水,在公元前 2000 多年起注意水位涨落与天气状况。公元前 1200 年的安阳甲骨文记载了水文循环的朦胧概念;公元前 450—前 350 年希腊哲学家 Plato 和 Aristotle 也提出了水文循环的猜想;1452—1519 年意大利科学家 da Vinci 进一步完善了水文循环的概念,并发明了浮标测定流量的方法。这些早期的水文现象观测和研究为水文科学的构成奠定了基础。

1674 年法国科学家 Perrault 在巴黎出版了《喷泉的起源》一书,阐述了他在塞纳河进行的 3 年雨量观测,分析计算出塞纳河伯格底以上流域的年径流量为年降水量的 1/6。鉴于这本专著将人们对水文循环的认识从定性描述提升到定量计算的水平,联合国教科文组织(UNESCO)和世界气象组织(WMO)确认 1674 年为现代水文科学的开端,并于 1974 年在巴黎举行了纪念水文科学 300 周年活动^[1]。此后,涌现了一批水文测验仪器,如翻斗式雨量计和流速仪;在水力学的 Bernoulli 定理和 Chezy 水流阻力公式基础上^[2],水文领域也提出了若干基础理论和公式。例如,1802 年 Dalton 的蒸发原理^[3],1850 年 Mulvaney 的估算洪峰推理公式^[4],1856 年 Darcy 的多孔介质流定律^[5],1891 年 Manning 的明渠流公式^[6]等;标志着水文研究逐步加快了前进步伐。

进入 20 世纪,随着社会生产力的提高,各国经济迅速发展,而洪水、干旱等造成的经济损失也与日俱增。为了减小洪旱灾害的经济损失,全球掀起了水利工程建设的高潮。适应这一形势的需要,1911 年 Green 和 Ampt 建立了具有物理基础的人渗方程^[7],Hazen 于 1914 年将频率分析用于洪峰流量及其所需滞蓄水量的估算^[8],1931 年 Richards 推导出土壤非饱和流基本方程^[9],1932 年 Sherman 提出将净雨换算为地表径流的单位线^[10],1933 年 Horton 建立人渗理论^[11],1945 年 Gumbel 提出水文极值定律^[12]等,水文领域的这些研究成果为水利工程建设顺利实施提供了基础理论与技术的支撑。

20 世纪中期,这一时期,随着工业经济的发展,世界人口快速增长,致使若干国家和地区先后发生资源、环境问题,特别是水资源短缺和环境污染的危机^[13-15]。同时,电子计算机的发明和应用带来现代科学技术的飞速发展,也为水文分析创造了有利条件。由于社会经济的需求和技术条件的成熟,先后提出大尺度水文模拟的基本概念^[16],研制出基于遥感(RS)、数字高程(DEM)和地理信息系统(GIS)的分布式流域水文模型^[13],实时洪水预报专家系统^[14],决策支持系统^[15]等,以满足社会经济发展中所遇到的生态环境保护,水资源评价等大尺度模拟的需要,以及水资源配置、调度的实际需要。

我国在 21 世纪进入发展的黄金时期,社会经济对水文学科提出了更进一步的要求与挑战,同时也是发展水文科学的机遇。首先,从全球范围看气候变暖更为明显,这使得水循环变化加剧。在这种条件下,水资源短缺与洪水灾将同时存在并影响社会经济的发展。据中国工程院统计,1997 年我国人均水资源量为 2220m³,属于用水紧张国家^[22]。如何依据区域实际情况,合理配置有限的水资源,是水文水资源工作者面临的艰巨任务;同时,也必须在基础理论方面探索自然和人类活动影响下的水文情势变化^[23],促进人类活动的有序化^[24];以便为我国这样一个人口众多,人类活动影响极其显著的国家实现可持续发展。

参 考 文 献

- [1] UNESCO. Contributions to the development of the concept of the hydrological cycle. Sc. 74/conf. 804/col. 1, Paris, August 1974.
- [2] Finch J. K. . A hundred years of American civil engineering, 1852 - 1952 [M]. Centennial Trans. , ASCE, 1953, pp. 28 - 96.
- [3] Dalton J. . Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapor from water and other liquids, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation; and on the expansion of gases by heat. Mem. Proc. Manch Lit. Phil. Soc. vol. 5, pp. 535 - 602, .1802.
- [4] Mulvamey T. J. , On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and discharges in a given catchment. Proc. Inst. Civ. Eng. Ireland, vol. 4, pp. 18 - 31, 1850.
- [5] Darcy H. . Les fontaines publiques de la ville de Dijon V. Dalmont, Paris, 1856.
- [6] Manning R. , On the flow of water in open channels and pipes. Trans. Inst. Civ. Eng. Ireland, vol. 20, pp. 161 - 207, 1891; supplement vol. 24, pp. 179 - 207, 1895.
- [7] Green W. H. , and G. A. Ampt Studies on soil physics. J. Agric. Sci. , vol. 4, part. 1, pp. 1 - 24, 1911.
- [8] Hagen A. , Storage to be provided in impounding reservoirs for municipal water supply, Trans. Am. Soc. Civ. Eng. , vol. 77, pp. 1539 - 1640, 1914.
- [9] Richards L. A. , Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics, A Journal of General and Applied Physics, American Physical Society, Minneapolis, Minn. , vol. 1, pp. 318 - 333, July-dec. , 1931.
- [10] Sherman L. K. , Streamflow from rainfall by the unit-graph method, Eng. News Rec. , vol. 108, pp. 501 - 505, 1932.
- [11] Horton R. E. , The role of infiltration in the hydrological cycle, Trans. Am. Geophys. Union, vol. 14, pp. 446 - 460, 1933.
- [12] Gumbel E. J. , The return period of flood flows. Ann. Math. Stat. , vol. 12, no. 2, pp. 163 - 190, 1941.
- [13] Keen P G W, Decision support systems; The next decades, Decision Support System, 1987, 3: 79 - 92.
- [14] World Co-commision on Environment and Development, Our common future, Oxford University Press, pp. 5 - 9, 1987.
- [15] Nace R. L. , Water of the world, US Government Printing Office, pp. 2 - 5, Washington D. C. , 1980.
- [16] W J Shuttleworth, Macrohydrology-The new challenge for process hydrology, J. of Hydrol. 1988, 100: 31 - 56.
- [17] 《世界环境》编辑部编译. 21 世纪议程 [J], 世界环境, 1993 (3): 1 - 37.
- [18] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. , An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modeling system, J. Hydrol. 1986, 87: 45 - 59; 2: Structure of a physically-based distributed modeling system. J. Hydrol. 1986, 87: 61 - 77.
- [19] Floris V, et al. , Knowledge-based expert system for the real-time operation of reservoir systems, Water Power, 1989, 76: 47 - 56.

- [20] 钱正英, 张光斗. 中国可持续发展水资源战略研究综合报告及各专题报告 [M], 北京: 中国水利水电出版社, 2001. 3.
- [21] 周艳琼. 中国海平面在上升 [J]. 珠江水运, 2004, 5: 50-51.
- [22] 刘昌明, 陈志凯. 中国水资源现状评价和供需发展趋势分析. 北京: 中国水利水电出版社, 2001. 12.
- [23] 王浩, 王建华, 秦大庸. 基于二元水循环模式的水资源评价理论方法. 水利学报, 2006, 12: 1-8.
- [24] 夏军. 水文科学发展与思考 [C] //刘昌明主编: 21 世纪中国水文科学研究的新问题新技术和新方法. 北京: 科学出版社, 2001: 18-27.

第 2 章 水文循环与水量平衡

2.1 水文循环

水文循环是地球上一个重要的自然过程，它通过降水、蒸散发、下渗、地面径流与地下径流等环节，将大气圈、水圈、岩石圈与生物圈联系起来，并在它们之间进行水量和能量交换。正是由于水文循环，大气水、地表水、土壤水和地下水之间才能相互转化，形成不断更新的统一系统。也正是由于水文循环作用，水资源才能够成为可再生资源，才能被人类及一切生物持续利用。

2.1.1 水文循环现象

地球上的水以液态、固态和气态的形式分布于海洋、陆地、大气和生物体内，这些水体构成了地球的水圈。水文循环现象如图 2.1 所示。水圈中的各种水体在太阳能和大气运动的驱动下，不断地从水面（江、河、湖、海等）、陆面（土壤、岩石等）和植物的茎叶表面，通过蒸发或散发以水汽形式进入大气圈。在适当的条件下，大气圈中的水汽可以凝结成小水滴，小水滴相互碰撞合并成大水滴，当凝结的水滴大到能克服空气阻力时，就在地球引力的作用下，以降水形式降落到地球表面。到达地球表面的降水，一部分在分子

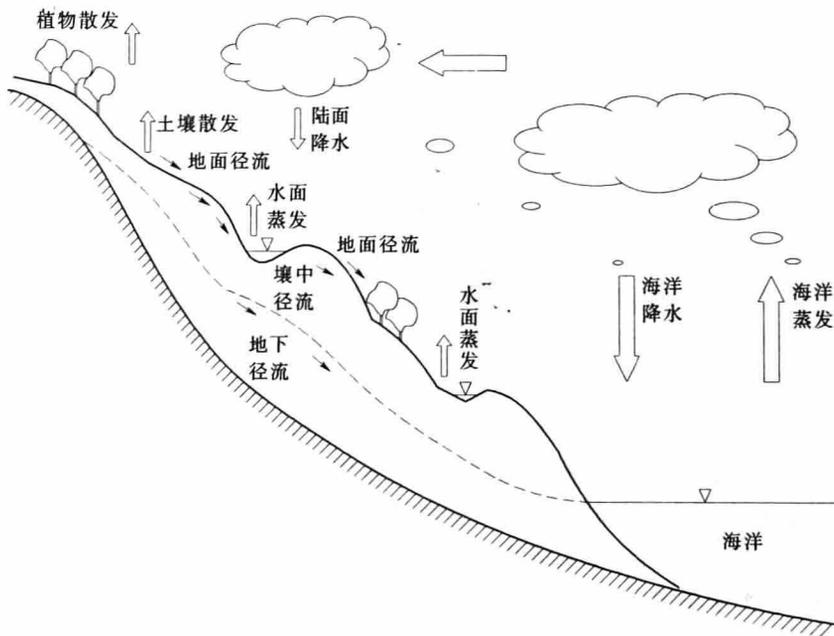


图 2.1 水文循环示意图

力、毛管力和重力的作用下通过地面渗入地下；一部分则形成地面径流，主要在重力作用下流入江、河、湖泊，再汇入海洋；还有一部分通过蒸发和散发重新逸散到大气圈。渗入地下的那部分降水，或者被土壤颗粒吸收变成土壤水，再经蒸发或散发回到大气中，或者以地下水形式排入江、河、湖泊，再汇入海洋。水圈中的各种水体在太阳辐射和地心引力作用下通过这种不断蒸发、水汽输送、凝结、降落、下渗、地面和地下径流的往复循环过程，称为水文循环，又称为水分循环或水循环。水文循环的范围贯穿整个水圈，向上延伸到地表以上 10km 左右，下至地表以下平均约 1km 深处。

全球发生水文循环的主要原因有两个方面：一是水的“三态”变化，为内因，即水在常温下就能实现固态、液态和气态之间的相互转化而不发生化学变化；二是地心引力和太阳辐射，为外因。内因是根据，外因是条件，内因通过外因起作用。水文循环的发生，以上两者缺一不可。

2.1.2 水文循环分类

按水文循环的规模与过程，可分为大循环和小循环。从海洋蒸发的水汽，被气流输送到大陆上空形成降水，其中一部分以地面和地下径流的形式通过河流汇入海洋；另一部分重新蒸发返回大气。这种海陆间的水分交换过程，称为大循环或外循环。在大循环运动中，水分一方面在地面和大气间通过降水和蒸发进行纵向交换，另一方面通过河流在海洋和陆地之间进行横向交换。海洋从空中向陆地输送大量水汽，陆地则通过河流把水输送到海洋里。陆地也向海洋输送水汽，但与海洋向陆地输送的水汽相比，其量很少，约占海洋蒸发量的 8%。所以，海洋是陆地降水的主要水汽来源。从海洋蒸发至海洋的水汽在海洋上空凝结后，以降水的形式降落至海洋里，或陆地上的水经蒸发凝结后又降落到陆地上，这种局部的水文循环称为小循环或内循环。前者称为海洋小循环，后者称为陆地小循环。陆地小循环对内陆地区的降水有着重要作用。因为内陆地区远离海洋，从海洋直接输送至内陆的水汽量有限，通过内陆局部地区的水文循环，使水汽逐步向内陆输送，这是内陆地区主要的水汽来源。由于水汽在向内陆输送的过程中，沿途会逐渐损耗，故而内陆距离海洋越远，输送的水汽量越少，降水量越小。

按照研究尺度的不同，水文循环又可以分为全球水文循环、流域或区域水文循环和水-土壤-植物系统水文循环 3 种。全球水文循环是空间尺度最大的水文循环，也是最完整的水文循环，它涉及到海洋、大气、陆地之间的相互作用，与全球气候变化关系密切。流域或区域水文循环等同于流域降雨径流形成过程。降落到流域上的雨水，首先满足植物截留、填洼和下渗，剩余雨水形成地面、地下径流，汇入河网，再流至流域出口断面。流域或区域水文循环的空间尺度范围一般为 1~10000km²，相对于全球水文循环而言，它是一类开放式的水文循环。水-土壤-植物系统是一个由水分、土壤和植物构成的三者之间相互作用的系统，其特殊意义在于将水文循环与植物系统联系起来。渗入土壤的雨水会被植物根系吸收，在植物生理作用下通过茎、叶等输送维持植物的生命过程，并通过叶面散发回到大气中。水-土壤-植物系统水文循环也是一个开放式的循环系统。

2.1.3 水文循环作用与意义

水文循环是地球上最重要、最活跃的物质循环之一，它对自然环境的形成、演化和人类的生存产生巨大影响：①直接影响气候变化。通过蒸散发进入大气的水汽，是产生云、

雨和闪电等现象的主要物质基础。蒸发产生水汽，水汽凝结成雨（冰、雪），吸收或放出大量潜热。空气中的水汽含量直接影响气候的湿润或干燥，调节地面气候。②改变地表形态。降水形成的径流，冲刷和侵蚀地面，形成沟溪江河；水流搬运大量泥沙，可淤积成冲积平原；渗入地下的水，溶解岩层中的物质，富集盐分，输入大海；易溶解的岩石受到水流强烈侵蚀和溶解作用，可形成岩溶地貌。③形成再生资源。水文循环形成了巨大的、可以重复使用的水资源，使人类获得永不枯竭的水源和能源，为一切生物提供不可缺少的水分；大气降水把天空中游离的氮素带到地面，滋养植物；陆地上的径流又把大量的有机质送入海洋，供养海洋生物；而海洋生物又是人类食物和制造肥料的重要来源。④水文循环所带来的洪水和干旱，也会给人类和生物造成威胁。

在水文循环过程中，水的物理状态、水质、水量等都在不断变化，水通过蒸发、降水、下渗和径流四个主要环节进行着交换。自然界水文循环的存在，不仅是水资源和水能资源可再生的根本原因，而且是地球上生命生生不息，能千秋万代延续下去的重要原因之一。由于太阳能在地球上分布不均匀，而且时间上也有变化，因此，主要由太阳能驱动的水文循环导致了地球上降水量和蒸发量的时空分布不均匀，这不仅是地球上湿润地区和干旱地区的区别，而且是有多水季节和少水季节、多水年和少水年的区别，甚至是地球上发生洪、涝、旱灾害的根本原因，同时也是地球上具有千姿百态自然景观的重要条件之一。水文循环是自然界众多物质循环中最重要物质循环。水是良好的溶剂，水流具有携带物质的能力，因此，自然界有许多物质，如泥沙、有机质和无机质均会以水作为载体，参与各种物质（如：碳、氮、磷等）循环。研究水文循环的目的，在于认识它的基本规律，揭示其内在联系，这对于合理开发利用水资源，抗御洪旱灾害，改造自然，利用自然都具有十分重要的意义。

2.1.4 水文循环的影响因素

影响水文循环的因素很多，可以归纳为以下4种：

(1) 气象因素。如温度、风速、风向、湿度等。在水文循环的环节中，蒸发、水汽输送、降水取决于气象条件，因此，气象因素对水文循环的影响起着主导作用。

(2) 自然地理条件。如地形、地质、土壤、植被等。自然地理条件主要是通过蒸发和径流来影响水文循环的。蒸发比重大的地区，水文循环活跃，而径流比重大的地区，水文循环相对平稳。

(3) 地理位置。一般而言，距离海洋越近，水文循环强度越大，反之，则越弱。

(4) 人类活动。人类活动包括各种农业生产、水利工程和城市建设等。人类活动通过改变流域下垫面条件间接影响水文循环各环节；另外，人类还通过兴建大坝、水库等径流调节工程，以及引水、调水工程直接影响水文循环。

一般而言，低纬度湿润地区，降雨较多，雨季降水集中，气温较高，蒸发量大，水文循环过程强烈；高纬度地区，气温低，冰雪覆盖期长，水文循环过程较弱；干旱地区降水稀少，蒸发能力大，但实际蒸发量小，水文循环微弱。同一地区不同季节水文循环强度也存在差异，水文循环的这种不均匀现象造成了洪涝、干旱等多变的水文情势。

2.1.5 我国的水文循环路径

我国的地理位置、与各大洋的相对位置以及大气环流和季风的影响，决定了我国的水

汽来源主要有太平洋、印度洋、大西洋、北冰洋和鄂霍次克海，形成了相应的水文循环系统。

(1) 太平洋水文循环。我国有相当长的太平洋海岸线。太平洋的暖流，流经我国东南沿海，暖流洋面温度高，蒸发旺盛，洋面上的暖湿空气受到东南季风和台风的影响，大量向内陆输送。暖湿空气到达大陆后，又与西伯利亚冷气团相遇，形成华东、华北地区的主要降雨。降水分布从东南向西北逐渐递减。我国的主要流域，如松花江、辽河、海河、黄河、淮河、长江、钱塘江、闽江、珠江以及台湾的河流，其水源主要来自太平洋水文循环的降雨，所形成的径流最后又汇入太平洋。

(2) 印度洋水文循环。印度洋是我国大陆降水的主要水汽来源之一。冬季有明显湿舌从孟加拉湾伸向我国的西南部，形成这一地区的冬季降水；夏季，由于印度洋低压的发展，盛行西南季风，把大量的水汽输送到我国西南、中南、华东以及河套以北地区，成为我国夏季的主要降水水汽来源。所形成的降水，一部分经西南地区的河流汇入印度洋，如雅鲁藏布江、怒江等；另一部分降水还参与太平洋的水文循环。

(3) 内陆水文循环。我国西北内陆地区的水文循环主要为内陆水文循环系统，虽然距离太平洋较远，但由于高空西风盛行，地势平坦，仍有少量大西洋水汽于春季随气旋向东运行，参与内陆水文循环。

(4) 北冰洋水文循环。北冰洋水汽，借助强盛的西北风随西伯利亚气团进入我国西北。当西伯利亚气团强盛时，也可深入我国腹地，因其水汽含量较少，引起的降水量不多。我国新疆北部的降水转变为额尔齐斯河径流汇入北冰洋，构成北冰洋水文循环的一部分。

(5) 鄂霍次克海水文循环。鄂霍次克海与日本海的冷湿气团，在春夏之间由东北季风进入我国东北北部地区，降水后形成的径流，经黑龙江注入鄂霍次克海。

此外，华南地区受热带辐合带的影响，可把南海的水汽输送到华南地区，形成降水后经珠江流入南海。

我国大陆上空的水汽输入输出量从多年平均情况来看，总输入量为 15023.2km^3 ，总输出量为 12362.7km^3 ，净输入量为 2660.5km^3 ，平均到全国面积上的深度为 279.4mm ，与全国的入海径流量很接近。这意味着说进入我国上空的水汽，并不全部参与水文循环，其中只有 13% 参与循环，以径流形式汇入海洋。

2.2 地球上的水

2.2.1 地球上水的分布

地球上的地理圈由大气圈、水圈、岩石圈和生物圈构成。水圈包括地球上所有形式的水，主要有大气水、地面水、地下水 and 生物水 4 部分。地面水主要指储存于海洋、湖泊、河流、冰川、水库、沼泽等水体中的水，它是地球上水量组成的主要部分。地下水通常指赋存于土壤和岩石孔隙、洞穴、溶穴中的水。大气水是指存在于地球大气层中的水汽。生物水是指地球上一切生物体内的水分。

根据联合国教科文组织 1978 年公布的资料（表 2.1），地球上水的总储量为 $13.86 \times$

10^8 km^3 ，其中，地表水为 $136225.4 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球总水量的 98.29%，地下水为 $2371.65 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球总水量的 1.71%；生物水为 $0.112 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球总水量的 0.0001%；大气水为 $1.29 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球总水量的 0.001%，其量虽小，却是各种水体中最活跃的，大气水因降水而减少，却又通过各种水体的蒸发而得到补充，保持着动态平衡。

全球地表水主要分海洋和陆地两大部分：其中，储存在海洋里的总水量为 $13.38 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，占地球总水量的 96.54%，而海洋面积占地球表面积的 71%，所以从太空看地球是蓝色的，故地球有“水的行星”之称；储存在陆面的总水量达 $2425.3 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占全球总水量的 1.74%。其中分布在两极不能被人类直接开发利用的冰川积雪为 $2406.41 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球淡水总量的 68.69%。由此可知，可被人类开发利用的地表淡水仅占地球总水量的 0.0075%。

表 2.1 地球上各种水体的储量^[1]

序 号	水 体 总 类	储量/ 10^4 km^3	占总量的比例/%	占淡水的比例/%
1	海洋水	133800	96.54	
2	地下水	2340	1.71	
	其中 咸水	1287	0.94	
	淡水	1053	0.76	30.1
3	土壤水	1.65	0.001	0.05
4	冰川及永久积雪	2406.41	1.74	68.7
5	永久冻土层	30.0	0.022	0.86
6	湖泊水	17.64	0.013	
	其中 咸水	8.54	0.006	
	淡水	9.10	0.007	0.26
7	沼泽水	1.147	0.0008	0.03
8	河网水	0.212	0.0002	0.006
9	生物水	0.112	0.0001	0.003
10	大气水	1.29	0.001	0.04
	总计	138598.461	100.0	
	其中 淡水	3502.921	2.53	100.0

从表 2.1 可知，分布在陆地的水量为 $0.48 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，占全球总水量的 3.46%，其中淡水占 2.53%。而分布在河流、湖泊及沼泽、地下水等水体中可被人类利用的淡水只占全球总水量的 0.014%，且主要分布在地下水中。由此可知，地球是一个水量丰富的星球，同时对人类来说又是一个水资源短缺的星球。可开发利用水资源的紧缺必然制约经济社会的发展和人类文明的进步，水资源的可持续开发利用已成为人类社会可持续发展的必要前提。

2.2.2 地球上水的更新

水文循环的周而复始、永不停息导致地球上的各种水体中的水得到不断更新。水体中

的水全部更新一次所需要的时间称为更新周期。

水体的更新周期可用式 (2.1) 计算：

$$t_r = \frac{s}{q} \quad (2.1)$$

式中： s 为水体的储量； q 为流量； t_r 为水体更新周期。

【例 2.1】 大气中的水量为 12900km^3 ，流量 q 为 $577000\text{km}^3/\text{年}$ 。则大气水的更新周期为

$$t_r = \frac{s}{q} = \frac{12900}{577000} = 0.022(\text{年}) = 8.2(\text{天})$$

根据全球各水体的储量和流量之间的关系可以计算出相应的更新周期，见表 2.2。由水体更新概念可知，地球上总水量有 $13.86 \times 10^8 \text{km}^3$ ，但平均每年只有 $57.7 \times 10^4 \text{km}^3$ 的水参与水文循环，按此速度，地球上全部水量参与循环一次，或者说全部水量更新一次，大约需要 2400 年。地球上不同水体的更新速度是不同的。除生物水外，地球上更新最快的水体是大气水，只有 8.2d，其次为河流水，为 16d。河流水这种快速更新对人类获取淡水资源具有特别重要的意义，也是水资源能自行恢复或再生的原因。相反，深层地下水的更新周期长达 1400 年，大量开采、超采深层地下水而得不到及时补充恢复，就会导致各种负面影响，如海水入侵地下水、地裂缝、地面沉降等。

表 2.2 各种水体的更新周期

水 体	更 新 周 期	水 体	更 新 周 期
极地冰川、常年积雪	约 10000 年	土壤水	1 年
世界大洋	2500 年	河流水	16 天
高山冰川	1600 年	大气水	8 天
深层地下水	1400 年	生物水	几个小时
湖泊水	17 年	全球	2400 年
沼泽水	5 年		

注 引自《地球水环境学》^[2]。

2.3 水量的平衡

2.3.1 水量平衡的原理

水量平衡是物质不灭定律在水文学中的具体应用，是定量研究水文现象的基本工具。应用水量平衡原理可对水文循环建立定量概念，从而了解各循环要素（如降水、蒸发、径流、下渗）之间的定量关系，这对于水资源评价、水文水利计算、水文预报等具有重要作用。

根据物质不灭定律，在水文循环过程中，对任一区域（或水体）、任一时段内输入水量与输出水量之差等于其蓄水量的变化量。根据该原理可写出某一区域或水体任一时段 Δt 内的水量平衡方程：

$$I - O = \Delta W = W_2 - W_1 \quad (2.2)$$

式中： I 为给定时段 Δt 内输入水量； O 为给定时段 Δt 内输出水量； W_1 、 W_2 分别为时段 Δt 初、末蓄水量； ΔW 为时段 Δt 内蓄水量的变化量。 $\Delta W > 0$ ，蓄水量增加， $\Delta W = 0$ ，蓄水量不变， $\Delta W < 0$ ，蓄水量减小。

式(2.2)为水量平衡的基本方程，应用时需要注意事项：一是研究区域，二是计算时段。研究区域可以是一个流域，或某一水体，如海洋、湖泊、水库等，也可以是流域或水体的一部分，如某一河段。计算时段要根据所研究的问题而定，如果是研究大范围的水量平衡问题，计算时段常取月、年、多年。如果是研究某个不大的水体，一般取较短的计算时段，如日、时、分等。水量平衡原理除用以定量计算水文循环各要素之间的关系外，还广泛用于水文计算、水文预报中，如河道洪水演算、水库调洪计算、水库兴利计算等。

2.3.2 全球水量平衡

地球由海洋与陆地两大部分组成。分别以海洋和陆地为研究对象，时段为 Δt 的水量平衡方程为

$$\text{海洋:} \quad P_o + R - E_o = \Delta W_o \quad (2.3)$$

$$\text{陆地:} \quad P_l - R - E_l = \Delta W_l \quad (2.4)$$

式中： P_o 为时段 Δt 内海洋面上的降水量； R 为时段 Δt 内汇入海洋的径流量； E_o 为时段 Δt 内的海洋蒸发量； ΔW_o 为时段 Δt 内的海洋蓄水变化量； P_l 为时段 Δt 内陆地上的降水量； E_l 为时段 Δt 内的陆地蒸发量； ΔW_l 为时段 Δt 内的陆地蓄水变化量。

式(2.3)与式(2.4)的叠加，则可得时段为 Δt 的全球水量平衡方程：

$$P_o + P_l - (E_o + E_l) = \Delta W_o + \Delta W_l = \Delta W_{gl} \text{ 或 } P - E = \Delta W_{gl} \quad (2.5)$$

式中： P 为时段 Δt 内全球降水量， $P = P_o + P_l$ ； E 为时段 Δt 内全球蒸发量， $E = E_o + E_l$ ； ΔW_{gl} 为时段 Δt 内全球的蓄水变化量。

短时段内， ΔW 可正可负，但对多年平均情况而言，正负可以抵消，即蓄水量的变化量的均值近似为零（ $\Delta \bar{W} = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n \Delta W_m \approx 0$ ）。因此，海洋、陆地的多年平均水量平衡方程为

$$\text{海洋:} \quad \bar{P}_o + \bar{R}_o = \bar{E}_o \quad (2.6)$$

$$\text{陆地:} \quad \bar{P}_l = \bar{R}_l + \bar{E}_l \quad (2.7)$$

式中： \bar{P}_o 为海洋多年平均年降水量； \bar{R}_o 为多年平均汇入海洋的年径流量； \bar{E}_o 为海洋多年平均年蒸发量； \bar{P}_l 为陆地多年平均年降水量； \bar{E}_l 为陆地多年平均年蒸发量。

式(2.6)与式(2.7)的叠加，则可得全球的多年平均水量平衡方程：

$$\bar{P}_o + \bar{P}_l = \bar{E}_o + \bar{E}_l \text{ 或 } \bar{P} = \bar{E} \quad (2.8)$$

式中： \bar{P} 为全球多年平均年降水量； \bar{E} 为全球多年平均年蒸发量。

式(2.8)表明，全球的多年平均年降水量等于多年平均年蒸发量。经分析计算，全球的多年平均降水与蒸发量均为1130mm。

全球水量平衡结果见表2.3。由表2.3可知，全球年平均蒸发量为 $57.7 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，其中海洋的蒸发量为 $50.5 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，陆地的蒸发量为 $7.2 \times 10^4 \text{ km}^3$ 。全球平均年降水量为 $57.7 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，其中海洋的降水量为 $45.8 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，陆地的降水量为 $11.9 \times 10^4 \text{ km}^3$ 。值得一提的是，地球并不是一个封闭的系统，地球与宇宙空间存在水量交换，比如陨石降

落、地球大气中的水汽分解后消失在宇宙空间等，但两者之间的水量交换基本保持平衡，对全球水平衡产生影响基本可不予考虑。

表 2.3 全球水量平衡

平衡要素 区域	蒸 发		降 水		径 流	
	水量/km ³	深度/mm	水量/km ³	深度/mm	水量/km ³	深度/mm
海洋	505000	1400	458000	1270	17000	130
陆地	72000	435	119000	800	47000	315
陆地外流区	63000	529	110000	924	47000	395
陆地内流区	9000	300	9000	300		
全球	577000	1130	577000	1130		

2.3.3 流域水量平衡

时段为 Δt 的流域水量平衡方程为

$$P + R_{sl} + R_{gl} - (E + R_{so} + R_{go} + q) = \Delta W \quad (2.9)$$

式中： P 为时段 Δt 内流域上的降水量； R_{sl} 为时段 Δt 内的流入流域的地面径流量； R_{gl} 为时段 Δt 内流入流域的地下径流量； E 为时段 Δt 内流域上的蒸散发量； R_{so} 为时段 Δt 内流出流域的地面径流量； R_{go} 为时段 Δt 内流出流域的地下径流量； q 为时段 Δt 内流域用水量； ΔW 为时段 Δt 内流域的蓄水变化量。

式 (2.9) 为流域水量平衡方程的一般形式。如果流域为闭合流域，且用水量很小，即 $q \approx 0$ ，则式 (2.9) 可写成更简单的形式：

$$P - E - R = \Delta W \quad (2.10)$$

式中： R 为时段 Δt 内流出流域的地下、地面径流之和。

同样，还可以写出多年平均情况下的闭合流域水量平衡方程：

$$\bar{P} = \bar{E} + \bar{R} \quad (2.11)$$

式中： \bar{P} 为流域多年平均年降水量； \bar{E} 为流域多年平均年蒸散发量； \bar{R} 为流域多年平均年径流量。

中国主要河流的多年平均水量平衡要素见表 2.4。

表 2.4 中国主要河流的多年平均水量平衡要素

流 域	流域面积/10 ⁴ km ²	降水量/mm	径流量/mm	蒸散发量/mm
辽河	21.90	472.6	64.5	408.0
松花江	55.68	526.8	136.8	390.0
海河	26.34	558.7	86.5	472.2
黄河	75.20	464.6	87.5	377.1
淮河	26.90	888.7	231.0	657.7
长江	180.85	1070.5	526.0	544.5
珠江	44.20	1469.2	751.3	718.0
雅鲁藏布江 ^①	24.05	949.4	687.8	261.0

① 为中国境内的流域面积。

2.4 研究水量平衡的意义

水量平衡研究是水文、水资源学科的重大基础研究课题，同时又是研究和解决一系列实际问题的手段和方法。因而具有十分重要的理论意义和实际应用价值。

首先，通过水量平衡研究，可以定量地揭示水文循环过程与全球地理环境、自然生态系统之间的相互联系、相互制约的关系；揭示水文循环过程对人类社会的深刻影响，以及人类对水文循环过程的消极影响和积极控制的效果。

其次，水量平衡又是研究水文循环系统内在结构和运行机制，分析系统内蒸发、降水以及径流等各个环节之间的内在联系，揭示自然界水文过程基本规律的主要方法；是人们认识和掌握河流、湖泊、海洋、地下水等各种水体的基本特征、空间分布、时间变化，以及今后发展趋势的重要手段。通过水量平衡分析，还能对水文测验站网的布局，观测资料的代表性、精度及其系统误差等作出判断，并加以改进。

第三，水量平衡分析还是水资源现状评价与供需预测研究工作的核心。从降水、蒸发、径流等基本资料的代表性分析开始，到进行径流还原计算，到研究大气水、地表水、土壤水、地下水等四水转化关系，以及区域水资源总量评价，基本上都是根据水量平衡原理进行的。水资源开发利用现状以及未来的供需平衡计算，更是围绕用水、需水与供水之间能否平衡的研究展开的，所以水量平衡分析是水资源研究的基础。

第四，在流域规划、水资源工程系统规划与设计时，同样离不开水量平衡工作。它不仅为工程规划提供基本参数，而且可以评价工程建设后可能产生的实际效益。

此外，在水资源工程正式投入运行后，水量平衡方法又往往是恰当地协调各部门用水要求，进行合理调度，科学管理，充分发挥用水效益的重要手段。

2.5 人类活动对水文循环和水量平衡的影响

由于人类活动使得自然地理条件发生变化，从而导致水文循环要素、过程、强度、水文情势等发生变化，进而使水量平衡也产生变化。人类活动对水文循环的路径以及水量平衡各项量值的影响，有直接影响与间接影响两类。水文循环中有两个重要环节：一是空中水汽输送；另一是地面径流。人类活动对于前者的影响是间接的，而对后者的影响是直接的。此外，人类活动不仅改变了水循环的量值，也改变了水文循环过程中水的质量，即水的物理化学性质。

2.5.1 人类生产及生活用水对水文循环的影响

人类为了满足生活和工农业生产的需要，把水从河流或地下含水层直接取出。其中一部分重新回到河流或地下含水层中，一部分通过蒸发成为大气水，只有一小部分返回当地水文循环系统。从而使该区域水循环各要素的量或质的时空分布直接发生变化，这种影响在旱区尤为突出。例如我国新疆地区气候干旱，农田需水迫切，农田灌溉大量引水，致使许多河流季节性断流。在黄河流域，因内蒙古河套地区大量引水灌溉，出现了河套地区流量比上游兰州段的流量小的反常现象。由于大量引水灌溉，河水大量引入农田，增大了陆

面蒸发,减小了河川径流,造成黄河年径流量有逐年下降的趋势。同时,随着人口增长,城市与工业的发展,生活与工业引水量也日益加大。这些因素使用水量急剧增大,以致到上世纪末黄河这样的大河也发生了连续数年的断流现象。

人类活动的表现在于明显地改变了下垫面状况。农业方面耕作面积的增加改变了原有植被状况,改变了蒸发条件,进而改变了水汽输送量值;农田排出水中含有不同量值的养分和农药,使水质发生了变化。城市化的发展,使大量透水陆面变为不透水地面,使得相同降雨量所产生的径流量及径流过程不同。现代工业排放的废气降低了近地面的大气透明度,从而改变了辐射状况,影响了陆面能量平衡,导致海洋与陆地表面温度变化,而降水量也随之发生了变化。工业排放的污、废水含有比农业更多的有害物质。而近年来,黄土高原地区的人类活动,包括修筑梯田和淤地坝等工程措施,以及退耕还林还草等改变土地利用状况的措施,则在一定程度上减缓了人类对水文循环的影响。

2.5.2 水利工程的影响

为了满足人类用水、用电的需要,我国在河流上兴建了大量水库、水电站等水利工程。这些工程改变了河川径流时间分配的过程,水库蓄水也增大了水面面积。由于水面蒸发远大于陆面蒸发,因而总体上蒸发量增大。蒸发的水量改变了内陆水文循环中的水汽量值,在一定程度上增强了内陆水文循环。由于这些工程在蓄水过程中,改变了径流的运动条件,改变了水的温度状况以及水中微生物和生物的生存条件,也相应会引起水质的变化。

2.5.3 跨流域调水工程的影响

跨流域调水改变了水文循环的路径,同时也改变了水文循环各要素之间的平衡关系,而对水文循环具有很大影响。不仅对调出区有影响,对调入区也有不可忽视的影响。例如,我国的南水北调工程,使长江流域水量减少,使黄河、淮河、海河流域水量增加;长江流域水量减少量值相对有限,而黄淮海流域水量增加比例较大。因此,南水北调工程对长江的影响,如是否会产生入海口区淡水退缩及咸水入侵,河口侵蚀量增加等负面影响都需要研究;对黄淮海调入区而言,调入水量满足人民生活需要,在一定程度上补充了长期超采的地下水是有利的方面,但是否会改变调入区水文循环状况还有待进一步研究。

不同的人类活动,其水文效应的影响规模、变化过程和变化性质,以及可否逆转等均不同。例如跨流域引水、大型水库等水利工程,这些人类活动时间短暂,但可以骤然改变水循环要素,而且一旦改变就将持久发生而不可逆转的存在下去。植树造林、城市化等历时较长的人类活动,对水文要素的影响则是逐渐变化的。水文效应的影响与原水体水量大小有关,影响改变的量和质与总量和总体水质都是相对而言的。

总而言之,人类活动对水文循环的影响越来越大,而水文循环的改变又会引起自然环境的变化。这种变化可以是朝着有利于人类的方向发展,也可能朝着不利于人类的方向发展,弄清其机理,在理论和实践上,都有重大的意义。

参 考 文 献

- [1] UNESCO. World water balance and water resources of the Earth. 1978.
- [2] 陆渝蓉. 地球水环境学 [M]. 南京: 南京大学出版社, 1999.

第3章 河流与流域

3.1 基本概念

3.1.1 河流

河流是汇集地面水和地下水的天然泄水通道。将汇集的水流汇入海洋或内陆湖泊的河流为干流；而汇入另一条河流的，称为支流。支流可分为多级，直接汇入干流的河流为一级支流；直接汇入一级支流的河流为二级支流，其余的可依次类推，如图 3.1 所示。河流流经的谷底部分称为河谷，河谷底部有水流的部分称为河床或河槽。面向水流方向，左侧河岸称为左岸，右侧河岸称为右岸。

一条河流沿水流方向，自高向低一般可分为河源、上游、中游、下游和河口五段。河源是河流的发源地，一般是冰川、泉水、沼泽、湖泊等。上游紧接河源，多处于深山峡谷中，落差大，水流急，冲刷剧烈，常有急滩或瀑布。中游河段坡度变缓，河槽变宽，两岸有滩地，冲淤变化不明显，河床较稳定。下游一般处于平原区，河槽宽阔，坡度和流速较小，淤积明显，浅滩和河湾较多，且河槽具有游荡性。河口是河流的终点，即河流汇入海洋或内陆湖泊的地方。由于河口段流速骤减，泥沙大量淤积，常常形成河口三角洲，如长江三角洲、黄河三角洲等。消失于沙漠的河流没有河口。最终汇入海洋的河流，称为外流河，如长江、黄河、松花江等；汇入内陆湖泊或消失于沙漠的河流，称为内流河或内陆河，如塔里木河、格尔木河、石羊河等。

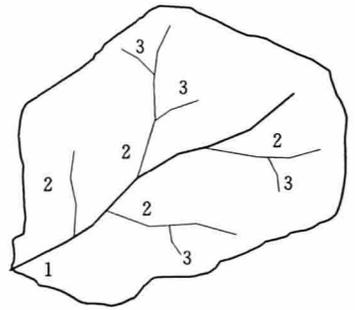


图 3.1 干流与支流示意图
1—干流；2—一级支流；3—二级支流

多，且河槽具有游荡性。河口是河流的终点，即河流汇入海洋或内陆湖泊的地方。由于河口段流速骤减，泥沙大量淤积，常常形成河口三角洲，如长江三角洲、黄河三角洲等。消失于沙漠的河流没有河口。最终汇入海洋的河流，称为外流河，如长江、黄河、松花江等；汇入内陆湖泊或消失于沙漠的河流，称为内流河或内陆河，如塔里木河、格尔木河、石羊河等。

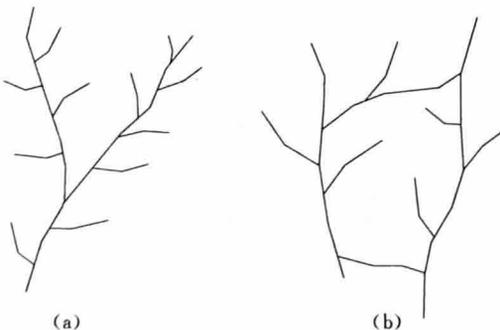


图 3.2 水系结构示意图
(a) 树枝状水系；(b) 网状水系

3.1.2 水系

水系是由干流及其全部支流组成的脉络相通的网状系统，也称河系或河网。自然形成的水系多为树枝状结构，如图 3.2 (a) 所示；人工开挖形成的平原水系或河流入海处可能呈网状结构，如图 3.2 (b) 所示。

3.1.3 分水线

若地形向两侧倾斜，使降水分别汇集到两条不同的河流中去，这一地形上的脊线起着分水的作用，是相邻两流域的分界线。分

隔相邻两个流域的高地为分水岭，可以是山地、高原、山丘或是微有起伏的平原。例如降落在秦岭以南的雨水汇入长江，而降落在秦岭以北的雨水汇入黄河，所以秦岭是长江与黄河的分水岭。分水岭上最高点的连线称为分水线。分水岭有对称与不对称两类，对称的，分水线位于分水岭中央；不对称的，分水线偏向一侧。通常见到的是后者。不对称的原因主要是两坡构造岩性不同或两侧流域的侵蚀基准面不同。

河流水源包括地面水和地下水，因此分水线有地面分水线与地下分水线之分。流域的地面分水线和地下分水线一般大体一致，但有时受流域上的水文地质条件和地貌特征的影响，地面分水线与地下分水线可能不一致，表现在垂直方向上不重合，如图 3.3 所示。流域的分水线通常并不是固定不变的。一是由于河流的向源侵蚀而发生的相邻流域的袭夺现象，分水线的位置会发生改变；二是由于人工开挖河道，或跨流域引水等会改变流域的实际集水面积；三是平原河网地区，由于地势平坦，河沟纵横交错，加之河道闸坝调节，造成水流方向不定，甚至在不同的季节，因水位高低不同而造成流向不一和集水面积不同。

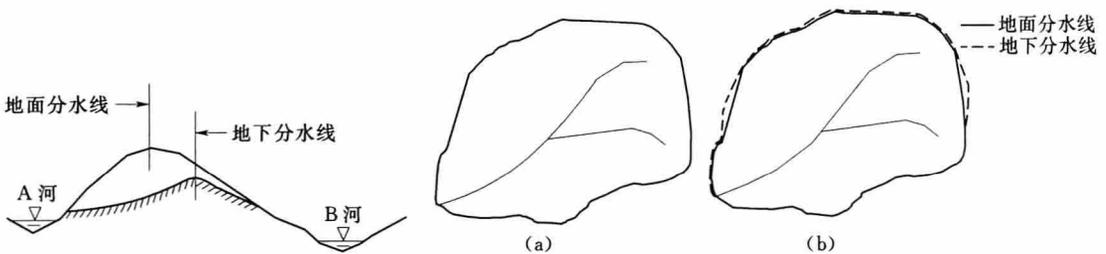


图 3.3 分水线示意图

图 3.4 闭合与非闭合流域示意图

(a) 闭合流域（地面与地下分水线完全重合）；(b) 非闭合流域

3.1.4 流域

流域是汇集地面水和地下水的区域，也即是分水线包围的集水区。流域集水区有地面集水区和地下集水区两类。由地面分水线包围的集水区为地面集水区；由地下分水线包围的集水区为地下集水区。平时所称的流域，一般都指地面集水区。如果地面集水区和地下集水区相重合，称为闭合流域；如果不重合，则称为非闭合流域，如图 3.4 所示。严格说，完全闭合的流域是不存在的。非闭合流域与周围邻近流域间存在水量交换。一般大、中型流域，因地面和地下集水区不一致产生的两相邻流域水量交换比流域总水量小得多，可忽略不计。因此，可用地面集水区代表流域。但是，小流域或者流域内有岩溶的石灰岩地区，有时交换水量占流域总水量的比重相当大，把地面集水区看作流域，会造成很大误差。这就必须通过地质和水文地质调查及枯水调查、泉水调查等来确定地面及地下集水区的范围，估算相邻流域间的水量交换。

在实际工作中，除具有石灰岩溶洞等特殊地质情况外，集水区均可近似看作闭合流域。

3.2 流域与水系特征

3.2.1 流域特征

流域特征包括流域的形状特征、地形特征和自然地理特征。描述流域形状特征的概念

一般有流域面积、流域形状系数、流域长度和平均宽度。

3.2.1.1 流域形状特征

流域形状特征包括流域面积、流域长度、流域平均宽度和流域形状系数，分述如下。

1. 流域面积

流域是分水线所包围的区域，因地下分水线不易确定，通常所指的流域为地面分水线包围的区域。地面分水线所包围区域的平面投影面积，称为流域面积，记为 F ，以 km^2 计。可在适当比例尺的地形图上勾绘出流域分水线后，量出流域面积。勾绘地面分水线是确定流域面积的关键，一般在较大比例尺的地形图上进行。勾绘时一定要保证其与每条等高线在相交处垂直。在水文地理研究中，流域面积是一个极为重要的数据。自然条件相似的两个或多个地区，一般是流域面积越大的地区，该地区河流的水量越丰富。河流的流域面积可以计算到河流的任一河段，如水文站控制断面，水库坝址断面或任一支流的汇合口处。如不特别说明，流域面积是指河口断面以上地面分水线包围的面积。

2. 流域长度

目前确定流域长度的常用方法有以下 3 种，可依据研究目的选用：①从流域出口断面沿主河道到流域最远点的距离为流域长度；②从流域出口断面至分水线的最大直线距离为流域长度；③用流域平面图形几何中心轴的长度（也称流域轴长）表示，即以流域出口断面为圆心作若干不同半径的同心圆，在每个圆与流域边界的两交点连一割线，各割线中点的连线的总长度即为流域几何轴长。流域长度以 L 表示，单位以 km 计。

3. 流域平均宽度

流域平均宽度 B 由流域面积除以流域长度得到，即

$$B = \frac{F}{L} \quad (3.1)$$

流域平均宽度 B 越小，流域形状越狭长，水流越分散，形成的洪峰流量小，洪水过程越平缓；若 B 接近于 1，则流域形状近于方形，水流越较集中，形成的洪峰流量大，洪水过程较集中。

4. 流域形状系数

流域形状系数 K 等于流域平均宽度与流域长度之比，即

$$K = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2} \quad (3.2)$$

形状系数 K 越大，流域形状近于扇形，洪水过程越集中，形成尖瘦的洪水过程线；形状系数 K 越小，流域形状越狭长，洪水过程越平缓，形成矮胖的洪水过程线。

3.2.1.2 流域地形特征

流域的地形特征一般用流域平均高程、流域平均坡度以及面积高程曲线表示。

1. 流域平均高程

流域平均高程指流域范围内地表的平均高程，也即流域内各相邻等高线间的面积乘以其相应平均高程乘积之和与流域面积的比值。可从地形图上用求积仪量取相邻两条等高线包围的面积，用加权法计算，如用下式：

$$\bar{Z} = \frac{f_1 Z_1 + f_2 Z_2 + \dots + f_n Z_n}{F} = \frac{\sum_{i=1}^n f_i Z_i}{F} \quad (3.3)$$

式中： \bar{Z} 为流域平均高程，m； f_i （ $i=1, \dots, n$ ）为相邻两等高线之间的面积， km^2 ； Z_i （ $i=1, \dots, n$ ）为相邻两等高线的平均高程（相邻两等高线的平均值），m； F 为流域面积， $F = \sum_{i=1}^n f_i$ ， km^2 。

2. 流域平均坡度

流域平均坡度又称地面平均坡度，它是坡地漫流过程的一个重要影响因素，在小流域洪水汇流计算时是一个重要参数。一般用下式计算：

$$\bar{S} = \frac{1}{F} \left[\frac{\Delta Z L_1 f_1}{2 f_1} + \frac{\Delta Z (L_1 + L_2) f_2}{2 f_2} + \dots + \frac{\Delta Z L_n f_n}{2 f_n} \right] \quad (3.4)$$

式中： \bar{S} 为流域平均坡度； ΔZ 为相邻两条等高线的高差，m； L_i （ $i=1, \dots, n$ ）为流域内各条等高线的长度，m；其余符号意义同前。

另一种计算流域平均坡度的方法是将流域划分成若干正方形方格，定出每个方格的格点与等高线正交方向的坡度，所有坡度的平均值即为流域的平均坡度。

3. 面积高程曲线

某些水文要素，如降水、蒸发等，与高程之间具有一定关系，为研究高程对水文特征值的影响，就需要了解流域面积随高程的分布变化情况。具体作法是量算出相邻两条等高线之间的面积，统计出大于等于某一高程的面积与流域面积之比，然后以高程为纵坐标，面积比为横坐标

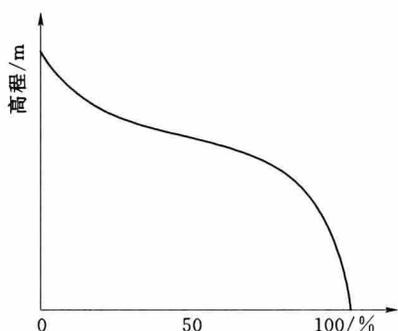


图 3.5 流域面积高程关系曲线

绘出光滑曲线，如图 3.5 所示。

3.2.1.3 流域自然地理特征

流域的自然特征包括地理位置、气候条件和流域下垫面条件，其中流域下垫面条件包括土壤性质、地质构造、地形、植被、湖泊、沼泽等。

1. 流域地理位置

流域的地理位置一般用流域中心或其边界的经纬度表示，如黄河流域位于北纬 $32^\circ \sim 42^\circ$ 和东经 $96^\circ \sim 119^\circ$ 。纬度相同地区的气候比较一致，所以东西方向较长的流域，流域上各处水文特征相似程度较大。另外，还需要说明所研究流域距离海洋的远近以及与其他流域和周围较大山脉的相对位置。流域距离海洋的远近和与较大山脉的相对位置，影响水气的输送条件，直接导致降雨量的大小和时空分布的不同。如我国西北内陆地区与华北地区相比，虽然纬度相同，但前者因距离海洋较远、降水量稀少而形成较干旱气候；由于秦岭山脉的阻隔，致使秦岭南北的降水量相差悬殊，河流的水文特征也有显著差异。

2. 流域气候条件

流域的气候要素包括降水、蒸发、气温、湿度、气压、风速等。河流的形成和发展主要受气候因素控制，即有“河流是气候的产物”之说。降水量的大小及分布，直接影响径流的多少；蒸发量则对年、月径流有重大影响。气温、湿度、风速、气压等主要通过影响

降水和蒸发，从而对径流产生间接影响。

3. 流域下垫面条件

下垫面指流域的地形、地质构造、土壤和岩性、植被、湖泊、沼泽等情况，这些要素以及上述河流特征、流域特征都反映了每一水系形成过程的具体条件，并影响径流的变化规律。在天然情况下，水文循环中的水量，水质在时间上和地区上的分布与人类的需求是不相适应的。为了解决这一矛盾，长期以来人类采取了许多措施，如兴修水利、植树造林、水土保持、城市化等来改造自然以满足人类的需要。人类的这些活动，在一定程度上改变了流域的下垫面条件而引起水文特征的变化。因此，研究河流及径流的动态特性时，需对流域的自然地理特征及其变化状况进行专门的研究。

3.2.2 水系

3.2.2.1 河流长度与河网密度

1. 河流长度

河流长度指从河口到河源区河流最初具有地表水流形态的地点的河道水面中心线的距离，简称河长。一般可由一定比例尺的地形图上量得。

2. 河网密度

河网密度指流域内河流水系总长度与流域面积的比值，即

$$K_D = \frac{\sum L}{F} \quad (3.5)$$

式中： K_D 为河网密度， km/km^2 ； $\sum L$ 为河流水系的总长度， km ； F 为流域面积， km^2 。

河网密度越大，则流域切割程度越大，坡面径流汇集越快；河网密度越小，则在一定程度上反映流域排水不畅，径流汇集越缓慢。

3.2.2.2 水系特征

自然形成的水系形状千变万化，归纳起来主要有 3 种：一是羽状水系；二是扇形水系；三是混合水系，如图 3.6 所示。羽状水系的支流自上游向下游在不同地点依次汇入干流，相应的流域形状多为狭长形。扇形水系的支流大体呈平行状与干流交汇，相应的流域形状多为扇形。混合水系的支流与干流的关系介于前二者之间，相应的流域形状也介于狭长形和扇形之间。

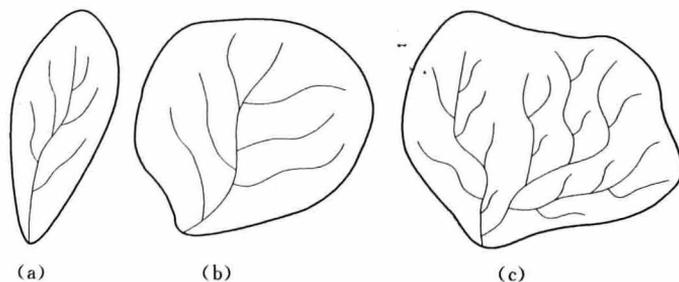


图 3.6 水系特征示意图

(a) 羽状水系；(b) 扇形水系；(c) 混合水系

水系的形态决定了流域的形状，并对流域汇流有一定的影响。扇形水系汇流时间短，

洪水往往表现为陡涨陡落，洪水历时短；羽毛状水系对应的暴雨洪水过程较平缓，洪水历时长；混合状水系则介于两者之间。

3.3 河流纵横断面

3.3.1 河流横断面

垂直于水流方向的断面称为横断面，简称断面，其一般形状如图 3.7 所示。枯水期水流流经部分称为基本河床或主槽；洪水期才会被水流淹没部分称为洪水河床或滩地。断面内有水流流经的部分称为过水断面，过水断面面积大小随水位和断面形态而变。任意一条河流，从上游至下游，有无数多个横断面，各个横断面的形状各异，且受冲淤变化影响。

3.3.1.1 横断面类型

河流的横断面是河流的平面形态与水流长期相互作用、相互影响的结果，在顺直河段、弯曲河段与河流上下游河段，都有其特定的横断面形态。按照水力特性常将河流横断面分为单式断面与复式断面两类。

滩地，又称河漫滩，是由河流横向迁移和洪水漫溢的沉积作用形成。平原区河流的滩地比较发育。由于横向环流作用，V形河谷展宽，冲积物组成浅滩。浅滩加宽，枯水期大片露出水面成为锥形滩地。之后洪水携带的物质不断沉积，形成滩地。滩地沉积多具有二元结构，下部是河床相沉积，上部为滩地相沉积。滩地的主要类型有：①河曲型滩地，发育于弯曲型河段，常在凸岸堆积为滨河床沙坝、迂回扇等；②汉道型滩地，为在汉道型河段中形成的浅滩及其附属的沙坝、沙嘴等；③堰堤型滩地，发育于较顺直河段，形成天然堤；④平行鬃岗型滩地，为堰堤型滩地与河曲型或汉道型滩地的过渡类型，表现为一系列平行鬃岗系统，鬃岗之间为浅沟、洼地或湖泊。

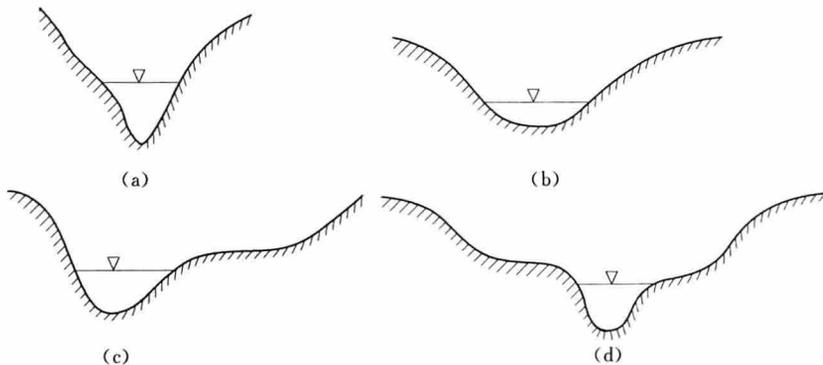


图 3.7 河流横断面示意图

(a) 窄深断面；(b) 抛物线形断面；(c) 主槽偏向一侧；(d) 主槽居中

1. 单式断面

只有主槽而无滩地的断面为单式断面，河流的水面宽度随水位的变化是连续的或渐变的，如图 3.7 所示。其中图 3.7 (a) 是窄深断面，一般山区河流的上游顺直段多属此类断面；图 3.7 (b) 为近似抛物线形的单式断面，河流中下游的顺直河段多属此类断面。

单式断面的河床相对比较稳定，河槽为单一的冲淤变化，水位与断面各项要素（水面宽、过水断面面积、水力半径等）间为单一的连续变化的关系。

2. 复式断面

既有主槽又有滩地的断面称为复式断面，河槽水面宽随水位的变化有突变，如图 3.7 所示。其中，图 3.7 (c) 主槽偏向一侧，此类断面多出现在河流的弯曲段；图 3.7 (d) 为主槽居中，两边有近于对称的较宽滩地，滩地两边均有人工河堤，此类断面多为人工排水河道或人工运河。复式断面洪枯水位相差悬殊，河床处于不稳定状态。水位与各水力要素间的关系呈不连续变化。特别是主槽与滩地部分水力条件悬殊较大，在河道流量演算时，应考虑高低水位时演算参数的差异。

3.3.1.2 水面横比降与横向环流

1. 水面横比降

由于地球自转及河道弯曲离心力的作用，河道横断面的水面并非完全水平，河道水流除向下游流动外，还存在垂直主流方向的横向流动，一般用水面横比降表示。水面横比降指左右岸水面的高程差与相应断面的河宽之比。水面横比降产生的原因有两个：一是地球自转所产生的偏转力；二是河流弯道离心力。地球自转所产生的偏转力是主要原因。

地球自转所产生的偏转力垂直于物体运动的方向，物体的运动在其作用下发生偏转。在北半球向右偏转，在南半球向左偏转。地球上的河道水流也不例外。地转偏向力方向指向右岸，计算公式为

$$F_c = ma_c = m \times 2\omega \bar{v} \sin\varphi \quad (3.6)$$

式中： F_c 为地转偏向力； m 为运动水流的质量； a_c 为水流的加速度； \bar{v} 为水流平均流速； ω 为地球自转角速度； φ 为运动水流所在的纬度。

北半球的河流在地转偏向力的影响下，河道中的水流向右岸流动，造成过水断面上右岸的水面高于左岸的水面，形成横比降。在横比降的作用下形成超压力，方向指向左岸。超压力正比于横比降 J_c ，即：

$$J_c = \frac{F_c}{G} = \frac{2\omega \bar{v} \sin\varphi}{g} \quad (3.7)$$

式中： J_c 为超压力； G 为运动水流的重量；其余符号意义同前。

2. 横向环流

在地转偏向力和超压力的作用下，河流表层的水流将向右岸流动，底层的水向左岸流动，它们构成一个横向环流。它与河轴垂直，表层横向水流与底层横向水流的方向恰好相反，在过水断面上它们的投影构成一个封闭的环流。实际上，横向环流与纵向水流结合起来，成为江河中常见的螺旋流。这种螺旋流使平原河道的凹岸受到淤积，形成浅滩，直接影响取水口位置的选取。

河流上述情况造成的横向环流，使水流不仅具有下切的能力，还有侧向侵蚀的能力，这对认识河流地貌的形成与河流治理具有重要意义^[1]。

3.3.2 河流纵断面

1. 纵断面特征

纵断面表示河槽或水位纵向坡度变化特征。纵断面图可通过实地测绘或在地形图上量

算后绘制，如图 3.8 所示。

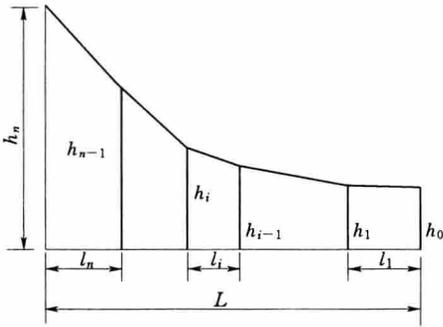


图 3.8 河流纵断面示意图

河流纵断面的特征可用落差、比降表示。任意河段两端的高差称为落差，单位河长的落差称为比降。常用的河流比降有水面比降与河底比降。河流沿程各河段的比降不同，一般从上游向下游逐渐减小。水面比降一般随水位而变化，河底比降则较稳定。当河段纵断面近于直线时，其比降用式 (3.8) 计算：

$$J = \frac{h_1 - h_0}{l} = \frac{\Delta h}{l} \quad (3.8)$$

式中：J 为河段比降； h_1 、 h_0 分别为河段上、下断面水面或河底高程，m；l 为河段长度，m。

当河底高程沿程变化时，在纵断面图上从下断面最低点作一直线，该直线以下的面积与原河底线以下面积相等，直线的斜率即为河道的平均比降，计算公式为

$$J = \frac{(h_0 + h_1)l_1 + (h_1 + h_2)l_2 + \dots + (h_{n-1} + h_n)l_n - 2h_0L}{L^2} \quad (3.9)$$

2. 水面比降随水位的变化

河流中任一河段的水面比降在洪水期和枯水期截然不同，一般随河段的水流形势和水位的高低而发生变化。这种变化主要受研究河段及其上下游河段纵断面和平面形态的影响。

对于平面形势弯曲的河段，由于河底纵断面起伏较大，造成深浅相间存在，如图 3.9 所示。在枯水期，流量小，水位低，此时水面比降和河底坡度近于平行，如图 3.9 (b) 中的 (b---b---b---b) 线。如流量增加，水位升高，由于浅滩上水面比降小，而在深槽处比降增大，在某一水位时将发生直线的水面形态，如图中的 (c---c---c---c) 线。如流量继续增加，水位继续升高，此时水面纵比降不再受河底起伏的影响，而受河床的平面形势所左右。在某一特定水位时，水位纵断面可形成和图中 (b---b---b---b) 线相反的形态，如 (d---d---d---d) 线。

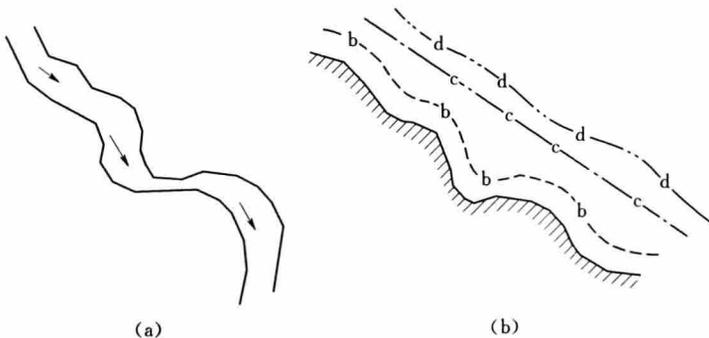


图 3.9 弯曲河段的水面比降变化示意图

(a) 平面图；(b) 水面变化图

对于平面比较顺势的河段，其水面比降随水位高低变化的情况，主要取决于上下游河段情况。如研究河段的下游坡度较陡，则研究河段的水面比降随水位的上升而加大；反之，如研究河段较陡，而下游坡度较缓，则研究河段的水面比降随水位的上升而变缓。如研究河段为一平面上的收缩段，则河段的水面比降随水位的上升而变陡。若研究河段下游有石梁或急滩，则低水时比降小、高水时比降大，当急滩淹没时，其比降趋于常数。

参 考 文 献

- [1] 李国英. 黄河河势演变中的科氏力的作用 [J]. 水利学报, 2007, 38 (12): 1409 - 1413.
- [2] 詹道江, 叶守泽. 工程水文学 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2001.

第 4 章 降 水

4.1 降水及其要素的表示方法

降水是指液态或固态的水汽凝结物从空中降落到地面的现象，如雨、雪、霰、雹、露、霜等，其中以雨、雪为主。降水是水文循环中最活跃的因子，它是一种水文要素，也是一种气象要素。因此，降水是水文学和气象学共同研究的对象。

4.1.1 降水要素

描述降水特征的概念有降水量、降水历时、降水强度、降水面积、暴雨中心等。其中降水量、降水强度和降水历时称为降水三要素。

1. 降水量

降水量是指一定时段内降落在某一点或某一面上、未经蒸发和渗漏损失所形成的水层深度，以 mm 计。降落在某一点上水量称为点降水量，如雨量站的观测值；降落在某一面积上的水量称为面降水量，又称平均降水量，如区域或流域降水量。根据时段的长短不同，有时段降水量、日降水量、次降水量、月降水量、年降水量以及多年平均降水量之分。日降水量指一日内（北京时间早 8 时至次日早 8 时）的降水总量，次降水量指某次降水过程的降水总量。依据气象标准，降水量一般分为 7 级，见表 4.1。

表 4.1 降 水 量 分 级 表

12h 雨量/mm	<0.2	0.2~5	5~15	15~30	30~70	70~140	>140
24h 雨量/mm	<0.1	0.1~10	10~25	25~50	50~100	100~200	>200
等级	微雨	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨

2. 降水历时

一次降水过程中从某一时刻到另一时刻经历的降水时间称为降水历时。其中，从降水开始时刻至降水结束时刻称为次降水历时，一般以 min、h 或 d 计。

3. 降水强度

单位时间内的降水量称为降水强度或雨率、雨强，以 mm/min、mm/h 或 mm/d 计。降水强度一般有时段平均降水强度与瞬时降水强度之分。时段平均降水强度定义为

$$\bar{i} = \frac{\Delta P}{\Delta t} \quad (4.1)$$

式中： \bar{i} 为时段 Δt 内的平均降水强度，mm/min 或 mm/h； Δt 为时段长，min 或 h； ΔP 为时段 Δt 内的降水量，mm。

若式 (4.1) 中的降水时段 $\Delta t \rightarrow 0$ ，则其极限称为瞬时降水强度，即

$$i = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \bar{i} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta P}{\Delta t} = \frac{dP}{dt} \quad (4.2)$$

式中： i 为瞬时降水强度，mm/min；其余符号意义同前。

4. 降水面积

降水笼罩范围的水平投影面积称为降水面积，以 km^2 计。一次降雨笼罩的面积可小于流域面积，也可大于流域面积。

5. 暴雨中心

暴雨集中的较小的局部地区，称为暴雨中心。一般，在一次降雨过程中，暴雨中心会移动。

4.1.2 表示方法

为了充分反映降水的空间分布与时间变化规律，常用降水过程线、降水累积曲线、等雨量线以及降水特性综合曲线表示。

1. 降水过程线

以一定时段（时、日、月或年）为单位所表示的降水量（或降水强度）在时间上的变化过程称为降水过程线。一般以时段平均雨强或时段降水量为纵坐标，时间为横坐标的柱状图表示，如图 4.1 所示。当时段很小并趋于零时，柱状图就变为光滑曲线，即为瞬时雨强过程线，如图 4.1 中的虚线所示。降水过程线是分析流域产流、汇流与洪水的最基本资料。此曲线只包含降水强度、降水时间，而不包含降水面积。此外，如果用较长时间为时段，由于时段内降水量可能时断时续，因此过程线往往不能反映降水的真实过程。

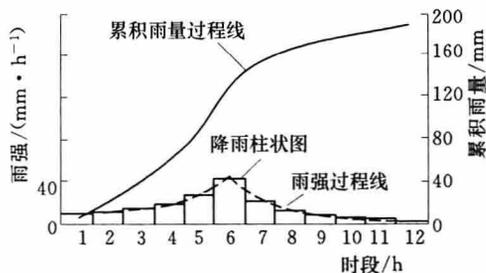


图 4.1 某水文站一次降雨过程

2. 降水累积曲线

累积降水量指自降水开始至各时刻降水量的累积值。降水累积曲线是累积降水量随降水历时的变化曲线。该曲线以时间为横坐标，以降水量的累积值为纵坐标，如图 4.1 中的实线所示。自记雨量计记录纸上的曲线，即是降水量累积曲线。曲线上某一个时段的平均斜率为该时段内的平均降水强度 \bar{i} ，即

$$\bar{i} = \Delta P / \Delta t \quad (4.3)$$

如取时段很短，即 $\Delta t \rightarrow 0$ ，则可得出瞬时雨强 i ，即

$$i = dp/dt \quad (4.4)$$

如果将相邻雨量站在同一次降水的累积曲线绘在一起，可以用于分析降水的空间分布与时间上的变化特征。

3. 等雨量线

等雨量线是流域内降水量相等点的连线，如图 4.2 所示。等雨量线图的作法与地形图上的等高线作法类似。等雨量线综合反映了一定时段内降水量在空间上的分布变化规律，按各时段顺序降雨量绘制的等雨量线图还能反映暴雨中心的移动路径。等雨量线是研究降雨分布、暴雨中心移动以及计算流域平均雨量的有力工具。但在绘制等雨量线时，要求有

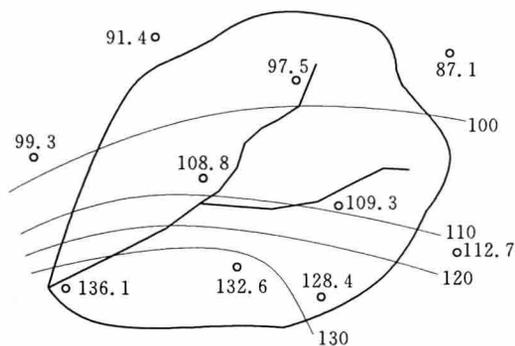


图 4.2 等雨量线示意图 (单位: mm)

足够的、且控制性较好的雨量站点,这样才能真实地反映降雨的空间分布,如测点稀少或控制性不好,不能反映暴雨中心的极大值或暴雨的极小植,则所绘制的等雨量线的真实性很差,从而失去意义。地形和降水关系密切,在绘制等雨量线时应考虑其影响。另外,从等雨量线图上可以查取各地的降水量,以及降水的面积,但无法判断出降水强度的变化过程与降水历时。

4. 降水特性综合曲线

常用的降水特性综合曲线有以下 3 种。

(1) 雨强-历时曲线。对于一场暴雨,选定不同的历时,分别统计各选定历时内的最大平均雨强,然后在方格纸上以雨强为纵坐标,历时为横坐标,点绘如图 4.3 所示的雨强-历时曲线。由图 4.3 可知,同一场降雨过程中的雨强随着历时的增加而减小,不同场降雨因降雨过程不同,因而雨强-历时曲线也不同。雨强-历时曲线可用以下经验关系表示:

$$i_t = s/t^n \quad (4.5)$$

式中: t 为降水历时, h; s 为暴雨参数, 又称雨力, 相当于 $t=1\text{h}$ 的雨强; n 为暴雨衰减指数, 一般为 $0.5\sim 0.7$; i_t 为相应历时 t 的平均降水强度, mm/h。

(2) 降雨深-面积关系。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线所包围的面积及该面积的平均降雨深。以降雨深为纵坐标,面积为横坐标,点绘而成的关系曲线,称为降雨深-面积关系曲线。这是反映同一场降水过程中,降雨深与面积之间对应关系的曲线,一般规律是面积越大,降雨深越小,如图 4.4 所示。

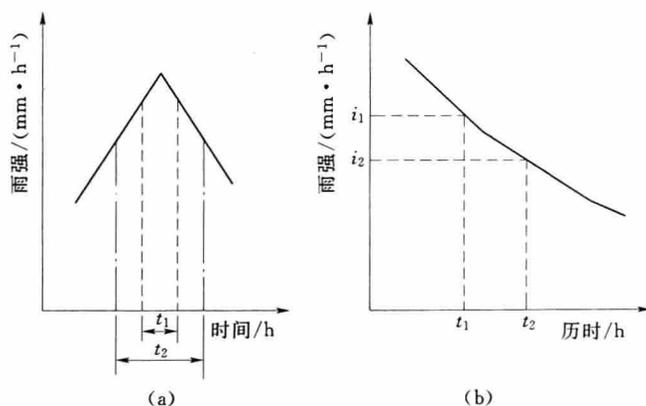


图 4.3 雨强-历时曲线示意图

(3) 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数的降雨深与面积关系曲线,如图 4.5 所示。该曲线簇称为降雨深与面积和历时关系曲线,简称时-面-深关系曲线。其一般规律是:面积一定时,历时越长,平均雨深越大;历时一定时,则面积越大,平均雨深越小。

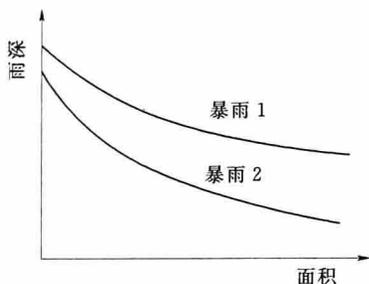


图 4.4 雨深-面积曲线示意图

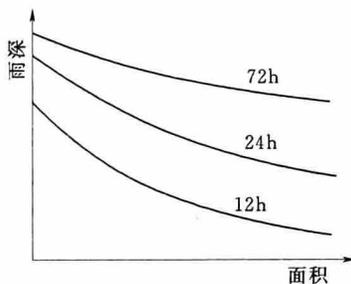


图 4.5 雨深-面积-历时曲线示意图

4.2 降水类型及影响因素

4.2.1 降水类型

4.2.1.1 按气流上升冷却的原因分

由气象学关于降水形成的物理机制可知，气流上升产生动力冷却而凝结，是形成降水的先决条件，而水汽含量的大小及动力冷却程度，则决定着降水量和降水强度的大小。根据气流上升冷却的原因，可把降水划分为以下 4 种类型。

1. 气旋雨

气旋是中心气压低于四周的大气漩涡。在北半球，气旋内的空气作逆时针旋转，并向中心辐合，引起大规模的上升运动，水汽因动力冷却而导致的降雨，称为气旋雨。按热力学性质分类，气旋可分为温带气旋和热带气旋两类，相应产生的降水称为温带气旋雨和热带气旋雨。

(1) 温带气旋雨。温带地区的气旋多由锋面波动而产生，称为锋面气旋，如图 4.6 所示。自气旋中心向前伸出一条暖锋，向后伸出一条冷锋。冷暖锋之间是暖气团，其上为冷气团。气旋是气流辐合上升系统，锋面上气流上升更为强烈，往往产生云、雨，甚至造成暴雨、大风天气。一个发展成熟的锋面气旋天气为：气旋前方是暖锋云系和连续性降水天气，气旋后方是狭窄的冷锋云系和降水天气，气旋中部是暖气团天气，有云层或毛毛雨。

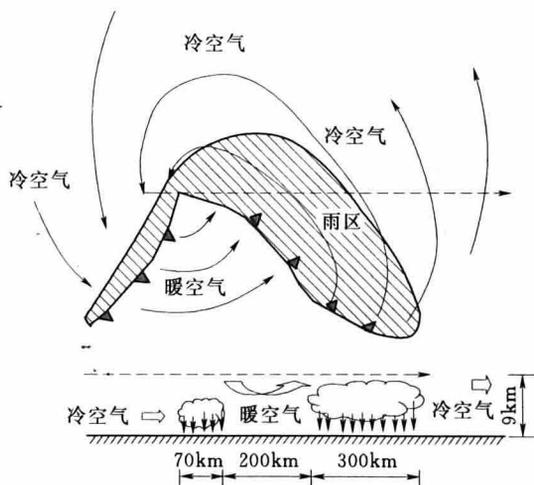


图 4.6 理想气旋示意图

(2) 热带气旋雨。热带气旋指发生在低纬度海洋上的强大而深厚的气旋性漩涡。气象部门根据热带气旋地面中心附近风速的大小，将其分为四类：近中心最大风力 6~8 级为热带低压；8~9 级为热带风暴；10~11 级为强热带风暴；大于 12 级为台风。一个发展成熟的台风，其低空风场的水平结构可分为三个区域，如图 4.7 所示。自台风边缘向内到最

线称为锋线，习惯上把锋线简称为锋。锋面的长度从几百公里到几千公里不等，伸展高度，低的离地1~2km，高的可达10km以上。由于冷暖空气密度不同，暖空气总是位于冷空气上方。在地转偏向力的作用下，锋面向冷空气一侧倾斜，冷气团总是楔入暖气团下部，暖空气沿锋面上升。由于锋面两侧温度、湿度、气压等气象要素有明显差别，因此，锋面附近常伴有云、雨、大风等天气现象。锋面活动产生的降水统称为锋面雨。

由于在地球的不同地带会产生性质互异的气团，这些气团之间常存在锋面，称为行星锋带，其位置和强弱随时间而变。在4种主要气团（冰洋气团、极地气团、热带气团和赤道气团）之间，存在3种主要的行星锋带：极锋、副热带锋和赤道锋。其中，极锋和副热带锋的活动对我国的天气及降水影响最大。它们南进北退，决定着各地雨季的起始和终止。赤道锋两侧的气团都是高温高湿的海洋气团，一般锋的温湿特征不明显，只有锋的辐合，故称为赤道辐合带，亦称为热带辐合带。影响我国东南沿海的热带风暴和台风，多发生在热带辐合带上。

锋面随冷暖气团的移动而移动。若按运动学观点分类，可分为冷锋、暖锋、静止锋和锢囚锋。

(1) 冷锋。冷气团起主导作用，推动锋面向暖气团一侧移动，这种锋称为冷锋，如图4.9(a)所示。根据移动的快慢，冷锋又分为两类：移动慢的称为第一型锋或缓行冷锋；移动快的称为第二型冷锋，或急行冷锋。这两种冷锋天气有明显的差异。缓行冷锋锋面坡度小，约为1/100，移动缓慢，锋后冷空气迫使暖空气沿锋面稳定滑升，雨区出现在锋后，多为稳定性降水，雨区稍窄，在300km以内。如果锋前暖空气不稳定，在地面锋线附近也常出现积雨云和雷阵雨天气。急行冷锋坡度较大，约为1/40~1/80，锋后冷空气移动较快，迫使暖空气产生强烈的上升运动。因此，急行冷锋过境时，往往乌云翻滚，狂风大作，电闪雷鸣，大雨倾盆。降雨强度大，历时较短，雨区窄，一般仅数10km。

(2) 暖锋。暖气团起主导作用，推动锋面向冷气团一侧移动，这种锋称为暖锋。暖锋锋面坡度较小，约为1/50，暖空气沿锋面缓慢上升，在上升过程中发生绝热冷却，水汽凝结致雨，如图4.9(b)所示。暖锋的雨区出现在锋线前，宽度在300~400km，沿锋线分布较广。降雨强度不大，但历时较长。在夏季，当暖气团不稳定时，也可出现积雨云和雷阵雨天气。

(3) 静止锋。冷暖气团势均力敌，在某一地区停滞少动或来回摆动的锋称为准静止锋，简称静止锋，如图4.9(c)所示。静止锋坡度小，约为1/200，有时甚至小到1/300，沿锋面上滑的暖空气可以一直伸展到距离地面锋线很远的地方，所以云、雨区范围很广。降雨强度小，但持续时间长，可达10天或半月，甚至一个月。

(4) 锢囚锋。当3种热力性质不同的气团相遇，如冷锋追上暖锋，或两条冷锋相遇，暖空气被抬离地面，锢囚在高空，称为锢囚锋，如图4.9(d)所示。由于锢囚锋是两条移动的锋相遇合并而成，所以它不仅保留了原来锋面的降水特性，而且锢囚后暖空气被抬升到锢囚点以上，上升运动进一步发展，使云层变厚，降水量增加，雨区扩大。

4.2.1.2 其他分类方法

除了上述按动力冷却条件对降水进行分类外，实用上还有按雨量大小、强度及过程特征进行分类的方法。这种分类一般将降水分为暴雨、暴雨型淫雨和淫雨3类。

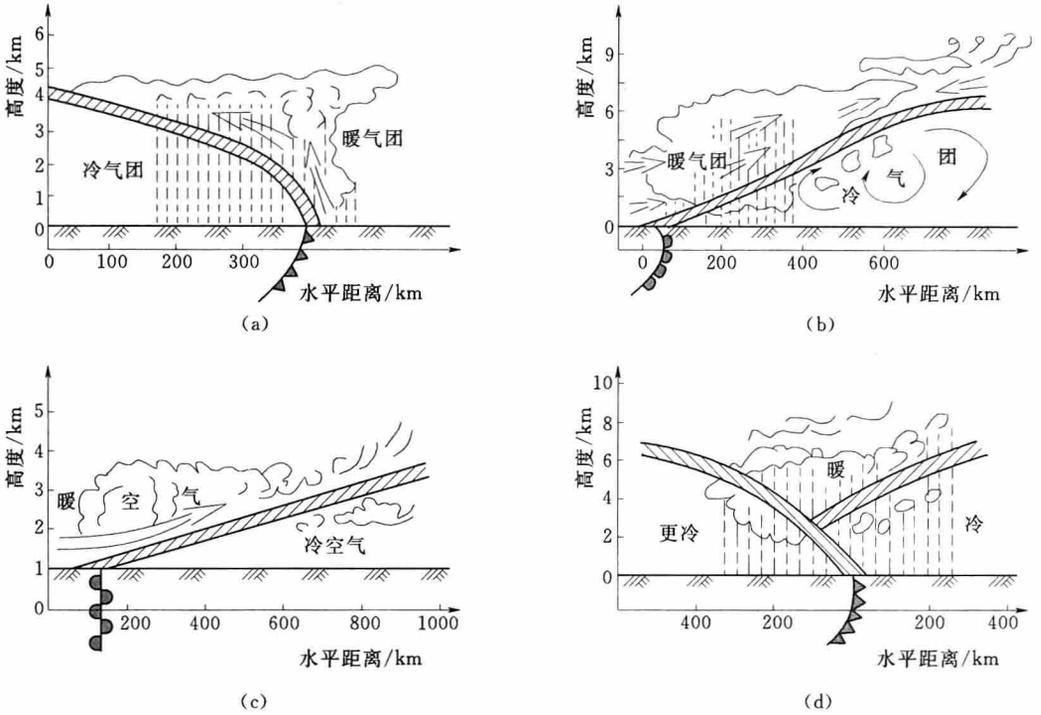


图 4.9 锋面雨类型示意图

(a) 冷锋; (b) 暖锋; (c) 静止锋; (d) 锢囚锋

1. 暴雨

1 日降水量超过 50mm, 或 12 小时降水超过 30mm 的降雨称为暴雨。暴雨主要由对流作用形成, 具有强度大、历时短、笼罩面积不大的特点。

2. 暴雨型淫雨

暴雨型淫雨的特点是历时较长, 往往长达数昼夜; 降雨强度变化剧烈, 平均强度不大, 个别时段内的降雨强度可能很大。暴雨型淫雨一般由冷暖气团交锋所致常常是造成大面积洪涝灾害的主要原因。

3. 淫雨

淫雨是指历时很长、强度较小、降雨时断时续、且空气湿度较大的一种降雨, 一般也是冷暖气团交锋所致。

4.2.2 影响因素

影响降雨量及其时空分布的因素主要有地理位置、气旋、台风路径等气象因子, 以及地形、森林、水体、人类活动等因素。对影响降雨的因素进行研究, 有利于掌握降雨特性, 判断降雨资料的合理性和可靠性。

1. 地理位置

低纬度地区, 气温高, 蒸发剧烈, 空气中的水汽含量大, 故降雨多。地球上大约有 2/3 的雨量降落在南纬 30°到北纬 30°之间的地区。以赤道附近为最多, 逐渐向两极递减。

沿海地区, 因空气中的水汽含量高, 一般雨量丰沛。愈向内地雨量愈少, 如中国沿海

的青岛，年降水量为 646mm，向西，至济南减少为 621mm，再向西，至西安和兰州，分别减少为 566mm 和 326mm；又如中国华北地区的降水量明显少于华南地区。

2. 气旋、台风路径等气象因子

中国的青藏高原使西风环流受阻而分为南北两支，在中国的西南部最易产生波动，从而导致气旋向东移动，并在春夏之间经江淮平原入海，形成梅雨。7、8 月间锋面北移，气旋在渭河上游一带形成，经华北平原入海，在气旋经过的地方，雨量较多。

中国的东南沿海还受台风的侵袭产生大量暴雨。台风自东南沿海登陆后，有时可深入到江汉平原，然后北上，再经华北向东入海。台风经常路过的地方雨量较多。

夏季近地面的空气层的对流作用强烈，会导致热雷雨，这在中国南方气温高的地方发生较多。平坦地区的气温比山地高，因此也易发生热雷雨。

3. 地形的影响

地形对降雨的直接影响是地形具有强迫气流抬升的作用，从而使降雨量增加，至于增加的程度，则要视空气中水汽含量的多少。研究发现，有些地区的平均年雨量与地面高程有密切关系。

台湾、海南、广东、福建、浙江若干山地高雨区，就是山地抬升作用所造成的。西北地区，由于水汽含量少，即使有山地抬升，降水随高程的增加也不显著。

山地抬升作用与坡度有关，坡度愈陡，降雨增率愈大，但当高程达到某一高度后，雨量即达最大值，不再增加。在山顶，气流又变通畅，阻挡作用减弱，降雨量有减小的趋势。

山脉的缺口和海峡是气流的通道，由于在这些地方有加速作用，水汽难以停留，降雨机会少。如台湾海峡、琼州海峡两侧，雨量减少很多。阴山山脉和贺兰山脉之间的缺口，使鄂尔多斯和陕北高原的雨量减少。

4. 森林对降水的影响

森林对降水的影响极为复杂，至今还存在不同的看法，主要有三种：一是森林有助于增加降水量；二是森林对降水的影响不大；三是森林减少降水。此三种观点均有一定的根据，也各有局限性。而且即使是实测资料，也往往要受到地区的典型性、观测条件、观测精度等影响。总的来说，森林对降水的影响肯定存在，至于影响的程度，是增加还是减少，还有待于进一步研究。并且与森林面积、林冠厚度、密度、树种、树龄以及地区气象因子、降水强度、历时等特性有关。

5. 水体对降水的影响

陆地上的江河、湖泊、水库等水体对降水的影响，主要是由于水面上方的热力学、动力学条件与陆面上存在差异而引起的。一般来说，水体对降水的影响是减少降水量，减少的程度随季节不同而有差异。但在迎风的库岸地带，当气流自水面吹向陆地时，因地面阻力大，风速减小，加之热力条件不同，容易造成上升运动，促使降水增加。

6. 人类活动对降水的影响

人类活动对降水的影响一般是通过改变下垫面条件而间接影响降水，例如，植树造林或大规模砍伐森林、修建水库、灌溉农田、疏干沼泽等，其影响的后果可能会减少降水，也可能会增加降水。

在人工增雨方面，例如，使用飞机、火箭直接行云降雨，或反之驱散雷雨云，消除雷电等，虽然这些方法早已得到了实际的运用，但迄今由于耗资过多，只对局部地区的降水有些影响。

需要着重指出的是，城市化对降水的影响。这种影响主要表现为城市的增雨作用，但具体的影响程度、增雨量的大小，则视城市的规模、工厂的多少、当地气候湿润的程度等情况而定。

4.3 降水资料的检验与订正

降水资料是通过一定的观测手段收集到的，它是研究水文现象、进行水文预报和水文分析计算的基本资料，其质量的好坏对计算成果的精度高低影响较大。

4.3.1 降水资料的合理性分析

在分析时，应着重分析各次降水的成因、影响降水的因素，深入了解其地理特征，掌握该地区降水在时程上、地区上分布的一般特性。分析降水的步骤如下：①利用本地区绘制的等雨量线图审查个别站的降水资料是否合理；②从降水类型、性质、地形等方面分析雨量资料是否合理；③利用相邻站同时期的降雨量、降雨强度和降雨历时进行对比检查；④利用双累积曲线对测站记录的不一致性进行判别和校正。

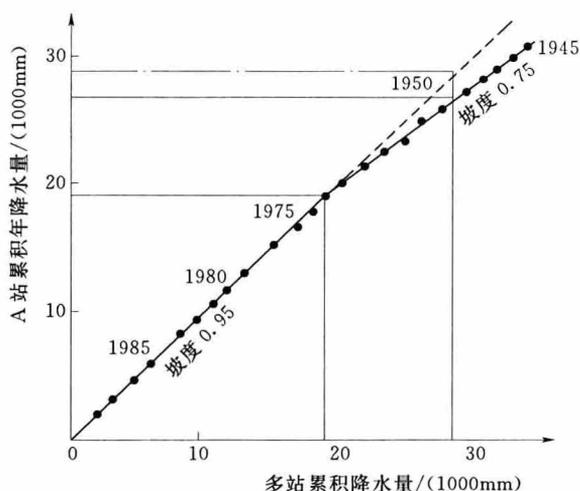


图 4.10 降雨量的双累积曲线示意图

制的等雨量线图审查个别站的降水资料是否合理；②从降水类型、性质、地形等方面分析雨量资料是否合理；③利用相邻站同时期的降雨量、降雨强度和降雨历时进行对比检查；④利用双累积曲线对测站记录的不一致性进行判别和校正。

测站位置、仪器设备、观测方法的改变，会导致降水观测资料的相应变化，破坏降水资料系列的一致性，双累积曲线正是用来检查此种不一致性的工具。双累积曲线是指被检验雨量站的累积降雨量与其周围若干雨量站平均值的累积降雨量的相关曲线。

首先选定检验时段，可以是月、季、年等；其次是选定被检验测站邻近的雨量站，可以是一个或多个；统计整理被检验测站以及邻近测站的降水资料系列，并计算出累积降水量；绘制曲线；最后判断被检验测站的降水资料系列是否具有 consistency。如绘制出的双累积曲线连续完整，没有明显的转折点，证明被检验测站的全部资料的一致性较好；反之，则不满足一致性。图 4.10 是某流域内甲站与其邻近相对稳定的 12 个测站平均值绘制的曲线。由图 4.10 可知，A 站年降水量与 12 个站均值的关系在 1975 年发生突变，曲线的斜率由 1975 年前的 0.75 变为 1975 年后的 0.95。为了使资料满足一致性要求，可以利用双累积曲线对资料系列进行修正使其满足一致性要求。如图 4.10 所示，如果将 1975 年以前的降水资料乘以按式 (4.6) 求得的修正系数 α ，就可以将其修正到与 1975 年以后相一致的降水资料。

$$\alpha = \frac{K_2}{K_1} \quad (4.6)$$

式中： K_1 、 K_2 为改变点前、后的双累积曲线斜率。

4.3.2 降水资料的订正

一般用于水文预报、水文分析与计算的降水资料是通过观测得到的。降水量在雨量站观测，器口高度一般距地面以上70cm。观测数据与实际到达地面的雨量有一定的误差。根据国内外的实验分析，用雨量器测得的雨量 P' 比实际雨量 P 普遍偏小，可以采用下式进行订正：

$$P = P' + \Delta P \quad (4.7)$$

$$\Delta P = \Delta P_v + \Delta P_w + \Delta P_e \quad (4.8)$$

式中： ΔP 为降水量的订正值； ΔP_v 为风力订正； ΔP_w 为器皿湿水订正； ΔP_e 为蒸发订正。

器皿湿水订正 ΔP_w 是指降水沾在器皿壁上而不能被测到的部分降水，其数值与观测次数有关。根据试验，每次约0.2mm左右。蒸发订正 ΔP_e 是指降水停止到测量降水时的蒸发损失雨量。该值在干旱区较大，不可忽略；其余地区可以忽略。风力订正 ΔP_v 是最重要的订正项，其数值取决于仪器周围的气流结构、风速大小及雨滴大小。

世界气象组织和国内外水文气象机构，通常以地面式雨量器的观测值作标准，对普通雨量器的观测值进行订正。

次降雨量的订正值应为 $P=KP'$ 。根据我国黄淮海平原地区的资料分析， K 的平均值约在1.03~1.1之间； K 值还与风速有一定的关系。

对于月雨量，其订正值随季节而变。绝对订正值汛期最大，相对订正值以冬春最突出。年降水量的订正值与纬度有关，一般是纬度越高，差值越大。近两极地区，订正系数最大，约为1.25；赤道附近为1.04；绝对最大值在温带，约为150~200mm/a。我国南方的订正系数为1.05，绝对订正值为50mm左右。北方订正系数约为1.10，绝对订正值为25mm。全球平均订正系数为1.10，绝对订正值为75mm左右。

以上讨论的降水量观测值的误差，是一种系统误差。当我们仅研究降水与其他要素之间的关系时，并非一定要进行订正。但如研究一个区域的多年平均水量平衡要素时，为了准确获取各量之间的对比关系，则要考虑这种误差的影响，并作必要的订正。特别需要注意的是，基本的水文观测数据不允许随意更改。

4.4 流域面平均降水量计算

通过雨量站观测得到的降水量属于点降水量，在水文预报、水文分析计算时所用的降水量必须是面降水量，因此需要将观测的点降水量转换为面降水量。具体方法主要有算术平均法、泰森(Thiessen)多边形法、等雨量线法、客观运行法等几种。

4.4.1 算术平均法

算术平均法是以流域内各雨量站同时期的降雨量相加，再除以雨量站数量后得到的算术平均值作为流域的平均降雨量。计算公式如下：

$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + \cdots + P_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (4.9)$$

式中： \bar{P} 为流域某时段平均降雨量，mm； P_i 为流域内第*i*个雨量站同时段降雨量，mm； n 为流域内雨量站的数量。

该方法简单易行，适合于流域（区域）面积不大，地形起伏变化较小，雨量站分布较均匀的情况。

4.4.2 泰森多边形法

泰森多边形法又称垂直平分法。该方法的原理是将流域内及其附近的雨量站用直线连接，构成若干个三角形，而后对各连线作垂直平分线，连接垂线的交点，得若干个多边形，流域边界处的多边形以流域边界为界（图 4.11）。各个多边形内各有一个雨量站，以每个多边形内雨量站的雨量代表该多边形面积上的降雨量，最后按面积加权推求流域平均降雨量。计算公式如下：

$$\bar{P} = \frac{P_1 f_1 + P_2 f_2 + \cdots + P_n f_n}{F} = \sum_{i=1}^n P_i \frac{f_i}{F} \quad (4.10)$$

式中： f_i 为第*i*个雨量站所在多边形的面积， km^2 ； F 为流域面积， km^2 ；其余符号意义同前，式（4.10）中， f_i/F 称为面积权重。

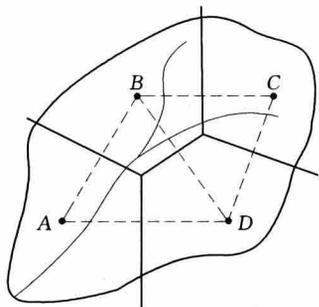


图 4.11 泰森多边形法示意图

该方法应用比较广泛，适用于雨量站分布不均匀的地区。当流域内雨量站的数量与位置确定后，对应的多边形面积权重保持不变，计算工作量较小，精度一般也较好。其缺点是把各雨量站所控制的面积在不同的降水过程中视作固定不变，且假设站与站之间的雨量呈线性变化，与实际降水情况不符。

4.4.3 等雨量线法

等雨量线法的具体作法是根据各雨量站同时段观测的雨量绘制等雨量线（见图 4.2），再确定出各相邻等雨量线之间的面积 f_i ，利用式（4.11）计算出该时段的流域平均

降雨量：

$$\bar{P} = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n f_i P_i \quad (4.11)$$

式中： f_i 为相邻两等雨量线间的面积， km^2 ； P_i 为相应于 f_i 上的平均雨深，一般采用相邻两条等雨量线的平均值，mm；其余符号意义同前。

等雨量线法适用于面积较大，地形变化显著而有足够数量雨量站的地区。该方法考虑了降水在空间上的分布情况，理论较充分，计算精度较高，并有利于分析流域产流、汇流过程。缺点是对雨量站数量和代表性要求较高；每计算一个平均降雨量值必须绘制相应的等雨量线图，并计算相邻等雨量线的面积及其权重，工作量很大。在实际应用上受到一定限制。但一般在分析大面积的特殊暴雨洪水时要求使用等雨量线。

4.4.4 客观运行法

客观运行法又称为距离平方倒数法，由美国天气局于 20 世纪 60 年代末提出。先将流

域分成若干网格, 得出很多格点(交点), 而后用邻近各雨量站的雨量资料确定各格点的雨量, 再求出各格点雨量的算术平均值, 即为流域平均降水量, 如图 4.12 所示。

各格点雨量的推求以格点周围各雨量站到该点距离平方的倒数为权重, 用各站权重系数乘以各站的同期降雨量, 取其总和即可。由此可知, 雨量站到格点的距离越近, 其权重越大。若距离为 d , 则权重为 $W=1/d^2$ 。若以雨量站到某格点横坐标差为 Δx , 纵坐标差为 Δy , 则 $d^2 = \Delta x^2 + \Delta y^2$, 格点雨量的计算公式为

$$P_j = \sum_{i=1}^{n_j} W_i P_i \quad (4.12)$$

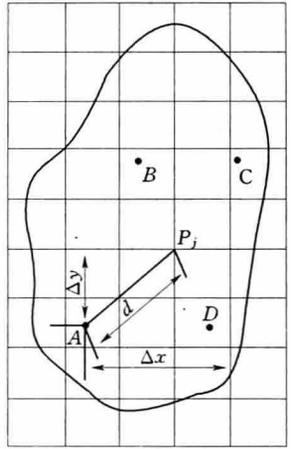


图 4.12 客观运行法示意图

式中: P_j 为第 j 个格点的雨量, mm; n_j 为参与第 j 个格点雨量计算的雨量站数目; P_i 为参与 j 格点计算的各雨量站的雨量, mm; W_i 为各雨量站对于第 j 格点的权重; j 为流域内各格点的序号。

流域平均雨量的计算公式为

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N P_j \quad (4.13)$$

式中: N 为流域内格点总数; 其余符号意义同前。

客观运行法改进了站与站之间雨量呈线性变化的假设, 整个计算过程较前 3 类方法复杂, 但十分便于计算机处理。突出优点是该法可以根据实际雨量站网的降雨量插补出每个网格格点上的雨量, 为分布式水文模型要求分布式降雨输入提供了可能。如果发现雨量不与距离平方呈反比关系, 还可以改换为其他关系进行计算。

4.5 我国降水的时空分布特征

4.5.1 年降水量特性

受地理位置和气候条件因素的影响, 我国的降水具有以下特点。

4.5.1.1 年降水量地区分布不均

我国绝大部分地区受东南和西南季风的影响, 年降水量的特点是东南部湿润多雨, 西北部干旱少雨, 由东南沿海向西北内陆逐渐递减。全国多年平均降水量 648mm, 低于全球陆面平均降水量 800mm, 也小于亚洲陆面平均降水量 740mm。降水量最大的地区是台湾基隆东南部的火烧寮, 多年平均降水量为 6489mm, 年最大降水量达 8409mm; 降水量最小的地区是新疆塔里木盆地东南缘的且末县, 年降水量仅 9.2mm。

根据我国各地降水量分布的特点, 全国大致划分为五个不同的类型地带。

(1) 十分湿润带。相当于年平均降水量 1600mm 以上的地区。主要包括浙江大部、福建、台湾、广东、江西、湖南山地、广西东部、云南西南和西藏东南隅等地区。

(2) 湿润带。相当于年平均降水量 1600~800mm 的地区。包括沂沭河下游、淮河、

秦岭以南广大的长江中下游地区、云南、贵州、广西和四川大部分地区。

(3) 过渡带。通常又称作半干旱、半湿润带。相当于年平均降水量 800~400mm 的地区。包括黄淮海平原、东北、山西、陕西的大部、甘肃、青海东南部、新疆北部、西部山地、四川西北部和西藏东部地区。

(4) 干旱带。相当于年平均降水量 400~200mm 的地区。包括东北西部、内蒙古、宁夏、甘肃大部、青海、新疆西北部和西藏部分地区。

(5) 十分干旱带。相当于年平均降水量 200mm 以下的地区。包括内蒙古大部、宁夏、甘肃北部地区、青海的柴达木盆地、新疆塔里木盆地、准噶尔盆地及广阔的藏北羌塘地区。

4.5.1.2 降水量的年际变化

我国的降水由于受季风气候的影响，降水的年际变化更大、更突出。

1. 不同地区年降水量极值比

统计学中将系列的最大、最小值的比值称为极值比。降水量年际变化的大小，通常可用实测年降水量的极值比 K_m 来反映。 K_m 越大，说明降水量的年际变化就越大； K_m 越小，说明降水量年际之间均匀，变化很小。

就全国而言，年降水量变化最大的是华北和西北地区，丰水年和枯水年降水量之比一般可达 3~5，个别干旱地区高达 10 以上。这是因为越是干旱地区，其年降水量绝对值越小，相对误差大的因素起了一定作用。我国南方湿润地区降水量的年际变化相对北方要小，一般丰水年降水量为枯水年的 1.5~2.0 倍。

2. 不同地区年降水量变差系数 C_v

水文学中将均方差与均值的比值称作 C_v ，用于衡量系列的相对离散程度。年降水量系列变差系数 C_v 值的变化越大，表示降水量的年际变化越大；反之则越小。

我国年降水量变差系数在地区上的分布情况如下：西北地区，除天山、阿尔泰山、祁连山等地年降水量变差系数较小以外，大部分地区的 C_v 值在 0.40 以上，个别干旱盆地的年降水量 C_v 值可高达 0.7 以上。

广大西北地区的年降水变差系数是全国范围内的高值区；次高值区是华北和黄河中、下游的大部地区，为 0.25~0.35。黄河中游的个别地区也在 0.4 以上。东北大部地区年降水量 C_v 值一般为 0.22 左右，东北的西部地区，可高达 0.3 左右。南方十分湿润带和湿润带地区是全国降水量变差系数 C_v 值变化最小的地区，一般在 0.20 以下，但东南沿海某些经常遭受台风袭击的地区，受台风暴雨的影响，年降水变差系数 C_v 值一般在 0.25 以上。

4.5.1.3 降水的年内分配

我国大部地区的降水受东南季风和西南季风的影响，雨季随东南季风和西南季风的进退变化而变化。除个别地区外，我国大部分地区降水的年内分配很不均匀。冬季，我国大陆受西伯利亚干冷气团的控制，气候寒冷，雨雪较少。春暖以后，南方地区开始进入雨季，随后雨带不断北移。进入夏季后，全国大部地区都处在雨季，雨量集中，是全国的防汛期。因此，我国的气候具有雨热同期的显著特点。秋季，随着夏季风的迅速南撤，天气很快变凉，雨季也告结束。

从年内降水时间上看,我国长江以南广大地区夏季风来得早,去得晚,雨季较长,多雨季节一般为3—8月或4—9月,汛期连续最大四个月的雨量约占全年雨量的50%~60%。

华北和东北地区的雨季为6—9月,这里是全国降水量年内分配最不均匀和集中程度最高的地区之一。汛期连续最大四个月的降水量可占全年降水量的70%~80%,有时甚至一年的降水量中的绝大部分集中在一二场暴雨中。例如1963年8月海河流域的一场特大暴雨,暴雨中心獐犸,最大7天降水量占年降水量的80%。北方不少地区汛期1个月的降水量可占年降水量的半数以上。

与世界上其他国家相比,我国降水的年内分配不均的程度和印度大体相仿,但与西欧一些国家相比则大得多。以法国为例,法国各地全年降水量除山地外,一般在500~1000mm,自西向东递减。可分为4个区:大西洋沿岸区,年降水量800mm左右;巴黎盆地和地中海沿岸地区,年降水量600~700mm;东部孚日山以东的莱茵河谷区,年降水量500mm左右;高山区,迎风坡(西坡)年降水量一般在1000mm以上,背风坡(东坡)在600mm左右。法国各地汛期连续最大4个月降水量占年降水量的比例大都在40%左右,发生月份一般为7—10月或9—12月。

此外,欧洲其他国家,如英国、德国、匈牙利等,境内降水量年内分配都比较均匀,它们的最大月降水量一般占年降水总量的9.6%~14.9%,而我国高达24.2%~32.9%。也就是说,我国一些雨量站最大月降水量的集中程度是欧洲国家的2倍以上。欧洲各国连续最大4个月降水量一般占全年降水量的36.2%~54.5%,我国高达72.2%~81.9%,也是2倍左右。

由于我国降水年内分配不均,尤其广大北方地区较南方地区更为严重,这是造成我国旱、涝灾害频繁的主要原因之一,它给农业生产带来很大威胁。因此,在我国如不发展灌溉,农业生产就没有保证。

4.5.2 我国大暴雨时空分布^[2]

我国是暴雨发生较频繁的国家,暴雨分布受季风环流、地理纬度、距离海洋远近、地势与地形条件的影响十分显著。不同的地理条件和气候区,暴雨类型、极值、强度、持续时间以及发生季节都不同。

4—6月,东亚季风初登东亚大陆,大暴雨主要出现在长江以南地区,是华南前汛期和江南梅雨期暴雨出现的季节。在此期间出现的特大暴雨,其量级有明显从南向北递减的趋势。华南沿海出现的特大暴雨,大多是锋面和低空急流作用的产物。华南沿海山地和南岭山脉对大暴雨的分布有明显的影响。江淮梅雨期暴雨,多为静止锋、涡切变型暴雨,降雨持续时间长,但强度相对较小。两湖盆地四周山地的迎风坡是梅雨期暴雨相对高值区,而南岭以北和武夷山以东的背风坡则为相对低值区。江南丘陵地区大暴雨的量级,明显较华南地区为小。

7—8月,西南和东南季风最为强盛,随西太平洋副高压北抬西伸,江南梅雨结束,大暴雨移到川西、华北一带。同时,受台风影响,东南沿海多台风暴雨。在此期间,大暴雨分布范围很广,苏北、华南、黄河流域的太行山前、伏牛山东麓,都出现过特大暴雨。个别年份台风深入内陆,或在转向北上的过程中,受高压阻挡停滞少动或打转,若再遇中

纬度冷锋、低槽等天气系统的影响,以及地形强迫抬升作用,常造成特大暴雨。例如,1975年8月5—7日,7503号台风在福建登陆后深入河南,由于在台风北面有一条高压坝,使台风停滞徘徊达20多小时之久,林庄站24h降雨达1060.3mm,其中,6h降雨830.1mm,是我国大陆强度最大的降雨记录。川西、川东北、华中、华北一带在此期间常受到西南涡的影响,也发生过多特大暴雨。例如,1963年8月2—8日,华北海河流域受3次低涡的影响,在太行山东侧山区,连降7天7夜大暴雨,獐犸站降雨总量达2051mm,其中最大24h降雨量950mm。在此期间,北方黄土高原及干旱地区,夏季受东移低涡、低槽等天气系统的影响,也曾多次出现历时短、强度特大,但范围较小的强雷暴雨。例如1977年8月1日,内蒙古自治区、陕西交界的乌审召发生强雷暴雨,据调查,有4处在8~10h内降雨量超过1000mm,最大处超过1400mm,强度之大世界罕有。

9—11月,北方冷空气增强,雨区南移,但东南沿海、海南、台湾一带受台风和南下冷空气的影响而出现大暴雨。例如台湾火烧寮1967年10月17—19日曾出现24小时降雨量达1672mm、3日降雨量达2749mm的特大暴雨,是我国历史上最大的暴雨记录。

参 考 文 献

- [1] 詹道江,叶守泽.工程水文学[M].北京:中国水利水电出版社,2001.
- [2] 陶诗言.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1983.

第5章 土壤水与下渗

5.1 土壤水的存在形式

地表土层是固体颗粒、水（或水溶液）和空气组成的三相体系。土壤水是指吸附于土粒和存在于土壤孔隙中的水分。土壤中所含水分的多少，称为土壤含水率。当土层中水分充满所有的土壤空隙时，土壤含水率达到饱和，此时称该土层区域为饱和带；相反，称之为包气带。一般来说，潜水面以下的土层为饱和带，地面与潜水面之间的土层为包气带，它是包含有空气、水和土粒的三相系统，如图 5.1 所示^[1]。包气带中土壤水分既要承受降雨的补给，也要满足蒸发等需求，因此水分变化较为剧烈，包气带中含水率的大小直接影响着下渗和蒸发量的大小。同时也决定着地面、壤中和地下径流的比例。因此，认识包气带中土壤水分的运动和变化规律，对弄清水文现象有重要意义。

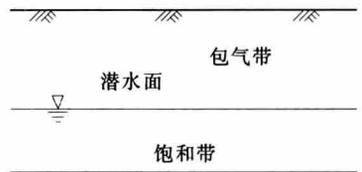


图 5.1 土层中包气带与饱和带示意图

土壤水分在各种力的作用下保持在土粒之间的空隙中，土壤水分所受到的力主要为分子引力，其次为毛管力和水分子自身的重力。土壤水分在这些力的作用下可发生运动，根据土壤水分受力情况，可将土壤水分为如下类型（图 5.2）^[2]。

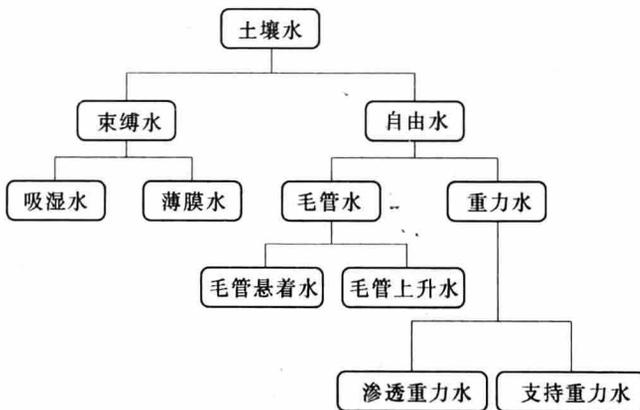


图 5.2 土壤水的分类

5.1.1 吸湿水

在空气中自然风干的土壤如果放在烘箱中烘干称重，其重量会减轻；相反，当把烘干的土壤放回空气中，经过一定时间后，其重量又会增加，显然，重量的减小或增加是由于

水分变化所致，而烘干土的增重是由于土壤颗粒吸收空气中的水汽分子所致。将这部分因分子引力而被吸附在土壤颗粒表面的水分称为吸湿水。吸湿水不能自由移动，也不能被植物吸收利用，对水循环的意义不大。

5.1.2 薄膜水

当土壤颗粒周围吸收的水汽分子达到最大时，此时土壤颗粒的表面能减小，只能吸持周围环境中活动力相对较弱的液态水分子。此时在吸湿水的外层形成一层连续的水膜，故称为薄膜水。薄膜水从薄膜厚的地方向薄膜薄的地方移动，但其移动速度十分缓慢，约为 0.3mm/d (图 5.3)。

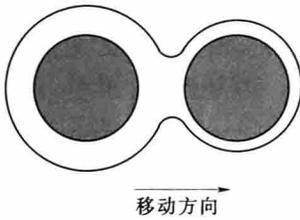


图 5.3 土壤颗粒间薄膜水的移动示意图

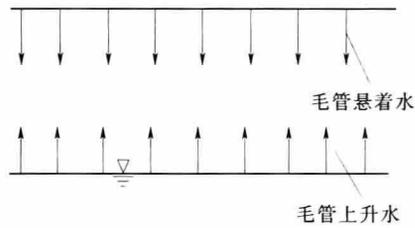


图 5.4 毛管悬着水和毛管上升水示意图

5.1.3 毛管水

薄膜水达到最大后，多余的水分在毛管力的作用下保持在土壤细小孔隙中，称为毛管水。毛管水的特点是始终保持在土壤中，不能在重力作用下流走，但可以依靠毛管力进行上、下、左、右移动。根据地下水与土壤毛管是否相连，可将毛管水分为毛管上升水与毛管悬着水。在毛管力作用下，地下水沿着毛管孔隙上升进入非饱和带土壤中，此部分水称为毛管上升水。土壤孔隙越细，毛管力越大，毛管水的上升高度也越大。灌溉或降雨后，依靠毛管作用而保持在上层土壤细小孔隙中的水分，称为毛管悬着水。毛管悬着水的特点是呈“悬挂”状态存在于土层中，与地下水无毛管上联系。可以看出，毛管悬着水来源于地表水，毛管上升水来源于地下水。如图 5.4 所示。

5.1.4 重力水

当土壤水含水率继续增大，此时分子引力和毛管力已不能将更多水分吸持或保持在土体中，在重力作用下水分沿土壤孔隙可自由运动的水称为重力水。重力水是地下水的重要来源。与毛管水类似，重力水又分为自由重力水和支持重力水。所谓自由重力水是指在重力作用下沿孔径较大的非毛管孔隙由土壤表面向下渗透的水分；所谓支持重力水是指由地下水所支持而存在于毛管孔隙中的连续水体。

在以上水类型当中，悬着水和自由重力水对径流的形成有重要作用，在一定条件下还可成为径流的主要组成成分。因此，土壤中的自由水在水文研究中有重要意义。

5.2 土壤含水率与水分常数

5.2.1 土壤含水率

土壤中所含水分的数量不仅与土壤特性密切相关，同时也受到降雨、下渗、蒸发等水

循环过程的影响。为了描述土壤水分的时空变化动态，通常引入土壤含水率概念。所谓土壤含水率就是表示某一单位土体中所含水分的数量，有时又称土壤含水量或土壤湿度。土壤含水率有多种表示方法，以下介绍常见的几种类型。

1. 重量含水率

单位质量干土中所含有的水分数量，通常用 θ_m 表示，其计算公式为

$$\theta_m = \frac{m_{\text{湿}} - m_{\text{干}}}{m_{\text{干}}} \times 100\% \quad (5.1)$$

式中： $m_{\text{湿}}$ 为湿土的重量，g 或 kg； $m_{\text{干}}$ 为干土的重量，一般指在 105℃ 条件下，在烘箱中烘干的土壤重量，g 或 kg。

由于重量含水率与土壤的容重（单位体积内土壤的重量）有关，对于不同土壤来说，即使重量含水率相同，但由于容重不同，其含水率也不会相同。如两种土壤的重量含水率均为 15%，其容重分别为 1300kg/m³ 和 1000kg/m³。则前者的含水率为后者含水率的 1.3 倍。因此，采用重量含水率时，很难在不同的土壤之间以及同一土壤不同空间进行含水率的对比，这在水文计算中是很不方便的。

2. 体积含水率

单位体积土壤中所含有的水分数量，通常用 θ_v 表示，计算公式为

$$\theta_v = \frac{V_{\text{水}}}{V} \times 100\% \quad (5.2)$$

式中： $V_{\text{水}}$ 为土壤水分所占的体积，m³； V 为土壤的体积，m³。

重量含水率与体积含水率之间的关系为

$$\theta_v = \theta_m \times \gamma \quad (5.3)$$

式中： γ 为土壤的干容重，即单位体积土壤中干土的重量，kg/m³。

体积含水率可以直接算出土壤中所含水量的容积，因此常用于水文计算中。

3. 水层深度

在实际工作中，为了便于同降雨、蒸发、径流量进行比较并参与水量平衡计算，一般以一定深度土层中所含的水层深度来表示土壤含水量，称为土壤蓄水量。具体表达式为

$$h = H \times \theta_v \quad (5.4)$$

式中： h 为以水层深度表示的土壤含水量，mm； H 为土层深度，mm。

5.2.2 土壤水分常数

根据上面所述，以上不同形态的土壤水分均存在一极限特征值，且对于一定质地和结构的土壤来说，这些极值基本保持恒定不变，因此将这些极值称为土壤的水分常数。水文学中常见的水分常数有以下几种。

(1) 最大吸湿量。在水汽饱和的空气中，土壤能够吸附的最大吸湿水量称为最大吸湿量，或称为吸湿系数。

(2) 最大分子持水量。薄膜水达到最大时的土壤含水率称为最大分子持水量。显然，最大分子持水量是吸湿水和膜状水的总和。

(3) 凋萎系数。植物从土壤中吸收水分需要力的作用，当植物根系吸收水分的作用力小于水分与土壤颗粒之间的作用力时，植物就无法从土壤中吸收水分，导致植物缺水并发

生凋萎和死亡,此时土壤的含水率称为凋萎系数。通常,凋萎系数介于最大吸湿量和最大分子持水量之间。

(4) 田间持水量。毛管悬着水达到最大时的土壤含水率称为田间持水量。它是吸湿水、膜状水和毛管悬着水的极限值。当降雨或灌溉水渗入土壤后,土壤含水率超过了田间持水量,多余部分将会以自由重力水的形式排出,对水文学有重要意义。

(5) 毛管断裂含水率。毛管悬着水因作物吸收、土壤蒸发等原因,水分含量减少到一定程度时,粗毛管悬着水的连续状态断裂,但细毛管孔隙中的水分仍是连续状态,此时的土壤含水率称为毛管断裂含水率,当土壤处于毛管断裂含水率时,毛管连续输移水分的能力受到明显限制。

(6) 饱和含水率。土壤中所有空隙被水全部充满时的含水率称为饱和含水率。此时的体积饱和含水率也代表着土壤的孔隙率。饱和含水率与田间持水量之间的水为自由重力水。

不同土壤的水分常数见表 5.1。

表 5.1 华北平原几种典型土壤的水分常数(体积含水率,%)^[3]

土壤类型	最大吸湿量	凋萎系数	田间持水量	饱和含水率
紫砂土	—	—	26~32	—
砂壤土	2~3	5~9	32~42	45~52
轻壤土	2~3	6~12	30~36	40~52
中壤土	3~5	8~15	30~35	44~54
重壤土	3~4	9~18	32~42	40~50
轻黏土	—	20	40~45	45~54
中黏土	—	17~24	35~45	48~53
重黏土	—	—	40~50	48~55

以上水分常数和人文现象的变化关系密切,高于田间持水量的水分属于运动性较强的水分,可以直接形成表层流和地下径流;田间持水量与毛管断裂含水量之间的水分具有中度运动性,是土壤水与外界交换的主要部分。

5.3 土壤水分运动基本方程

5.3.1 土壤水水力特性

1. 土水势 (ψ)

在自然界,一切物质都保持有从势能高处向势能低处运动的趋势,并最终达到一种与周围环境能量平衡的状态。土壤水同样也遵循这一普遍规律。因此,引入势的概念来描述土壤水的水流运动将比用土壤水的形态概念更为简便。所谓土水势即土壤水分所具有的势能,即在土壤和水的平衡系统中,将单位质量的水移动到标准参照状态的纯自由水体中所做的功。所谓标准参考状态,是指一定高度处、某一特定温度(常温或与土壤水相同温度)下,承受着1个标准大气压或当地大气压。在此,规定纯自由水的水势为0。根据其

影响因素，土水势可分为以下几种分势。

2. 基质势 (ψ_m)

土壤颗粒与水分子之间存在着分子引力或吸附力，土壤的毛管孔隙对水有毛管力作用，这种毛管力和吸附力将水分束缚在土壤中，为了克服这种吸持作用，将土壤水移动到标准参照状态（自由水，无束缚），必须对土壤水所做的功称为土壤水的基质势。基质势一般为负值。实际使用时，为了方便，将基质势的绝对值定义为土壤水吸力，常用 s 表示。基质势的大小与土壤的含水率密切相关，随含水率的增加，基质势逐渐增大（吸力逐渐减小），当含水率达到饱和时，基质势为 0。

3. 重力势 (ψ_g)

重力势是指将单位数量的土壤水分从某一点移动到参考面处时，重力对土壤水所做的功。重力势的大小与土壤水分相对于参考面的位置有关。通常，参考面的位置可根据实际情况选在地表或地下水水面处，其正方向可根据实际需要选向上或向下。这样，某一点土壤水的重力势可表示为

$$\psi_g = \pm mgZ \quad (5.5)$$

式中： Z 为相对于参考面的高度， m ； mg 为土壤水的重量， $\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ ；正负号的选择与参考面有关，负号表示在参考面以下，正号表示在参考面以上。

若以单位重量的水为研究对象，则重力势可直接用高度 Z 来表示，即

$$\psi_g = \pm Z \quad (5.6)$$

4. 压力势 (ψ_p)

当土壤水未达到饱和时，通常土壤孔隙与大气相通，土壤水分所受的压力为大气压，其压力势为 0。当土壤水处于饱和状态或地面出现积水时，土壤水处于高于大气压的静水压力条件下，由此压力对土壤水分所做的功称为压力势。对于饱和土壤，水面以下深度 h 处的附加压强为 $\rho_w gh$ ，因此该点单位重量土壤水分的压力势可表示为

$$\psi_p = h \quad (5.7)$$

对于饱和土壤水，通常压力势为正。

5. 溶质势 (ψ_s)

土壤水分一般为溶液，土壤水溶液中的溶质离子和水分子之间存在作用力，从而降低了水的自由能，使其小于参考状态下的纯水自由能。将单位数量的水分由土壤中某一点移动到标准参考状态时，由于水溶液中溶质的作用而对土壤水所做的功称为土壤水分的溶质势。溶质势一般为负值。

6. 温度势 (ψ_T)

土壤中温度的变化会使土壤颗粒与水分子之间的作用力发生改变，因温度变化引起土壤水势的变化称之为温度势。

根据以上各分势，土水势的总势为

$$\psi = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_s + \psi_T \quad (5.8)$$

溶质势和温度势一般可忽略不计，因此，土水势可简化为

$$\psi = \psi_g + \psi_m + \psi_p \quad (5.9)$$

如果将饱和土壤和非饱和土壤分开考虑，则非饱和土壤的总水势为

$$\psi = \psi_k + \psi_m$$

饱和土壤的总水势为

$$\psi = \psi_k + \psi_p$$

5.3.2 土壤水分运动基本规律

根据含水率的不同，土壤可分为饱和与非饱和两种状态。同样，土壤水分也可分为饱和流与非饱和流运动。当土壤所有孔隙都充满水，水分会由于重力和压力作用，向土壤深层或横向运动，这就是土壤水的饱和流运动。如果只有毛管等小孔隙充满水，土壤水分主要在基质势和重力势作用下运动，即为土壤水的非饱和流运动。

1. 饱和土壤中的水分流动

饱和土壤水分运动方程是1856年由法国水利工程师达西（Darcy）提出，因而也称为达西定律，其表达式为

$$q = -K_s \frac{\partial \psi}{\partial L} \quad (5.10)$$

式中： q 为饱和土壤中沿 L 方向的渗流流速，cm/d； K_s 为饱和土壤渗透系数，也称水力传导度，cm/d； ψ 为饱和土壤的总水势，cm； L 为渗流方向上的距离，cm； $\partial \psi / \partial L$ 为水势梯度。由于势能梯度随水流距离增长而变小，故为负值。

均质三维饱和土壤水流的达西定律可写成如下形式：

$$q = -K_s \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (5.11)$$

对于饱和土壤来说， K_s 为常数，即水流流速与水势梯度的一次方呈正比。因此，达西定律也称为土壤水运动的线性定律。

2. 非饱和土壤中的水分运动规律

尽管达西定律是在饱和土壤条件下提出的，但经证明，也同样适用于非饱和土壤的水流运动，其表达式为

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial L} \quad (5.12)$$

式中： q 为非饱和土壤中沿 L 方向的渗流流速，cm/d； $K(\theta)$ 为非饱和土壤渗透系数。其余符号意义同前。

均质三维非饱和土壤水流的达西定律为

$$q = -K(\theta) \left[\frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]$$

垂直一维非饱和土壤水流的达西定律为

$$q = -K(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial Z} \pm 1 \right) \quad (5.13)$$

水平一维非饱和土壤水流的达西定律为

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \quad (5.14)$$

以上公式中， $K(\theta)$ 随土壤含水率增加而增加。当含水率达到饱和时， $K(\theta) = K_s$ 。

5.3.3 土壤水分运动基本方程

达西定律是描述多孔介质中流体流动所应满足的运动方程，但单独的达西定律只能说明稳定的水流过程，对于非稳定的水流过程，其水流通量和水势梯度的大小随时间而变化。因此，1931年，Richards将质量守恒原理和达西定律相结合推导出土壤水分运动的基本方程。

1. 非饱和土壤水流的基本方程

根据质量守恒原理，一定时间内，流入和流出该单元体水量的差值应等于该单元体内土壤水分质量的变化量（图 5.5），即有

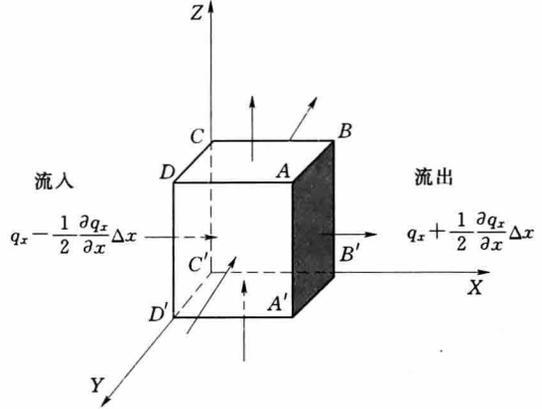


图 5.5 直角坐标系中的土壤基本单元体示意图

$$-\left[\frac{\partial(\rho_w q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_w q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_w q_z)}{\partial z}\right] dx dy dz \Delta t = \frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} dx dy dz \Delta t \quad (5.15)$$

式中： θ 为土壤的体积含水率， cm^3/cm^3 ；其余符号意义同前。

若土壤的固相骨架不变形，水的密度保持不变，可得

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) \quad (5.16)$$

根据达西定律，有

$$q_x = -k_x(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x}; q_y = -k_y(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y}; q_z = -k_z(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} \pm 1\right)$$

将其代入式 (5.16)，得

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z} \quad (5.17)$$

式 (5.17) 即为描述非均质非饱和土壤水流运动的基本方程，即 Richards 方程。

当土壤为均质时， $K_x(\theta) = K_y(\theta) = K_z(\theta) = K(\theta)$ ，方程变为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (5.18)$$

若令

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta}$$

则

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (5.19)$$

式中： $D(\theta)$ 为非饱和土壤水分的扩散率，是土壤含水率 θ 的函数。式 (5.19) 为描述均质非饱和土壤水分运动的基本方程。

2. 饱和土壤水流的基本方程

对于饱和土壤来说，土壤含水率不随时间而发生变化，即 $\partial \theta / \partial t = 0$ ，且 $K(\theta)$ 为常

数。因此,式(5.17)可变为

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0 \text{ 或 } \nabla^2 \psi = 0 \quad (5.20)$$

式(5.20)为饱和土壤水流运动的拉普拉斯(Laplace)方程, ∇^2 为拉普拉斯算子。可以看出,饱和土壤的水分运动方程比非饱和土壤简单得多。

5.4 土壤下渗的物理过程

降雨或灌溉后,人们会发现,一部分水沿地面流走,另一部分则进入土壤中。将水分从土表进入土壤的过程称之为下渗。下渗水量的多少直接影响着径流量的大小,同时也决定着地表径流量和地下径流量的比例。下渗是将地表水与地下水、土壤水联系起来的纽带,是径流形成过程、水循环过程的重要环节。

5.4.1 基本概念

为了研究和认识下渗的一般物理过程,首先需要了解一些相关概念。

(1) 供水强度。供水强度是指降雨或灌溉水喷洒的强度,表示单位时间、单位面积地表土壤所截获的水量。当只有降水补给土壤水时,供水强度即为降水强度。

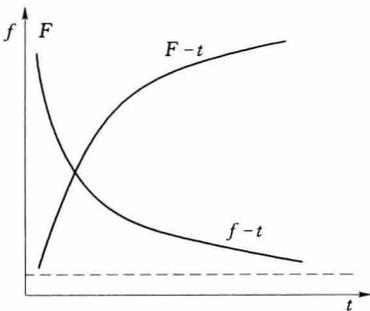


图 5.6 下渗曲线 ($f-t$) 和累积下渗曲线 ($F-t$)

(2) 下渗率。下渗率又称下渗强度,指单位时间从土表进入单位面积土壤的水量,常以 mm/min 或 mm/h 计。

(3) 下渗能力。当土壤表面水分供应充足时,此时的下渗率称为下渗能力,也称下渗容量。下渗容量与初始土壤含水率和土壤质地、结构有关,而与供水强度无关。

(4) 下渗曲线。在非饱和土壤中,水分的垂直渗透一般是在吸力梯度及重力梯度的联合作用下进行的。当土壤起初为干土时,吸力梯度远大于重力梯度;随着土层湿润的部分不断增厚,吸力梯度不断减小,重力

梯度不断增加并成为水分下渗的主要动力。因此,下渗初期,含水率较小,土壤吸持水分的能力较大,下渗率随时间急速增加,一般将此下渗率称之为初渗。随着历时的延长,含水率逐渐增加,土壤所能吸持的水量递减,下渗能力也随之递减,并趋于一稳定值。将下渗能力 f 随时间 t 的变化过程线称为下渗曲线。这一变化过程如图 5.6 所示^[1]。

(5) 累积下渗量。入渗开始后一定时段内,通过单位面积下渗到土壤中的总水量,称为累积下渗量,常简称为下渗量,以 mm 计。累积下渗量与下渗率的关系可用下式表示,即

$$F = \int_0^t f(t) dt \text{ 或 } f = \frac{dF}{dt} \quad (5.21)$$

(6) 累积下渗曲线。累积下渗量随时间的变化曲线称为累积下渗曲线。图 5.6 中的累积下渗曲线 $F-t$ 则是下渗量 F 随时间 t 的增长过程。累积曲线上任一点的坡度,表示该

时刻的下渗率。

(7) 实际下渗率。累积下渗曲线上任一点切线的斜率称为某一时刻的实际下渗率。

(8) 稳定下渗率。随时间推移下渗率逐渐减小，最后趋于一较稳定的数值。此时的下渗率称为稳定下渗率。

5.4.2 下渗的物理过程

1. 下渗阶段划分

地表水沿着土壤或岩土的空隙下渗时，其所受的力有重力、分子力和毛管力，水分的运动过程也是在这些力作用下的综合平衡过程，按照作用力的组合变化及其水分运动特征，可将下渗过程划分为如下3个阶段。

(1) 渗润阶段。降水初期，若土壤干燥，下渗水主要受分子力作用，被土粒所吸附形成吸湿水，进而形成薄膜水，通常将此阶段称为渗润阶段。当土壤含水率达到土壤的最大分子持水量时，此阶段基本结束。

(2) 渗漏阶段。当土壤含水率开始大于最大分子持水量时，水分开始在毛管力的作用下充填土壤中细小孔隙。随着下渗的继续，土壤含水率继续增大，重力也开始起作用。此时水分在毛管力和重力作用下沿土壤孔隙作不稳定流动，将此阶段称为渗漏阶段。直至水分达到饱和时，此阶段才基本结束。

(3) 渗透阶段。在土壤所有孔隙均被水充填时，土壤达到了饱和状态，水分主要受重力作用呈稳定流动。此阶段称为渗透阶段。渗透阶段属于饱和水流运动。而渗润与渗漏阶段均属于非饱和水流运动，有时为了应用方便，也将渗润与渗漏阶段统称为渗润。

上述3个阶段并无明显的分界，尤其当土层较厚时，3个阶段可能同时交错进行。

2. 下渗过程中土壤水分动态及分布规律

下面我们来看在整个下渗过程中，土壤含水率的动态变化及分布规律。在地面土壤比较干燥，或者供水强度较小的情况下，降雨初期地表不会产生积水，所有水分都渗入土壤中。此时土壤表层的含水率不断增加，土层被湿润的部分也不断增厚，渗入土壤的水量将越来越多；土层内任意一点的土壤含水率都在时刻发生变化，具体特点是自供水所及之区域向四周递减，如图5.7(a)所示。随着入渗的进行，土表的含水率增加的幅度越来越小，并最终保持某一数值不变，但此时土表并未积水，土层内湿润部分的厚度仍然继续增

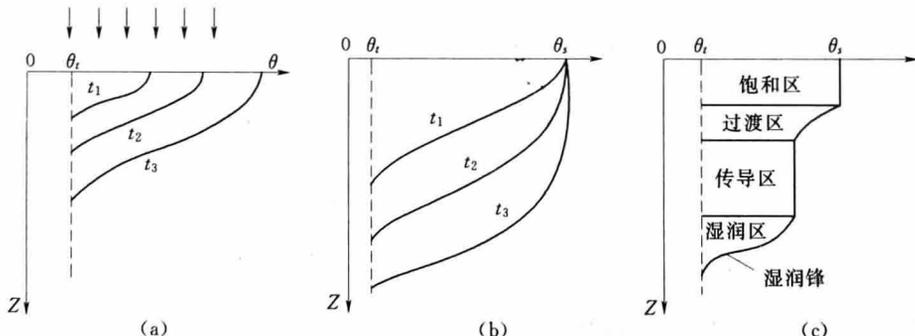


图 5.7 下渗过程中土壤水分变化过程及分布规律

(a) 无积水；(b) 无积水；(c) 有积水

加,但增加的幅度有所减小,土层内任一点土壤的含水率增加的幅度也逐渐减小,且越靠近土表,增幅越小,如图 5.7 (b) 所示,此种情况是土壤表层开始积水的临界时刻。此后,部分水分开始在土壤表层集聚,并形成一定厚度,土壤的含水率剖面也基本趋于稳定。一般来说,在积水条件下,下渗水在土体中的垂向分布,大致可划分为 4 个区,即饱和区、过渡区、水分传导区和湿润区,如图 5.7 (c) 所示,它们具体反映了下渗水的垂向运动特征。

5.5 土壤下渗理论与公式

下渗理论就是研究土壤水的下渗规律及其影响因素的理论。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,因此,了解下渗理论的关键就是推求下渗曲线,目前,确定下渗曲线主要有以下 3 种途径。

5.5.1 非饱和土壤水下渗理论

推导非饱和土壤水流运动的下渗方程时,若以地面为标准参考面,坐标原点设在地面,取向向下为正。根据土壤水分运动的连续方程式 (5.19),只考虑垂向一维水流情况下,非饱和土壤水流运动的下渗方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (5.22)$$

式 (5.22) 是一个非线性偏微分方程。对于此式,只有在一些特殊情况下才能求得其解析解。下面以忽略重力作用为例分析其下渗方程的解。

对于较干土壤来说,下渗初期,土表以下土壤仍为初始含水率,即 $\frac{\partial \theta}{\partial t} \rightarrow \infty$,也就是说,基质势梯度很大,而重力势梯度相对较小。因此,可将重力势梯度忽略不计,则式 (5.22) 变为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (5.23)$$

对于此式的求解,首先要结合某一具体下渗过程给出其初始和边界条件。假定此下渗过程所构成的定解问题如下:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \\ \theta = \theta_i \quad [t = 0, 0 \leq z \leq \infty (\text{初始条件})] \\ \theta = \theta_0 \quad [t \geq 0, z = 0 (\text{上边界条件})] \\ \theta = \theta_i \quad [t > 0, z = \infty (\text{下边界条件})] \end{array} \right. \quad (5.24)$$

对于此问题,可分为以下两种情况进行求解。

1. 假定扩散率为常数

为了简化,可假定 $D(\theta)$ 为常数,即令 $D(\theta) = D$,通过 Laplace 变换和逆变换可求其解析解,结果为

$$\theta = (\theta_0 - \theta_i) \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{Dt}}\right) + \theta_i \quad (5.25)$$

式中: $\operatorname{erfc}(\ast)$ 为余误差函数, $\operatorname{erfc}(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_y^\infty e^{-y^2} dy$; y 为变量, 相当于式中的 $\frac{z}{2\sqrt{Dt}}$ 。

根据式 (5.25) 就可以求出任一时间, 任一位置 z 处的含水率 $\theta(z, t)$ 。知道了 $\theta(z, t)$, 就可求出其下渗曲线, 现举例说明如下。

根据图 5.8, 在忽略重力作用时, 图中阴影部分的面积即为 Δt 时段内土壤的累积下渗量, 即

$$F(t) = \int_{\theta_2}^{\theta_0} z(\theta, t) d\theta = \int_0^\infty [\theta(z, t) - \theta_i] dz \quad (5.26)$$

将式 (5.25) 代入式 (5.26), 整理后得

$$F(t) = 2(\theta_0 - \theta_i) \sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \quad (5.27)$$

对式 (5.27) 求导, 得

$$f_p = \frac{dF(t)}{dt} = (\theta_0 - \theta_i) \sqrt{\frac{D}{\pi}} t^{-\frac{1}{2}} \quad (5.28)$$

式中: f_p 为下渗率, cm/d 。

式 (5.28) 就是忽略重力作用、扩散率为常数时下渗曲线的表达式。

2. 扩散率不为常数

当扩散率不为常数时, 式 (5.24) 的求解过程比较复杂, 必须借助计算机, 因此, 不再做具体介绍。但下渗曲线的求解思路与前面相同, 即通过计算模拟求出任一时间和任一位置的含水率 $\theta(z, t)$ 分布剖面。根据 $\theta(z, t)$ 求出其下渗曲线, 结果为

$$f_p = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} \quad (5.29)$$

式 (5.29) 就是忽略重力作用、扩散率不为常数时下渗曲线的基本表达式。

对比式 (5.29) 与式 (5.28), 可以看出忽略重力作用下, 无论扩散率是常数还是变数, 下渗率 f_p 均为 $t^{-1/2}$ 的函数, 且当 $t \rightarrow \infty$ 时, $f_p \rightarrow 0$, 而在实际下渗过程中, 当 $t \rightarrow \infty$ 时, $f_p \rightarrow f_c$, 因此, 忽略重力只能适用于下渗时间较短的情况。

5.5.2 饱和和土壤水下渗理论

饱和和下渗理论模式是由 Green 和 Ampt 提出的。他们对下渗过程做了如下简化: 首先, 土壤为均质各项同性, 初始含水率极低且在剖面上均匀分布; 其次, 入渗一开始就有积水, 且不随时间而变化; 此外, 湿润锋面是饱和土壤与非饱和土壤的交界面, 即湿润锋上部区域的土壤含水率为饱和含水率, 下部区域仍为初始土壤含水率。

在以上假设条件下, 下渗过程中土壤水分剖面随时间的变化将形如一个汽缸中的活塞不断地沿深度方向推进, 如图 5.9 所示。若以地表为参考平面, 取向向下为正。在上述假设条件下, 可根据水流的达西定律及水量平衡方程建立饱和和下渗基本模式。现在具体分析一

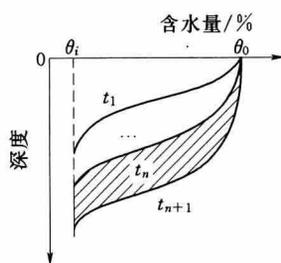


图 5.8 半无限长土柱的下渗过程

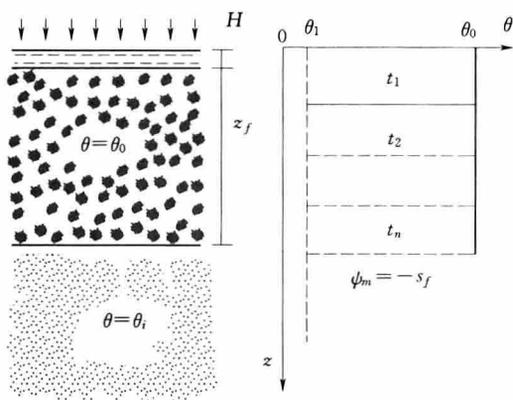


图 5.9 概化的湿润锋移动

下地表和湿润锋处任意两点之间的水势情况。根据假设条件，地表的积水深度为 H ，则土表某一点单位质量水分所受的压力势为 H 。由于无其他水势。因此，地表处某一点的总水势仍为 H 。同样，湿润锋面处某一点受到下方土壤水的基质势为 ψ_m ，若以吸力来表示则为 $-s_f$ ；若重力势以其下渗的深度 z_f 表示，则总水势为 $-s_f - z_f$ 。因此，土壤表面与湿润锋面之间的水势梯度为 $(-s_f - z_f - H) / z_f$ ，此水势梯度即为下渗水流运动的动力。

根据达西定律，则下渗率可表示为

$$f_p = K_s \frac{s_f + z_f + H}{z_f} = K_s \left(\frac{s_f + H}{z_f} + 1 \right) \quad (5.30)$$

式中： f_p 为下渗率或下渗能力， cm/d ； K_s 为饱和水力传导度， cm/d 。

式 (5.30) 表示饱和下渗过程中下渗率与湿润锋的关系。下面针对不同情况分别求下渗率及累积下渗量随时间的变化关系式。

1. 积水深度较小或下渗时间较长

当积水深度较小，或下渗时间较长时， H 相对于 z_f 很小。因此，式 (5.30) 可近似为

$$f_p = K_s \left(\frac{s_f}{z_f} + 1 \right) \quad (5.31)$$

此外，根据假设，土壤剖面初始含水率分布均匀。下渗过程中，水流经过的地方，土壤含水率均达到饱和含水率，根据水量平衡原理，则下渗过程中累积下渗量 F 应为

$$F = (\theta_s - \theta_i) z_f \quad (5.32)$$

式中： θ_s 为饱和体积含水率， cm^3/cm^3 ； θ_i 为初始体积含水率， cm^3/cm^3 。

由式 (5.32) 可得

$$z_f = \frac{F}{\theta_s - \theta_i}$$

将其代入式 (5.31)，可得

$$f_p = K_s \left[1 + (\theta_s - \theta_i) \frac{s_f}{F} \right] \quad (5.33)$$

式 (5.33) 反映了下渗率和累积下渗量之间的关系，是饱和下渗理论基本模式之一，根据定义， $f_p = dF/dt$ ，则式 (5.33) 可变为

$$\frac{dF}{dt} = K_s \left[1 + (\theta_s - \theta_i) \frac{s_f}{F} \right] \quad (5.34)$$

以下渗开始时刻为 0，自 $0 \rightarrow t$ ， $0 \rightarrow F$ 对式 (5.33) 取积分，得

$$\int_0^t K_s dt = \int_0^F \frac{F}{F + (\theta_s - \theta_i) s_f} dF$$

对其积分后得

$$K_s t = F - s_f (\theta_s - \theta_i) \ln \left[1 + \frac{F}{(\theta_s - \theta_i) s_f} \right] \quad (5.35)$$

式 (5.35) 即为积水深度较小或下渗时间相对较长时的饱和下渗过程中累积下渗曲线的表达式。

2. 下渗时间较短

当下渗的时间较短时, z_f 相对于 $s_f + H$ 来说较小, 此时式 (5.31) 可近似为

$$f_p = K_s \frac{s_f + H}{z_f} \quad (5.36)$$

根据下渗率与累积下渗率的关系, 对式 (5.32) 求导, 并联立式 (5.36) 可得

$$f_p = \frac{dF}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f}{dt} = K_s \frac{s_f + H}{z_f}$$

令 $D = K_s \frac{s_f + H}{\theta_s - \theta_i}$, 则有

$$\frac{dz_f}{dt} = D \frac{1}{z_f}$$

对上式积分后得

$$z_f = \sqrt{2Dt} \quad (5.37)$$

将式 (5.37) 分别代入式 (5.32), 得

$$F = (\theta_s - \theta_i) \sqrt{2Dt} \quad (5.38)$$

对式 (5.38) 求导, 得

$$f_p = (\theta_s - \theta_i) \sqrt{D/2t} \quad (5.39)$$

式 (5.38) 和式 (5.39) 显示, 饱和下渗过程中, 当下渗时间较短时, 累积下渗量与时间 \sqrt{t} 成正比, 而下渗率则与 \sqrt{t} 成反比。这是 Green-Ampt 下渗模式的另一种表达形式。

可以说饱和下渗过程是一种比较理想的下渗模式, 与实际情况下砂性土壤的下渗过程较为相似, 但与黏性土壤的下渗过程差异较大。

5.5.3 土壤水下渗曲线经验公式

以上下渗曲线的确定均是基于 Richards 基本方程的理论推导获得, 通过推导过程, 有助于认识下渗的物理机制和规律。但这些推导过程均是对问题做了一定简化, 因此对于实际复杂情况应用起来误差较大。在实际应用中, 下面介绍一些有代表性的经验下渗曲线公式。

1. Kostiakov 公式

1931 年, 苏联学者 Kostiakov 提出了如下的经验公式:

$$f_p = A t^{-b} \quad (5.40)$$

式中: f_p 为实际下渗率; t 为下渗时间; A, b 为经验常数, 与土壤质地有关, 可通过实验确定。

从式 (5.40) 可以看出, 下渗过程中, 随下渗时间的延长, 下渗率逐渐减小, 且呈幂函数曲线关系, 这与实际情况一致, 但当 $t \rightarrow \infty$ 时, $f_p \rightarrow 0$, 则与实际情况不相符。

2. Horton 公式

1940 年, Horton 提出了反映降雨产流过程中, 下渗率与初渗率、稳渗率以及时间 t 之间关系的经验公式, 即

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\beta t} \quad (5.41)$$

式中: f_c 为稳定下渗率; f_0 为初始下渗率; β 为经验参数, 反映了入渗率由 f_0 减小到 f_c 过程中的快慢程度, 其他符号意义同前。

根据式 (5.41), 当 $t \rightarrow 0$, $f_p \rightarrow f_0$, 因此 f_0 称为初渗率; 当 $t \rightarrow \infty$, $f_p \rightarrow f_c$, 故 f_c 为稳渗率。Horton 公式的这一特点使得其具有较广的适用范围, 既适用于一个点的下渗, 也适用于流域范围内的下渗。

3. Holtan 公式

1961 年, Holtan 提出的经验公式如下:

$$\begin{aligned} f_p &= f_c + \alpha(W - F)^\beta \\ W &= (\theta_s - \theta_0)d \end{aligned} \quad (5.42)$$

式中: W 为一定厚度的土壤在下渗开始后所能容纳的下渗水量; F 为累积下渗量; d 为土层厚度; α 、 β 为经验参数; 其他符号意义同前。

Holtan 公式与其他公式的不同在于它只适用于流域范围内的下渗, 而不适用于点的下渗。在应用时主要的困难在于控制土层的确定。

4. Smith 公式

Smith 根据土壤水分运动的基本方程, 对不同质地的各类土壤, 进行了降雨入渗模拟实验, 在大量实验的基础上, 于 1972 年提出了如下的下渗公式:

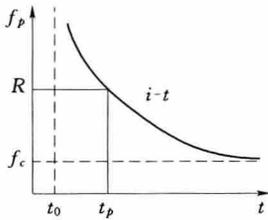


图 5.10 Smith 公式下渗率 f_p 与时间 t 的关系

$$\begin{cases} f_p = R & (t \leq t_p) \\ f_p = f_c + B(t - t_0)^{-\beta} & (t > t_p) \end{cases} \quad (5.43)$$

式中: R 为降雨强度; t_p 为开始积水的时间; t_0 为下渗的初始时间; B 、 β 为经验参数; 其他符号意义同前。

式 (5.43) 表示, 在下渗初期, 下渗主要由供水强度控制, 实际下渗率即等于降雨强度 R ; 在 t_p 时刻以后, 即地面开始产生积水或出现径流以后, 下渗主要由土壤决定。下渗率随时间的变化如图 5.10 所示^[4]。图中显示, 当 $t \rightarrow \infty$, $f_p = f_c$ 。因此, f_c 理论上等于饱和水力传导度 K_s 。当 $t \rightarrow t_0$ 时 $f_p \rightarrow \infty$, 故 t_0 为下渗曲线的渐近线所对应的时间坐标。

5.6 天然降雨的下渗和土壤水的再分布

5.6.1 天然降雨情况下的下渗

以上所介绍的下渗过程主要是针对一些特殊情况, 如供水充分、土壤均质、土壤表面保持水平或非均质土壤的单点下渗等情况。在天然条件下, 实际的下渗过程因多种因素的

共同影响变得非常复杂，往往呈现不稳定和不连续性。如降雨强度是随时间变化的，而且会出现不连续的间断的情况；土壤不可能是均质的，从而导致土壤的透水性能和初始含水率等参数的时空变化很大；同时在许多地区，土壤的表面有一定坡度等。在这些因素影响下，实际下渗量的剖面分布会变得极为不均，尤其是流域的下渗性能空间变异性很大等。因此，需要重新分析这些因素变化情况下的下渗过程。

1. 降雨强度对下渗过程的影响

天然情况下的降雨强度随时间的变化过程是随机的，会出现小于、大于或等于同时刻的地面下渗容量等不同情况。因此，下渗过程有时按降雨强度进行下渗，有时则按下渗容量进行下渗，如图 5.11 所示^[2]。

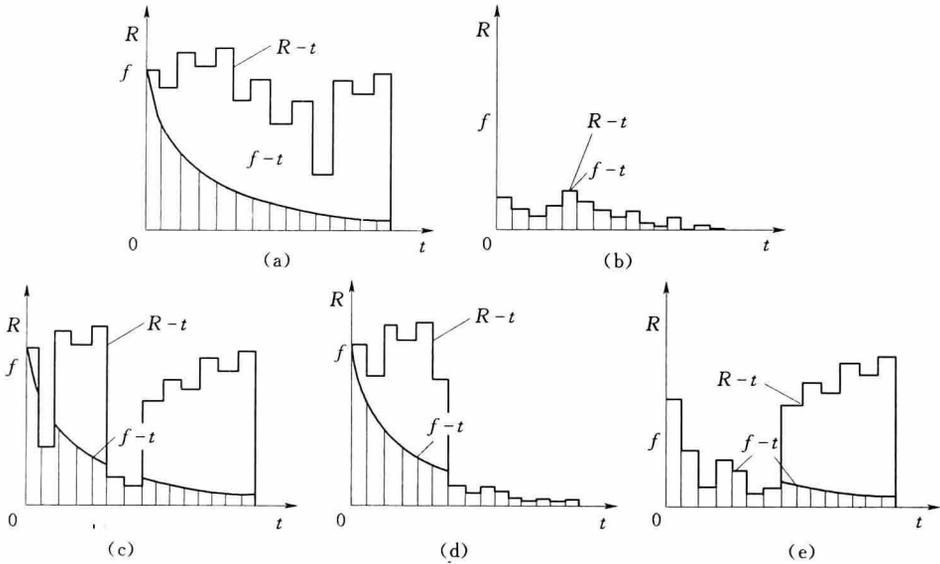


图 5.11 降雨强度随时间变化时的下渗类型

(a) $R > f$; (b) $R \leq f$; (c)、(d)、(e) R 、 f 关系不定

对于图 5.11 (a)，任一时刻的降雨强度都大于同时刻的地面下渗容量，因此下渗过程即按下渗容量进行。对于图 5.11 (b)，任一时刻的降雨强度均小于或等于下渗容量，则下渗过程与降雨强度的变化保持一致。对于图 5.11 (c) ~ (e)，降雨强度有时大于同时刻地面下渗容量、有时小于地面下渗容量，因此下渗率有时与降雨强度保持一致，有时与下渗曲线保持一致。

2. 土壤特性对下渗过程的影响

土壤特性对下渗的影响，主要决定于土壤的透水性能及土壤的前期含水率。一般来说，土壤质地越粗或团粒结构发育越好时，孔隙直径越大，其透水性能也就越好，相应的土壤的下渗能力也越大。土壤的含水率决定着一定条件下土壤吸水的能力及透水量的大小及变化。土壤前期含水率越小，其吸水能力越强，下渗率则越大；反之，湿润土壤下渗率小，如图 5.12 所示。

此外，土壤的分层结构也会影响水分的下渗，由于不同土壤的渗透系数和持水性差

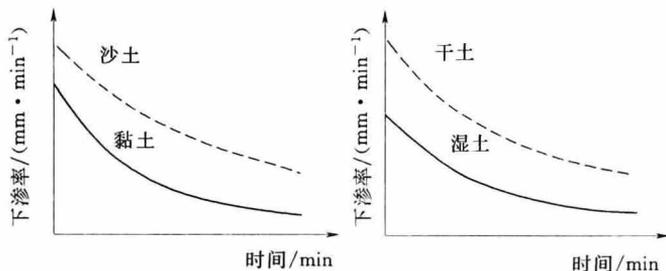


图 5.12 土壤质地和含水量对下渗率的影响

异，使得水分在两层土壤的界面会发生滞留现象。

3. 土壤表面坡度（地形条件）对下渗过程的影响

地面起伏程度不同，则坡面漫流时的流速和汇流时间不同。一般来说，在相同的条件下，地面坡度大、漫流速度快，历时短，不易形成积水，下渗量就小。如从机理上来分析，则地形坡度对下渗的影响通常是通过改变对地面的供水强度来体现的。如强度为 R 的一场降雨，若降落在坡度为 0 的地面上，则对地面的供水强度为 R 。若降落在坡角为 β 的坡地上则供水强度将变为 $R\cos\beta$ ，如图 5.13 所示。因 β 一般在 $0^\circ \sim 90^\circ$ 之间变化，故 $R\cos\beta < R$ ，即地面坡度越大，降雨对地面的有效供水强度越小，因此下渗量越小。

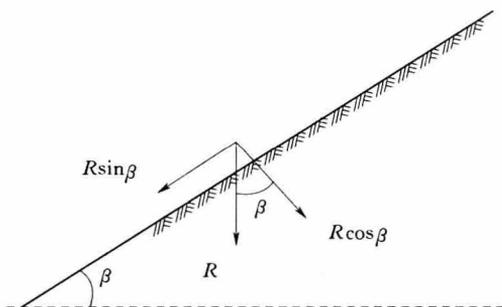


图 5.13 地形坡度对下渗量的影响

除以上因素外，下渗过程还受地面覆盖物、耕作措施以及下渗水质等因素影响。

5.6.2 下渗过程中土壤水分的再分布

随着下渗历时的延长，湿润锋面向土层深处延伸，直至与地下潜水面上的毛管水上升带相衔接。在此过程中，如降雨停止或中途停止供水，地表积水逐渐消失，地表下渗结束，但由于土壤剖面仍存在水势梯度，在这一水势梯度作用下，土壤水仍将继续运动，直至水势梯度消失。在这种情况下，土层内的水将发生再分配的运动过程，其运动过程如图 5.14 所示^[2]。图中显示，再分布过程中，上层的水分逐渐递减，而下层土壤的水分逐渐增加，且随着时间的延长，水分变化的速度越来越慢。同时，再分布过程中水分的供应停止，因此，水的总量不会发生变化。

土壤水分的再分布过程是水文循环的重要组成部分，其具体分布情况与土壤的质地、孔隙度、孔径大小以及潜埋深等密切相关。

研究水的下渗规律，明确其影响因素，就可以通过积极的人类活动（如坡地改梯田、植树造林、建造蓄水工程、开挖排水沟渠等）有计划、有目的地控制

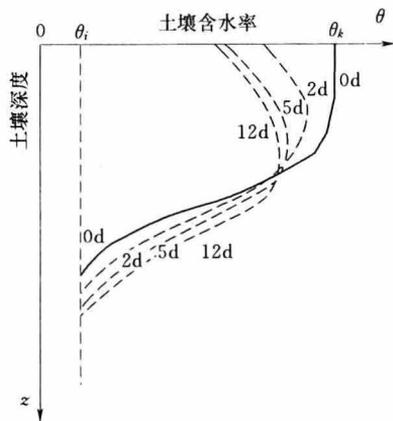


图 5.14 土壤水分的再分布示意图

入渗过程，使之朝向人们所期望的方向发展。

参 考 文 献

- [1] 詹道江, 叶守泽. 工程水文学 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2000.
- [2] 芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
- [3] 胡方荣, 侯宇光. 水文学原理 (一) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1988.
- [4] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学 [M]. 北京: 清华大学出版社, 1988.
- [5] [美] 贝佛尔, L. D., 等. 土壤物理学 [M]. 叶和才, 等, 译. 北京: 科学出版社, 1983.
- [6] 姚贤良. 土壤物理学 [M]. 北京: 农业出版社, 1986.

第 6 章 蒸 散 发

水分通过降水到达陆面，其中一部分雨水汇入河流、湖泊等水体成为地表水，一部分则通过下渗成为土壤水或地下水，还有一部分水在接受太阳辐射后，又以水汽的形式散失到大气中，此现象即为蒸散发现象。换句话说，蒸散发是指水文循环中自降水到达地面后由液态或固态转化为水汽返回大气的过程，它与下渗是两个相反的过程。据统计，陆地上一年的降水约有 60% 消耗于蒸发与散发，显然，蒸散发是水文循环的又一重要环节。从径流形成来看蒸散发是一种损失，蒸散发的研究对于水利工程的规划设计以及水量平衡计算均有重要的意义。

6.1 基本概念

蒸散发是发生在具有水分子的物体表面上的一种水分运动现象。具有水分的物体表面称为蒸发面。根据水分所在蒸发面性质的不同，蒸散发一般可以分为水面蒸发、土面蒸发和植物散发 3 类，如图 6.1 所示。所谓水面蒸发就是发生在水体（包括江河、湖海等地表水）表面的蒸发。土面蒸发则是发生在土壤表面的蒸发现象。一般来说，土面蒸发量要小于水面蒸发量，但在研究某流域内总蒸发量时，因土面面积一般都大于水面面积，土面蒸发总量比水面蒸发量要大，所以在水文学中对土面蒸发的分析占有重要的地位。植物散发则是发生在植物茎叶表面的水分逸出现象。由于植物散发和土面蒸发很难分开，通常将植物散发与土壤蒸发统称为蒸散发。蒸散发消耗的水量，常用蒸发强度、累积蒸发量以及蒸发能力来表征。蒸发强度是指单位时间从单位面积土壤表面或植物叶面以及水面所消耗的水量，其常用单位为 mm/d，mm/月或 mm/a。而某一时段内从这些蒸发面所消耗的水量总和称为累积蒸发量。蒸发量用蒸发面上蒸发的水层深度来表示，通常以 mm 计。蒸发面通常分为充分和非充分供水两种情况。充分供水时，某一蒸发面的蒸发量就是同一气候条件下可能达到的最大蒸发量，称为可能最大蒸发量或蒸发能力。通常情况下，蒸发面上的蒸发量小于或等于蒸发能力。

对于一个流域来说，以上 3 种形式的蒸散发都有可能发生，因此流域的总蒸散发就是指流域范围内各类蒸发和散发的总和。此外，还有一些其他形式的水分蒸发，如植物截留、潜水蒸发等。植物截留是指在降水过程中植物的茎叶上停留的一部分雨水最终消耗于蒸发的量。潜水蒸发则是指在地下水埋藏较浅的平原地区，蒸散（腾发）会导致潜水对上部土壤水的补给，发生潜水的消耗。对潜水而言，尽管这种消耗不是直接意义上的水分蒸发，但习惯上人们称之为潜水蒸发。

以上 4 种蒸发量在各年度内是相对稳定的，因此在水量平衡中的蒸发量实际上是包括这 4 种蒸发在内的消耗水量。

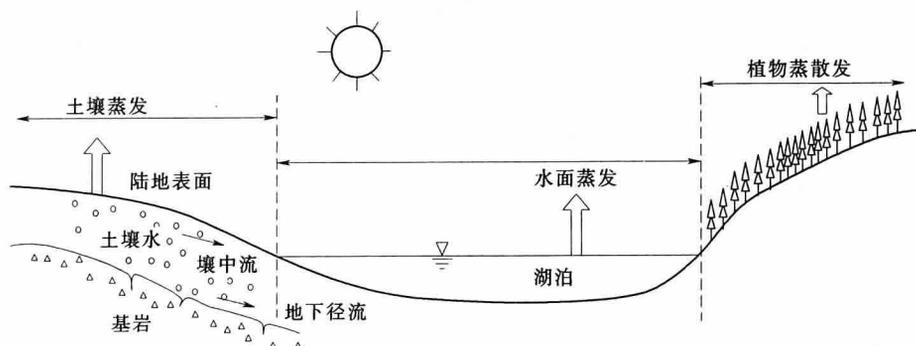


图 6.1 水面蒸发、土壤蒸发及植物蒸散发示意图

6.2 水面蒸发

6.2.1 水面蒸发机制

自然条件下的蒸发是水分和热量的综合反映。一般来说，蒸发的发生取决于两个条件，一是将水由液态变为气态的热能，二是是否有水分的供应，以及水分供应的状况。水面蒸发是最简单的蒸发形式，属于水分不受限制的蒸发，其蒸发主要受制于水面所接受的太阳辐射能量。对于一个自由水面来说，太阳辐射热量进入水体使得水体表层温度升高，水分子动能增加，运动加剧，且水面温度愈高，水分子的运动愈活跃。由于水分子之间本身存在着一定的相互作用力，即内聚力，使得水分子聚集于水体。但当水分子运动的动能大于水分子之间的内聚能时，水分子就能从水体逸出而散失到大气当中，此即为蒸发的物理机制。由于水体获得的能量不是均匀的，只有表层那些动能足够大的水分子才能突破水面进入大气，所以蒸发主要在水的表层发生。

根据理想气体状态方程和混合气体压强公式，温度和体积一定时，气体的分压正比于气体的分子数。在蒸发的初期，由于空气中水汽分子的数量相对较少，因而水汽压也较小。水面与空气中的水汽压差则较大，由水面逸出的水分子数量较多。相反地，从空气中返回水面的水分子数量较小。通常认为水面逸出的水分子数量与返回水面的水分子数量之差，就是实际观测到的蒸发量或蒸发强度。

随着蒸发的不断进行，从水面跃入空气中的水汽分子愈来愈多，以致水面以上大气中的水汽含量越来越多，水汽压也就愈大，水面与空气中的水汽压差减小，水汽分子由水面进入大气的速率明显减小，而空气中的水汽分子返回水面的速率则明显增大。对于一个封闭的系统来说，当二者进行到一定程度时，必然会出现跃出水面的水汽分子数等于进入水面的水汽分子数，此时空气与水面的水汽压差为零，蒸发因此停止。水汽压差为零时，空气中的水汽分子达到饱和，此时的水汽压称为饱和水汽压。如果水面的温度继续增加，空气中的蒸发又开始进行，直到空气中的水汽分子再次达到饱和为止。因此，对于封闭的自由水面来说，蒸发速率主要取决于水面和水面以上大气之间的水汽压差。

在自然条件下，由于空气的体积是无限的，水面上空气中的水汽分子存在一定的浓度梯度，由水面进入大气的水汽分子会通过空气对流、紊动以及水汽的扩散等作用不断的沿

梯度方向向上输送,从而减少了水面以上空气中的水分子数,降低了水汽压,使其很难达到饱和的状态,因此实际上不可能出现空气与水面的水汽压差为零的情况。所以自然条件下的蒸发量不仅与饱和水汽压差有关,还与空气的对流和紊动以及水汽的扩散等作用有关,而影响这些作用的因素主要与风速、气压、湿度等气象条件。

6.2.2 影响水面蒸发的因素

根据蒸发的发生机制,可将影响蒸发的因素分为两大类,一类是物体表面以上的气象条件,如太阳辐射、温度、湿度、风速、气压等;另一类是物体自身的因素,对于水面蒸发来说,有水体表面的面积和形状、水深、水质和水面的状况等因素。以下分别就这些因素作简单的分析。

(1) 太阳辐射。太阳辐射直接供给蒸发所需的能量,尤其对水面蒸发来说,太阳辐射几乎都用于蒸发,因此,太阳辐射是影响蒸发的主要因素。太阳辐射有日变化、季节变化和年季变化,水面蒸发也会随着这些变化而发生相应的变化。

(2) 温度。随着水温的增加,水分子的运动速度会加快,从而更易于逸出水面,所以水面蒸发量会随着水面温度的增加而增加。而直接影响水温的主要因素是气温,所以气温的变化会影响水面蒸发的变化。但由于水面蒸发的影响因素较为复杂,气温的变化有时与水面蒸发规律并不十分一致。

(3) 湿度。水面上方大气的湿度增加,其中的水汽分子数量增加,饱和水汽压差减小,水面与大气的水汽压差越小,水分子由水面逸出的速度越慢。因此,在相同条件下,空气湿度越小,水面蒸发量越大。同时,湿度的变化与气温也有着十分密切的关系。

(4) 水汽压差。水汽压差是指水面的水汽压与水面上空一定高度的大气水汽压之差。一般来说,空气密度越大,单位体积的水汽分子数量越多,水汽压就越大;反之,则水汽压越小。大气的水汽压越大,水面与大气的水汽压差越小,水面蒸发量也越小,这与湿度变化对蒸发的影响基本一致。

(5) 风速。风能够加强空气之间的对流和交换,使水面上空的水汽分子不断被带走,从而保证蒸发面与上空始终保持一定的水汽压差,使得蒸发持续进行。在一定范围内,风速越大,空气流动越快,越有利于水汽在空气中的对流和交换,从而增加水气界面的水汽压差,越有利于水面的蒸发。但当风速达到一定程度时,水面的蒸发趋于稳定,此时影响相对较小。同时当冷空气到来时,风速增加不仅不会促进水面蒸发,相反还会减少蒸发,甚至导致凝结。

(6) 水面面积。水体蒸发表面是水分子汽化时必经的通道。一般来说,水面面积越大,则蒸发量越大,蒸发作用进行得越快。对于局部区域来说,水面面积越大,其上空的水汽越不易被带离水面区域,水面上空的水汽含量越多,越不利于水面蒸发的进行。

(7) 水深。水体的深浅对水面蒸发也有一定的影响。总的来说,春夏两季浅水比深水水面蒸发量大,秋冬两季则相反。这是因为水深若较浅,水体的上、下部分交换相对比较容易,混合充分,水体各部分温差小,几乎相同,并与气温变化步调基本一致,对水面蒸发的影响较为显著。春夏两季气温较高,水温也较高,水面蒸发量大,秋冬两季水面蒸发量则较小。水深较大,水温在 $0\sim 4^{\circ}\text{C}$ 之间变化时,水体存在“热缩冷胀”的效应,从而使水体上下部分产生对流作用;当水温超过 4°C 时,对流作用停止。此外,水深大,水体

蕴藏的热量也大，这对水温将起到一定调节作用，使水面蒸发量随时间的变化显得比较稳定。

(8) 水质。水面蒸发不仅会受水体的数量影响，而且还会受到水质的影响，即水中溶解溶质多少的影响。一般来说，水中溶质的浓度越大，水体蒸发量越小，比如海水比淡水的蒸发量就小 2%~3%。这是由于溶质的存在而减小了单位水面面积内水分子的数量，即在本质上减小了纯水面蒸发面积，从而减小了水体的蒸发量。

此外，水体蒸发表面若有杂物覆盖，水体表面接受的太阳辐射就会减少，水体蒸发量也会随之减小。

6.2.3 水面蒸发量的确定方法

6.2.3.1 器测法

水面蒸发是在充分供水条件下的蒸发，其蒸发量可以用蒸发皿或蒸发池直接测定。目前国内水文气象站网主要使用的水面蒸发器有 3 种类型，即 $\Phi 20$ 型、 $\Phi 80$ 型和 E601 型。其中 E601 型蒸发器由蒸发筒、水圈、溢流筒和测针组成。每日 8 时观测一次，可获得一日水面蒸发量。一月中每日蒸发量之和为月蒸发量，一年中每日蒸发量之和为年蒸发量。

器测法简单实用，是一种常用的方法，但由于水面蒸发器的口径、水深、材料、安装方式、颜色等，都对蒸发量的测试结果有很大的影响。因此，所测出的水面蒸发量需通过折算，才能得到天然水面蒸发量。如 E601 型蒸发器与大水体水面蒸发值之间的折算系数为 0.9~0.99， $\Phi 80$ 型的折算系数小一些， $\Phi 20$ 型的折算系数为最小。在缺乏足够大水体水面蒸发资料的情况下，可用这些蒸发器的蒸发量代用。

除以上器测法之外，水面蒸发量的还有另外两类计算方法，一类是理论计算方法，另一类是经验计算方法。所谓理论计算方法即是有较强物理基础的方法，如热量平衡法、空气动力学法和水量平衡法等，这些计算方法分别是利用热量平衡、空气动力学和水量平衡等原理和理论来确定水面蒸发量。经验计算方法一般是在对实测资料的精度要求不很高的情况下，根据实测资料，利用经验公式对水面蒸发量进行估算的方法。下面分别对这几种方法作一介绍。

6.2.3.2 理论计算方法

1. 热量平衡法

水面蒸发不仅是水交换过程，也是热量交换的过程。热量平衡法正是基于热量交换基础，根据能量守恒这一基本原理建立起来的。

根据能量守恒原理，对于某一水体来说，在某一时段内，有

$$Q_n - Q_h - Q_e + Q_v = Q_w \quad (6.1)$$

式中： Q_n 为水体所接受的太阳净辐射能量； Q_h 为水体的热传导损失热量； Q_e 为蒸发所消耗的热量； Q_v 为出入流所引起的水体热量变化量； Q_w 为水体自身的热量变化量。

由于 Q_h 不易观测和计算，一般令

$$\beta = \frac{Q_h}{Q_e}$$

式中： β 称为鲍文比 (Bowen Ratio)。

根据气象学知识， β 可由下面的公式确定：

$$\beta = \gamma \frac{t_0 - t_a}{e_{0s} - e_a} \frac{P}{1000} \quad (6.2)$$

式中： γ 为温度计常数，当温度计为摄氏温度，水汽压以毫巴（mbar）为单位时， $\gamma = 0.66$ ； P 为大气压，mbar； t_0 为水面温度， $^{\circ}\text{C}$ ； t_a 为气温， $^{\circ}\text{C}$ ； e_{0s} 为水面温度为 t_0 时的饱和水汽压，mbar； e_a 为空气水汽压，mbar。

将其代入式（6.1），可得

$$Q_n - (1 + \beta)Q_e + Q_v = Q_w \quad (6.3)$$

将 $Q_e = LE_w$ 代入式（6.3），得

$$E_w = \frac{Q_e}{L} = \frac{Q_n + Q_v - Q_w}{L(1 + \beta)} \quad (6.4)$$

式中： E_w 为由水面温度求得的水面蒸发强度； L 为蒸发潜热。

式（6.4）即为基于热量平衡原理的水面蒸发强度计算公式，但当 $\beta = -1$ 或 $(e_{0s} - e_a) \rightarrow 0$ 时式（6.4）不能使用。从以上过程可以看出，热量平衡法主要考虑了日照和气温对水面蒸发的影响。

2. 空气动力学方法

若不考虑与水体表面平行方向，只研究与水面垂直方向上的水汽扩散现象。根据气体扩散理论，水体表面的水汽输送量（单位时间流过单位面积的水汽量）与大气中垂直向上方向水汽含量的梯度密切相关，其关系表达式为

$$E_w = -\rho K_w \frac{dq}{dz} \quad (6.5)$$

式中： E_w 为水汽输送量即水面的蒸发强度， $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ ； ρ 为湿空气密度， g/cm^3 ； z 为距离水体表面的垂直高度， cm ； K_w 为大气紊动扩散系数，与 z 有关， cm^2/s ； q 为大气比湿，即大气中水汽的相对含量， g/g 。

大气比湿 q 与距水面高度 z 处的水汽压 e 的关系为

$$q \approx 0.622 \frac{e}{P}$$

其中， P 为大气压，代入式（6.5）可得

$$E_w = -0.622 K_w \frac{\rho}{P} \frac{de}{dz} \quad (6.6)$$

由于大气紊动扩散系数 K_w 一般较难确定，所以需要利用空气紊动力学中的一些关系式对式（6.6）做进一步的处理。

与水汽垂直通量相类似，空气的动量垂直通量可写为

$$\tau = \rho K_m \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (6.7)$$

式中： τ 为单位面积的动量垂直通量，也即水平面上的剪切应力， N/m^2 ； \bar{u} 为水面上 z 高度处的平均风速， cm/s ； K_m 为大气紊动黏滞系数， cm^2/s 。

当 τ 与垂直高度无关时：

$$\tau = \rho u^2$$

式中： u 为剪切速度， cm/s 。

将其代入式 (6.7) 可得

$$K_m = \frac{u^2}{d \overline{u}/dz} \quad (6.8)$$

用式 (6.6) 除以式 (6.8), 整理可得

$$E_w = -0.622 \frac{K_w \rho u^2}{K_m P} \cdot \frac{de/dz}{d \overline{u}/dz}$$

若将 $\frac{de/dz}{d \overline{u}/dz}$ 用两个垂直高度处的水汽压 e_1, e_2 和风速 u_1, u_2 的差商来代替, 则有

$$E_w = 0.622 \frac{K_w \rho u^2}{K_m P} \cdot \frac{e_1 - e_2}{u_2 - u_1} \quad (6.9)$$

式 (6.9) 即表示以空气动力学理论为基础的水面蒸发强度计算公式, 式中 K_w/K_m 称为 Schmidt 数, 其值约等于 0.7。

由于式 (6.9) 涉及了任意两个高度的水汽压, 较难应用于实际。可根据 Karman-Prandtl 提出的均质流体完全粗糙流的流速分布公式进行计算, 该公式为

$$\frac{\overline{u}}{u} = C_1 \ln \frac{z}{k_s} + C_2 \quad (6.10)$$

式中: k_s 为空气表面糙度的线性量度, C_1, C_2 为常数。

将式 (6.10) 代入式 (6.9) 可得

$$E_w = 0.622 \frac{K_w \rho u^2}{K_m P C_1^2} \times \frac{(\overline{u_2} - \overline{u_1})(e_1 - e_2)}{\ln^2(z_2/z_1)} \quad (6.11)$$

若将 z_1 取为风速为 0 的高度, 则有

$$\overline{u} = \overline{u_1} = 0$$

代入式 (6.10), 可得

$$z_1 = k_s e^{-C_2/C_1}$$

若进一步假定 $e_1 = e_{0s}$, 其中 e_{0s} 为水面温度下的饱和水汽压, 则式 (6.11) 变为

$$E_w = \left(\frac{K_w \rho \overline{u_2}}{K_m P} \right) f[\ln(z_2/k_s)](e_{0s} - e_2) \quad (6.12)$$

或

$$E_w = A(e_{0s} - e_2) \quad (6.13)$$

式中: A 为风速函数和表面粗糙度函数的函数, 其表达式为

$$A = \left(\frac{K_w \rho \overline{u_2}}{K_m P} \right) f[\ln(z_2/k_s)]$$

对于某一具体水体而言, A 可看作只是与风速函数有关。

由式 (6.13) 可以看出, 水面蒸发强度与水汽压饱和差 $(e_{0s} - e_2)$ 成正比, 这与道尔顿定律相一致。

道尔顿定律是道尔顿 (Dulton) 在 19 世纪提出的, 其水面蒸发强度的计算公式为

$$E_w = f(u)(e_{0s} - e_a) \quad (6.14)$$

或

$$E_{aw} = f'(u)(e_{as} - e_a) \quad (6.15)$$

式中: E_w 为由水面温度求得的水面蒸发强度, mm/d; E_{aw} 为由气温求得的水面蒸发强

度, mm/d; $f(u)$ 、 $f'(u)$ 为风速函数; e_{0s} 为水面温度对应的饱和水汽压, mbar; e_{as} 为气温对应的饱和水汽压, mbar; e_a 为空气水汽压, mbar。

空气动力学方法确定水面蒸发强度, 其优点是考虑了水汽饱和差与风速两个影响水面蒸发的主要动力条件, 有助于了解蒸发的物理机制。

3. 综合法

空气动力学方法在估算水面蒸发量时仅考虑了风速和水汽扩散, 而未考虑太阳辐射这一热量条件; 能量平衡法虽然考虑了热量条件, 但只考虑了水汽扩散这一动力条件对水面蒸发的影响, 并未考虑风速; 因此如果能将这两种方法结合起来, 取长补短, 就能得到较好的计算办法。综合法就是同时应用能量平衡原理和空气紊流扩散理论而推导出的计算水面蒸发量的方法, 最早是由英国科学家彭曼 (Penman) 于 1948 年提出的, 故又称为彭曼公式法。

对于式 (6.4), 若假定 $Q_w \approx Q_v$, 则水面蒸发强度计算公式可简化为

$$E_w = \frac{Q_n}{L(1+\beta)} \quad (6.16)$$

将式 (6.2) 代入 (式 6.16), 得

$$E_w = \frac{Q_n}{L \left(1 + \gamma \frac{t_0 - t_a}{e_{0s} - e_a} \frac{P}{1000} \right)}$$

如取 $P=1000\text{mbar}$, 则上式变为

$$E_w = \frac{Q_n}{L \left(1 + \gamma \frac{t_0 - t_a}{e_{0s} - e_a} \right)} \quad (6.17)$$

令 $\Delta = \frac{e_{0s} - e_{as}}{t_0 - t_a}$, 将其代入式 (6.17) 得

$$E_w = \frac{Q_n}{L \left(1 + \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_{0s} - e_{as}}{e_{0s} - e_a} \right)} \quad (6.18)$$

式中: Δ 为 $t=t_a$ 时的饱和水汽压曲线坡度; e_{as} 为 $t=t_a$ 时的饱和水汽压, mbar。

在空气动力学方法中道尔顿定律式 (6.14) 和式 (6.15) 中, 若假定 $f(u)=f'(u)$, 则有

$$\frac{E_{aw}}{E_w} = \frac{e_{as} - e_a}{e_{0s} - e_a} \quad (6.19)$$

将式 (6.19) 代入式 (6.18), 得

$$E_w = \frac{Q_n}{L \left[1 + \frac{\gamma}{\Delta} \frac{(e_{0s} - e_a) - (e_{as} - e_a)}{e_{0s} - e_a} \right]} = \frac{Q_n}{L \left[1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_{aw}}{E_w} \right) \right]}$$

对上式作进一步整理可得

$$E_w = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_{aw} \quad (6.20)$$

式 (6.20) 即为综合法的基本公式。可以看出, 此式由两部分构成, 一部分为水体吸收净辐射产生的蒸发, 一部分为风速和饱和差产生的蒸发, 而水面蒸发速率则是这两部分加权

后求得。

使用彭曼公式时,所需的气象资料较多,如气温、相对湿度、风速等。然而,许多地区的气象站还难以提供这种完整的数据,这在很大程度上限制了该公式的应用。在未来气候变化预测情景中大多都只提供了月平均最高温度、最低温度和降雨资料,难以使用彭曼公式计算未来气候变化对蒸发的影响。

4. 水量平衡法

自然界中的任何物质都满足质量守恒定律,对于水体来说也是如此。如任取一定数量的水体,其必满足如下的水量平衡方程式:

$$\Delta W = I - O + P - E_w \quad (6.21)$$

式中: ΔW 为 Δt 时段内水体蓄水量的变化量, mm; I 为 Δt 时段内水体的平均入流量, mm; O 为 Δt 时段内水体的平均出流量, mm; P 为 Δt 时段内水面的降雨量, mm; E_w 为 Δt 时段内水面的蒸发量, mm。由式 (6.21) 可进一步得出

$$E_w = I - O + P - \Delta W \quad (6.22)$$

式 (6.22) 即为水量平衡法计算水面蒸发量的计算公式。

与其他方法相比,水量平衡法简单明了,但当计算时段较短时,蒸发量可能相对于其他各项相对较小,这样计算的误差则较大。因此,水量平衡法通常应用于较长时段内流域面积上的水面蒸发计算。

6.2.3.3 经验公式法

水面蒸发的影响因素很多,实际生产中情况较为复杂,理论计算方法往往不能全面考虑各种因素,同时参数的确定对观测项目和仪器要求也较高,在实际应用中较为困难。因此在实测资料精度要求不很高的情况下,人们在实际应用中常常根据实际环境情况采用根据实测数据总结出来的经验公式对水面蒸发量进行估算。目前,多数经验公式都是以道尔顿定律为基础而建立的。下面介绍两种常用的经验公式。

1942年,由Mayer提出的经验公式为

$$E_w = C(e_{0_s} - e_a) \left(1 + \frac{v}{10}\right) \quad (6.23)$$

式中: E_w 为水面蒸发强度, mm/d; e_{0_s} 为水面温度下的饱和水汽压, in (英寸); e_a 为空气水汽压, in (英寸); v 为风速, mile/h; C 为经验系数,一般取 $C=0.36$ 。

1966年,华东水利学院(现河海大学)对国内大型蒸发池观测资料进行综合分析后,提出了如下的经验公式:

$$E_w = 0.22 \sqrt{1 + 0.3u_{200}^2} (e_{0_s} - e_{200}) \quad (6.24)$$

式中: E_w 为水面蒸发强度, mm/d; e_{0_s} 为水面温度下的饱和水汽压, mbar; e_{200} 为水面以上 2m 高度处的水汽压, mbar; u_{200} 为水面以上 2m 处的风速, m/s。

以上公式的基本特征是以风速、水汽压等主要气象因子作为参数,其他因子统一作为相关系数来考虑。

经验公式一般是在缺乏实测资料的情况下应用的。同时每个经验公式都有其适用条件,在具体应用时应加以注意。

6.3 土壤蒸发

6.3.1 土壤蒸发的机制

土壤蒸发就是土壤空隙中的水分在水势梯度的作用下上升，并在土壤表层发生汽化后进入大气的过程。土壤水在汽化过程中，除了要克服水分子之间的内聚力外，还要克服土壤颗粒对水分子的吸附力。因此可以说，土壤蒸发就是土壤失去水分的干化过程。从水分运动的角度来看，土壤蒸发和下渗是互为相反的过程，因此土壤蒸发也是水文循环的一个重要环节。土壤是一种多孔介质，既有吸收和保持水分的能力，也有输送水分的能力。其输送水分的能力则与土壤的含水率、土壤的结构、质地等因素有关。因此，土壤蒸发不同于水面蒸发，其蒸发过程既与气象因素有关，也与土壤的输水能力有关。当这些因素发生变化时，土壤的蒸发量也随之发生变化。若土壤处于非饱和状态时，土壤蒸发量的大小取决于以上两个因素中较小的一个。若土壤处于饱和状态时，土壤的输水能力不受限制，此时的蒸发只与气象因素有关，其蒸发过程与水面蒸发相似。

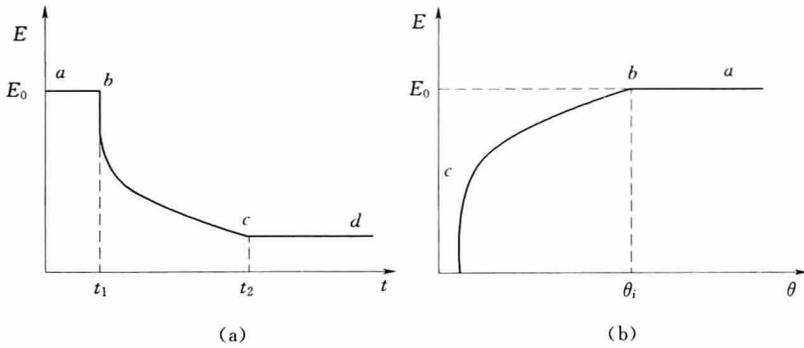


图 6.2 蒸发强度随含水量和时间的变化曲线

(a) 蒸发强度随时间的变化曲线；(b) 蒸发能力随含水量的变化曲线

当降雨或灌水后，土壤的含水率非常大，接近饱和状态，此时根据土壤蒸发的特点和规律，可将其分为 3 个阶段，即稳定蒸发阶段、蒸发强度随含水率降低的阶段以及水汽扩散阶段。在大气蒸发强度不变的情况下，蒸发强度随时间和含水率的变化过程如图 6.2 所示。下面分别就这 3 个阶段进行分析。

1. 稳定蒸发阶段

当土壤的含水率很大时，一般大于其田间持水量时，土壤处于充分供水的状态。在此阶段，当土面的含水量因蒸发而稍有减少时，深层的水分即可通过毛管作用及时的补充到表面，因此蒸发强度主要取决于气象条件。通常将土壤供水充分时，由气象条件决定的最大可能蒸发强度称为潜在蒸发强度或大气蒸发能力，常用单位为 mm/d。对于某一土体来说，当气象条件相对稳定时，其土面蒸发强度则保持一稳定状态，故将其称为稳定蒸发阶段（图 6.2 中的 a—b 段）。在这个阶段内的蒸发速度接近于自由水面的蒸发，蒸发量很大，但由于重力水很快就会渗漏排除，土壤含水量迅速下降，因此稳定蒸发阶段一般只能持续较短的时间。

2. 蒸发强度随含水率降低的阶段

在持续的蒸发耗水条件下，土壤中储存的水量不断减小，当其含水率小于田间持水量时，毛管水开始变得不连续，土壤表层的含水率随之减小，土壤的供水能力受到限制，因此蒸发强度将随土壤含水率的减小而减小，这就是土壤蒸发第二阶段的特点（图 6.2 中的 $b-c$ 段）。在此阶段，水分的蒸发主要决定于土壤特性。

3. 水汽扩散阶段

当土壤的含水率继续减小且小于土壤的毛管断裂含水率时，土壤的蒸发开始进入第三阶段。此时，土壤的输水能力明显减弱，已难以满足表土蒸发需水的要求，因此在土壤表面形成一个干土层。干土层形成后，毛管传导作用停止，土壤水向土表的导水率降至接近零，水分只能在干土层以下的表面汽化，并以气态水经干土层中的孔隙散失到大气中去。蒸发强度的大小主要受制于土层内水汽扩散的能力。如果土壤水分扩散经过的干土层孔隙度小，扩散则慢，水分散失的就更少。因此，蒸发强度很小且基本保持稳定 [图 6.2 (a) 中的 $c-d$ 段]。在此阶段，蒸发强度的大小既不受大气蒸发能力的控制，也不随土壤的含水率而变化，且水分的蒸发不是在土壤的表面进行的。

6.3.2 土壤蒸发的确定方法

土壤蒸发以单位时间、单位面积蒸发的水层深度 (mm) 计。确定土壤蒸发量的方法有空气动力学方法、热量平衡法、综合法、水量平衡法、经验公式法以及器测法等，由于前 3 种方法与水面蒸发的计算方法相同。因此，下面主要介绍水量平衡法、经验公式法和器测法。

1. 水量平衡法

对于某一流域的土壤蒸发来说，根据水量平衡原理，其某一时段土壤水分的变化满足以下关系式：

$$\Delta W = I - O + P - E_w + G \quad (6.25)$$

式中： ΔW 为某一时段内土体蓄水量的变化量，mm； I 为 Δt 时段内土体接受的灌溉量，mm； O 为 Δt 时段内土体发生的深层渗漏量，mm； P 为 Δt 时段内渗入土体的降雨量，mm； G 为 Δt 时段内地下水对土体的补给量，mm； E_w 为 Δt 时段内土壤的蒸发量，mm。

根据式 (6.25)，在确定了其他水平衡要素后，即可计算出某一时段土壤的蒸发量，即

$$E_w = I - O + P + G - \Delta W \quad (6.26)$$

可以看出，式 (6.26) 与确定水面蒸发量的公式相似，只是含义有所不同。

2. 经验公式法

土壤蒸发量经验公式的建立原理与水面蒸发相同，因此公式的结构与水面蒸发经验公式的结构相似，即

$$E_s = A_s(e'_s - e_a) \quad (6.27)$$

式中： E_s 为土壤蒸发量； A_s 为质量交换系数，其值取决于气温、湿度、风速等气象条件； e'_s 为土壤表面水汽压，当表土饱和时， e'_s 等于饱和水汽压 e_s ； e_a 为大气水汽压。

3. 器测法

用以测定土壤蒸发量的仪器很多。常用的有苏联 ГГИ-500 型土壤蒸发器以及大型蒸

渗仪。гги - 500 型土壤蒸发器由内外两个铁筒组成, 内外筒内径分别为 25.2cm 和 26.7cm, 相应的筒深分别为 50cm 和 60cm。内筒用于土样切割和装填, 外筒用于保护内筒在长期的称重使用过程中不致变形。大型蒸渗仪由蒸渗测箱系统、称重系统等构成, 面积由几平方米到十几平方米不等, 一般埋设于土表以下, 可通过定期对蒸渗仪以上土壤进行称重来计算某一时段的蒸发量。除了称重式之外, 大型蒸渗仪还有水力式的, 即通过水的浮力进行称重。

器测法一般适用于单点土壤蒸发量的测定, 对于大面积土壤蒸发量的测定, 由于植被、土壤特性等下垫面条件的复杂性, 因此器测法的应用受到很大限制。

6.3.3 影响土壤蒸发的因素

根据前述, 土壤蒸发主要受制于两大因素, 其一为气象因素, 即大气蒸发能力; 其二为土壤的供水能力。决定大气蒸发能力的主要气象因子有温度、湿度、风速、气压等。而决定土壤供水能力的因素主要有土壤的含水率、土壤的孔隙性、土壤的温度分布特点以及地下水埋深等。由于气象因素对土壤蒸发的影响与水面蒸发相似。因此, 在此主要分析影响土壤供水能力的一些因素。

1. 土壤含水率

土壤含水率是影响土壤水分蒸发的主要因素。土壤含水率接近饱和含水率时, 土壤蒸发实质上接近自由水面蒸发, 蒸发强度比较稳定。随着土壤含水率减少, 土壤的供水能力受到限制, 非饱和水力传导度降低, 蒸发强度相应减少。当土壤含水率减少至非饱和水力传导度接近零时, 土壤蒸发主要以水汽扩散方式进行, 蒸发强度很低且基本稳定。

2. 土壤孔隙性

土壤的孔隙性一般指孔隙的形状、大小和数量。土壤孔隙的形状、大小和数量不同, 则土壤水分存在形态和连续性也就不同, 根据前述, 蒸发也会有所不同。以孔隙的大小为例, 直径为 0.1~0.001mm 的孔隙, 毛管作用最为明显, 直径大于 8mm 时则为非毛管孔隙。而直径小于 0.001mm 的孔隙由于只存在吸湿水和薄膜水, 因而也不存在毛管作用。因此, 孔隙直径集中在 0.1~0.001mm 范围内的土壤其蒸发量肯定大于其他孔径的土壤。

此外, 土壤孔隙性与土壤的质地、结构和层次关系密切。例如黄土型黏壤土的毛管孔隙发育最好, 所以蒸发最大。砂土、重壤土和团聚性少的黏土次之, 轻质砂土、团聚性强的黏土其毛管孔隙发育最差, 其蒸发也最小。对于分层的土壤来说, 其土层交界面处的孔隙状况与均质土壤明显不同, 当土壤质地为上粗下细时, 交界面附近的孔隙上大下小; 反之, 则上小下大。由于相同含水率条件下, 水分总是保持由大孔隙向小孔隙运动的趋势, 因此, 相同条件下前者的蒸发要大于后者。

3. 温度梯度

土壤温度梯度对水分的影响较为复杂。首先, 温度梯度影响到土壤水分运行方向, 温度高的地方水汽压大, 表面张力小; 反之, 温度低, 水汽压小, 表面张力大。气态水总是从水汽压大的地方向水汽压小的地方运行, 液态水总是从表面张力小的地方向表面张力大的地方运行。因此, 土壤水分由温度高的地方向温度低的地方运行, 且参与运行的水分数量取决于土壤的初始含水率。土壤含水率过大或过小时, 参与运行的水分都会较少, 只有在毛管断裂含水率附近的中等含水率才会使参与运行的水分比较多。此外, 由于温度梯度

的存在,使得水汽在蒸发层下面发生浓集过程,当土壤中存在冻土层时,土壤水分是向冻土层运行,从而在冻土层底部区域的含水率较高,而在冻土层以下区域土壤含水率则相对较低。

4. 地下水埋深

地下水埋深对蒸发的影响是通过影响水面以上土壤含水率的分布起作用的。地下水埋深越浅,毛管水活动层距土壤表面越近,则越有利于向土面输送水分,土壤蒸发也越大。如果地下水面接近地面,其蒸发量甚至大于光滑水面的蒸发量。因为蒸发表面面积增大了、反射率减少了。地下水埋深越大,毛管上升水的上界面距地下水位越远,则向土表输送水分越困难,因此,土壤蒸发也越小。总之,随着地下水埋深的增加,土壤蒸发呈递减趋势,但地下水埋深对蒸发量的影响通常存在一临界范围。一般来说,当地下水埋深大于4m以上时,地下水埋深的变化对土壤蒸发的影响趋于零,一般称此时的深度为地下水临界深度。土壤蒸发与地下水埋深的关系如图6.3所示。

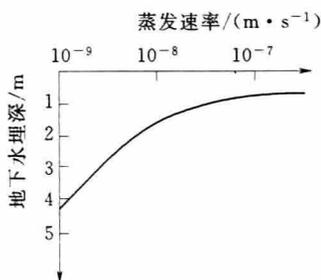


图 6.3 土壤蒸发与地下水埋深的关系

除以上因素以外,土壤的色泽也影响土壤的蒸发量。如色泽深的土壤吸收太阳辐射的能力强,土面温度升高快,蒸发量大。一般来说,黄色土壤的蒸发量比白色土壤大7%,棕色土壤的蒸发量又比黄色土壤大12%,黑色土壤的蒸发量比棕色土壤的大13%。此外,地形特征也对土壤的蒸发量有一定影响。如地势高的土壤蒸发量较地势低的大;粗糙地面的蒸发量较光滑地面的大;南向斜坡的土壤蒸发量比北向斜坡大。

6.4 植物散发

植物散发也叫植物蒸腾,是指土壤水分通过植物进入大气中的过程。植物散发的同时土壤也在蒸发,通常,将植物散发与土壤蒸发统称为蒸散发。土壤蒸发和植物散发的水量目前还很难分别测定,但为了探讨散发的物理机制,需要单独进行研究。

6.4.1 植物散发的机制

植物在进行散发时,首先是植物根系吸取土壤水分,水分通过植物茎内导管移动至叶部,然后在叶部气孔下腔的叶肉细胞内汽化并逸入空中,如图6.4所示。根压和散发拉力是植物散发的驱动力,所谓根压,就是指在根和土共存的系统中,由于根系中溶液浓度通常大于根系周围土壤中水的浓度,因而存在渗透压(也称为溶质势梯度)即根压。这种根压有时可高达十余个大气压,使得根系象水泵一样,不断地吸取土壤中的水分。散发拉力是指植物叶面因散发失水后,叶面气孔下腔的叶肉细胞水势降低,细胞的溶液浓度增大,渗透压增大,叶面的吸力增强,从而使得下面的细胞又向这一细胞开始输水,同样道理,这一细胞又从另一细胞吸水,依次传递下去,使得根部细胞的水势降低,与周围的土壤溶液之间的水势差扩大,进而影响根系的吸力。这种由于植物散发作用而使得土壤中水分源源不断地进入根部并向上传导的吸力,称为散发拉力。一般情况下,散发拉力是植物吸收

水分的主要驱动力，只有当散发作用较小时，根压对水分上升才起较大的作用。

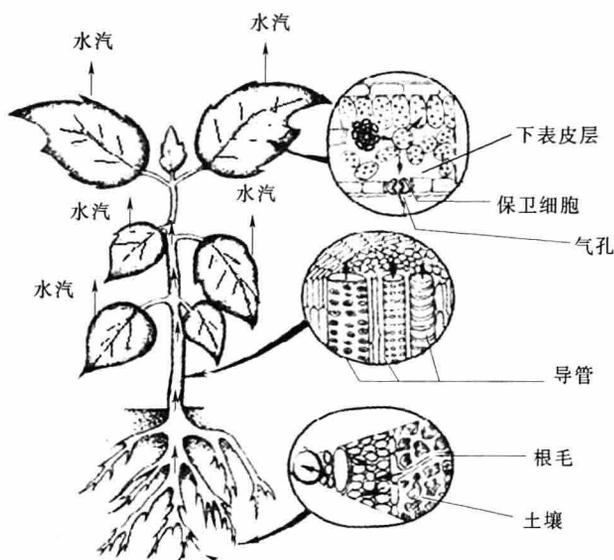


图 6.4 植物散发示意图 (箭头表示水流方向)

通常，植物吸收的水分有 1%~5% 的被植物所吸收利用，而 95% 以上的水分则通过叶面的气孔散失到大气当中。植物散发的数量，不仅取决于植物的生理特征，同时也受外界环境如大气、土壤水分等影响。因此植物散发过程，是一种物理—生理过程，与水面蒸发和土壤蒸发相比要复杂得多。

6.4.2 植物散发的确定方法

同样，与土面蒸发和水面蒸发相比，植物散发量的确定亦比较复杂，一般可归纳为直接测定和间接计算两种方法。

6.4.2.1 直接测定法

直接测定法有器测法、坑测法、气量计法及称重法等。

(1) 器测法是将植物种植在不漏水的容器内，视植物生长需要随时灌水并记录灌水量，同时不定期进行称重，根据水量平衡原理，即可求出某一时段植物的散发量。

(2) 坑测法是通过两个试坑的对比测定植物的散发量，其中一个栽植物，另一个不栽。坑的底部一端装有出水口，其余底壁都不透水。定期取土测定其含水率，两测坑土壤含水率之差即为散发量；有时为了确定水稻的蒸腾量，也可将直径 30~60cm，深 60~80cm 的两个铁筒埋入田中，上口高出田面 3cm，筒内土面与田面齐平。一个种水稻，一个不种水稻，两个筒内的水面维持在同样的深度，从所加水量之差，求得某一时段内水稻散失的水量。

(3) 气量计法是将研究植物置于装有吸水物质的玻璃罩下或冷却室中，根据吸水物质质量的增加，可计算植物析出的水量，即散发量。

(4) 裸枝称重法的基本方法是将整棵植物从土中拔出来，根系上涂蜡，以防止水分损失，然后每隔一定时间称重，从而求出其散失量。或将植物剪下部分枝叶，立即封蜡，称

出一定间隔时间内的失水量, 求出植物的散发速率并进而求出整株植物的散失量。也有将特制收集器裹在植株的周围, 直接收集植株分泌出的水分来确定其散发量。

目前, 随着新技术发展, 同位素示踪法等新方法在测定植株散发量方面也逐步得到应用。

以上这些方法虽然简单方便, 但只能用于测定单棵植株或一定范围内某一种植物的散发量, 而且测量过程中均改变了植物生态环境, 所以测定的精度会受到一定程度的影响。要知道自然条件下某一区域内所有植物的散发量一般需采用间接计算法。

6.4.2.2 间接计算法

间接计算法有水量平衡法、热量平衡法以及各种散发模型等, 其中水量平衡法、热量平衡法与土面蒸发的计算过程类似, 在此主要介绍气孔控制模型和林冠散发模型两种散发模型。

1. 气孔控制模型

植物叶面的气孔是水分散失的主要通道。在一定的水汽压差条件下水汽通过叶面气孔散失的水分主要受到气孔的大小、形状和数量的控制, 同时还在一定程度上受到叶面以上空气阻力的制约。以这些因素为影响因子来分析计算植物散发量的模型称之为气孔控制模型。

若散发速率以能量单位来表示时, 则其表达式为

$$E_p = -0.013 \frac{1}{T} \frac{e_b - e_a}{r_s + r_a} \quad (6.28)$$

式中: E_p 为散发速率, cm/s; T 为热力学温度, K; e_b 为叶面温度下的饱和水汽压, Pa; e_a 为空气水汽压, Pa; r_s 为气孔阻力, 与气孔开度的大小有关, 气孔开度越大, 阻力越小, s/cm; r_a 为叶面以上空气的阻力, s/cm。

对于式 (6.28), r_s 和 r_a 的确定是关键。通常 r_s 是主要的, 一般 $1.0 < r_s < 10$, 而 $0.1 < r_a < 1.0$, 即 r_s 要比 r_a 大一个数量级左右, 对于木本植物来说更是如此。

若假定气孔是圆形的, 直径为 d , 叶面表皮层厚度为 l , 则单位叶面面积的气孔阻力 r_s 可表示为

$$r_s = \frac{4l + \pi d}{4\pi n D d^2}$$

式中: D 为扩散系数, 通常 $D \approx 0.25$; n 为气孔密度, 即单位叶面积上的气孔数量; l 为叶面表皮层厚度, $l \approx 10^{-3}$ cm; d 为气孔直径, μm 。

这样, 上式可进一步简化为

$$r_s = \frac{12.7 + d}{nd^2} \times 10^{-4} \quad (6.29)$$

对于 r_a 来说, 不同植物类型的计算公式不同。如对于扁平落叶类树叶, 有

$$r_a = 2.7 \sqrt{\frac{w}{\mu}} \quad (6.30)$$

式中: w 为树叶的宽度或直径, cm; μ 为风速, cm/s。

2. 林冠模型

林冠模型的基本原理是任意森林面积上的散发量等于森林总叶面上各部分水汽通量之

总和, 亦即该森林覆盖面积乘林冠的综合散发速率。如果全部树叶的平均散发速率为 \overline{E}_f , 森林覆盖的水平面积为 A , 森林的总叶面面积为 A' , 则林冠散发模型的基本表达式为

$$E_f A = \overline{E}_f A' \quad (6.31)$$

式中: E_f 为林冠的综合散发速率, mm/d。

由式 (6.31) 可进一步得

$$E_f = \overline{E}_f \frac{A'}{A} \quad (6.32)$$

式中: A'/A 为树叶面积指数。

6.4.3 影响植物散发的因素

由于植物需要从土壤中吸收水分以满足散发的需求, 因此影响植物散发的因素除了与植物自身的特性、气象条件有关外, 还与土壤的条件有关, 下面则分别从这几方面加以阐述。

1. 气象条件

与土壤蒸发和水面蒸发相同, 影响植物散发的主要气象因素有光照、温度、湿度、风速、水汽压等。其中, 光照和温度是植物散发能否进行的先决条件。光照或温度过低时, 水分进出植物叶片的通道关闭, 散发则不能进行。此外, 光照可以提高大气温度, 大气温度的增加会使饱和水汽压增大, 从而也增加了叶面和大气之间的水汽压差, 因而光照越强, 植物散发的速度越快。一般来说, 白天的水分散发是夜晚水分散发的 10 倍就是这种原因。但当光照过强时, 植物因吸收的水分不能满足散发的需求, 因而散发速率也会下降。温度包括大气温度和土壤温度。根据上述, 随着大气温度的增加, 植物的散发速率会随之增加。此外, 温度变化还可通过影响植物体的生理过程而间接影响其散发。如当大气温度小于 1.5°C 时, 植物的生长发育非常缓慢, 散发也变得很小。土温增加时, 土壤的黏滞系数变小, 土壤中水分子的活跃度增加, 更有利于根系从土壤中吸收水分, 散发加强; 反之, 则散发减弱。

大气的湿度也是影响蒸发的重要因素。大气的绝对湿度不容易直接测量, 通常用大气的相对湿度即空气的水汽压与同一温度下的饱和水汽压之比来表示大气的湿度, 相对湿度越大, 空气中水汽分子越多, 水汽压越大, 植物叶面与大气的水汽压差越小, 散发量也越小。如当大气温度保持在 $17\sim 18^\circ\text{C}$ 左右时, 平均相对湿度从 91% 降到 75%, 则日蒸发量从 2.5mm 增至 6.3mm。在大气中水汽接近饱和的季节, 植物散发速度较小。

风速对植物蒸散的影响比较复杂。一方面, 由于风能将叶片上气孔周围的水汽带走, 同时补充一些相对湿度较低的空气, 从而增加了植物叶片与大气之间的水汽压差, 因此风可以加快植物散发的速度; 另一方面, 若风速过强, 则可以使水汽进出叶面的通道即气孔关闭, 从而降低植物散发的速度。因此, 可以说, 微风可以增加植物的散发量, 而强风可能会降低植物的散发量。

对于水汽压来说, 当空气温度保持不变时, 水汽压越小, 空气中水汽分子数量越小, 越有利于散发的进行。

2. 土壤含水率

土壤中能被植物吸收利用的水分主要有重力水、毛管水和部分薄膜水, 这些水也称为

有效水分。土壤含水率的大小直接影响着这部分水分的来源。当土壤含水率大于某一值时，土壤水分足以满足植物散发的需求，此时蒸散发率达到最大且在一定的时段内保持不变。当土壤含水率逐渐减小且大于有效水分的下限（一般为凋萎系数）时，土壤的供水能力不断减小，散发率随之而减小。当土壤水分因过度消耗而低于有效水分下限时，植物不能获取水分逐渐枯死，其散发率则趋于零。

3. 植物条件

植物条件包括植物类别、生长期和生长阶段等。不同种类的植物，由于其生理特点不同，因此，即使在同一气象条件和同一土壤含水率情况下，散发率也会不同。例如同一种条件下，阔叶树的散发量要明显大于仙人掌、针叶树的散发量。同一种植物不同品系之间，由于遗传因素、种植密度、生长状况的不同，其散发量也可能不同。即使同一植物同一品系之间由于其生长发育阶段不同，同一时间的散发量也有所不同。植物生长发育初期，叶面面积小，植物散发量较小，随着植物生长，叶面面积增大，其散发量会随之增大。但是，通常来说老龄树的散发速率要小于幼龄树的散发速率。

此外，叶片的大小、形状、排列位置以及叶色的深浅也对植物散发有一定影响。

6.5 流域蒸散发

在研究水文循环各个环节以及进行水量平衡计算时，人们经常关心的是一定面积上的总蒸发量。流域蒸散发是流域水面蒸发、土壤蒸发与植物散发的总合。在流域内，除河流、湖泊属纯水面蒸发，冰雪蒸发仅在高纬度地区存在，一般耕地、草原、森林区的蒸散发占主要份额，约为流域总蒸散发的95%以上。因此是流域蒸散发的决定性部分。

6.5.1 流域蒸散发规律

根据以上所述，一般情况下流域蒸散发规律主要取决于土壤蒸发规律和植物散发规律两方面的因素，而土壤蒸发规律又与植物散发规律相似。因此，只要考虑土壤与植被相互作用对流域蒸散发的影响，就能认识流域的散发规律。当流域内土壤的含水率很大时，土壤水分供应充足，流域的蒸散发以蒸（散）发能力进行。在此阶段，由于植物根系吸水作用较强，其土壤含水率的下限将是小于田间持水量的某一数值。此后，随着流域内土壤水分的进一步消耗，土壤的供水能力逐渐减小，此时流域蒸散发将随土壤含水率的减少而减小。根据土壤水分的蒸发规律可知，此阶段将持续到毛管断裂含水率时为止。但对于流域来说，同样由于植物的作用，当流域土壤含水率减至小于毛管断裂含水率而大于凋萎系数时，植物散发大于土壤蒸发，流域总蒸散发将随土壤含水率的减小而继续减小，直到流域内土壤含水率小于凋萎系数时，植物因缺水发生枯萎和死亡，其蒸散发趋于零，流域蒸散发就只有土壤蒸发了，其蒸散发才趋于稳定。

因此，可以说，流域的蒸散发规律与土壤的蒸散发规律相似，也可分为3个阶段，只是流域蒸散发各阶段相应的临界含水率小于土壤蒸发各阶段的临界含水率。

6.5.2 流域蒸散发的计算方法

确定流域蒸散发有两种主要方法：一是调查流域内水体、耕地、荒地及森林等所占面积及其蒸散发量，然后加以综合而得。由于实际工作中影响流域各部分蒸散发量的气象条

件与下垫面条件时空变化复杂,各部分蒸散发的确定较为困难,因此一般对于小流域才采用这种方法。另一种方法是将流域作为一个整体,分析这个整体中蒸发、降雨和径流等各要素,再通过水量平衡法、水热平衡法、模式计算法、空气动力学法以及经验公式等方法确定流域的蒸散发。下面主要针对前 3 种进行介绍。

6.5.2.1 水量平衡法

对于任一非闭合的流域来说,根据水量平衡原理,一定时段内,流域内水量的变化量等于流入的水量与流出水量之差,其关系表达式为

$$\Delta W = P + RS_I + RG_I - (E + RS_O + RG_O + q) \quad (6.33)$$

式中: P 为降雨量, mm; RS_I , RS_O 分别为时段内地表径流的入流和出流量, mm; RG_I , RG_O 为时段内地下径流的入流和出流量, mm; E 为时段内蒸发耗水量, mm; q 为时段内引用水量, mm。

若流域为闭合流域,则 $RS_I = 0$, $RG_O = 0$, 设时段内流域出口断面的总径流量为 R , 则 $R = RS_I + RG_O$, 如时段内的引用水量可以忽略不计, 即 $q = 0$, 则闭合流域的水量平衡方程为

$$\Delta W = P - E - R \quad (6.34)$$

对于多年平均的水量变化来说, $\Delta W \approx 0$, 则有

$$\bar{P} = \bar{R} + \bar{E} \quad (6.35)$$

式中: \bar{P} 为流域多年平均降水量, mm; \bar{R} 为流域多年平均径流量, mm; \bar{E} 为流域多年平均蒸发量, mm。

式 (6.35) 是表示多年平均的水量平衡方程。根据此式就可计算出流域的多年平均蒸散量, 即

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{R} \quad (6.36)$$

利用水量平衡法计算流域蒸散发时需要要有较长期的降雨和径流观测资料, 因此对于较短时段区域内蓄水变量往往难以估算, 从而影响到适用性。此外由于计算过程中, 将各项观测误差, 计算误差均归入蒸发项内, 因而影响最终的计算精度。

6.5.2.2 热量平衡法

蒸发既是水量交换过程也是热量交换过程, 所以水量平衡与热量平衡之间有着紧密联系。在计算区域总蒸发量的方法中, 水热平衡法受到人们的普遍重视。其一般表达式如下:

$$\frac{E}{P} = \varphi \left(\frac{R}{LP} \right) \quad (6.37)$$

式中: E/P 为年蒸发系数, 反映了多年平均的水量平衡关系; L 为蒸发潜热; R/LP 为辐射干燥指数; R 为辐射平衡值, 体现了热量平衡的关系。

史拉别尔根据许多地区的长期观测资料, 建立了蒸发量与降水量及太阳辐射之间的关系:

$$E = P(1 - e^{-\frac{R}{LP}}) \quad (6.38)$$

式中: E 为蒸发量; P 为降水量; 其余符号意义同前。

奥里杰科普提出用降水量和蒸发能力来计算区域蒸发量的计算公式, 即

$$E = E_{\max} \operatorname{th} \left(\frac{LP}{R} \right) \quad (6.39)$$

式中： E_{\max} 为大气蒸发能力，mm/d；且 $E_{\max} = R/L$ ；其余符号意义同前。

M. И. 布德科对以上两式进一步做了理论分析。他认为陆地表面平均总蒸发量与气象因素等密切相关。在一定条件下，主要取决于降水量和辐射平衡值的大小。根据此情况，M. И. 布德科分析了两种极端情况下的水热平衡关系，当土壤处于极其干燥状态时，土壤会吸持全部降水并将其消耗于后期蒸发，因而地表几乎无径流产生，也即 $E/P \rightarrow 1$ ；当降水总量很大，而土壤表面接收的热辐射量很小时，土壤将保持非常湿润的状态，其含水率足以满足蒸发的需求，而辐射平衡余热全部用以蒸发耗热，因此，用于水汽汽化的潜热较大，即 $LE \rightarrow R$ 。由于一般地区的实际情况变化在这两种极端情况之间，因此认为对式(6.38)、式(6.39)取几何平均将更符合实际。

根据以上分析以及全世界不同气候类型的实测资料，布德科对史氏、奥氏公式进行了验证，并提出了如下计算流域蒸散发的公式，即

$$E = \sqrt{\frac{RP}{L} \operatorname{th} \frac{LP}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{LP} + \operatorname{sh} \frac{R}{LP} \right)} \quad (6.40)$$

式中：th、sh、ch分别为双曲正切、双曲余弦、双曲正弦函数；其余符号意义同前。

6.5.2.3 模式计算法

由于流域的蒸发量与土壤的含水率密切相关，因此，在不考虑蒸散发在流域面上不均匀的情况下，根据蒸发层土壤的含水率分布就可以计算流域的蒸发量，这就是所谓的模式计算法。根据蒸发层分层的多少可将此方法分为一层、二层和三层模式。下面具体对这三种方法进行介绍。

1. 一层模式

此模式是把流域蒸散发层作为一个整体考虑，假定蒸散发量同该层土壤含水率及流域蒸散发能力成正比，则流域蒸散发量的关系表达式为

$$E = E_m \cdot W/W_m \quad (6.41)$$

式中： E 为流域蒸散发量，mm/d； E_m 为流域蒸散发能力，mm/d； W 为土壤蒸发层实际蓄水量，mm； W_m 为土壤蒸发层的最大蓄水量，mm。

一层模式的优点是简洁明了，缺点是并不是对于任何情况均适用，如在久旱无雨后，土壤的含水率很低，土壤蒸发可能会出现水汽扩散过程，这时根据式(6.41)计算的结果就会产生较大的误差。同样，即使久旱之后有一场小雨，这些雨实际上只分布在表土层，很容易蒸发，此时按该模型计算的结果一般偏小。

2. 二层模式

此模式结构是将流域的可蒸发层分为上、下两层，并认为土壤水分的降雨补给和蒸散发消耗均是自上而下进行的。降雨时先补给上层，后满足下层；蒸发时为上层水分因蒸发消耗完之后，下层水分才开始蒸发。此外，上、下两层土壤在蒸发过程中遵循各自的规律，上层土壤以蒸发能力进行蒸发，下层土壤的蒸发与一层模式相似，即与蒸发能力和土壤含水率成正比，但此时的蒸散发能力为流域蒸散发能力与上层蒸散发量之差。其计算公

式为

$$\left. \begin{cases} E_u = E_m \\ E_u = W_u \\ E_l = (E_m - E_u) \cdot \frac{W_l}{W_{lm}} \end{cases} \right\} \begin{array}{l} W_u > E_m \\ W_u \leq E_m \end{array} \quad (6.42)$$

式中： E_u ， E_l 为分别为上层与下层的蒸散发量，mm/d； W_u ， W_l 分别为上层与下层的实际土壤蓄水量，mm； W_{lm} 为下层的最大蓄水量，mm。

二层模式克服了一层模型的缺陷，使得计算结果更为准确一些，但此模式没有考虑当下层土壤水分蒸发完毕之后，深层土壤水分对上层土壤的补给，使得计算出的 E_l 可能很小，不符合实际情况。在此情况下宜采用三层模式进行计算。

3. 三层模式

顾名思义，此模式是将土壤蒸发层分为上、下、深三层考虑，是对二层模式的进一步完善。三层模式土壤水分的蒸发消耗是逐层进行的，即先上、后下、最后为深层。在计算蒸散发量时，上、下两层按二层模式进行；深层的蒸散发量计算公式为

$$E_d = C \cdot (E_m - E_u) - E_l \quad (6.43)$$

式中： E_d 为深层的蒸散发量，mm/d； C 为经验系数，其值小于 1，通常在 0.05~0.15 之间变化，其余符号意义同前。

由于深层土壤水分因土层深厚蒸发量较小，且基本保持稳定，因此，为了计算方便，通常将深层蒸散发量取一稳定的数值。如 0.1~0.3mm/d 或采用蒸散发能力 0.1~0.2 倍。

在实际工作中，采用三层模式得到的各层蒸发量之和与实际蒸发量较为接近，基本可满足实用精度的要求。

6.5.3 流域蒸散发能力的计算

在利用分层模式法计算流域的蒸散发量时，无论采用哪种模式，均需要知道流域的蒸散发能力，而流域的蒸散发能力难以直接测定，因此，通常采用间接算法进行确定。

流域蒸散发能力与水面蒸发密切相关，而水面蒸发的确定较为简单，因此，通常由水面蒸发实测资料来确定流域的蒸散发能力。二者的关系式为

$$E_m = \alpha E_w \quad (6.44)$$

式中： E_w 为水面蒸发速率，mm/d； α 为蒸散发系数，与蒸发器的类型有关。

流域蒸散发能力除了与水面蒸发有关外，还与植物散发和地热传导等主要因素相关，因此，也有通过这三种因素来确定流域蒸散发能力的经验公式，即

$$E_m = \beta S E_w \quad (6.45)$$

式中： β 为植物散发系数； S 为地热传导系数； E_w 为水面蒸发速率，mm/d。

对于式 (6.45)，由于植物散发在理论和实测上都不太成熟，因此 β 只能作经验处理；而 S 的计算方法相对成熟，即

$$S = 1 - \varphi [(T_0 - T_d)/L]$$

式中： L 为水的汽化潜热； T_0 为地表温度， $^{\circ}\text{C}$ ； T_d 为地温相对稳定层的温度， $^{\circ}\text{C}$ ； φ 为经验系数。

此外,当缺乏水面实测资料时,也可用其他经验公式来估算流域的蒸散发能力。其中,比较典型的有 Thornthwaite 公式,即以气温为主要影响因子,来间接计算流域内一年中任一月份的蒸散发能力,其计算公式如下:

$$E_m = 16b \left(\frac{10T}{I} \right)^a \quad (6.46)$$

其中
$$a = 6.7 \times 10^{-7} I^3, I = \sum_{j=1}^{12} i_j, i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

式中: E_m 为流域的蒸散发能力, mm/月; T 为月平均气温, $^{\circ}\text{C}$; I, i 分别为年和月的热能指数; b 为修正系数,为最大可能日照小时数与 12 小时的比值。

参 考 文 献

- [1] 詹道江,叶守泽. 工程水文学 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2000.
- [2] 芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
- [3] 胡方荣,侯宇光. 水文学原理(一) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1988.
- [4] 雷志栋,杨诗秀,谢森传. 土壤水动力学 [M]. 北京: 清华大学出版社, 1988.
- [5] [美] 贝佛尔, L. D., 等. 土壤物理学 [M]. 叶和才, 等, 译. 北京: 科学出版社, 1983.
- [6] 姚贤良. 土壤物理学 [M]. 北京: 农业出版社, 1986.
- [7] 同延安,尉庆丰,王全九. 土壤植物大气连续体系中水运移理论与方法 [M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1998.
- [8] Meyer, A. F.. Evaporation from lakes and reservoirs [M]. St. Paul: Minnesota Resources Commission, 1942.

第 7 章 径 流

7.1 径流形成过程概述

径流是指由降水所形成的，在重力的作用下沿着一定的方向和路径流动的水流。其中，沿着地面流动的水流称为地表径流；在土壤中流动的水流称为壤中流；在饱和土层及岩石孔隙流动的水流称为地下径流；汇集到河流后，在重力作用下沿河床流动的水流称为河川径流。径流因降水形式和补给水源的不同，可分为降雨径流和融雪径流，我国大部分河流以降雨径流为主。

流域内，自降雨开始到水流汇集到流域出口断面的整个过程，称为径流形成过程。径流形成过程是一个复杂而连续的物理过程，它是开始于降水过程，结束于流域出口断面的流量过程。1942 年 W. G. Hoyt 将其称之为径流循环。他认为，径流形成过程可以划分为 5 个阶段：①无雨期，指开始降水之前的干旱期。流域上无径流产生，河槽处于退水期，主要靠地下水补给。②初雨期，指降水开始的最初阶段，其特征是除河网降水产生少量径流外，流域中其余部分的降水主要消耗于植物截留、蒸散发、填洼、下渗等。③变强度降雨持续期，当植物截留和填洼得到满足后持续降雨，流域上降雨强度比较大的地方由于雨强大于下渗能力而产生超渗地表径流；或者流域上比较湿润地方因包气带含水量达到田间持水量而产生地下径流。④持续降雨直到全部天然蓄量满足期，持续降雨，流域上各点包气带含水量在下渗作用下逐渐增加，直到达到相应的田间持水量，此时流域蓄水量达到最大，地下径流所占比重

增加。⑤雨止期，指降雨停止，流域上降雨期间形成的径流逐渐汇集到流域出口断面，河流水位逐渐下降，流量逐渐减小，蒸散发活跃，当河流中水位和流量恢复到降雨开始状态即告结束，一般需要持续很长时间。

Hoyt 对径流形成过程的描述过于简单，不能确切表达径流形成的连续过程。一般用图 7.1 来表示河川径流的形成过程。根据图 7.1，可把径流形成过程简化为产流过程和汇流过程两个阶段。

7.1.1 产流过程

降落到流域内的雨水，一部分损失，另一部分形成径流。降雨扣除损失

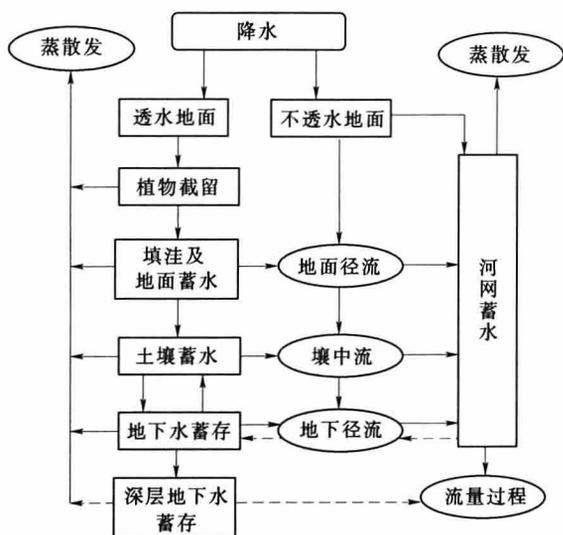


图 7.1 河川径流形成过程示意图

后的雨量称为净雨。显然，净雨和它形成的径流在数量上是相等的，但二者的过程却完全不同。净雨是径流的来源，而径流则是净雨汇流的结果；净雨在降雨结束时就停止了，而径流还要持续很长一段时间。把降雨扣除损失成为净雨的过程称为产流过程，净雨量也称为产流量，对应的计算称为产流计算。降雨不能产生径流的那部分降雨量称为损失量。在前期十分干旱情况下，降雨产流过程使流域包气带含水量达到田间持水量对应的损失量称为最大损失量。

在分析流域径流形成过程中可以将流域下垫面分为三类：一是与河网连通的水面；二是不透水地面，如屋顶、水泥路面等；三是透水地面，如草地、森林等。降雨开始后，降落在与河网连通的水面上的雨水，除少量消耗于蒸发外，直接形成径流。降落在不透水地面上的雨水，一部分消耗于蒸发，还有少部分用于湿润地面，被地面吸收损失掉，剩余雨水形成地表径流。降落在透水地面上的雨水，一部分滞留在植物枝叶上，称为植物截留，截留量最终消耗于蒸发。当植物截留量得到满足后，降落的雨水落到地面后将向土中下渗。当降雨强度小于下渗能力时，雨水将全部渗入土中；当降雨强度大于下渗能力时，雨水按下渗能力下渗，超出下渗的雨水称为超渗雨。超渗雨会形成地面积水，积蓄于地面上大大小小的洼地，称为填洼。填洼水量最终消耗于蒸发和下渗。随着降雨持续进行，满足了填洼的地方开始产生地表径流。形成地表径流的净雨，称为地面净雨。下渗到土中的水分，首先被土壤吸收，使包气带土壤含水量不断增加，当达到田间持水量后，下渗趋于稳定，逐渐过渡到稳定下渗阶段。继续下渗的雨水，沿着土壤孔隙流动，一部分会从坡侧土壤孔隙流出，注入河槽形成径流，称为表层流或壤中流。形成表层流的净雨称为表层流净雨。另一部分会继续向深处下渗，到达地下水水面后，以地下水的形式补给河流，称为地下径流。形成地下径流的净雨称为地下净雨，包括浅层地下水（潜水）和深层地下水（承压水）。

7.1.2 汇流过程

汇流过程指净雨沿坡面从地面和地下汇入河网，然后再沿着河网汇集到流域出口断面的整个过程；前者称为坡地汇流，后者称为河网汇流。两部分过程合称为流域汇流过程。

1. 坡地汇流过程

坡地汇流分为三种情况：一是超渗雨满足了填洼后产生的地面净雨沿坡面流到附近河网的过程，称为坡面漫流。坡面漫流是由无数时分时合的细小水流组成，通常没有明显的沟槽，雨强很大时可形成片流。坡面漫流的流程较短，一般不超过数百米，历时也较短。地表径流经坡面漫流注入河网，形成地表径流。大雨时地表径流是构成河流流量的主要来源。二是表层流径流沿坡面侧向表层土壤孔隙流入河网，形成表层径流。表层流流动比地表径流慢，到达河槽也较迟，但对历时较长的暴雨，数量可能很大，成为河流流量的主要部分。表层流与地表径流有时可互相转化。例如，在坡面上部渗入土壤中形成的表层流，可在坡地下部流出，以地表径流形式流入河槽，部分地表径流也可在坡面漫流过程中渗入土壤中成为表层流。三是地下净雨向下渗透到地下潜水面或浅层地下水水体后，沿水力坡度最大的方向流入河网，称为坡地地下汇流。深层地下水汇流很慢，所以降雨后，地下水流可以维持很长时间，较大河流可以终年不断，是河川的基本径流，简称基流。

在径流形成过程中，坡地汇流过程是对净雨在时程上进行的第一次再分配。降雨结束

后, 坡地汇流仍将持续很长一段时间。

一次降雨过程, 经植物截留、填洼、下渗、蒸发等损失, 形成径流进入河网的水量显然比降雨量少, 且经过坡地汇流和河网汇流, 使出口断面的径流过程远比降雨过程变化缓慢, 历时也长, 时间滞后。

必须注意的是, 降雨、产流和汇流, 在整个的径流形成过程中, 在时间上并无明显界限, 而是同时交替进行的。

2. 河网汇流

各种径流成分经坡地汇流注入河网, 从支流到干流, 从上游到下游, 最后流出流域出口断面, 这个过程称为河网汇流或河槽集流过程。坡地水流进入河网后, 使河槽水量增加, 水位升高, 这就是河流洪水的涨水阶段。在涨水段, 由于河槽贮蓄一部分水量, 所以

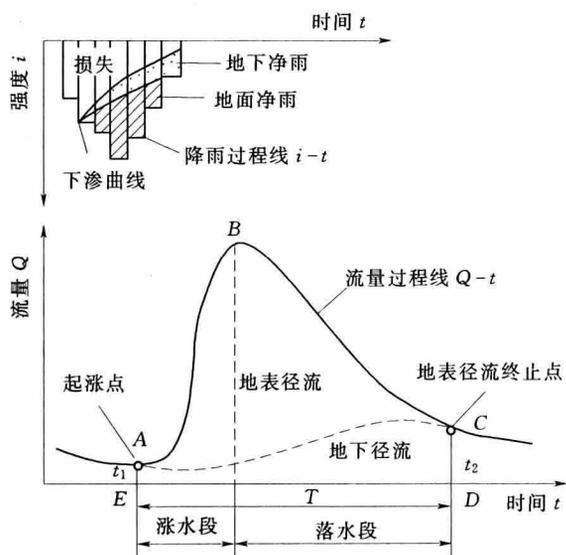


图 7.2 一次降雨径流过程示意图

对任一河段, 下断面流量总是小于上断面流量。随降雨和坡地漫流量的逐渐减少直至完全停止, 河槽水量减少, 水位降低, 这就是退水阶段。这种现象称为河槽调蓄作用。河槽调蓄是对净雨在时程上进行的第二次再分配。

经历了流域产流、汇流在时间上的两次再分配作用后, 河川径流过程与降雨过程就大不相同了, 图 7.2 绘出了一次降雨径流过程, 由于坡面漫流、壤中流和地下径流汇集到出口断面所需时间不同, 因而洪水过程线的退水段上, 各类径流终止时间不同; 直接落在河槽水面上的雨水所形成的径流最先终止, 然后依次是地表径

流、壤中流、浅层地下径流, 最后是深层地下径流。

根据图 7.2 还可以看出降落在流域上的降雨过程与经过流域下垫面的作用后形成的流量过程之间具有明显的差异, 具体表现在: ①次降水量大于相应的次洪径流深。降落在流域上的雨水必然有部分消耗于植物截留、填洼、下渗以及蒸散发等损失, 使得最后流出流域出口的水量小于降落在流域内的水量。②两条过程线的形状不同。降水过程变化剧烈而不规则, 流量过程则相对较平缓光滑。降落在流域内的雨水受流域下垫面的调蓄, 类似于一个没有闸门的水库, 使得出流过程较入流过程平缓。③流量过程的起始时刻、洪峰、重心等出现的时间均滞后于降水过程。④流量过程的总历时要比降水历时长很多。

以上 4 方面的差异, 各个流域均存在。只是随着流域面积的大小、流域下垫面条件以及流域所处的气候条件和降水特征等的不同, 这种差异的程度有所不同, 要依据流域的具体情况进行分析。

7.2 河流水情

河流水情，即河流的水文情势主要指河川径流的分布与变化，洪水与枯水的特征等。

7.2.1 水情要素

水情要素是用以表达河流水文情势变化的主要尺度。它包括水位、流速、流量等。因此充分掌握水情要素资料是研究分析河流水文的重要基础。

1. 水位

水位指水体的自由水面高出某一基面以上的高程，以 m 计。基面是高程起算的固定零点，目前全国统一采用黄海基面，但各流域由于历史原因，多沿用以往使用的大沽基面、吴淞基面、珠江基面，也有使用假定基面、测站基面或冻结基面的。查用水位资料时一定要确认其基面。

影响河流水位变化的主要因素有：河流水量的变化；河流的冲淤变化；潮汐变化；人类活动影响等。不同河流的水位变化特点不同。平原河流水位变化缓慢，洪水过程常相对平缓，山区河流则相反；大流域的水量调节能力强，水位变化比较缓慢，小流域则相反。

常用水位特征值反映水位变化规律，如起涨点水位、最高水位（或洪峰水位）、最低水位、平均水位、警戒水位、保证水位等。起涨点水位指一次洪水过程中，涨水前的最低水位。最高、最低水位指研究期内出现的瞬时最高、最低值，可以是一次洪水过程中出现的最高水位值，也可以是按日、月、年进行统计的日、月、年最高水位。平均水位是研究期内水位的平均值，如日、月、年以及多年平均水位。当水位继续上涨达到某一水位，防洪堤可能出现险情，此时防汛护堤人员应加强巡视，严加防守，随时准备投入抢险，这一水位即定为警戒水位。警戒水位主要是根据地区的重要性、洪水特性、堤防标准及工程现状而确定。按照防洪堤防设计标准计算得到的为保证水位，表示水位小于等于此水位时堤防不溃决。有时也把历史最高水位定为保证水位。

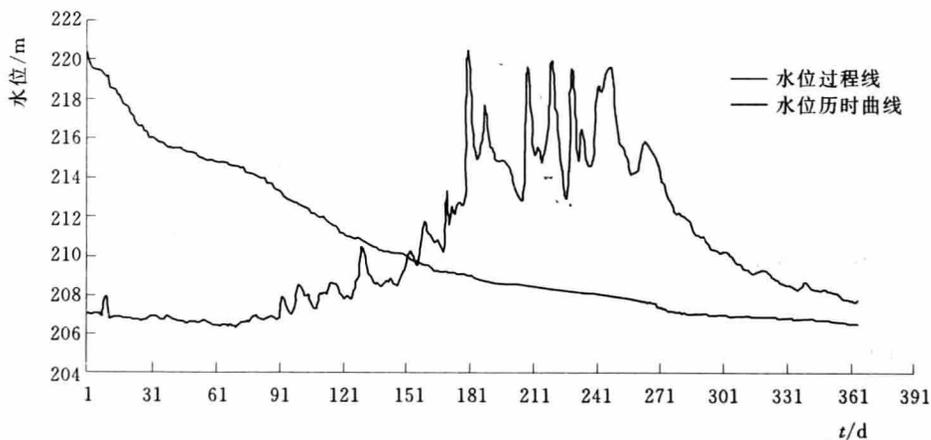


图 7.3 水位过程线与水位历时曲线

常用水位过程线和水位历时曲线研究水位变化规律。以时间为横坐标，水位为纵坐标，将水位按时间顺序点绘而成的曲线称为水位过程线。根据需要可以有日、月、年、多

年等不同时段的水位过程线和瞬时水位过程线等。应用水位过程线可以分析水位随时间的变化规律，还可以分析水位与其影响因素（如降雨、融雪、气温等）间的对应关系。

水位历时曲线中的历时是指一年中大于等于某一水位出现的次数之和。绘图时，将一年内逐日平均水位按递减顺序排列，并将水位分成若干等级，分别统计各级水位发生的次数，再由高水位至低水位依次计算各级水位的累积次数（历时），以水位为纵坐标，历时为横坐标，即可绘制水位历时曲线。根据该曲线，可以查得一年中，大于等于某一水位的总天数（历时），对航运、桥梁、码头、引水工程的设计和运行管理具有重要意义。

水位过程线常与水位历时曲线绘在同一图上，如图 7.3 所示。通常在水位过程线上需要标出统计时段内的最高水位、平均水位、最低水位等特征值以供生产、科研等应用。

2. 流速

流速指河流中水质点在单位时间内运动的距离。由于天然河流过水断面的形态、河床表面特性、河底纵坡、河道弯曲情况以及冰情等，都会对断面内各点流速产生影响，因此，过水断面上，流速随水平及垂直方向的位置不同而变化，即 $v=f(b, h)$ ，其中 v 为断面上某一点的流速， b 为该点至水边的水平距离， h 为该点至水面的垂直距离。

河流横断面上的流速分布不均匀。沿深度方向的分布称为垂线流速分布。正常情况下，垂线上的最大流速出现在水面以下 0.1~0.3 水深处，其平均流速一般相当于 0.6 水深处流速，如图 7.4 所示。如果河面封冻，则最大流速下移。河流横断面上的流速分布一般是由河底向水面、由两岸向河心逐渐增加，河面封冻则较大的流速常出现在断面中部，如图 7.5 所示。

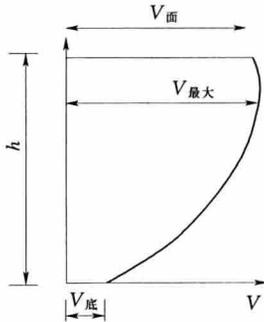


图 7.4 流速在垂线上的分布示意图

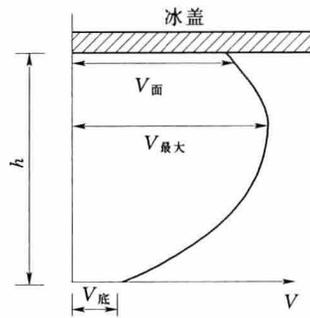


图 7.5 河面封冻前后断面流速分布示意图

获得河道断面平均流速的方法有两种：实测或水力学公式计算。实测方法一般是采用流速仪或其他方法首先测量断面各点流速，实测并计算过水断面面积 A ，然后计算断面流量 Q ，用流量公式 $Q=AV$ 计算出断面平均流速 V 。而用水力学公式计算，前提是假定河道水流为均匀流，用谢才（Chezy）公式 $V=C\sqrt{RS}$ 或曼宁（Manning）公式 $V=R^{2/3}S^{1/2}/n$ 计算断面平均流速，其中 V 为断面平均流速， C 为谢才系数， R 为水力半径， S 为水面比降， n 为糙率。

3. 流量

流量指单位时间内通过河流某断面的水量，常用 Q 表示，以 m^3/s 计。它是反映水资

源和江河、湖泊、水库等水体水量变化的基本数据，也是河流最重要的水文特征值。

因断面流速分布不均匀，断面流量一般用下式计算：

$$Q = \int_0^A v dA = \int_0^B \int_0^H f(b, h) dh \cdot db \quad (7.1)$$

式中：A 为过水断面面积，dA 则为 A 内的单元面积（宽 db，高 dh），m²；v 为垂直于 dA 的流速，m/s；B 为水面宽度，m；h 为水深，m。

因为 $v=f(b, h)$ 的关系复杂，到目前为止还没有可用来表达的数学公式，应用中把积分变为有限差分形式推求断面流量，即

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i = \sum_{i=1}^n A_i v_i \quad (7.2)$$

式中： q_i 为第 i 部分流量，m³/s； A_i 为第 i 部分面积，m²； v_i 为第 i 部分平均流速，m/s。

获得断面流量的方法一般有两种：实测与利用水位—流量关系推求。利用断面流量公式实测断面流量，首先根据横断面变化特点将断面分成若干部分，测各部分的流速与过水面积，然后利用式（7.2）计算。而利用水位—流量关系推求流量，前提是断面水位—流量关系曲线已知，根据实测的水位，在曲线上读出相应流量，同时还可以用断面的水位—面积关系曲线与水位—流速关系曲线加以校正。

流量随时间的变化也可以用流量过程线和历时曲线表示，如图 7.6 所示。

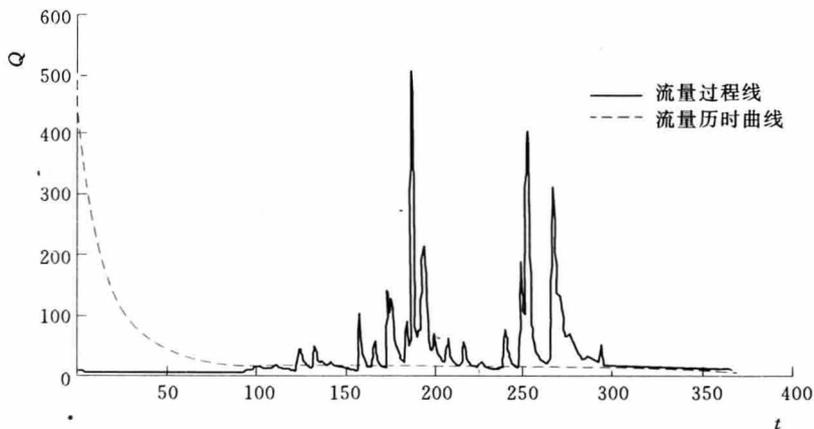


图 7.6 流量过程线与流量历时曲线

7.2.2 径流的表示方法

1. 流量

流量是指单位时间内流过河流某一断面的水量，常用 Q 表示，以 m³/s 计。流量有瞬时流量与平均流量之分。瞬时流量指某时刻通过河流某断面的水量，一般用流量过程线表示，流量过程线上的最高点为洪峰流量；平均流量指某时段内通过某断面的水量与时段的比值，常用时段有日、月、年、多年，对应的平均流量为日、月、年、多年平均流量，也有某特定时段的平均流量。多年平均流量是各年流量的平均值，如果统计的实测流量年数无限大时，多年平均流量将趋于一个稳定的数值，即正常流量。

2. 径流量

径流量是指一定时段内流过某一断面的总水量，常用 W 表示，以 m^3 、万 m^3 或亿 m^3 计。径流量与瞬时流量、平均流量的关系为

$$W = \int_{t_1}^{t_2} Q(t) dt = \bar{Q}(t_2 - t_1) \quad (7.3)$$

式中： $Q(t)$ 为 t 时刻的流量， m^3/s ； t_1 、 t_2 为时段初、末时刻， s ； \bar{Q} 为时段内的平均流量， m^3/s 。

3. 径流深

径流深是指将径流量平铺在整个流域上形成的水层深度，用 R 表示，以 mm 计。根据定义有

$$R = \frac{W}{1000F} = \frac{\bar{Q}T}{1000F} \quad (7.4)$$

式中： F 为流域面积， km^2 ； T 为计算时段长度， s ；其余符号意义同前。

4. 径流模数

流域出口断面的流量与流域面积之比值称为径流模数，用 M 表示，以 $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ 或 $\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ 计。根据定义有

$$M = \frac{Q}{F} \quad (7.5)$$

径流模数 M 与流量 Q 具有对应关系，即 Q 为洪峰流量，则 M 为洪峰流量模数； Q 为多年平均流量，则 M 为多年平均流量模数。

5. 径流系数

某一时段内的径流深 R 与相应时段内的平均降雨深度 P 的比值称为径流系数，用 α 表示，无因次。根据定义有

$$\alpha = \frac{R}{P} \quad (7.6)$$

对于闭合流域，因 $R < P$ ，因此 $\alpha < 1$ 。以上各概念之间的换算关系见表 7.1。

表 7.1 径流表示方法之间的换算关系

	Q	W	M	R
Q		W/F	Q/F	$10^3 RF/T$
W	QT		$MFT/10^3$	$10^3 RF$
M	Q/F	$(W/T)/F$		$10^6 R/T$
R	$QT/(10^3 F)$	$W/(10^3 F)$	$MT/10^6$	

【例 7.1】 某水文站控制流域面积为 2263km^2 ，已知该站的多年平均流量为 $83.1\text{m}^3/\text{s}$ ，该流域的多年平均降水量为 1770mm ，试求多年平均径流量，多年平均径流深，多年平均径流模数以及多年平均径流系数。

解：多年平均径流量

$$\bar{W} = \bar{Q}T = 83.1 \times 365 \times 24 \times 3600 = 2.62 \times 10^9 (\text{m}^3)$$

多年平均径流深

$$\bar{R} = \bar{W}/F = 2.62 \times 10^9 / (2263 \times 10^3) = 1158(\text{mm})$$

多年平均径流模数

$$\bar{M} = \frac{\bar{Q}}{F} = \frac{83.1}{2263} = 0.0367[\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)] = 36.7[\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)]$$

多年平均径流系数

$$\alpha = \frac{\bar{R}}{\bar{P}} = \frac{1158}{1770} = 0.65$$

7.2.3 河流的径流情势

河川径流情势是指河川径流的时程变化特征，包括径流的年内变化，年际变化，洪、枯水特征及水温、冰情等。在此仅讨论径流的年内分配和年际变化。

河川径流的年内分配指径流在一年内的变化过程及特性；年际变化是指径流在多年期间的变化特点。

7.2.3.1 径流的年内分配

径流的年内分配也叫径流的年内变化或季节分配。径流的季节分配影响到河流对工农业供水和通航时间的长短。天然河流由于受气候因素及与流域调蓄能力有关的下垫面因素的影响，径流量在年内的分配是不均匀的。径流的这种年内变化也是径流补给条件在年内变化的结果。以降雨补给为主的河流，降雨和蒸发的年内变化，直接影响着径流的年内分配；冰雪融水及季节性积雪融水补给的河流，年内气温的变化过程与径流季节分配关系密切；流域内有湖泊、水库调蓄或其他人类活动因素影响的，则使径流的年内变化更为复杂。

1. 径流年内分配的分析方法

一般在水文学中，常用方法有以下两种：用月（季或旬）径流量占年径流量的百分比表示和综合反映河川径流年内分配不均的特征值。

在研究径流年内分配以及进行水利计算时，常采用水文年度。水文年度是指与水文情况相适应的一种专用年度，根据总体蓄量变化最小的原则选择连续十二个月，使跨年度的水量减到最小。水文年度一般是按照洪、枯水期在一年内的周期变化特点划分的，它的开始时间是枯水期结束（或汛期开始）之日。水文年度的开始日期有两种不同的划分方法：一是以补给河流水源自然转变为起始日期划分，如从专靠地下水源补给转变为以地表水源补给为主的时候；二是根据降水的丰枯，选择降水量极少、地表径流接近停止时刻为开始日期划分。由此可知，不同水文年度的起始日期是不同的，有早有晚，为整理资料的方便，实际划分以某一月的第一日为年度的开始日期，如淮河流域从6月1日开始，东北地区从5月1日开始，南方各地从3月1日或4月1日开始。

当水文年度确定好后，根据实测径流资料（日平均流量）统计出相应年度内的年径流量。然后确定计算时段（月、季或旬），并根据水文站的径流资料统计出相应时段内的径流量，即可计算出不同时段的径流量占年径流量的百分比。

反映径流年内分配不均的特征值较多，常用的是径流年内分配不均匀系数 C_{ω} 与完全年调节系数 C_r 。不均匀系数 C_{ω} 的计算公式为

$$C_{vy} = \frac{\sqrt{\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (Q_i - \bar{Q})^2}}{\bar{Q}} = \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (k_i - 1)^2} \quad (7.7)$$

式中： Q_i 为月平均流量， m^3/s ； \bar{Q} 为年平均流量， m^3/s ； k_i 为 Q_i 的模比系数， $k_i = Q_i/\bar{Q}$ 。

C_{vy} 是表示径流年内分配不均的一个指标。 C_{vy} 越大，表示径流年内分配越不均匀；反之，则径流年内分配越均匀。

由于河川径流年内分配不均，需要修建水库进行调节以满足用水。水库的调节库容为 V ，坝址断面的年径流量为 W ，则完全年调节系数 C_r 可以用下式计算：

$$C_r = \frac{V}{W} \quad (7.8)$$

如果修建的水库 V 足够大，可以对坝址断面的全年径流量 W 进行调节，使水库均匀下泄水量，也就是说，在一年内，无论是洪水期还是枯水期，水库下泄的流量均是年平均流量（等流量调节），即为完全年调节。因此径流年内分配越不均，进行完全年调节需要的库容 V 越大，即可用 V 来反映河川径流年内分配不均匀程度。因为同一断面不同年份的年径流量 W 不同，需要的调节库容 V 也就不同，可采用多年平均完全调节系数 C_r^0 表示：

$$C_r^0 = \frac{\bar{V}}{\bar{W}} \quad (7.9)$$

式中： \bar{V} 为完全年调节库容的多年平均值，1 万 m^3 或 1 亿 m^3 ； \bar{W} 为多年平均年径流量，1 万 m^3 或 1 亿 m^3 。

2. 我国河川径流的季节变化

研究河川径流的季节变化，需要确定统一的季节划分。根据我国气候情况，可以大致划分为：冬季为 12 月至次年 2 月，春季为 3—5 月，夏季为 6—8 月，秋季为 9—11 月。

冬季是我国河川径流最枯的季节，称为冬季枯水。因受严寒和冰冻影响，大部分北方河流的冬季径流量低于全年径流量的 5%，其中黑龙江省北部和西北地区的沙漠和盆地地区的河流低于全年径流量的 2%。但是以地下水补给为主的北方河流，例如，黄土高原北部及太行山区的河流，其冬季径流量能达到全年径流量的 10%；另外，新疆的伊犁河，因其水汽来自北冰洋，冬季降水较多，冬季径流能达到年径流量的 10%。相对于北方，南方冬季降水较多，但冬季径流量一般仅占全年径流量的 6%~8%，只有少数地区大于全年径流量的 10%。我国冬季径流量最多的是台湾省，在 15% 以上，台北甚至在 25% 以上。

春季是我国河川径流普遍增多的时期，但增长幅度相差悬殊。东北、北疆阿尔泰山区因融雪和解冻，河川径流显著增加，形成春汛，一般可占全年径流量的 20%~25%；内蒙古的东北部锡林郭勒，因气温升高，春季融雪径流增加迅速，可占全年径流量的 30%~40%，是一年中径流最丰富的季节；江南丘陵地区，开始进入雨季，径流量增加迅速，可占全年径流量的 40%；西南地区因受西南季风的影响，降水量较少，春季径流一般只占

全年径流量的5%~10%，春旱频繁；华北地区春季径流量不足全年的10%，春旱严重。

夏季是我国河川径流最丰沛的季节，一般称为夏季洪水。由于受东南季风和西南季风的影响，南方季风区夏季的降水量很大，南方河流夏季径流量可占全年径流量的40%~50%；西南地区受西南季风影响，云贵高原夏季径流量占全年径流量的50%~60%，四川盆地可达60%，青藏高原则在60%以上；在北方，因雨量较集中，夏季径流量可占全年径流量的50%以上，其中华北和内蒙古中西部可达60%~70%；我国西北地区，因夏季气温升高，大量高山冰雪融化汇入河道，使夏季径流量高达60%~70%。总之，我国河流夏季普遍进入汛期，是洪水灾害多发季节。

秋季是我国河川径流普遍减少的季节，也称为秋季平水。全国多数地区的秋季河川径流量占全年径流量的20%~30%，其中江南丘陵只有10%~15%，常发生秋旱。海南岛是全国秋季河川径流量丰富地区，可占全年径流量的50%左右，是一年中的丰水季节；其次是秦岭山地及其以南地区，也可达40%左右。

总之，我国绝大部分地区为季风区，雨量主要集中在夏季，径流也如此。而西北内陆河流主要靠冰雪融水补给，夏季气温高，径流集中在夏季，形成我国绝大部分地区夏季径流占优势的基本布局。径流具有年内分配不均、夏秋多、冬春少的特点，与农作物生长与生产生活需水不一致，因此，一方面需要修建大量水库、塘坝，拦蓄部分夏秋径流以缓减冬春用水的紧张，另一方面又必须兴修防洪除涝工程，防止江河泛滥，使洪涝得以迅速排除，以保证工农业稳产高产、工业正常运转。

7.2.3.2 径流的年际变化

径流的年际变化包含径流的年际变化幅度和径流的多年变化过程两方面。年际变幅常用年径流变差系数 C_v 和年径流的极值比表示。

1. 年径流变差系数

年径流的变差系数 C_v 可用下列公式计算：

$$C_v = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 / (n-1)}}{\bar{Q}} = \frac{\sigma}{\bar{Q}} \quad (7.10)$$

式中： Q_i 为年平均流量， m^3/s ； \bar{Q} 为多年平均流量， m^3/s ； n 为年径流系列长度； σ 为年平均流量的均方差。

年径流变差系数 C_v 值，反映年径流在年际间的相对变化程度。 C_v 越大，年径流的年际变化越大，不利于水资源的开发利用，也容易发生洪涝灾害；反之，年径流的年际变化小，有利于水资源的开发利用。

影响年径流变差系数的主要因素有年径流量、径流补给来源和流域面积3个方面。年径流量越大，则降水量越丰富。而降水量丰富地区，其降水量的年际变化小，植被茂密，蒸发稳定，地表径流较丰沛，因此年径流变差系数较小；反之，则年径流变差系数较大。以高山冰川积雪融水或地下水补给为主的河流，其年径流变差系数较小；而以降水补给为主的河流，其年径流变差系数较大，且降水量年际变化越大，年径流变差系数也越大。因为流域面积越大，径流成分越复杂，各支流之间、干支流之间的径流丰枯变化可以相互调节；另外，面积越大，因河床切割很深，地下水的补给丰富而稳定。因此，流域面积越

大，其年径流变差系数越小。

2. 年径流的极值比

年径流的极值比是指最大年径流量与最小年径流量的比值。极值比越大，径流的年际变化越大；反之，年际变化越小。极值比的变化规律一般与 C_v 类似，即 C_v 越小，则极值比越小；反之亦然。我国河流年际极值比最大的是淮河蚌埠站，为 23.7；最小的是怒江道街坝站，为 1.4。

径流的年际变化过程是指径流具有连续丰水和连续枯水的周期变化，但周期的长度和变幅存在随机性。如黄河在近 60 年中出现过从 1922—1932 年共 11 年的枯水期，该段时期内年径流的均值比正常年份少 24%；也出现过 1943—1951 年连续 9 年的丰水期，该段时期的平均值比正常年份多 19%。

关于径流年际变化过程的物理成因，目前虽有研究，但尚缺乏完整系统的理论。初步发现，丰、枯水的出现与太阳黑子相对数和大气环流因子变化有关。据研究，海河流域的丰水年一般出现在太阳黑子活动的低值年、高值年和高值年后两年的几率较大，而枯水年多出现在太阳黑子活动低值年的前 2~3 年。

7.2.4 河流的水源补给

河流的水源补给是指河流径流的来源。河流的水文特性在很大程度上取决于水源补给类型。我国河流的水源补给可分为雨水补给、冰雪融水补给及地下水补给等类型。

1. 雨水补给

雨水是我国河流补给的最主要水源。但是由于各地气候条件的差异，致使雨水在不同地区的河流中所占的比例差别较大。

我国河流雨水补给量的分布，基本上同降水的分布一致，一般由东南向西北递减。淮河、秦岭以南，青藏高原以东地区，雨量充沛，这些地区的河流多以雨水补给为主。这里的冬季虽有下雪，但一般不能形成径流。雨水补给量一般占年径流量的 60%~80%。

东北、华北地区的河流虽有季节雪和冰融水补给，但这部分水源仍占次要地位，雨水是河流的主要补给源。黄淮海平原各河的雨水补给比重最大，占年径流量的 80%~90%，东北和黄土高原诸河较少，约占 50%~60%。

西北内陆地区，雨量少，河流以高山冰雪融水补给为主，雨水补给居次要地位，一般只占径流量的 5%~30%。

以雨水补给为主的河流的水情特点是水位与流量变化快，在时程上与降雨有较好的对应关系。由于降雨量的年内分配不均匀，年际变化大，因此，径流年内分配也不均匀，年际变化大，丰、枯悬殊。

2. 冰雪融水补给

冰雪融水包括冰川和永久积雪融水及季节积雪融水。季节性积雪融水补给主要发生在东北、华北地区的河流，补给时间主要在冬季。华北地区积雪不多，季节积雪融水在年径流中占的比重很小，但春季融水有时可以形成春汛。东北地区漫长的冬季，全部是固态的降水，大、小兴安岭、长白山地区积雪厚度在 20mm 以上，最厚可达 40~50mm 以上，春季融水形成春汛，可占年径流的 15%。季节性积雪融水补给河流的水量变化，在融化

期与气温变化一致，其径流过程比雨水形成的要平缓。

冰川和永久积雪补给的河流，主要分布在我国西北内陆地区的高山区。位于盆地边缘面临水汽来向的高山地区，相对较湿润，雨雪较多，不仅有季节雪，而且还有永久积雪和冰川，因此高山冰雪融水成为河流的重要补给来源。在某些地区，甚至成为河流水量的唯一水源。

冰雪融水补给主要发生在气温较高的季节。其水文特点是具有明显的日变化和年变化，且其水量的年际变化幅度比雨水补给的河流小。这是因为融水量主要与太阳辐射、气温变化一致，且气温的年际变化比降雨量年际变化小。

3. 地下水补给

地下水补给也是我国河流补给的一种普遍形式，特别是在冬季和少雨、无雨季节，大部分河流水量基本上来自地下水。地下水在年径流组成中所占的比例，由于各流域和河道本身的水文地质的差异，悬殊较大。如东部湿润地区一般不超过40%，西部干旱地区可超过40%。地下水补给较大的地区有：①黄土高原沟壑区，其量可达50%，这是深厚的黄土层透水性强的缘故；②青藏高原地带，因地处高寒带、寒冻风化严重，岩石破碎利于下渗，此外还有大量的冰碛物和冰水沉积物分布，故使河流获得大量的地下水补给，如狮泉河地下水占年径流量的60%以上。

我国广大的西南岩溶地区，由于具有发达的地下水系，暗河和明河交替出现，成为特殊的地下水补给区。

以地下水补给为主的河流，其年内分配和多年变化均较稳定。地下水实际上是雨水和冰雪融水渗入地下转化而成的，它的基本来源仍是前述两种水源，即雨水和冰雪融水，不过由于渗入地下的水流，流动速度缓慢，经过地下“水库”的调节，所以表现出地下径流过程变化平稳，消退缓慢的特点。对于干旱年份，或者是人工过量开采地下水后，常使地下水收支平衡遭到破坏，河流基流量将严重减少，甚至枯竭干涸。

除了少数山区间歇性小河外，一般河流常有两种以上形式的补给。既有雨水补给，又有地下水补给，或者还有季节性积雪融水补给。河流从这些补给中所获得的水量，对不同地区或同一地区不同河流，不同时期都是不同的。如淮河、秦岭以南的河流只有雨水和地下水两种补给，以北的河流还有季节融雪水补给，西北和西南高原河流，各种类型的补给都有。

山区河流补给还具有垂直地带性，随着流域高程的变化，补给形式有所不同。如新疆的高山地带，河流以冰雪融水、季节性积雪融水补给为主；低山地带以雨水补给为主；中山地带冰雪融水、雨水、地下水补给都占有一定的比重。

同一河流在不同的季节，各种水源补给所占比例也有所不同。如以雨水补给为主的河流，在雨季，径流的绝大部分由降雨所形成，而枯水期则基本靠地下水维持。东北的河流在春汛径流中，大部分为季节融水；而雨季的径流主要来自于降雨，枯水季节则以地下水为主。西北和西南高山地区的河流的补给最复杂，这里积雪和冰川在暖季融化，而雨水也集中在同期降落，因此冰雪融水和雨水补给或者交替发生，或者同时发生。

7.3 洪水、枯水与冰情

7.3.1 洪水

1. 洪水特征值

洪水有不同的理解。一种是指暴雨或大量冰雪融水汇入河槽，引起河流水量增加，水位迅猛上涨，形成有涨水段和退水段的一次洪水过程。另一种理解是针对特大径流而言，往往由于河槽不能容纳而泛滥成灾，又称灾害性洪水。

洪水过程线是指用曲线表示流量从起涨到退落随时间的变化过程，用以描述流域一次

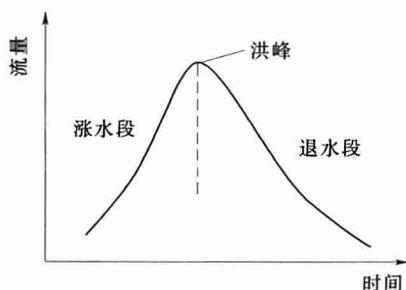


图 7.7 洪水流量过程线

暴雨、连续暴雨或冰雪融化流量过程，如图 7.7 所示。其形略似山峰状，一般可分为涨水段、峰顶和退水段。洪水过程线的形状主要与流域面积、流域形状、河谷条件、流域植被、地表地貌、土壤、暴雨中心位置、暴雨及冰雪融解过程以及河道水力因素、河网调蓄、湖泊调蓄等因素有关。典型洪水过程线上有 3 个特征点：一是洪峰流量，即一次洪水流量过程的流量最大值；二是起涨点，即洪峰流量出现前的最低点；三是地表径流退水终止点，以该

点为界，之前为地表径流与地下径流联合退水，之后只有地下径流退水。以洪峰流量为界将洪水过程线分为两段，之前为涨水段，之后为退水段。

通常用洪峰流量、洪水总量和洪水总历时这 3 个要素来描述洪水特征。洪水总历时，即一次洪水从起涨至退落到基流所经历的时间。洪水总量，即一次洪水过程或一个洪水期洪水量的总和：

$$W = \sum_{i=1}^n \bar{Q}_i \Delta t_i \quad (7.11)$$

$$\bar{Q}_i = (Q_{i-1} + Q_i) / 2$$

式中： W 为洪水总量， m^3 ； Q_{i-1} 、 Q_i 为第 i 时段初、末流量， m^3/s ； \bar{Q}_i 为第 i 时段的平均流量， m^3/s ； Δt_i 为第 i 时段的时段长， s 。

若取等时段，且一般起涨流量和终止流量相对较小，并近似相等，则洪量的计算公式变为

$$W = \Delta t \sum_{i=1}^n Q_i \quad (7.12)$$

式中： Δt 为时段长， s ； Q_i 为各时段初始时刻流量， m^3/s ；其余符号意义同前。

2. 洪水成因

洪水的形成原因，主要有暴雨型洪水和融雪型洪水。暴雨型洪水主要发生在热带、亚热带和温带地区的河流。这种类型的洪水，受降雨量、强度、历时和空间分布的影响，具有多变性。我国洪水主要为暴雨型。暴雨型洪水又可分为：①雷暴雨洪水，也称骤发暴雨洪水。局部地区因强对流作用，挟带水汽的气流急剧上升而产生雷暴雨。由于这种雷暴雨

雨强大、历时短、雨区小，常在小流域上形成陡涨陡落、峰高量小的洪水过程，往往造成严重的灾害。②台风暴雨洪水。由于台风能挟带大量水汽，常在我国东南沿海登陆，也可深入到湖北、河南东南部。台风暴雨洪水峰高量大，能在较大流域上形成洪水威胁。1975年8月淮河上游发生特大台风暴雨洪水就是一例。与台风暴雨洪水相似的还有大陆上低压涡在移动过程中不断增强，形成暴雨引起洪水，如1963年8月海河流域发生的特大洪水。③锋面暴雨洪水。因受冷暖气团交绥而产生的暴雨所引起的洪水。锋面雨一般历时长，强度较小，降雨总量大，往往造成较严重的洪水灾害。融雪型洪水又可分为两类：①积雪融化洪水，如中国东北部分地区、俄罗斯地区、北欧、北美部分地区。②融雪与降雨混合，以融雪为主的洪水：这类洪水受积雪场地气候及其他条件的影响，情况比较复杂，其过程与单一融雪洪水大不相同。它可能比纯融雪洪水的洪峰更平缓，历时更长，降雨可能直接加高洪峰，增大洪量。由于融雪范围内热量变化相对较小，暴雨区的暴雨变化大，因此融雪洪水的年际变化和年内变化都较暴雨洪水为小。

3. 影响洪水的因素

影响洪水的主要因素为天气因素、流域下垫面因素两类。

(1) 天气因素。我国河流的大洪水主要是暴雨形成的，而一次暴雨总量、暴雨强度及其时空分布，决定了一个流域的洪水及其特征。决定暴雨特性的天气因素，主要是气流的上升运动强弱及持续性，另外还有水汽输送情况。有利于上述天气因素的天气系统，如气旋波、静止锋、台风等的出现，就易于形成暴雨洪水。

(2) 流域下垫面因素。坡度大，植被少，土壤透水性差的流域，易造成陡涨陡落的大洪水。大流域洪水过程线较平缓，而小流域则反之。流域内高大的山脉，对气流有抬升作用，容易形成地形雨。通常迎风坡雨量大，而背风坡雨量小。如河北“6·38”暴雨，中心在太行山东侧，河南“75·8”暴雨，中心在伏牛山余脉东麓，都在山脉的迎风坡。

4. 河流洪水波

无雨条件下，河道中的水流呈稳定流状态，其水面线如图7.8中虚线所示。当流域上发生暴雨时，大量地表径流汇入河道，使得河道中流量急剧增大，形成洪水波。河道中的洪水波呈不稳定流状态，洪水波要素也如图7.8所示。 s 为波峰， h 为波高， ac 为波长，而洪水波的水面线为 asc 。洪水波的波长比波高大数千乃至数万倍，属某种“超长波”。在稳定流水面线以上部分称为波流量，随着洪水波向下游的波体运动而带走水量。洪水波不同于风浪、振动波，洪水波运动随时间变化相当缓慢，属于缓变不稳定流。

5. 洪水波的数学描述

在无支流汇入河段，洪水波运动采用圣—维南（Saint-Venant）方程组描述，其连续方及动力方程分别为

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial L} = 0 \quad (7.13)$$

$$s_0 - \frac{\partial h}{\partial L} = \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial L} \left(\frac{v^2}{C^2 R} \right) \quad (7.14)$$

① ② ③

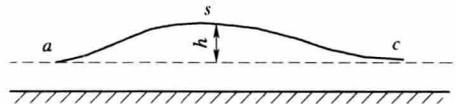


图 7.8 洪水波要素示意图

式中： Q 为流量， m^3/s ； A 为过水断面面积， m^2 ； L 为河段长度， m ； s_0 为河底比降； h 为平均水深， m ； R 为水力半径， m ； C 为谢才系数； v 为断面平均流速， m/s 。

式 (7.14) 等号左侧为洪水波的水面比降，表示单位质量水体流经单位距离所作的功；式 (7.14) 等号右侧①项为断面动能增量；②项为沿程动能增量；③项为摩擦阻力消耗量。①、②两项是由惯性造成的，又称惯性项。在河道洪水波运动中惯性项与摩擦项相比甚小，通常不足 1%，可忽略不计。于是动力方程就简化为

$$s_0 - \frac{\partial h}{\partial L} = \frac{v^2}{C^2 R} = \frac{v^2 A^2}{C^2 A^2 R} = \frac{Q^2}{K^2} \quad (7.15)$$

式中： K 为流量模数， $K = CA\sqrt{R}$ 。

洪水波运动时，流量沿河长 L 在变化，涨洪时上断面流量大于下断面流量，意味着流量沿程递减， $(\partial Q/\partial L)$ 为负，退水时相反。流量变化又造成河道各断面水位变化，及相应过水断面面积变化，涨洪时 $(\partial A/\partial t)$ 为正，水位上涨，退水时则相反。

洪水波水面比降与相应水位下稳定流的水面比降 i_0 的差值称为附加比降 i_Δ ，天然河道洪水波的附加比降较小，常不到 0.0001；然而其稳定流水面比降也很小，约 0.001；因而 i_Δ/i_0 的值就会在百分之几乃至十分之几，这就不可忽略了。

因为附加比降，引起波前及波后的比降和水深不同，又因河道特性的影响，洪水波发生变形。在棱柱型河道内，洪水波自 t_1 时刻的 $a_1 s_1 c_1$ 传播到 t_2 时刻的 $a_2 s_2 c_2$ 时，洪水波

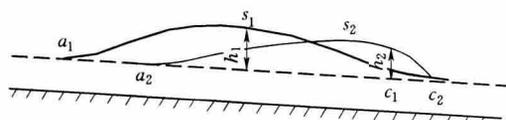


图 7.9 洪水波运动变形示意图

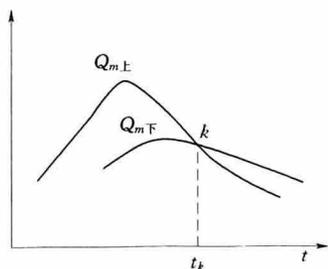
波前 sc 部分的比降大于波后 as 部分，因而波前运动速度大于波后，使得运动过程中波长不断增加，波高则不断降低，即 $a_1 c_1 < a_2 c_2$ 且 $h_1 > h_2$ ，如图 7.9 所示。这类现象通常称作洪水波的展开。

由于洪水波各处的水深不同，波峰处最大，运动速度也最快，因此运动中波前长度逐渐减小，比降逐步增大，波峰位置不断提前；而波后长度逐渐拉长，比降逐步变缓；这类现象称为洪水波的扭曲。

6. 河流洪水波特征值出现次序

稳定流条件下的最大流量、最高水位、最大流速和最大比降等特征值是同时出现的。但洪水波的这些特征值并不出现在同一时刻。现作简要分析。

在无支流汇入的河段，上、下两相邻断面的流量过程线如图 7.10 所示。涨洪段上游流量大于下游流量，退水段则是下游流量大于上游流量。因为洪水波传播需要时间，上游站洪峰流量 $Q_{m上}$ 大于下游站洪峰 $Q_{m下}$ ，且出现时间 $Q_{m上}$ 早于 $Q_{m下}$ 。洪峰之后，因上游站流量递减率大于下游，而使两流量过程线相交于 K 点，此刻两相邻断面流量相等，意味着流量无沿程变化；即 $(\partial Q/\partial L) = 0$ 。而由连续方程式 (7.13) 可知，当 $\partial Q/\partial L = 0$ 时，必然有 $\partial A/\partial t = B(\partial h/\partial t) = 0$ ，即 $\partial h/\partial t = 0$ ，这意味着 t_k 时刻水位出现极值，即此刻下断面水位达到最高值。



从图 7.10 可知，此时下断面洪峰（即最大流量）已 图 7.10 上下断面洪水流量过程线

先期出现, 所以最高水位出现时间稍迟于最大流量。

当最大流量出现时, $dQ/dt=0$, 相当于

$$v \frac{dA}{dt} + A \frac{dv}{dt} = 0 \quad (7.16)$$

从上述分析得知, 出现最大流量时, 水位还在上升, 这意味着 $dA/dt > 0$, 因此要使式 (7.16) 等于零, 必须有 $dv/dt < 0$ 。而这表明, 出现最大流量时, 流速已在下降阶段, 即最大流速出现在最大流量之前。

依据谢才公式, $v=C\sqrt{hs}$, 两边同时平方, 有, $v^2=C^2hs$, 对其两边微分, 有

$$2v \frac{dv}{dt} = C^2 h \frac{ds}{dt} + C^2 s \frac{dh}{dt}$$

当出现最大流速时, $(dv/dt) = 0$, 表明

$$C^2 h \frac{ds}{dt} + C^2 s \frac{dh}{dt} = 0$$

而上述分析看出, 最大流速出现时水位在上升, 即 $dh/dt > 0$, 因而要让上式成立, 必须有 $ds/dt < 0$ 。于是, 可知最大比降出现在最大流速之前。

综上所述, 对于单一洪水波, 任意断面上洪水波的最大特征值出现次序是: 最大比降、最大流速、最大流量、最高水位^[1]。

7.3.2 枯水

7.3.2.1 枯水概念

枯水是河流断面较小流量的总称。枯水经历的时间为枯水期, 又叫枯季, 指流域内地表水流枯竭, 主要依靠地下水补给水源的时期。枯水期的历时随自然地理及气象条件而定。枯水一般发生在地表径流结束以后。枯水期河道的水量完全依赖于流域蓄水量的补给, 流域蓄水量包括地面蓄水量和地下蓄水量, 枯水径流主要来自于地下蓄水量。

7.3.2.2 枯水消退规律

枯水径流的消退主要依靠流域蓄水量的消退形成。其消退规律与地下水消退规律一致。枯水期降水量较小, 认为流域蓄水量 W 与枯水径流 Q 成正比, 即

$$W = KQ \quad (7.17)$$

式中: K 为消退系数, 量纲为时间。

枯水期, 流域蓄水量与出流量之间存在下列的平衡关系:

$$-Q = \frac{dW}{dt} \quad (7.18)$$

可推出

$$Q_t = Q_0 e^{-t/K} \quad (7.19)$$

式中: Q_t 为 t 时刻的流量, m^3/s ; Q_0 为枯水期开始时刻的流量, m^3/s 。

式 (7.19) 反映了当枯水期无降雨补给情况下流域的退水规律, 即随着枯水期的进行, 枯水径流将逐渐减小。

7.3.2.3 消退系数 K 的确定

根据实测流域退水规律分析表明, 各次退水过程基本相似, 但退水曲线仍存在差别。主要原因在于消退系数 K 不是常数。因为: ①流域蓄水量越大, 枯水径流越大, 退水越

快, 即 K 越小; ②如流域蓄水量集中在上游, 则流程长, 消退慢, K 越大; ③如流域地表蓄水量较大, 则退水快, K 较小。因此, 在实际应用上, 一般常取 K 的均值, 或以前期流量的大小为参数, 确定不同的 K 值。确定 K 的方法如下:

1. 相邻时段流量相关法

选择退水期无降雨的退水段, 每隔相等的 Δt 读取一个流量, 即 Q_1, Q_2, \dots, Q_n , 点绘 Q_i 和 Q_{i+1} 相关图, 并定出平均相关线。当 $\Delta t=1$ (即一个单位时段), 则有

$$\frac{Q_{i+1}}{Q_i} = e^{-1/K} \quad (7.20)$$

若 $Q_i - Q_{i+1}$ 为直线, 则比值为常数, 即 K 为常数; 若 $Q_i - Q_{i+1}$ 为曲线, 可在该曲线流量变化范围内, 求得若干个 K 值, 后取其均值。

2. 标准退水曲线法

标准退水曲线是流域蓄水量的消退过程的下包线。对某一流域而言, 退水过程尾部比较稳定, 可以取多次实测洪水过程的退水部分, 采用相同的纵横比例尺绘在透明纸上, 然后沿时间轴平移, 使各次退水段的尾部重合, 最后做光滑的下包线, 即为流域标准退水曲线, 如图 7.11 所示。各次退水段的上部不相重合的主要原因在于其退水的成分及比例各异, 取其下包线, 表示单一的地下水退水。因而, 标准退水曲线表示流域纯地下水的消退过程。

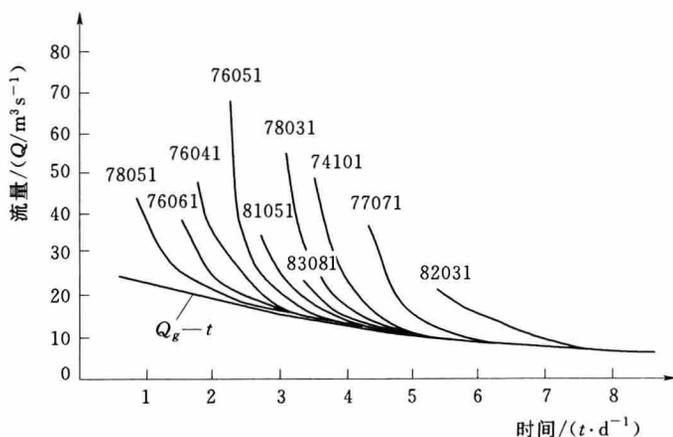


图 7.11 标准退水曲线绘制示意图

(图中数字为洪水编号: 76051 表示 1976 年 5 月第 1 次洪水)

标准退水曲线同样可用枯水消退规律来描述, 即式 (7.19)。对其两边取对数得

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \frac{t}{K} \quad (7.21)$$

由式 (7.21) 可知, $\ln Q_t$ 与 t 为直线。因此, 在标准退水曲线上读取一定数量点据, 并将其点绘在半对数坐标纸上, 穿过点据的直线的斜率的倒数即为 K 值。

7.3.2.4 枯水径流的影响因素

河流枯水的径流过程, 实际是流域蓄水量的消退过程, 因此影响枯水径流的因素和影响流域蓄水量的因素密切相关, 主要表现在以下两方面。

1. 枯水期前的流域降雨量因素

前期降水丰沛, 则枯水期初流域的地表蓄水和地下蓄水就丰富, 可形成较大的枯水径流; 反之, 则枯水流量较小, 甚至会断流。枯水期的降雨可以增加枯水径流, 若降雨量大, 则枯水期可结束早, 转入平水期或汛期; 反之, 则结束晚。

2. 流域下垫面因素

若流域土壤疏松, 岩石裂隙发育, 断层破碎带多, 有利于储存与输送地下水, 则河流可得到较大地下水补给而使枯水径流较大; 地下含水层多而厚, 也有利于产生较大的枯水径流。反之, 则枯水径流较小。流域面积越大, 地表、地下蓄水量越丰富, 枯水径流越大; 流域内河网密度越大, 则河槽内蓄水量越大, 且有利于补给地下水, 枯水径流越大; 湖泊、沼泽面积, 地表蓄水量丰富, 可增大枯水径流量; 森林植被多, 有利于下渗而增加流域的地下蓄水量, 因而枯水径流也较大。

7.3.3 冰情

从气温降到 0°C 以下, 河槽中出现冰晶开始, 经过冻结和封冻, 直到气温回升到 0°C 以上, 河冰开始融化直至冰块全部消失为止, 这一段时间内的冰凌的发生、发展和运动过程, 称为河流的冰情。这个过程可分为3个阶段: 冻结、封冻和解冻。

1. 冻结过程

静水和动水的冻结过程是不同的。由于水的密度在 4°C 时最大, 所以当水温未降到 4°C 时, 由于对流作用, 上、下层水温是一致的。当水温降到 4°C 后, 气温继续下降, 静水上层水温降至 $0\sim 4^{\circ}\text{C}$ 之间, 于是静水冻结从表面开始。而动水由于紊动混合使上下层水温比较均匀, 上下均可降至 0°C 左右。因此当水温降至 0°C 时, 水内任何深度均可出现冰晶。

冻结过程中冰情特点主要是形成水内冰。水内冰是悬浮在水内或附着在河底或其他物体上的碎冰。水内冰形成的必备条件是: 水温必须达到 0°C 以下, 呈过冷却状态; 水体具有相对的不流动层; 结晶时新释放出来的潜热可被带走。

水内冰浮起后称为冰花。在河底或浅滩上形成的水内冰不浮出水面而逐渐堆积, 朝向河面扩散, 构成小岛状的冰堆称为冰礁。冰礁的出现将缩小过水面积, 增大流速和使水流紊动, 进一步促进水内冰的形成。冰花和冰礁是水内冰发展的另一种冻结冰情。

当水温接近 0°C 时, 水面会出现针状冰晶所组成的薄片, 多聚集成松散易碎的一团, 称为冰松。同时岸边可能会出现与河岸固结在一块的薄冰, 称岸冰。随着气温的降低, 岸冰的厚度和宽度将逐渐增加。

浮在水面的水内冰和水面结晶的冰块, 彼此可以冻结在一起, 形成坚实的冰块随水漂流, 称淌凌(或流凌)。淌凌开始, 凌块较为稀疏, 随着气温下降, 逐渐密集, 在河段狭窄处或河湾、浅滩处, 因流动不畅, 造成壅塞或相互冻结而形成冰盖, 从而过渡到封冻阶段。

2. 封冻过程

河道中从开始出现冰盖, 直到冰盖开始解冻, 这一过程称为封冻过程。我国大兴安岭北部的封冻期超过180d; 松花江在130~150d; 辽河在100~130d; 滦河及永定河在70~130d; 海河水系40~80d; 淮河10~40d。

在封冻过程中,冰块密度不断增大,随后相互连接成为一个整体。一般是逆流向上逐渐发展,扩大封冻面积,最后整个水面全被封冻。在封冻过程中,局部河段流速大,冰块挤压而产生倾斜堆积重叠现象,冰面不平整,称为立封;在流速较小的顺直河段,凌块平行,由河岸向河心冻结,冰面平整,称为平封。

在封冻过程中,因不连续流凌或遇大风天气,局部冰面融化露出水面称为清沟。在整个水面尚未完全封冻前形成的清沟,称为初生清沟。在完全封冻的冰面上,因气温升高而形成的清沟,称为再生沟。清沟中的自由水面与冷空气进行热交换,在清沟内产生大量的水内冰,使清沟逐渐消失。大量的水内冰向下游流动,可使下游冰盖下面的过水断面减小而造成局部水流不畅,形成冰塞。冰塞逐渐发展可堵塞整个过水断面形成冰坝,危及河道堤防,这种现象在黄河山东段的解冻与封冻期经常发生。

3. 解冻过程

当春季到来,气温升高,水位上涨,冰盖逐渐融化至全部消失这一过程,称为解冻。解冻过程一般经历 3 个时期:①融水时期:由于热量增加,冰色变白,冰上流水,冰盖厚度减小,强度削弱;②解冻时期:由于热和水的机械作用,发生冰盖脱岸,冰层浮起、裂缝,河心融冰;③流冰时期:解冻的冰块随水流向下游移动,形成春季流凌;冰情现象有冰桥、流冰堆积、冰坝、就地融冰和全部融水等。

7.4 径流的分割与计算

从径流组成角度上,流域出口断面观测到的流量过程线包括地表径流、表层流、地下径流和基流;而从降雨角度上,流域出口断面的流量过程线除本次降雨形成的径流外,还有前次降雨、下次降雨以及很久以前的降雨形成的径流成分。而研究分析降雨径流形成规律,计算本次降雨的径流量时,首先将不是本次降雨形成的径流成分分割出去;其次,不同径流成分的水流运动规律不同,因而需要对本次流量过程线进行水源划分,以便进行汇流计算。

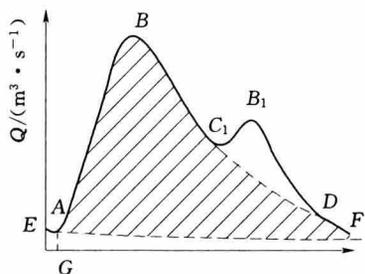


图 7.12 非本次降雨的径流分割

7.4.1 流量过程线分析

某流域出口断面实测洪水过程如图 7.12 所示。图中 A 点为洪水开始起涨时刻,该时刻流量 AG 是由前一次洪水尚未退完的地下径流和基流组成。假如在 A 点之前没有降雨,则前次降雨没退完的地下径流将从 A 点沿虚线至 F 点退完(F 点为基流),因此 EAF 以下部分径流并非本次降雨形成的。在 C₁ 点,因有下次降雨,本次降雨的径流还没来得及退至基流,即成为下次洪水过程的起涨点。假定在 C₁ 点无降雨,则洪水将从 C₁ 沿虚线退至 D 点。因此,本次降雨形成的流量过程为 ABC₁DFA,径流总量为图中阴影部分的面积。

7.4.2 流量过程的分割

流量分割包含两层意义:一是将非本次降雨形成的径流成分分割出去;二是将本次降雨形成的地面、地下径流分割开,即水源的划分。

1. 非本次降雨的径流分割

基流，又叫深层地下径流，由很久以前的降雨形成，需要从流量过程线中分割出去。基流一般比较稳定，流量也较小，是河川的基本流量。分割的方法一般取历年最枯流量的平均值或本年汛前的最枯流量用水平线分割。

前次降雨和下次降雨形成的径流分割，多采用标准退水曲线法。对于前次降水的径流，利用已知的标准退水曲线，通过平移绘出起涨点后的前次退水过程；而下次降雨的径流，则通过移动标准退水曲线，找到退水段的重合部分，绘出本次洪水的完整退水过程。

2. 水源的划分

本次降雨形成的径流过程已经通过分割得到。由于一次降雨形成的径流可以有多种，而地表径流与地下径流的退水规律不同。地表径流消退快，先退完。表层流次之，地下径流消退较慢，最后退完，基流小而稳定。由于受目前的水文发展水平限制，要准确划分地表径流、表层流、地下径流非常困难，实用上一般只把实测的总径流量划分为地表径流与地下径流，而表层流归为地表径流中，仍然称为地表径流。常用的水源划分方法有以下几种。

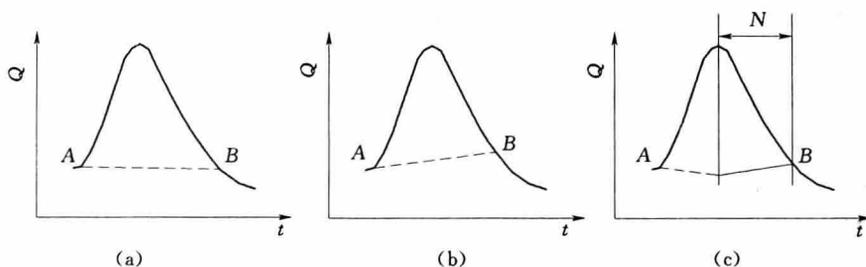


图 7.13 径流过程线的分割

(a) 平割；(b) 斜割；(c) 经验分割

(1) 水平直线分割。该方法是在流量过程线上从起涨点 A 引一水平直线与退水段交于 B 点，则 AB 以上为地表径流，AB 以下为地下径流，如图 7.13 (a) 所示。该分割由于没有考虑到地下水在洪水过程中的涨水与退水规律，所得的地下径流比实际偏小，而地表径流则比实际偏大。

(2) 斜直线分割。该方法是将起涨点 A 与退水上地表径流终止点 B 用一直线连接，直线 AB 以上是为地表径流，AB 以下则为地下径流。该方法的关键在于确定地表径流终止点 B。B 点的确定方法有：①目估法。由于地面、地下退水过程规律不同，B 点以上的退水段较陡，B 点以下的退水段较缓，因此可在退水段上通过坡度的陡缓找到较为明显的转折点，即 B 点，如图 7.13 (b) 所示。也可将退水过程线绘在半对数坐标纸上，以便于判断。②标准退水曲线法。用相同的纵横坐标比例将已知的标准退水曲线绘制在透明纸上，其尾部与退水过程重合，两过程线在上端的分离点即为 B 点。③经验公式法。如 B 点距离洪峰流量出现时刻的时距为 N，它与流域面积 F 之间存在一定的关系，并考虑到前次径流的退水延续至洪峰 B 处，而后本次降雨的壤中流加入，见图 7.13 (c)，即

$$N = 0.84F^{0.2} \quad (7.22)$$

上述各种分割方法都有一定的随机性,尤其是 B 点的确定,主观因素大,因而分割得到的地表径流与地下径流具有一定的误差。实际工作中常采用斜线分割法。

7.4.3 径流量的计算

将非本次降雨形成的径流成分分割出去后,剩余部分即为本次降雨形成的径流,如图 7.12 中的阴影部分面积所示。利用体形面积求和方法,首先计算出从 A 到 F 这段时间内径流量,然后计算出虚线 AF 以下部分面积,前者减去后者的差即是本次降雨形成的径流量。

7.5 径流的影响因素

影响径流形成和变化的因素主要有 3 大类,即气候因素、流域下垫面条件以及人类活动。

7.5.1 气候因素

气候因素包括降水、蒸发、气温、气压、风、湿度等。降水是径流的源泉,径流过程是由流域上降水过程转化而来的。降水和蒸发的总量、时空分布、变化特性,直接导致径流组成的多样性、径流变化的复杂性。气温、气压、湿度和风是通过影响蒸发、水汽输送和降水而间接影响径流的。因此,人们称“河流是气候的产物”是不无道理的。

1. 降水

降水是产生径流的重要因素,但不是决定径流过程的唯一因素。出口断面流量过程线是流域降水与流域下垫面条件综合作用的结果,相同时空分布的降水,在不同流域所产生的流量过程线是不同的。

径流是降水的直接产物,因此,降水的形式、总量、强度、降水过程及降水在流域空间上的分布对径流有直接影响。

(1) 降水类型。不同的降水形式形成的径流过程完全不同,由降雨形成的径流主要发生在雨季,其过程一般陡涨陡落、历时短,而由融雪水形成的径流一般发生在春季,其过程较为平缓,历时较长。

(2) 降水量。河川径流的直接和间接水源都是大气降水,因此,径流量的多少取决于降水量的大小,即河川径流量与降水量成正相关。

(3) 降水强度。降水强度对径流的形成具有十分显著的作用,暴雨强度越大,植物截留、下渗损失越小,雨水能够在较短时间内向河槽汇集形成较大的洪水。

(4) 降水过程。降雨过程对径流也有较大影响,如降雨过程(雨型)先小后大,则降雨开始时的小雨使流域蓄渗达到一定程度,后期较大的降雨几乎全部形成径流,易形成洪峰流量较大的洪水;如果降雨过程先大后小,则情况正好相反。

(5) 降水空间分布。降雨在流域空间上的分布对径流也有影响,如果暴雨中心自上游向下游移动,由上游排泄出的洪水与下游形成的洪水叠加在一起,很容易形成较大的洪峰流量,反之,其洪峰流量则较小。另外,降雨笼罩的面积越大,形成的径流量也越大。

2. 蒸发

蒸发也是影响径流的重要因素之一,大部分的降雨都以蒸发的形式损失掉,而没能参

与径流的形成,在北方干旱地区,80%~90%的降水消耗于蒸发,在南方湿润地区也有30%~50%。根据水量平衡方程,在一个较长的时间范围内,蒸发量越大,径流量越小。对于某一次降雨来说,如果降雨前蒸发量大,土壤含水量相对较低,雨水的下渗强度较大,土壤中可容纳的水量相对较多,因此,径流量相应的就少。

7.5.2 流域下垫面条件

流域下垫面条件包括:地理位置,如纬度、距离海洋远近、面积、形状等;地貌特征,如山地、丘陵、盆地、平原、谷地、湖沼等;地形特征,如高程、坡度、坡向;地质条件,如构造、岩性;植被特征,如类型、分布、水理性质等。

(1) 流域地理位置。流域所处的地理位置不同,其气候条件差别很大。因此,受气候条件制约的径流,也就有其特殊性。

(2) 流域地形地貌。流域地形地貌一方面通过直接影响流域的汇流条件来影响径流,另一方面还通过影响气候因素而间接影响径流。如在迎风坡,降雨量增加,径流也相应增加;高程增高,气温降低,相应地径流量增加;坡度越大,径流的流速大,雨水下渗的机会就少,因此,径流量大。

(3) 流域面积。流域面积越大,自然条件越复杂,各种因素对径流的影响有可能相互抵消,也有可能叠加。一般而言,较大流域的径流量大,但变化较小。

(4) 流域形状。流域的形状主要影响径流过程线的形状。流域的形状不同,汇流条件不同,如扇形流域,洪峰流量相对较大且流量过程线尖瘦,而羽状流域,洪峰流量相对较小而流量过程线变化平缓。

(5) 流域地质与土壤条件。流域的地质条件和土壤特性决定着流域的入渗、蒸发和蓄水能力。若某一流域有着较为发达的断层、节理、裂隙,水分的下渗量就大而径流量小;岩溶地区有着较大的地下蓄水库,因此,地下径流量较大。土壤性质主要通过直接影响下渗和蒸发来影响径流,渗透性能好的土壤,下渗量大而径流量小。另外,土壤和地质条件还可以通过植被类型和植被生长状况间接影响径流。

(6) 流域植被状况。流域的植被对径流的影响较复杂,有些学者认为,森林蒸发散量大,因而依据水量平衡方程,河川径流量小。从另外一个角度说,由于植物截留、枯枝落叶层对雨水的吸收以及森林土壤有很好的下渗能力,在径流形成过程中的降雨损失量大,因此,森林有减少地表径流量的作用。正因为森林导致流域具有较强下渗能力,使较多的雨水渗入地下,并以地下径流的方式缓慢补给河川径流,因此说,森林能增加河川枯水期的径流量。但是,森林增加的枯水期径流量是否同减少的地表径流量相抵消,还有着不同的看法。在美国和日本,有人对森林砍伐后和砍伐前的径流量进行对比研究后指出,砍伐森林能够增加流域的产水量;而在苏联,有人通过对有林流域和无林流域的产水量进行长期对比观测后认为,森林能增加流域产水量。

(7) 流域内湖泊水库状况。流域内的湖泊和水库通过蓄水量的变化调节和影响径流的年际和年内变化,在洪水季节大量洪水进入水库和湖泊,水库和湖泊的蓄水量增加,在枯水季节,水库和湖泊中蓄积的水量缓慢泄出,蓄水量减少。因此,流域中如果有水库或湖泊,能够消减洪水,使洪水过程线变得平缓。

上述流域因素在空间上的随机组合,构成了下垫面条件的差异,这种差异导致了流域

产流方式（指各种径流成分产流机制的组合）及产流条件上的差异。但流域下垫面是一个缓慢变化的因素。出口断面流量过程线是流域降水与流域下垫面因素、人类活动因素等综合作用的结果，相同时空分布的降水，在不同流域所产生的流量过程可能具有完全不同的特性。

总之，径流形成过程，除了降雨条件外的另一重要条件就是流域下垫面。只有当雨水降落在一个流域上，水流的运动过程才开始，也只有通过流域的下垫面，各种垂向、侧向的运行过程才能出现，并显示出它们在径流形成中的功能。

7.5.3 人类活动

人类活动对径流的影响主要是通过改变下垫面条件，直接或间接地影响径流的流量大小、水质好坏和径流过程线形状。人类活动对径流有正反两方面的影响。人类可以通过修建各种水利及水土保持工程，如水库、淤地坝、水窖等蓄水工程，拦蓄地表径流、消减洪峰流量、调节径流过程。平整土地措施通过减缓原来地面的坡度、截短坡长、增加地表糙率，而增加了下渗量，延长了汇流时间，消减了洪峰，使流量过程线变得平缓。人类还可以通过植树造林，增加森林覆盖，利用森林保持水土、涵养水源、增加枯水径流来对径流起到调节作用。

但是，不合理的人类活动，如过度地砍伐森林、陡坡开荒、没有任何保护措施的大面积开采地下各种资源等都会造成严重的水土流失；另外，工业生产的废弃物任意排放、农业生产中各种农药、化肥无节制的大量使用、生活垃圾的大量增加，不但破坏了土壤对径流的调节作用，还严重污染了水质。因此，我们必须提倡有序的人类活动，以保护我们的生存环境。

参 考 文 献

- [1] 胡方荣，侯宇光．水文学原理（一）[M]．北京：水利电力出版社，1988：136-138.

第 8 章 流 域 产 流

在第 7 章中，对径流形成过程作了简要描述，根据径流形成过程中不同阶段性质的差异和特点可将其分为：流域蓄渗、坡地汇流、河网汇流 3 个过程。流域蓄渗过程实质是流域各处的雨水在逐步满足了各项损失后形成径流的过程，也就是产流过程。本章主要介绍流域产流，实际上是对蓄渗过程物理机制做进一步分析；从包气带中水分运行与消退规律出发，研究单点产流的物理机制，再归纳总结流域面上的产流规律，并简要介绍流域产流计算方法。

8.1 包气带的水文特性

如第 5 章所述，将土壤中地下水自由水面以上的土层称为包气带，而将地下水自由水面以下的土层称为饱和带或饱水带。在地下水自由水面以上的土层中，虽然也存在着各种形式的水分，但它们不能在重力作用下自由运行，且因为土层孔隙与大气直接相连通，存在着土壤颗粒、水与空气 3 种物质，故称为包气带。包气带是径流形成和输送的重要场所。径流形成过程实质上是水分在流域中的运行和再分配过程，而水分的运行和再分配主要发生在包气带中，包气带的特征及其水分动态将影响产流过程和产流量的大小，所以研究流域产流规律，需要以包气带及其水分动态为基础。

8.1.1 包气带的水分分布特征

土层中水分沿垂向的分布以浅层地下水水面为界分为包气带和饱和带两个不同的水分带。饱和带的土壤孔隙全部被水充满，是由土粒和水分组成的二相系统；而包气带则是由土粒、空气和水分组成的三相系统，为非饱和带，有一定的吸水、持水和输水能力。包气带按其水分分布特征又可分为 3 个明显不同的水分带：毛管悬着水带、中间包气带和毛管水带，如图 8.1 所示。

1. 毛管悬着水带

毛管悬着水带位于包气带的上部靠近地表的土层中，水分以毛管悬着水的形式存在于土壤中。这一层的水分直接或间接与外界进行水分交换，水分变化较大，对径流形成影响较大，所以这一层在水文上称为影响土层。这一带的水分主要来源于降雨，消耗于蒸发。水分分布受气象因素和土壤特性的影响较为明显。在干旱地区，土壤透水性较差时，雨后的下渗锋面一般不超过 20cm，在连续降雨的情况下，下渗锋面可向下推进到较大的深度，但一般不会超过 1m。在湿润地区，土壤透水性较强及地下水埋深较浅时，土壤水分经常保持

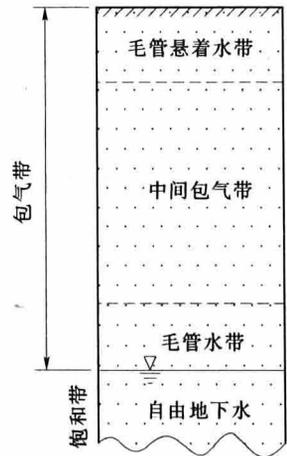


图 8.1 岩土层的水分带

在田间持水量附近，如遇连续降雨，可使较厚的土层水分超过田间持水量而产生自由重力水，向下渗透补给地下水，但土层能达到饱和的部分，也只限于表层 10~20cm 范围内，水分变化较大的深度范围大致也在 0.5~1.0m 之间。另外土壤蒸发直接减少土壤水分，并改变表层土壤水分分布。国内外的观测资料表明，一般情况下，蒸发影响土层一般在 1m 左右，而强烈的土壤蒸发层发生在地表以下 30cm 的范围内。

综上所述，毛管悬着水带内的土壤水分的增长与消退影响土层的范围，大致在 1m 左右，而其中水分变化强烈的部分是近地面 30cm 范围以内，通常称为水分积极活动层，它是对降雨进行再分配的主要水分带。

2. 中间包气带

毛管悬着水带与毛管上升水带之间的水分带称为中间包气带。它的厚度与地理位置及地下水埋深有关。在干旱地区，中间包气带的厚度可达到几十米，在湿润地区一般为几米。当地下水埋深较浅时，中间包气带可能不复存在。中间包气带的水分变化较小，具有相对稳定的性质。中间包气带不直接与外界进行水量交换，而是一个水分的蓄存及输送带。其水分含量的多少取决于年降水量的大小、土壤的透水性及地下水位的高低。在地下水位埋深较大，年降水量较少的地区，中间包气带的含水量一般在毛管断裂含水量及最大分子持水量之间，且年变幅不大。在年降水量丰沛及土壤透水性较好的地区，中间包气带的含水量大致在毛管断裂含水量与田间持水量之间，当地下水位埋深较浅，中间包气带较薄时，由于上下供水充分，其含水量保持在田间持水量附近。

3. 毛管上升水带

地下水面上，水分受土壤孔隙所形成的毛管力的作用，沿孔隙上升到地下水面上方的土层中，形成一个水分带，称为毛管上升水带。该带厚度取决于土壤的最大毛管上升高度。毛管上升高度与土壤孔隙的半径成反比，即土壤孔隙越大，毛管上升高度越小。在天然土壤中，由于孔隙组成及层次分布等的影响，实际毛管水上升高度要小得多，毛管上升水带的厚度一般在 1~2m 范围内。

毛管上升水带的土壤含水量，一般自下而上逐渐减小，由饱和含水量逐渐减小到与中间包气带下端相衔接的含水量。干旱区的土壤以最大分子持水量为下限。这样的水分分布是由于土壤中存在着各种大小不同的孔隙，形成高度不同的毛管水柱。所以如果土壤孔隙的孔径比较均一，那么毛管上升水带的水分分布也比较均匀。由于毛管上升水带下端有充分的水分来源，所以对于给定的土壤，其水分分布具有比较稳定的性质，而地下水位的升降变化，则决定了毛管上升水带在地表以下的位置。毛管上升水带的水分分布见图 8.2。

4. 包气带水分沿深度的分布

整个包气带厚度范围内的水分分布的基本特征如图 8.3 所示。降雨后，毛管悬着水带的含水量，由表层的最大含水量（最大含水量在降雨较大时可达饱和含水量）向下逐渐减小；中间包气带的含水量沿深度变化很小，其最小值为最大分子持水量；毛管上升水带的含水量，由毛管中最大高度处的最小含水量，向下逐渐增加，至地下水面达到最大值，为饱和含水量。经过蒸发之后，表层含水量迅速减小，而下部则基本不变。

这是包气带的一般水分分布规律，由于各地气候条件和地下水埋深条件的差异，使得各地的包气带厚度和水分分布特征有很大不同。

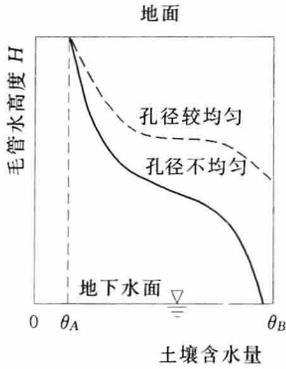


图 8.2 毛管上升水带水分分布图

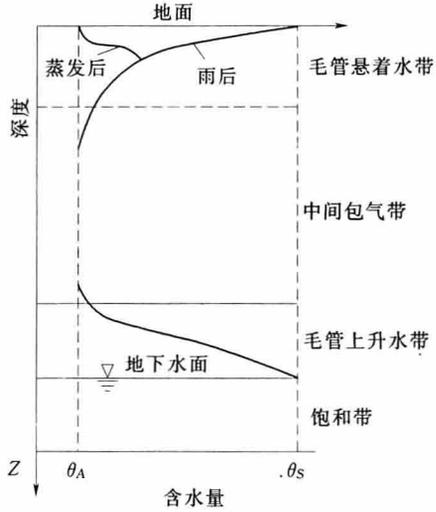


图 8.3 包气带的水分分布示意图

8.1.2 包气带的水分动态

包气带的水分动态是指包气带中水分含量及水分剖面的增长与消耗过程。

1. 包气带水分的增长

包气带与外界的水分交换主要发生在包气带的上、下界面上。上界面水分来源主要是降水或灌溉；当存在地下水时，下界面水分增长的补给主要来源于地下水饱和带。天然条件下，地下水的补给一般处于均衡状态，即蒸散发消耗多少，地下水就向上补给多少。因此，上界面的降水是包气带水分增长的主要原因。上界面以上的降水下渗是导致水分增长的机理。按照下渗理论，这种机理可具体表述为：当雨强 i 大于上界面的下渗能力 f_p 时，实际下渗率 f_a 等于 f_p ；当 $i \leq f_p$ 时， $f_a = i$ 。于是一场降雨中包气带增加的总水量应为

$$I = \sum_{i > f_p} f_p \Delta t + \sum_{i \leq f_p} i \Delta t \quad (8.1)$$

一次降雨中湿润锋面所能达到的最大深度取决于降雨历时、强度、土壤的透水性和前期土壤含水量状况。供水充分时不同下渗时刻的土壤水分剖面如图 8.4 所示，由此图可以看出包气带水分因下渗而增长的状况。

2. 包气带水分的消耗

包气带的水分消耗也发生在其上、下界面处，消耗过程的水分运行方向与增长过程完全相反。上层水分主要消耗于土壤蒸发和植物散发。下界面处水分主要消耗通过内排水过程完成，但只有当包气带全层有自由重力水时才会出现内排水。因此在一般情况下，土壤蒸发和植物散发是包气带水分消耗的主要原因。根据蒸散发理论，蒸散发所消耗的水分取决于气象条件和土壤含水量。通常对土壤水分消退采用三段模式进行计算：

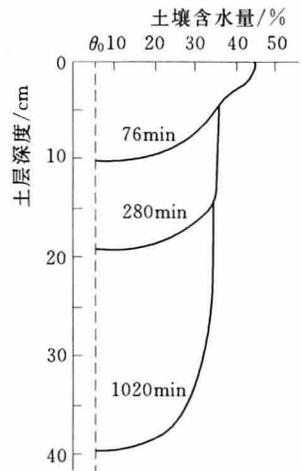


图 8.4 不同下渗时间的土壤水分剖面

$$E = \begin{cases} E_p & (\theta > \theta_f) \\ E_p e^{-k\theta} & (\theta_a < \theta \leq \theta_f) \\ C & (\theta \leq \theta_a) \end{cases} \quad (8.2)$$

式中： θ_f 、 θ_a 、 θ 分别为田间持水量、最大分子持水量及实际含水量，%； E_p 、 E 分别为蒸发能力及实际蒸发量，mm； k 为系数； C 为常数。

当地下水位埋藏较浅，毛管水上升到悬着水带时，地下水通过毛管直接向蒸发面供水，此种条件下包气带水分基本上没有直接损耗。

8.1.3 冻土地区包气带的水分动态

在寒冷季节，土壤温度降至 0°C 以下，使土层冻结成坚硬的土体，称为冻土。冻土按其存在的时间长短，可分为：①季节性冻土，即冬季结冰，夏季全部融化；②隔年冻土，即冻结层经一、两个夏季不能全部融化的冻土；③多年冻土，又称为永久冻土，即冻土层可持续多年不融化。

高寒冻土地区包气带的水分动态除了与降雨下渗和蒸散发有关外，还具有如下一些特点：冻结时，由于上层先冻，下层温度高于上层，因此水分从下层向上层移动，造成先冻结部分的土壤含水量大于后冻结部分的土壤含水量，其中最先冻结的部分，总要趋于达到为满足冻结条件的一个极限土壤含水量。至于水分迁移量的大小则与易活动性的水分补给源是否充分有关，也与满足冻结所需的极限含水量的缺水程度有关。缺水程度越大，迁移量也越大。对于不同情况的冻土层的水分割面如图 8.5 所示。图 8.6 则是不同起始土壤含水量时冻结前后以及解冻时的土壤水分割面。

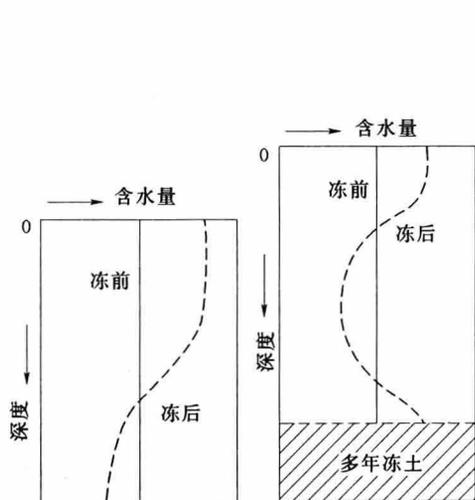


图 8.5 不同冻土层冻结前后的土壤水分割面

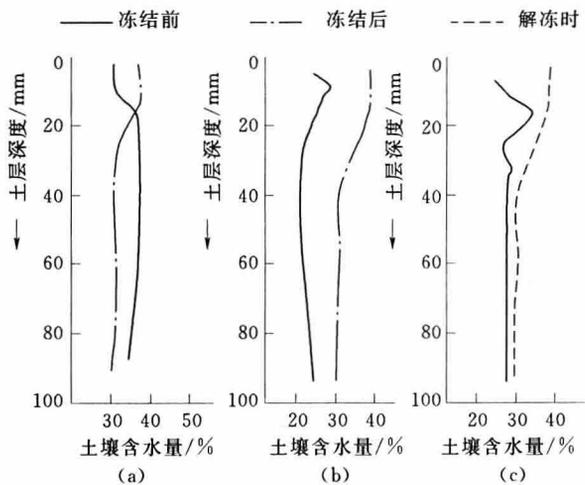


图 8.6 不同起始土壤含水量时冻结前后的土壤水分割面
(a) 1963—1964 年；(b) 1964—1965 年；(c) 1965—1966 年

8.1.4 包气带的水量平衡方程

包气带中水分的增长、消退与壤中流之间的定量关系，可用水量平衡方程来描述。在给定时段 Δt 内，包气带的水量平衡方程为

$$\Delta W = I - E - R_a - F_c \quad (8.3)$$

式中： ΔW 为时段内的水分增量，mm； I 、 E 分别为时段内的下渗量及蒸发量，mm； R_s 为壤中侧向流出量，mm； F_c 为深层下渗量，mm。

包气带水量平衡示意图见图 8.7 所示。降雨期内， $\Delta W > 0$ ，是水量增长期。而无雨期， $I = 0$ ，则 $\Delta W = -E - R_s - F_c$ ，即 $\Delta W < 0$ ，是水分消耗期。当 $R_s = 0$ 且 $F_c = 0$ 时， $\Delta W = -E$ ，此时水分只消耗于蒸发。包气带的水量平衡方程式也可分层来建立。如图 8.8 所示，如果将包气带划分成 A、B、C、D 四层，则不难写出各分层的水量平衡方程为

$$\begin{aligned} \Delta W_A &= I - E_A - F_A - R_{s,A} + E_B \\ \Delta W_B &= F_A - E_B - F_B - R_{s,B} + E_C \\ \Delta W_C &= F_B - E_C - F_C - R_{s,C} + E_D \\ \Delta W_D &= F_C - E_D - F_D - R_{s,D} + E_E \end{aligned}$$

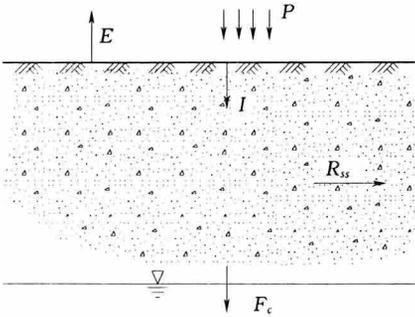


图 8.7 包气带水量平衡示意图

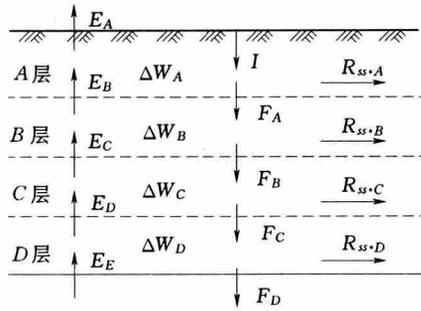


图 8.8 分层水量平衡示意图

式 (8.3) 中的下渗量，可由包气带上界面以上，大气系统的水量平衡方程求出：

$$I = P - I_n - R_s - \Delta S_d \tag{8.4}$$

式中： P 为时段降雨量，mm； I_n 为时段植物截留量，mm； R_s 为地面径流量，mm； ΔS_d 为时段填洼水量，mm。

当 I_n 及 ΔS_d 可忽略不计时，则有

$$I = P - R_s \tag{8.5}$$

代入式 (8.3)，则有

$$\Delta W = P - R_s - E - R_s - F_c \tag{8.6}$$

式 (8.6) 为大气-土壤系统的水量平衡方程式，它是表达产流量与各因素关系的基本方程。

8.1.5 包气带在产流中的作用

包气带是由不同土壤所构成的有孔介质蓄水体，具有吸水、持水、输水等功能，对降水起调节和再分配作用。降雨后，表层土壤以其所具有的下渗能力吸收部分或全部降雨渗入土壤，超过下渗能力的降雨形成地面径流，这是包气带对降雨的第一次再分配。由此可见包气带对降雨的第一次再分配发生在土壤表面。而包气带对降雨的第二次再分配发生在包气带的内部，它主要是对渗入土层中的水分的再分配，这次分配过程远比第一次再分配复杂得多。概括地说，下渗的水分在运行过程中将分配为两大部分：土壤蓄存部分和径流部分。

蓄存部分是指水分运行中为了维持土壤含水量等于或小于田间持水量所蓄的下渗水分。一次降雨的蓄存水量 S 取决于终止时刻的含水量 θ 和起始时刻的含水量 θ_0 ，当终止时刻的土壤含水量 θ 小于或等于田间持水量 θ_f 时，即 $\theta \leq \theta_f$ 时：

$$S = \theta - \theta_0 \quad (8.7)$$

当 $\theta > \theta_f$ 时：

$$S = \theta_f - \theta_0 \quad (8.8)$$

对地下水埋深较大的地区，一次降水后的下渗锋面不可能达到地下水水面，有时仅在影响土层范围以内，这时蓄存水量应等于下渗量，即

$$S = F = \int_0^t f(t) dt \quad (8.9)$$

式中： $f(t)$ 为下渗强度，mm/h 或 mm/min。

当起始时刻的含水量 θ_0 为最大分子持水量 θ_a 时，且一次降雨后的含水量达到田间持水量 θ_f 时，此时蓄水量 S 为包气带的最大蓄水量（蓄水容量） S_M ，即

$$S = S_M = \theta_f - \theta_a \quad (8.10)$$

产生径流的部分是指土壤含水量超过田间持水量以后，以自由重力水形式由包气带输出的水量，即

$$T_p = F - (\theta_f - \theta_0) \quad (8.11)$$

或

$$T_p = F - S$$

式中： T_p 为一次降雨包气带输出的自由重力水； F 为总下渗量。

自由重力水 T_p ，在输送过程中，在适当条件下，经再分配而成为壤中流 R_s 和地下径流 R_g ，即

$$T_p = R_s + R_g \quad (8.12)$$

显然，当 $F \leq S$ 时， $T_p = 0$ ，全部水量蓄存于包气带中，此时 $R_s = 0$ ， $R_g = 0$ 。

由上可知，以包气带为核心的对降水的再分配，决定了径流的形成及不同径流成分的分配，包气带是径流的发生场和分配场，而包气带的各个界面又是不同径流成分的发生场和分配场。所以包气带的特征决定了流域的产流特征和产流过程。

8.2 产流机制

所谓产流，是指流域中各种径流成分的生成过程。它实质上是水分在下垫面垂向运行中，在各种因素综合作用下的发展过程，也是流域下垫面（地面及包气带）对降雨的再分配过程。不同的下垫面条件具有不同的产流机制，不同的产流机制又影响着整个产流过程的发展，呈现出不同的径流特征。为了便于认识流域产流机制，本节首先从微小单元面积——单点的产流机制入手，然后再讨论天然流域的产流机制。在讨论产流机制之前，有必要介绍传统的产流观念（Horton 观念）以及 Horton 观念与实际现象之间的矛盾。

8.2.1 传统产流观念回顾

1. Horton 观念

1933 年 Horton 用水流的下渗理论阐述了对产流的基本见解，提出当雨强大于下渗能

力时,产生地面径流;当下渗量大于土壤缺水量时,产生地下径流,并给出了相应的产流条件,其基本观念可概括为以下几点。①将径流生成分为两类条件和四种情况:当 $i > f_p$, $F > D$ 时,则 $R_s > 0$, $R_g > 0$;当 $i > f_p$, $F \leq D$,则 $R_s > 0$, $R_g = 0$;当 $i \leq f_p$, $F > D$,则 $R_s = 0$, $R_g > 0$;当 $i \leq f_p$, $F \leq D$,则 $R_s = 0$, $R_g = 0$ 。②流域出口断面的流量过程由两种径流成分所组成,这两种径流成分分别是地面径流和地下径流。地面径流是决定一次洪水涨落的主要构成部分;地下径流是维持长期枯季水量的主要来源。③一旦降雨强度超过下渗能力,则全流域产生地面径流。

Horton 观念的重要意义在于第一个提出了产流的主导因素和概括了径流生成的基本条件,即超渗地面径流的形成机制。从特定意义上讲,它给出了径流生成的最基本的规律。但在 20 世纪 60 年代以后,由于对径流形成的机制开展了广泛深入的研究,发现这种传统产流观念与实际水文现象之间存在着矛盾,于是新的产流观念、产流理论和相应的计算方法开始出现并逐渐完善。但是 Horton 产流观念无论过去还是现在都具有重要的理论意义。

2. Horton 观念与实际水文现象之间的矛盾

20 世纪 60 年代以后,通过对小流域,特别是植被良好的小流域的观测、实验,发现了实测径流过程与 Horton 观念存在着不少矛盾,这种矛盾可以概括为以下几个方面:①对于下渗能力较大的流域,当降雨强度小于下渗能力时,有时有地面径流产生,并出现对应的洪水过程;有时却没有地面径流产生,但却在出口断面观测到与地面径流过程相似的洪水过程。②对应一次降雨,有时出现形状有别的前后两次洪峰过程,前一个峰形高而尖瘦,后一个峰形矮而胖。③有的流域,在湿润季节,微小的降雨,即使 $i < f_c$,在流量过程线上都可产生敏感的反应,呈现对应的起伏变化。④全流域产流极为罕见,一般是在流域的局部面积上产流。

上述的这些矛盾都说明 Horton 的产流观念并不能全面反映流域产流规律,在产流条件、径流成分以及产流面积上都需要进行补充和完善,更重要的是需要进一步分析和阐述流域产流过程的物理机制。

8.2.2 产流机制

产流机制,是指水分沿土层剖面的垂向运行中,在一定的供水与下渗条件下,各种径流成分的产生原理和过程。这里所说的供水是包括降雨在内的,以及在土壤中由上向下的供水。下渗不仅是指地面的下渗,而且包括土壤中任一下渗面的下渗,有供水,便有了下渗,没有供水,便没有下渗。首先分析单点的产流机制。

1. 超渗地面径流的产流机制—— R_s 机制

超渗地面径流的产流机制,指供水和下渗矛盾发生于包气带上界面(地面)的产流机制。自降雨开始至任一时刻的产流过程,可以用下述水量平衡方程式来表达:

$$R_s(t) = \int_0^t i dt - \int_0^t i_n dt - \int_0^t e dt - \int_0^t S_d dt - \int_0^t f dt \quad (8.13)$$

式中: $R_s(t)$ 为 t 时刻的地面径流量,即产流过程; i 、 i_n 、 e 、 S_d 、 f 分别为降雨强度、截留率、蒸发率、填洼率、下渗率。

式(8.13)右侧第一项为收入项,其余各项是分配项,而等号左边的 $R_s(t)$ 就是所

要研究的超渗地面径流。式 (8.13) 表明, 首先必须有输入项——降雨, 才有可能产流, 也就是降雨是产流的必要条件, 但是能否产生地面径流, 何时产流, 产流量的发展变化及产流量的大小, 都不是由降雨一个条件所能决定的。因为, 这些还取决于降雨与植物截留、填注、雨期蒸发及下渗的对比关系。所以降雨不是产流的唯一条件, 只有满足了其他几个方面的需要, 才具备产生地面径流的充分条件。

在这些因素中, 植物截留量 I_n 包括枝叶表面的截留量以及降雨期间枝叶表面截留的蒸发量。 I_n 一般随降雨的增加而增加, 试验表明, I_n 与降雨量 P 的关系可用下列经验公式来表达:

$$I_n = (W + CEt) \left[1 - e^{-\frac{P}{W + CEt}} \right] \quad (8.14)$$

式中: W 为植物单位投影面积上的截留量, mm; C 为植物枝叶表面与其投影面积之比; E 为单位叶面面积的蒸发强度, mm/h; t 为降雨历时, h; P 为降雨量, mm。

植物截留量一般不大, 只有几毫米, 森林茂密地区, 也只能达到十几毫米。

填注量 S_d 对某一特定流域而言, 变化不大, 且有最大值 $S_{d,m}$, 一次暴雨期间的填注量, 可近似地用下式表示:

$$S_d = S_{d,m} \left(1 - e^{-\frac{P-F}{S_{d,m}}} \right) \quad (8.15)$$

雨期蒸发 E 甚小, 而 I_n 与 S_d 数量也不大, 且较稳定, 是缓变因素, 同时截留和填注水量最终消耗于蒸发与下渗。所以雨期蒸发、截留和填注在地面径流的产生过程中, 不起支配作用。

下渗量 F , 则是另外一种情况。它是一个瞬变和多变的因素, 下渗量随着降雨特性、前期土壤湿润情况的不同而不同。实际资料表明, 在一次降雨过程中, 下渗量要比截留量和填注量大得多, 下渗量可占一次降雨量的百分之几十甚至全部。所以下渗在地面产流过程中起支配作用, 具有决定性的意义。如果式 (8.13) 中的雨期蒸发量、截留量和填注量忽略不计的话, 那么可得到下式:

$$R_s(t) = \int_0^t i(t) dt - \int_0^t f(t) dt \quad (8.16)$$

对式 (8.16) 求导得

$$\frac{dR_s(t)}{dt} = r_s(t) = i(t) - f(t) \quad (8.17)$$

此处 $r_s(t)$ 为地面径流产流率。由式 (8.17) 不难看出, 地面径流是供水与下渗矛盾发展的产物。显然, 只有当 $i > f$ 时才能产生地面径流。因此降雨强度大于下渗率是产生超渗地面径流的充分条件。只有满足这个条件才能产生超渗雨, 形成地面径流。流域的地面径流产流过程就是降水过程 $i(t)$ 与下渗过程 $f(t)$ 在时程上与空间上相互作用产生超渗雨的发展过程, 它决定了地面径流的基本规律。

当 $i \leq f$ 时, 则有 $f = i$, 此时取

$$\frac{dR_s(t)}{dt} = r_s(t) = 0 \quad (8.18)$$

即不产生地面径流, 降水全部下渗。

在降雨过程中, 产生超渗雨的降雨强度是相对于某一土壤含水量下所确定的下渗能力

而言的。由于下渗能力是随着土壤含水量的增大而减小的，所以随着降雨的继续增加，土壤含水量也随之增长，下渗能力将随之减小。因此，当土壤干燥时，下渗能力大，产生超渗雨所需要的降雨强度也大。当土壤湿润时，下渗能力小，产生超渗雨所需要的降雨强度也小。所以，同一降雨强度下，由于起始土壤含水量不同，所产生的超渗地面径流量是不同的。在同一下渗能力时，对同一降雨量，因其强度不同，所产生的地面径流量也是不同的。

综上所述，超渗地面径流的产生有两个必要条件，即要有供水，要有界面，即地面；还有一个充分条件，即要降雨强度大于下渗能力。

只有三者都具备，才能产生超渗地面径流。缺少任何一个，都不可能产生超渗地面径流。

2. 壤中流的产流机制—— R_s 机制

壤中流的产流是发生于非均质或层状土壤中易透水层与相对不透水层交界面上的产流机制。壤中流是土壤水分在这类土壤中运行时，供水与下渗矛盾在界面上发展的直接后果。这类具有层理的土层，在自然界广泛的存在着，如林区的枯枝落叶腐殖层、石质山区的风化表土层、密实结构土壤的耕作表层等，都比其下层的透水性要强，下层土壤即为相对不透水层，交界面上极易形成壤中流。壤中流虽然比地面径流运动缓慢，但它在数量上可以大得多，特别是在中等强度暴雨时，壤中流的数量更为突出，它是使较小洪水流量增长的主要因素。

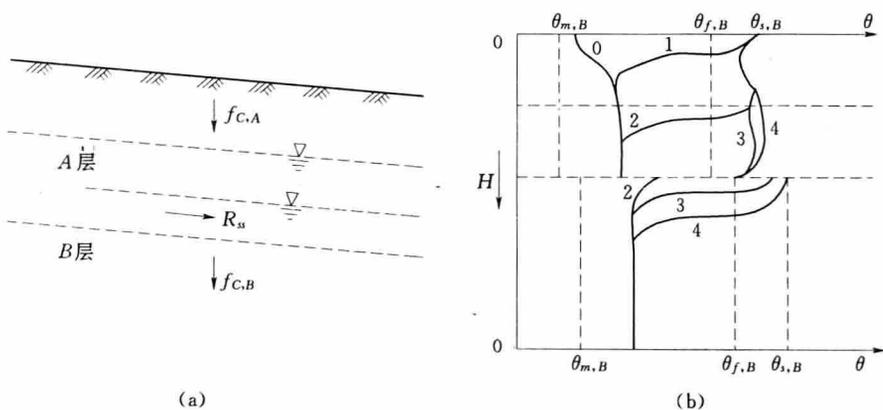


图 8.9 壤中流产原理示意图

(a) 垂直剖面；(b) 水分剖面

以下只用简单的水分运行剖面对壤中流的产流机制加以分析，并将讨论限定在稳定供水的情况下。设土层是由两种不同质地的土壤层所构成，上层为粗质地土壤 A 层，下层为细质地土壤 B 层。如图 8.9 所示。各层毛管水力传导度 K 、饱和水力传导度 K_s 及下渗率 f 具有下列关系：

$$K_A > K_B; \quad K_{s,A} > K_{s,B}; \quad f_A > f_B$$

如降雨强度 $i \leq K_{s,A}$ ，则在土层 A 中，最终出现水力传导度 K_A 等于雨强 i 的垂直水分剖面，水分并以此值向下渗透。B 层由于土质细，具有较小的传导能力，即使是在饱和情况

下也要比上层供水率小得多。当 B 层干燥时，靠近 A-B 层界面处虽然具有较大的吸力，但其 K_B 值更小，同样起着阻水作用。因此，当 A 层水流达到界面时，因 $K_B < K_A$ ，在界面处产生积水。当 A 层土壤含水量大于田间持水量时，即 $\theta_A > \theta_{f,A}$ 时，便形成自由重力水，随着上层的不断供水，在界面上逐渐升高而形成临时饱和带，从而形成侧向的壤中流。

壤中流可以用 A-B 界面以上的水量平衡方程表示：

$$W(t) = W(0) + \int_0^t f_A dt - \int_0^t f_B dt - \int_0^t R_s dt \quad (8.19)$$

式中： $W(t)$ 、 $W(0)$ 分别为该层在 t 时刻与起始时刻的含水量； R_s 为壤中流的产流率。

只有形成临时饱和带，才能形成壤中流。当土壤含水量饱和时， $W(t) = \theta_s \cdot h =$ 常数 (θ_s 为饱和含水率， h 为临时饱和带的厚度)，则当 $dW(t)/dt = 0$ 时，开始形成壤中流，所以对式进行微分得

$$\frac{dW(t)}{dt} = f_A - f_B - R_s = 0 \quad (8.20)$$

所以

$$R_s = f_A - f_B \quad (8.21)$$

其中， f_A 相当于向界面的供水。壤中流的产生也是符合供水与下渗矛盾规律的。

综上所述，壤中流的产生条件可概括为：包气带中存在着透水性不同，且下层比上层透水能力小的层状土壤的界面；上层界面的供水强度 f_A 大于下层下渗强度 f_B ；界面上产生积水，即形成临时饱和带，界面还需具备一定的坡度。

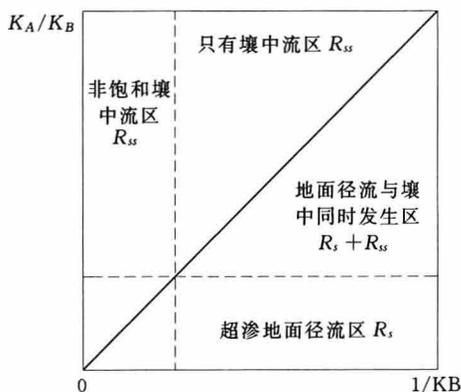


图 8.10 双层土壤在不同条件下的径流成分对比图

天然降雨条件下，壤中流的产生与降雨强度 i 没有直接的关系，它只取决于上层的下渗率，当 $i < f_A$ 时，只要 $i > f_B$ ，即 $f_A > f_B$ ，形成临时饱和带，即可产生壤中流，而且只有壤中流没有地面径流。显然，当 $i > f_A > f_B$ 时，则既有地面径流，也有壤中流发生。图 8.10 为不同条件下的可能径流成分组成的示意图。图中 K_A 、 K_B 分别为 A 层与 B 层土壤的水力传导度。

上面介绍的是双层土壤的情况。如果土壤具有多层次的层理分布结构，可形成多个阻水层，并在各层的上界面产生滞蓄水量，形成多层壤中流。此外在无植被区，天然堆积的土壤

由于自重作用，一般是从上向下逐渐密实，而无明显的层理，但由于传导度沿深度逐渐减小，也会产生壤中流。所以壤中流的表现形式是复杂多样的。但是上述的产流机制及产流条件却是共同的基本规律。

国内外许多径流实验及小流域观测资料表明，壤中流相当广泛的存在着，特别是在植被覆盖比较大的山坡流域更为明显。图 8.11 为伊犁河山坡径流场的实测资料，图中尖峰后部的径流是坡脚 1~2m 内溢出的壤中流，其特征是退水段平缓，这是由流速较小的壤

中流成分所造成。图 8.12 为裴德河东发站 1970 年 6 月的一次流量过程线，降雨为单峰，而洪水却为双峰，这是由于流速不同的径流成分所造成的，第一个峰为地面径流形成，第二个峰为壤中流形成。

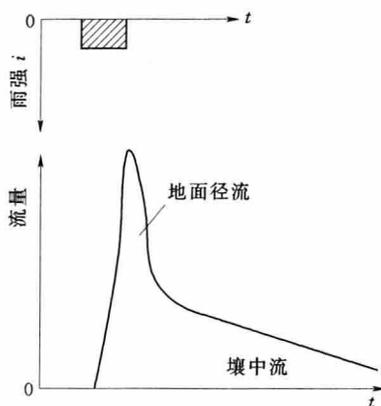


图 8.11 伊犁河山坡径流场流量过程线

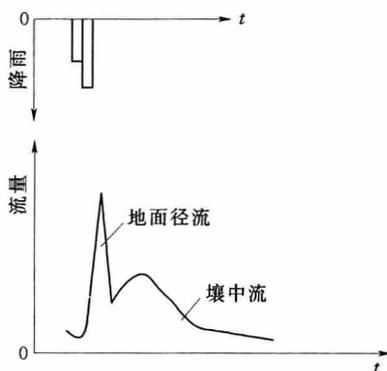


图 8.12 裴德河东发站流量过程线

3. 地下径流的产流机制—— R_g 机制

当地下水位埋深较浅，包气带厚度不大，土壤透水性较强时，在连续降雨过程中，下渗锋面达及毛管水带上缘，这时表层影响土层与地下水建立了水力联系，同时包气带含水量超过田间持水量或接近饱和，产生自由重力水而补给地下水，于是便产生地下径流。当取常年稳定的浅层地下水位为基准时，由上层补给水量而使水位升高的蓄水部分就等于地下径流的产流量。对于均质土层其水量平衡方程可写为

$$W(t) = W(0) + \int_0^t f_c dt - \int_0^t R_g dt \quad (8.22)$$

对于非均质分层土壤层，则有

$$W(t) = W(0) + \int_0^t f_c dt - \int_0^t R_s dt - \int_0^t R_g dt \quad (8.23)$$

当产生地下径流时，同样要形成临时饱和带，即当土层含水量大于田间持水量时产生自由重力水，此时取 $W(t) = \text{常数}$ ，则有

$$\frac{dW(t)}{dt} = f_c - R_g = 0 \quad (8.24)$$

$$\text{故有} \quad R_g = f_c (\text{均质土层}) \quad (8.25)$$

$$\text{而当} \quad \frac{dW(t)}{dt} = f_c - R_s - R_g = 0 \quad (8.26)$$

$$\text{则有} \quad R_g = f_c - R_s (\text{非均质土层}) \quad (8.27)$$

以上各式中： f_c 为稳定下渗率； R_g 为地下径流产流率。

可见地下径流的产流也同样服从于供水与下渗矛盾的产流规律。其产流条件基本与壤中流相同，只是此时的界面是包气带的下界面。

天然条件下，当地下水位较高时，壤中流与地下径流很难明确区分，通常将两者合并作为地下径流 R_g 来考虑，则式 (8.27) 可写为

$$R_g' = (R_g + R_s) = f_c \quad (8.28)$$

与式 (8.25) 相同, 当有深层下渗时, 则可写为

$$R_g = f_c - f_d \quad (8.29)$$

与壤中流的形成相似, 当降雨强度小于上层土壤的下渗能力, 甚至小于稳定下渗率时, 只要在包气带的下缘形成临时饱和带, 同样可以产生地下径流, 这就是为什么当降雨强度小于流域的下渗能力时, 没有地面径流, 但却有洪水涨落过程的原因所在。

上述三种机制是客观存在的产流基本机制。但是在一定的下垫面条件或供水条件下, 却又可以产生出一些派生机制, 形成其他径流成分。在某些地区, 有时普遍地存在着这种派生机制。

4. 饱和地面径流的产流机制—— R_{sat} 机制

这里将着重分析表层土壤具有较强透水性情况下的地面产流机制。所谓较强的透水性是相对的, 即指天然情况下, 绝大多数的暴雨强度都不能满足表层土壤的下渗能力。因此, 在绝大多数情况下不具备产生超渗地面径流的条件, 即

$$i \ll f_A, \quad R_s = 0$$

但如果在下层有相对不透水层存在, 那么情况就发生了变化, 当 $i \ll f_A$, 而 $i > f_B$ 的情况出现时, 这时首先具备了壤中流的产流条件, 也就是在 A-B 交界面上会产生临时饱和带, 临时饱和带随着积水的增加, 最终会达到地面。

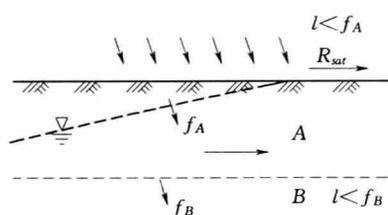


图 8.13 饱和地面径流产流原理示意图

此时, 后继的降雨所形成的积水将不再是壤中流, 而是以地面径流的形式出现, 这种地面径流就称为饱和地面径流。图 8.13 为饱和地面径流产流原理示意图。由图 8.13 不难看出, 饱和地面径流生成的重要特征是, 控制地面径流产生的并不是上土层本身的界面和下渗能力, 而是其下相对不透水层的界面和下渗能力以及上土层本身达到整层饱和的蓄水量, 由水量平衡

原理可得

$$W(t) = W(0) + \int_0^t i dt - \int_0^t f_B dt - \int_0^t R_s dt - \int_0^t R_{sat} dt \quad (8.30)$$

当整层饱和时 $W(t) = \theta_s H_A = \text{常数}$, 则有

$$\frac{dW(t)}{dt} = i - R_s - f_B - R_{sat} = 0 \quad (8.31)$$

则

$$R_{sat} = i - (R_s + f_B) \quad (8.32)$$

由此可概括出饱和地面径流的产流条件是: 必须具备壤中流的发生条件; 界面以上的饱和积水带, 必须达到上土层的全部。

5. 回归流的产流机制—— R_r 机制

形成壤中流的相对不透水界面, 在天然条件下, 一般是具有一定坡度的坡地。随着降雨的发展, 饱和积水带的水流将沿坡地做侧向运动, 而坡脚处, 由于不断接受上部壤中流而使水面上升达到地面, 并沿坡向上延伸, 形成沿坡饱和层的不均匀分布。坡脚底部经常处于饱和状态, 而坡顶则相对干燥。饱和带达到地面部分的坡地, 后继降雨便产生了饱和

地面径流。还有部分地面以下的壤中流，有一部分在已饱和的坡面上渗出，以地面径流的形式加入坡面流或注入河槽，这种水流称为回归流。图 8.14 为一次降雨过程中，坡地土壤水分势、水流及临时饱和带的发展变化示意图。由图 8.14 可知，当有后继降雨时，则饱和带将继续向上回升，而达及地面，并沿坡向上延伸。饱和带达到地面，具备了饱和地面径流产生的条件，同时也造成了壤中流渗出地面成为回归流的机会。图 8.15 为湿润坡地回归流发展情况示意图。

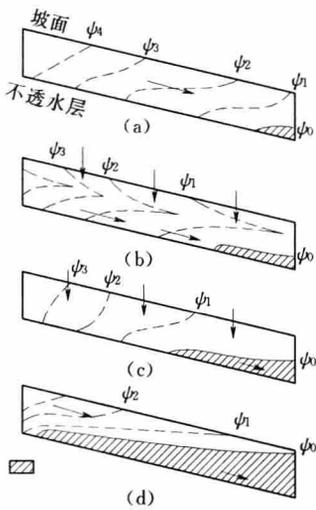


图 8.14 降雨期间坡地水分张力及水流示意图
(a) 雨前；(b) 雨后；(c) 雨后，渗透达及饱和带 1h 后；
(d) 饱和和侧向流最大

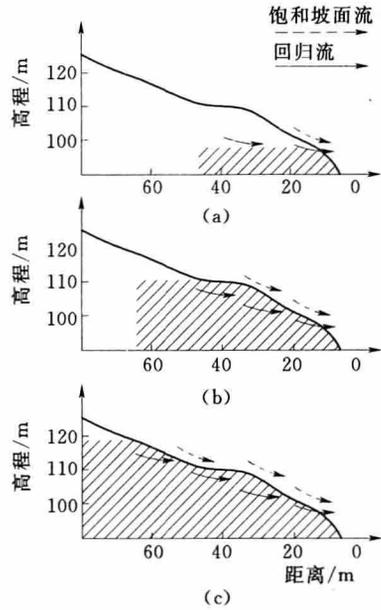


图 8.15 湿润坡地回归流发展示意图
(a) 降雨开始时刻；(b) 降雨 1h 后；
(c) 降雨 3.5h 后

回归流是壤中流派生出来的一种径流成分，一般只在极小的山坡流域，并且在壤中流比较发育的情况下，才能显示出对流量过程线形状的影响，从而作为一种独立的径流成分存在。对于 3~5km² 以上的流域，很难作为一种独立的径流成分。

由于回归流在潜出坡面以前属于壤中流，而潜出坡面以后又具有地面径流的性质，因此它汇入河槽的速度快于壤中流而慢于地面径流，在山坡小流域它可以形成一个单独的涨洪过程。图 8.16 是浙江省姜湾径流实验站高坞村小流域的一次实测径流过程。一般来说，在壤中流比较发育，并有饱和地面径流发生的坡地，必然也同时伴随着回归流。只是量级大小的差别。对不同的前期湿润条件及供水条件，它的变化幅度较大。

6. 界面产流规律

上面所介绍的 5 种产流机制构成了径流的 5 种组成成分。综合分析它们的水分运行特点及产流条件，不难看出它们之间存在着共同的规律。从水分运行特点来看，对任何一种产流机制，其产流的首要条件是要有供水，对地面径流是降水，对其他径流成分则是由上向下的下渗水流。但这并不是产生径流的充分条件。要产生径流还必须满足供水强度大于

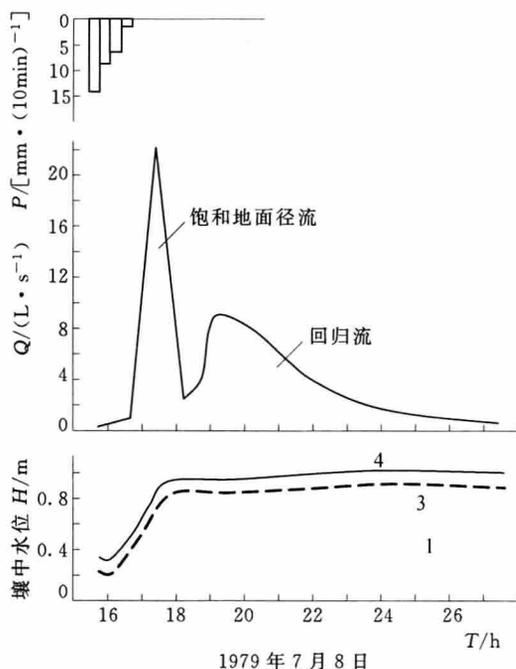


图 8.16 浙江省姜湾径流实验站高坞村小流域的一次实测径流过程

下渗强度, 即对超渗地面径流要 $i > f_A$; 对壤中流要 $f_A > f_B$; 对饱和地面径流要 $i > f_B$; 对地下径流要 $f_c > f_d$ 等。这是一个必要条件, 对任何径流成分的生成是必不可少的。它们是供水与下渗矛盾所确定的, 没有它就不存在着产流现象。对超渗地面径流来说, 满足了前两条即构成了产流的充分条件。但对其他径流成分, 却并不构成产流的充分条件, 它们还须附加另一个条件, 那就是在交界面上产生临时饱和带。对壤中流及地下径流来说, 达到这一点即可产流, 而对饱和地面径流则必须要达到整层饱和才会产流。此外, 对各种径流都要有侧向运动的动力——坡度和水流归槽的条件。此外, 还有一个共同的基本条件和基本特性, 那就是无论是哪种产流机制都发生于包气带的某些界面上。如包气带的上界面产生地面径流。在包气带的中界面产生壤中流, 它是由土层层理或物理

性质变化所构成的连续或不连续的界面。在包气带的下界面产生地下径流。

8.3 产流模式

节 8.2 分析了各种径流成分的形成机制和产流条件, 归纳了它们的共同规律。在天然情况下, 由于流域下垫面及土层结构的差异, 加之降水与下渗状况的复杂组合, 无论是同一地点或不同地点都可能出现一种或数种不同径流成分的组合, 称这种产流机制的组合为产流模式。产流模式的类型决定了当地产流的基本特征。

8.3.1 单元面积产流模式——单点产流模式

决定产流机制组合的根本因素是包气带土壤的质地、结构、地质构造、地下水位及植被状况等, 至于当时的土壤水分状况和供水情况, 则决定了不同时间不同产流模式之间的相互转换。在天然条件下, 可以概括地归纳为以下 9 种基本产流模式。

(1) R_s 型。发生在包气带很厚、干燥、透水性差的条件下; 或包气带虽不厚, 久旱后遇到强度大的降雨条件下。

(2) $R_s + R_m$ 型。发生在包气带较厚, 靠近地表处有相对不透水层且很浅, 下层很厚; 上层透水性差, 下层更差; 久旱后遇到雨强相对较大的降雨条件下。或土壤透水性中等, 地面有孔隙、裂隙或其他易透水通道; 或包气带厚度中等, 下有基岩, 降雨条件同上的条件下。

(3) $R_{uit} + R_s$ 型。多发生在相对不透水层很浅但下层很厚，上层透水性极好，下层透水性差，雨强几乎难以超过地面下渗容量时的久雨之后。

(4) $R_s + R_g$ 型。发生在包气带厚度中等或较薄时，下有地下水，均质土壤，透水性一般，而降雨历时较长的条件下。

(5) $R_{uit} + R_g$ 型。发生在包气带不厚，但相对不透水层较深，上层极易透水，下层次之；雨强相对不大，几乎不超过地面下渗容量的条件下。

(6) $R_s + R_g$ 型。发生在包气带厚度中等，均质土壤，表层极易透水；雨强相对不大，几乎不超过地面下渗容量的条件下。

(7) R_s 型。发生在包气带较厚，相对不透水层浅，上层极易透水，下层透水性很差，雨强大且历时长的条件下。

(8) $R_s + R_s + R_g$ 型。发生在包气带中等厚度，有相对不透水层，上层透水性差，下层更差，而雨强大且历时长的条件下。

(9) $R_{uit} + R_s + R_g$ 型。发生在包气带不厚，有相对不透水层，上层极易透水，下层次之，雨强小而历时长。

每种产流模式都有其相应的径流成分，并决定了径流过程线的特征。但同一模式在不同的土壤层次结构及不同的供水和土壤含水量条件下，会出现不同的径流成分组成量级的分配关系。

8.3.2 流域产流模式

上面所介绍的 9 种基本产流模式，是针对流域中的某一个固定点——一个面积极小单元而言的。一般认为在这个单元面积内其下垫面条件及土壤组成情况是一致的。如果我们将着眼点扩大到几十或几百平方公里，并将它看作为一个整体系统，那么有些产流模式的典型特征将被大大削弱。所以对于大中流域，其产流模式类型归纳不出以上 9 种。但根据其产流特征和流量过程线的特征，仍可概括为以下 3 类。

1. R_s 型

R_s 型即流域产流以地面径流为主。它主要发生于地下水埋藏深，包气带厚度大，且土壤透水性差、植被稀少及其他地区的非森林地带。我国西北的黄土高原地区多属于此种产流类型。其径流特征是只有超渗地面径流，而壤中流和地下径流则没有或很少。一次降雨后，其下渗锋面一般在 0.5m 或更小的范围内，对各次降雨锋面位置不定，图 8.17 为一次降雨后的土壤水分剖面示意图。

一次降雨的超渗产流过程取决于降雨强度过程与下渗强度过程的对比关系，其产流量为

$$R_s = \sum_{j=1}^n R_{sj} = \sum_{j=1}^n (i - f_p)_j \cdot \Delta t \quad (8.33)$$

$$\text{或} \quad R_s = P - F \quad (8.34)$$

式中： R_s 为地面径流量，mm/h； R_{sj} 为第 j 时段的地面径流量，mm； i 、 f_p 分别为第 j 时段的雨强和下渗量，mm； P 为降雨量，mm； F 为累积下渗量，mm。

当起始土壤含水量已知时，则有

$$F = W_E - W_0 \quad (8.35)$$

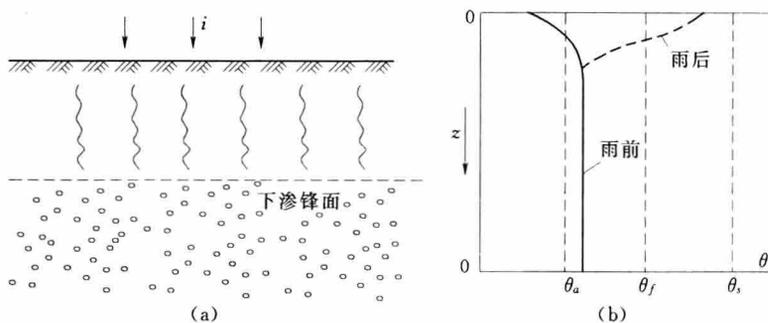


图 8.17 R_s 型产流雨前雨后下渗锋位置及土壤水分剖面^[2]

(a) 雨后下渗锋面位置；(b) 水分剖面

式中： W_E 、 W_0 分别为雨末和雨初的土壤含水量。

用式 (8.33) 或式 (8.34) 来计算 R_s 比较困难，因为下渗量 F 和下渗过程 $f(t)$ 不易确定。在水文上常采用经验方法来计算 R_s ，即建立 R_s 与有关影响因素的经验关系，一般形式为

$$R_s = f(P, i, W_0, T)$$

式中： T 为降雨历时；其余符号意义同前。

2. $R_{sit} + R_{ss} + R_g$ 型 (包括 $R_{sit} + R_{ss}$ 型)

它主要发生于包气带较薄、植被良好、土壤透水性强的地区。这些地区的特点是土壤

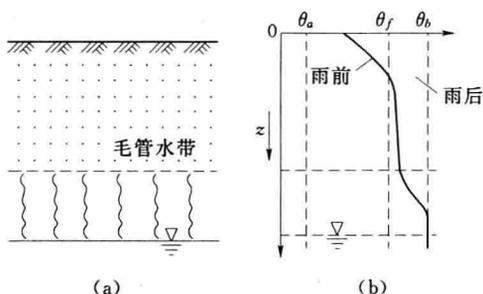


图 8.18 R_{sit} 型产流的雨前、雨后土壤水分分布示意图

(a) 剖面图；(b) 水分剖面

经常比较湿润，地下水埋藏较浅，毛管水带接近地面，土壤含水量小，一次降雨的下渗锋面极易与毛管上升水带建立水力联系，包气带含水量极易得到满足。当地下水位比较稳定时，这种含水量有一个相对稳定的极限值 W_m 。一次降雨后的土壤水分剖面如图 8.18 所示。在这种产流条件下，由于一次降雨后的土壤蓄水量可以达到极限值 W_m ，所以根据水量平衡原理，可得出一次降雨的产流量计算公式：

$$R = R_{sit} + R_{ss} + R_g = P - (W_m - W_0) \tag{8.36}$$

或

$$R = f(P, W_0) \tag{8.37}$$

从式 (8.37) 可以看出，此种产流模式的产流量，只与降雨量和流域前期含水量有关，而与降雨强度无关。我国南方湿润地区的产流以及东北北部森林地区的产流，基本上属于此类产流方式。

3. 以 R_s 型为主和以 R_{sit} 型为主的相互转换型 [即 $R_s \leftrightarrow (R_{sit} + R_{ss} + R_g)$ 型]

这是一种在自然界实际发生的转换型或称交替型。提出这种类型不仅仅是因为它实际存在，同时也要明确两个重要概念：一是对于一个固定地点（或流域）其产流模式并不是一成不变的。在一定情况下，供水及下垫面水分情况等次要因素，上升为决定产流机制存

在及产流模式变换的主导因素。二是客观上的发展是复杂的，在这两种极端型的转换过程中，节 8.2 中的基本型均有可能作为中间过渡而暂时存在和作用着。

这种类型的产流模式多发生在半湿润地区，如淮北、山东、河南等地。这类地区的特点是：包气带厚度中等，约在 2~4m，土壤透水性中等，年内降雨主要集中在夏秋汛期，地下水位在汛期与枯水期变幅较大。

在干早期，地下水位较低，出现中间包气带，汛初遇有高强度的暴雨，则以 R_s 型产流机制为主。进入汛期直到汛末，由于连续降雨，地下水位逐渐抬高，中间包气带消失，有时地下水位也可上升到地面，在这期间的降雨产流则以饱和坡面流为主。图 8.19 为此种产流类型间的转换示意图。图 8.20 为肯尼亚克马克小流域的流量过程线。

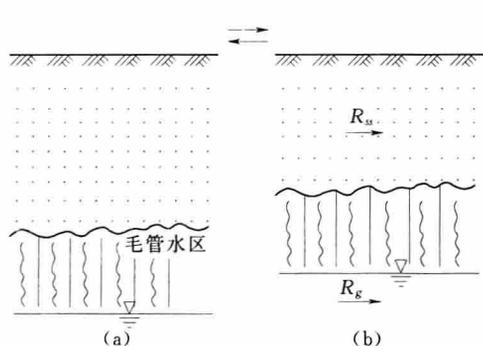


图 8.19 $R_s \leftrightarrow R_g$ 型产流示意图

(a) 干旱区以 R_s 型为主；(b) 湿润区以 R_g 为主

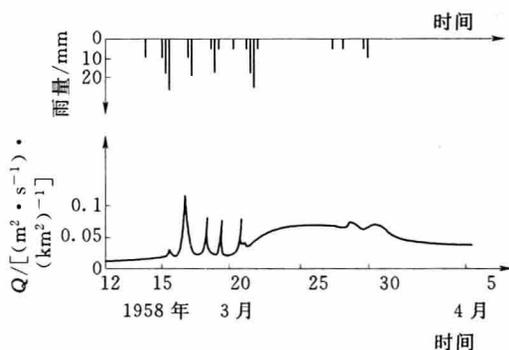


图 8.20 克马流域 (0.52km^2) 干旱后的几次暴雨流量过程

这种产流类型的转换规律是：在年内，汛前、汛初以 R_s 型为主，汛期及汛后以 R_g 型为主；对多年来讲，干旱周期多以 R_s 型为主，湿润、丰水周期多以 R_g 型为主，其产流量的确定，可针对不同类型采用相应的计算方法。

8.3.3 产流模式和产流面积在流域上的分布

8.3.3.1 影响流域产流特征的因素

影响流域产流特征的因素有两大类：流域下垫面的构成情况；流域上变化着的各种水分状况。

(1) 流域下垫面的构成。天然流域的下垫面构成较为复杂，流域中存在着各类地形、地貌单元，例如高山、丘陵、平原、洼地、湖泊及沼泽等，而它们又有相应的地质构造、土壤与植被覆盖的分布以及不同的地下水位等。这种下垫面条件构成的差异，造成产流模式和产流条件的不同，从而形成了流域中不同产流模式的空间分布及其组合。但下垫面条件具有稳定性和缓变性，故对特定的流域而言，产流基本特征相对稳定。

(2) 流域上的水分状况。流域上的水分状况包括较多的方面，如降雨、蒸发、下渗、土壤含水量、地下水位等。而这些水分状况随着时间和空间的变化相对较大，因而其时空分布与组合，造成了不同产流模式在时程上的相互转换，产流过程中产流面积在空间上的发展，也决定了流域产流特征的变化。

8.3.3.2 产流模式在流域中的分布

为了讨论产流模式在流域中的分布情况，将流域划分为许许多多具有相对均一性质的

单元流域，由各个单元流域的产流模式即可得出产流模式在流域中的分布情况。

1. 具有相对均一性质的单元流域的产流模式

整个流域的下垫面尽管十分复杂，但依据土壤构成、包气带的厚度、地下水位、地形地貌和植被等情况，总可将其划分为若干具有相对均一性质的单元流域，这种单元流域可概括为几种典型状况：①土壤覆盖薄、下有基岩或相对不透水层、植被茂盛的山坡小流域，其对应的产流模式属于 $R_{ur} + R_s$ 型。如下部岩层代之以地下水，则属于 $R_{ur} + R_g$ 型。②包气带具有中等厚度、土壤非均质，下有地下水层、植被良好的丘陵地带的山坡小流域，其对应的产流模式为 $R_s + R_{ss} + R_g$ 型，当包气带较薄时，则属于 $R_{ur} + R_{ss} + R_g$ 型。③具有较厚包气带的黄土或壤土层，地下水埋深大的山坡流域，其产流模式属于 R_s 型。④地势平坦的冲积平原，透水性良好，地下水埋藏较浅的集水单元，其产流模式属于 $R_{ur} + R_g$ 型，当地下水位较深时，则可能为 $R_{ur} + R_{ss} + R_g$ 型。

2. 流域产流模式的分布及产流机制的基本规律

流域产流模式的分布取决于流域中不同类型单元流域的分布情况。一般在河槽两岸的低地、平原洼地、表土较薄的山坡，以 R_{ur} 型产流为主；而在包气带厚度大、透水性差的地方，则以 R_s 型模式为主。

整个流域的产流机制，由流域中各单元产流模式的集总而确定。对于一个流域，各种模式所占的比重是不相同的，而确定流域产流基本特征的是流域中占主导地位的产流模式。

图 8.21 为黑龙江省宾县径流实验站的流量过程线。该流域主导产流型为 $R_{ur} + R_s$ 型，但其中一个单元小流域（新昌）则为 R_s 型。图 8.22 为伊斯特屯流域中，两个 0.1km^2 的山坡流域同一次降雨的流量过程，该流域主导型为 $R_{ur} + R_s$ 型，但其中上游小流域以 R_{ur} 径流为主体，而下游小流域则以 R_s 为主体。

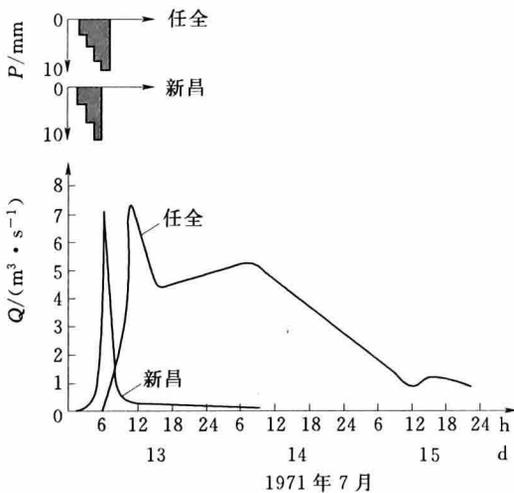


图 8.21 宾县径流实验站两个小流域的洪水过程^[2]

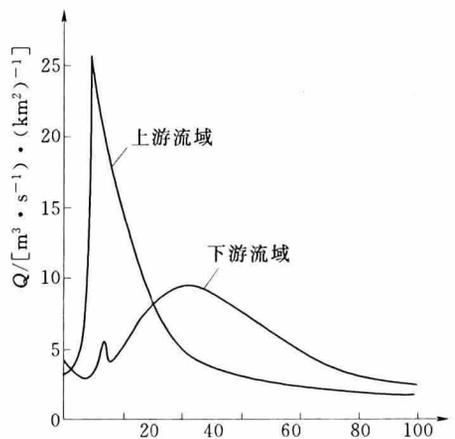


图 8.22 伊斯特屯两个 0.1km^2 小流域同一次降雨的洪水过程线^[2]

根据以上事实，可以概括出流域产流机制的基本规律：流域的产流机制是由许多不同

单元流域的产流模式所组成的；其中必有一主导型，它是流域产流的主导机制，它确定了流域产流的基本特征；在一定条件下，流域中的非主导产流机制的特征，也可能在出口断面的流量过程线上显示出来。

流域中不同产流模式的空间分布及其主导型产流机制的确定，通常要借助于对流域下垫面状况的勘测调查资料的分析，以及对流量过程线形态和组成水源、降雨径流关系的分析论证。

8.3.3.3 流域上产流面积的变化和发展

在降雨过程中，流域上产生径流的区域称为产流区，它所笼罩的面积称为产流面积。由于流域内各处产流类型的差异、下垫面状况的差异以及降雨、下渗、土壤含水量在时空分布上的不均一性等，流域中产流在空间上的发展也是不均一和不同步的。有的地方先满足产流条件而先产流，有的地方后产流，另外一些地方甚至不产流。在一次降雨过程中，产流面积随着各方面条件的变化不断地发展和变化着。这一事实，国内外通过大量的观测和实验，已被人们所公认。

1. 湿润地区产流面积的发展特点

国内外对湿润地区植被良好的山坡流域的实验表明，由于土壤经常具有较强的下渗能力，超渗地面径流很难发生，地面径流主要以饱和地面径流的形式产生。地面径流首先产生于具有较大土壤含水量和极易达到饱和的相对不大的面积上，如沟边、河谷地、坡脚等处。随着降雨的继续，饱和面积不断由坡脚向上延伸和扩展，并逐次向次一级的河沟延伸，并扩向无河沟的谷地。虽然产流面积不断扩大，但很少能达到全流域产流。许多研究成果表明：全流域产流是罕见的，在大多数情况下，产流发生于局部流域面积上。

流域中饱和面积的发展与流域地形、土壤、前期土壤湿润程度及地下水位埋深有关。实验和分析结果表明，前期土壤越湿润、地下水位埋深越浅，饱和面积发展越迅速，发展范围越大，有人曾根据实验流域的资料，分别建立了饱和面积与前期影响雨量 P_a 、地下水位的关系，如图 8.23、图 8.24 所示。由图中可看出，山坡流域饱和面积的发展与上述因素的关系非常明显。

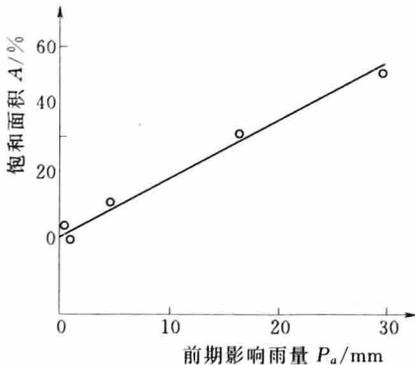


图 8.23 饱和面积 A 与前期影响雨量 P_a 的关系^[2]

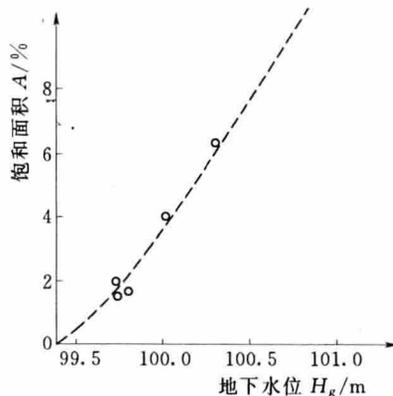


图 8.24 饱和面积 A 与地下水位 H_g 的关系^[2]

2. 超渗地面径流产流面积发展的特点

超渗地面径流产流面积在空间分布上则具有很大的随机性，这是它与饱和地面径流面积发展的主要区别之处。在一般情况下，地面径流产流面积的大小与发展取决于降雨强度与下渗强度的相互关系，凡是 $i > f_p$ 的地方便是产流区。对于一次具体的降雨而言，产流面积的大小及发展与当时的降雨特性、土壤类型、土壤湿润情况，甚至地面坡度等密切相关。根据对实验流域的观测分析，超渗地面径流产流面积的发展，可以概括为以下几点：流域中各处的产流是不同步的，产流最先发生于透水性较小或土壤湿度较大的地方；产流面积的变化与发展，与降雨强度关系密切，一次降雨过程中，产流面积的变化并非单调递增的，一般是随着降雨强度的增大或减小，产流面积也有增有减；全流域产流是很少见的现象。

对于壤中流产流面积的空间变化比地面径流的情况复杂得多。若干观测实验资料表明，整个土层的饱和面积在流域上的分布是不均匀的，同时也随时间不断变化。由于壤中流的产生与补给是一个三维空间问题，它的补给区的变化比地面径流要复杂得多，一般距地面越深，产流面积越大；此外还受到地形的影响。在流域中，饱和面积最大的时刻，并不是壤中流出流率最大的时刻。这主要是由于壤中流在向出口断面的汇集过程中，受到流域地面、地下的迟滞和调蓄作用，而表现出与地面径流的不同特征。

8.3.3.4 产流面积空间变化的统计特性曲线

产流面积的空间分布与发展，直接影响着流域产流过程的发展和产流量，它对产流计算是十分重要的。由于不可能获得整个流域上产流面积发展变化的资料，所以目前只能根据不同的产流特点，采用统计特征曲线来研究产流面积的分布变化规律。所采用的统计特征

曲线通常有两种：流域蓄水容量面积分配曲线、流域下渗能力面积分配曲线。

1. 流域蓄水容量面积分配曲线

对于湿润地区，地下水埋藏较浅，产流面积的形成是以包气带含水量达到蓄满为前提条件，所以在一次降雨过程中，产流面积的增长将随着包气带蓄水量的增长而变化。由于流域上各处包气带的厚度不均一，所以流域中每一个单元面积的包气带都具有一个最大蓄水量值 W_m ，称为点蓄水容量。将各点蓄水容量按从小到大的顺序排列，并逐一累加相应的单元面积（以占全流域面积的相对百分数， a/F ，表示）。以蓄水容量 W_m 为纵坐标，等于或小于某一蓄

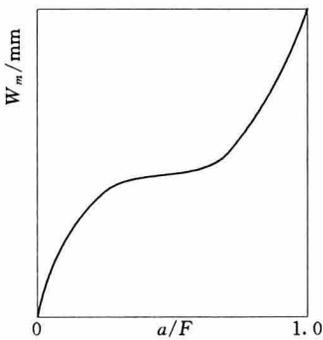


图 8.25 流域蓄水容量分配曲线

水容量的相对面积 (a/F) 为横坐标，即可点绘流域蓄水容量面积分配曲线，也可称为流域蓄水容量曲线，如图 8.25 所示。

按照流域蓄水容量面积分配曲线的定义，它显然具有下列性质：流域蓄水容量面积分配曲线是一条单增曲线，其最小端表示流域中 W_m 的最小值，一般为零，但也可以不为零，其最大端表示流域中 W_m 的最大值，用 W_{mmax} 表示；曲线上任一点的纵横坐标值表示流域中等于或小于 W_m 值的流域面积所占的比重；曲线所包围的全部面积等于流域蓄水容量或最大持水量，也就是当全流域各处包气带均达到田间持水量时流域包气带的含水量，用

W_{mm} 表示；对一个流域来说，流域蓄水容量面积分配曲线是唯一的， W_m 为常数；曲线不能表示流域上具体地点包气带的缺水情况。

当流域降雨量为 P 时，在纵坐标轴上可找到相应的点，其对应的横坐标 a/F 即为相对产流面积，未产流面积为 $(1-a/F)$ 。

2. 下渗能力面积分配曲线

当流域是以超渗地面径流为主导的产流机制时，其产流过程的发展受控于下渗规律。为此需要研究下渗能力在流域面上的分布，才能知道产流面积的发展过程。但要取得大量的流域面上的下渗资料是比较困难的，因而可以像蓄水容量曲线一样，也采用统计性质的流域下渗容量曲线来反映产流面积的变化。设想按流域各处的下渗特性，将全流域划分为很多单元面积，每一单元面积都有相应的下渗能力曲线，根据这些曲线，

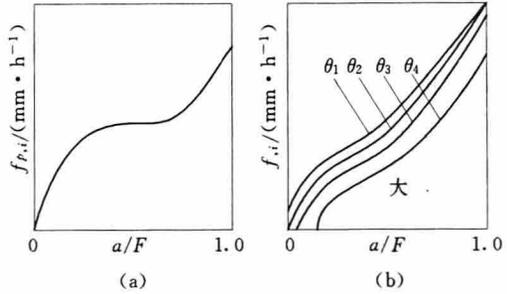


图 8.26 流域下渗能力面积分配曲线^[2]

(a) 流域下渗能力分配曲线；(b) 以起始土壤含水量为参数的下能力分配曲线

对于给定的前期土壤含水量，可求出各单元的相应下渗能力，然后统计并累加小于或等于该下渗能力的所有单元面积，并以占流域总面积的相对值表示。以下渗能力 f_p 为纵坐标，小于或等于某一下渗能力的相对面积 a/F 为横坐标，即可点绘下渗能力 f_p 与相对面积 a/F 的关系曲线，此曲线称为下渗能力面积分配曲线，如图 8.26 (a) 所示。由于下渗能力是土壤含水量的函数，所以，当以起始土壤含水量为参数时，下渗能力面积分配曲线为一簇曲线。如图 8.26 (b) 所示。

按照流域下渗能力面积分配曲线的定义，它显然具有下列性质：对于流域来说，流域下渗能力面积分配曲线不是唯一的，而是一组以初始流域土壤含水量（现阶段常以前期影响雨量 P_a 代替），即 $P_a (W_0)$ 为参数的曲线；全流域干燥时对应的流域下渗能力面积分配曲线是流域下渗能力面积分配曲线簇的上包线，而全流域包气带达到田间持水量时对应的流域下渗能力面积分配曲线是该曲线簇的下包线，即为流域稳定下渗率分配曲线；应当注意该曲线不能给出流域上具体地点的下渗能力。

对于特定流域平均降雨强度 \bar{i} 时，与该值对应的纵坐标水平线与曲线交点的左方为产流面积 a/F ，右方为不产流面积 $(1-a/F)$ 。

应当指出的是：以上两种产流面积分配曲线所反映的产流面积的变化规律，只具有统计意义，而不能确定产流面积在空间上的具体分布地点。

3. 产流面积分配曲线的线型

为了能应用产流面积分配曲线进行产流计算，可以对其配以一定的函数形式，目前我国常采用 n 次抛物线型或指数型曲线。

抛物线型：
$$\frac{a}{F} = 1 - \left(1 - \frac{W'_m}{W'_{mm}}\right)^\beta \tag{8.38}$$

指数型：
$$\frac{a}{F} = 1 - e^{-kW'_m} \tag{8.39}$$

式中： F 为流域面积， km^2 ； a 为产流面积， km^2 ； W'_m 为流域上各点的蓄水容量， mm ； W'_{mm} 为流域上各点蓄水容量的最大值， mm ； β ， k 为经验常数。

8.4 流域产流过程及产流量计算方法

节 8.3 中所介绍的两种面积分配曲线，实质上是在一定产流模式下，将产流条件与产流面积相联系的曲线，同时又是将降雨与该模式下的产流面积发展相联系的综合曲线。当与实际降雨过程相配合时，它反映了给定流域产流机制下的产流发展过程。这也正是它的重要意义和作用。

8.4.1 饱和和地面径流的产流过程

饱和地面径流产流模式包括所有包含饱和地面径流 R_{sat} 的产流模式，如 $R_{sat} + R_s + R_g$ 、 $R_{sat} + R_s$ 及 $R_{sat} + R_g$ 等。饱和地面径流的产流条件是上层整层达到饱和， $W(t) = \theta_s H_A$ ，即凡是满足包气带最大蓄水容量的面积即产生饱和地面径流。在这种情况下，壤中流及地下径流也已发生，并同时存在。因此，这种类型的产流量是指总径流量。下面将一次降雨过程与流域蓄水容量面积分配曲线联系起来考察其产流的发展过程。

初始流域土壤蓄水量 $W_0 = 0$ 时，若第一时段降雨量为 P_1 ，参照图 8.27 可知，在 a/F 面积上（图中 AB）达到饱和，并产生径流；不产流面积为 $(1 - a/F)$ （图中 BC），这部分面积上的降雨转化为流域上的土壤蓄水，其量相当于 OBCDO 的面积；产流量 R 相当于面积 OABO，矩形面积 OACDO 相当于流域降雨量。

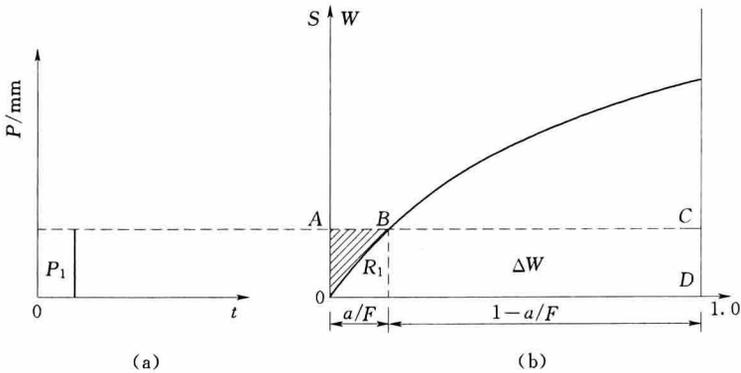


图 8.27 饱和和产流过程（单时段降雨）
(a) 时段降雨；(b) 产流量和产流面积的变化

当有多个时段降雨时，可以根据蓄水容量面积分配曲线逐一求出各时段的产流量。设降雨开始时的全流域平均蓄水量为 W_0 ，对应的已饱和面积为 a/F 。在已饱和的面积中，各单元面积中的最大蓄水容量为 S_0 ，此值即为 W_0 所对应的纵坐标值，如图 8.28 所示。以 S_0 为起点，分别以各时段降雨量 P_1 、 P_2 、 P_3 等沿纵坐标方向累积量取相应长度，得到图 8.28 中各点，并分别作水平线与蓄水容量面积分配曲线相交，各交点的横坐标为 α_1 、 α_2 、 α_3 则分别为相对产流面积。各水平线与蓄水容量面积分配曲线的交点左方各块面积，即为相应各时段的产流量 R_1 、 R_2 、 R_3 等。右方各块面积即为相应各时段的流域平均蓄水

量的增量 ΔW_1 、 ΔW_2 、 ΔW_3 。各时段的产流量 ΔR 与各时段降雨量 ΔP 的比值 $\Delta R/\Delta P$ 称为各时段的径流系数。

显然，在饱和产流的情况下，将降雨过程与蓄水容量面积分配曲线相联系，基本上反映出了饱和产流型的产流特征：①先满足包气带最大蓄水容量的地方，先产生径流；②一次降雨过程中，随着降雨的继续，产流面积不断增大，产流量也增大；③对同一降雨量，其包气带初始蓄水量越大，则产流量越大，反之，初始蓄水量越小，产流量也越小；④在未满足全流域最大蓄水容量之前，径流系数小于1，满足以后，径流系数等于1，即此后的降雨量将全部形成径流。

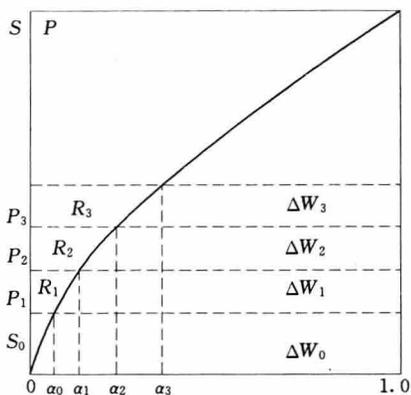


图 8.28 多时段降雨饱和产流示意图

8.4.2 超渗地面径流的产流过程

超渗地面径流的产流过程应该取决于下渗能力面积分配曲线，将下渗能力面积分配曲线与给定的降雨过程相结合时，就可以得出超渗地面径流的发生与发展过程。当降雨强度大于下渗强度时，即产生地面径流。其产流量的推求方法与饱和产流型不同，主要表现在不能直接使用降雨累积过程线连续推求，现以图 8.29 为例，说明超渗产流量的推求方法。

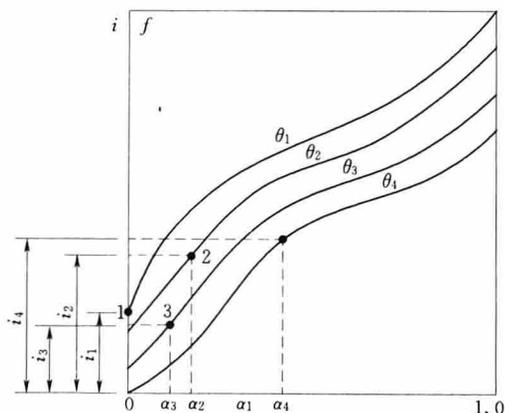


图 8.29 多时段降雨超渗产流过程示意图^[2]

设土壤初始含水量为 θ_1 ，第一时段雨强为 i_1 ，在纵坐标上取相应的点，因该点低于 θ_1 所对应的下渗能力面积分配曲线的最小值，即 $i_1 < f_1$ ，所以该时段降雨不产生地面径流，即 $R_1 = 0$ ，若该时段损失量为 $\Delta\theta_1$ ，那么时段末的土壤含水量为 $\theta_2 = \theta_1 + \Delta\theta_1$ 。再以第二时段降雨强度 i_2 在纵坐标上取点，以该点作水平线与 θ_2 相应的下渗能力面积分配曲线交于点 2，其对应的横坐标即为相对产流面积 a_2 ，交点以下曲线左方面积为产流量 R_2 ，曲线右方面积为下渗量（即损失量） $\Delta\theta_2$ ，本时段末含水量为 $\theta_3 = \theta_2 + \Delta\theta_2$ ，用同样的方法可求得第三、第四个时段的产流量 R_3 、 R_4 及损失量 $\Delta\theta_3$ 、 $\Delta\theta_4$ 和各个时段末的含水量 θ_4 、 θ_5 。

从上述分析可知，当将降雨过程与下渗能力面积曲线联系起来时，它清晰表达产流面积变化、产流时刻及产流量大小，即整个产流过程。它们基本上反映了超渗地面产流的基本特征：①降雨强度大于下渗强度时，产生地面径流；②产流量与降雨强度及下渗能力有关；③产流面积并不是随降雨的持续而单纯增长，而是有增有减，它与雨强及下渗能力有关。

8.4.3 降雨径流关系

降雨径流关系是水文实践中推求产流量常用的一种方法。在水文水资源计算和水文预报中，为了推求一定降雨量所产生的径流量，必须建立降雨量与产流量，以及与其他影响因素之间的关系。一般常用的有降雨径流经验相关图与降雨径流模型两种途径。

8.4.3.1 饱和地面径流产流模式的降雨径流关系

1. 降雨径流相关图

根据形成一次洪水的降雨量和相应径流量所建立的降雨径流相关关系，简称为次降雨径流关系。以此类推，根据月、季、年的降雨与相应径流量建立的降雨径流关系，分别称为月、季和年的降雨径流关系。至于如何建立降雨径流相关图将在水文预报课程中介绍，下面仅介绍次降雨径流关系的有关规律和特性。

以饱和地面径流为主导机制的地区，影响产流量大小的因素为降雨量和初始土壤含水量，即

$$R = f(P, W_0) \tag{8.40}$$

式中： R 为产流量，mm； P 为降雨量，mm； W_0 为降雨开始时刻的流域平均土壤含水量，mm。

就整个流域而言， W_0 很难用实测土壤含水量值来表示，在建立经验相关图时，常用反映前期流域土壤含水量大小的指标 P_a 来表示， P_a 又称为前期影响雨量。它可根据前期的降雨和蒸发来间接推算，至于推算的具体方法也将在水文预报中作详细介绍。相关图的形式如图 8.30 所示。其中，图 8.30 (a) 为以 P_a 为参数的形式，即 $R = f(P, P_a)$ ；图 8.30 (b) 为 $R = f(P + P_a)$ 形式。

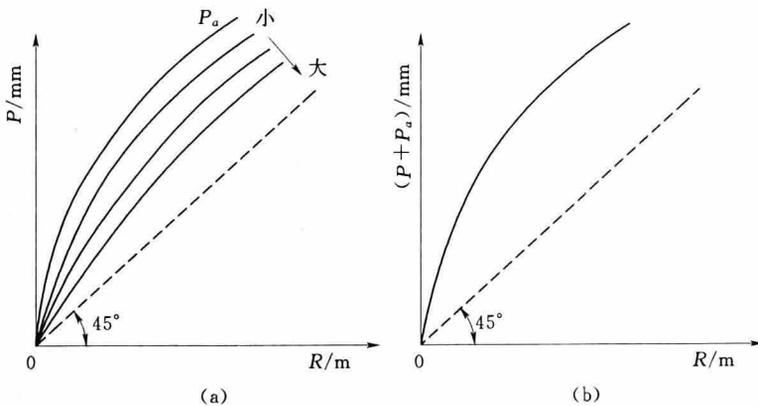


图 8.30 饱和地面径流产流的降雨径流相关图
(a) $R = f(P, P_a)$ 曲线；(b) $R = f(P + P_a)$ 曲线

此类相关图应用起来比较方便，可以由 P 、 P_a 直接查算出 R ，进而根据降雨过程求得产流量过程。但是它仅在湿润地区和半湿润地区使用才有较好效果。因为在这些地区，地下水埋藏较浅，前期土壤缺水不大，一次降雨很容易使包气带饱和，其产流量大小主要取决于降雨量的大小和土壤初始缺水量的大小，而与降雨强度的变化关系不大。

降雨径流经验相关图，是根据实测的雨洪资料并考虑一些主要影响因素建立的相关关

系, 虽然在水文分析计算和水文预报中有一定的实用价值, 但是它缺乏物理基础, 难以揭示产流过程中各要素的成因关系, 所以在应用特别是外延时受到限制。如果以产流过程的物理概念为基础, 探求产流各因素之间的数学关系, 从而建立降雨径流关系的数学模型, 则称为产流模型。当掌握了产流过程的理论概念以后, 完全有可能从理论的角度来探求这种关系的基本形式, 流域蓄水容量面积分配曲线和下渗能力面积分配曲线是建立降雨径流关系的理论基础。

2. 饱和和地面径流的产流模型

用特定数学方程描述流域蓄水容量面积分配曲线, 如抛物线方程或指数方程, 对于任一给定的降水量 P 和已知初始土壤含水量 W_0 , 可依据图 8.27 和图 8.28 所示的面积关系, 用积分的方法求得相应的径流量 R 。当雨前流域平均初始蓄水量 $W_0=0$ 时, 对于特定降雨量 P , 可按上述方法求得相应的 R , 从而可获得出一条以 $W_0=0$ 为参数的 $P-R$ 关系曲线, 如图 8.31 所示。若流域平均初始蓄水量 $W_0=W_1$, 对于特定降雨量 P , 可利用蓄水容量面积分配曲线, 采用上述同样的方法, 也可求得相应的 R , 从而得到一条以 W_1 为参数的 $P-R$ 关系曲线, 以此类推, 可建立 $W_0=W_1, W_2, W_3, \dots$ 时的 $P-R$ 关系曲线簇, 如图 8.31 (b) 所示。

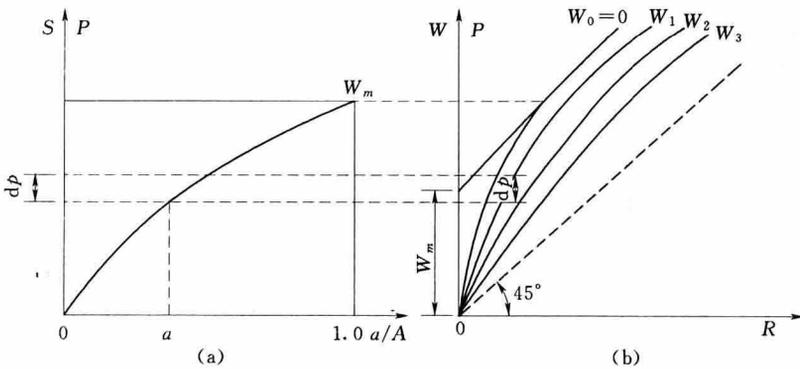


图 8.31 蓄水容量面积分配曲线与降雨径流关系

(a) 蓄水容量面积分配曲线; (b) 降雨径流关系

由流域蓄水容量面积分配曲线的概念可知, 曲线的上部为平行于 $P=R$ (即 45° 线) 的直线, 相当于全流域产流的情况, 如雨前初始流域蓄水量为 W_0 , 全流域最大蓄水量为 W_m , 当全流域都产流时, 有

$$R = P - (W_m - W_0) \quad (8.41)$$

这表明, 当全流域产流时, 其产流量与蓄水容量面积分配曲线的线型无关, 仅取决于流域的缺水量 ($W_m - W_0$)。若雨前 $W_0=0$, 全流域产流时的产流量为 $R = P - W_m$, 因此, 对于 $W_0=0$ 的 $P-R$ 关系曲线, 其上部直线部分向下的延长线在纵轴上的截距即为 W_m 。关系线的下部为曲线, 相当于流域部分产流的情况, 在这一范围内, 产流量除了与降雨量有关以外, 还与蓄水容量面积分配曲线的线型有关。如降雨开始, 全流域已蓄满, 即 $W_0=W_m$ 时, $R=P$, 它是一条通过原点的 45° 的直线。从图 8.31 中可以看出, $W_0=0$ 和 $W_0=W_m$ 对应的两条线的上部的水平距离为 W_m , 因为对于 $W_0=0$ 时, 曲线上部的方程为

$R = P - W_m$ ，而 $W_0 = W_m$ 时的方程为 $R = P$ ，也就是 $W_0 = 0$ 时曲线的上部是由 $R = P$ 线向左平移 W_m 得到的。

利用蓄水容量面积分配曲线，还可以说明一个重要的概念，即相对产流面积等于径流系数。设对应于某一 W_0 值，产流面积为 (a/F) ，若有降雨增量 dp ，其产流量为 dR ，由图 8.31 可见， $dR = dp(a/F)$ ，故得

$$\frac{dR}{dP} = \frac{a}{A} = \alpha \quad (8.42)$$

也就是饱和地面径流产流的径流系数等于其产流面积的相对值。而由 $P - R$ 关系曲线可知， (dR/dP) 为 $P - R$ 关系曲线上某点斜率的倒数，即

$$\operatorname{tg}\theta = \frac{dP}{dR} = \frac{1}{\alpha} \quad (8.43)$$

式 (8.43) 表明，降雨径流关系曲线上任一点的斜率的倒数，等于在该点处的径流系数。由图 8.31 可见，曲线的下部，其切线的倾角 $\theta > 45^\circ$ ，即 $\tan\theta > 1$ ，所以径流系数 $\alpha < 1$ ，并且越向上，由于斜率越小，所以径流系数越大，而在上部直线部分， $\theta = 45^\circ$ ，径流系数 $\alpha = 1$ ，表示已达到全流域产流。

上面所介绍的降雨径流模型有两个待定参数：指数 β 和 W_m ，一般可通过实测降雨、径流资料率定。这些参数一旦确定，上述降雨径流关系即可确定。

8.4.3.2 超渗地面径流产流的降雨径流关系

1. 降雨径流相关图

超渗地面径流的产流量，除了与当时的土壤含水量有关以外，还与降雨强度有关。所以其降雨径流相关图，需要加入反映雨强的参数，实际工作常以一次暴雨的历时或有效历时表征该次暴雨的平均雨强。图 8.32 为五变量合轴降雨径流相关图，其关系可表达为 $R = f(P, P_a, T, \text{月份})$ ， P_a 为前期影响雨量， T 为暴雨历时用于表征该次降雨的平均强度。但是实践证明，对于超渗地面径流产流类型，该相关图应用效果不好。原因在于，超渗产流的产流量主要取决于降雨过程中下渗强度与降雨强度的对比，而下渗强度受到很多随机因素的影响，相关图很难全面反映这些因素，所以这种相关图往往精度较差。

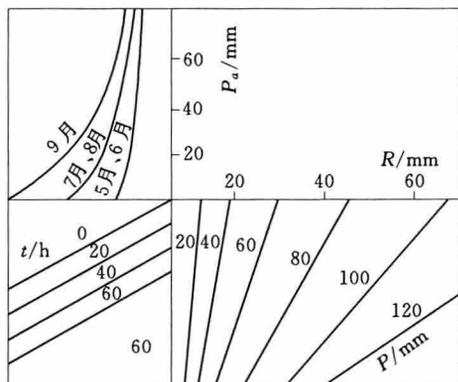


图 8.32 五变量合轴降雨径流相关图

2. 下渗曲线法与超渗产流计算模型

超渗产流计算的基本依据是建立流域下渗能力与土壤含水量之间的关系，常称为下渗-储量关系，即

$$f_p = f(W) \quad (8.44)$$

式中： f_p 为下渗能力，mm/h 或 mm/min； W 为土壤含水量，mm。

建立了 $f - W$ 关系，只要知道雨初土壤含水量 W_0 ，根据各时段雨量 P_i ，就可以推求出各时段产流量 R_i 。

$$\text{当 } P_i \leq f_p \Delta t, \quad R_s = 0; \Delta W = P_i \quad (8.45)$$

$$\text{当 } P_i > f_p \Delta t, \quad R_s = P_i - f_p \Delta t; \Delta W = f_i \Delta t \quad (8.46)$$

式中： f_p 为时段平均下渗能力，由时段土壤含水量 W_i 确定，mm/h 或 mm/min； ΔW 为时段土壤含水量的增量，mm； Δt 为计算时段长，h 或 min。

由此可见，超渗产流计算，关键在于确定 $f_p - W$ 关系。如果已知流域的下渗能力曲线 $f_p - t$ ，则可以由下式转换为 $f_p - W$ 关系，即

$$W_t = \int_0^t f_p(t) dt \quad (8.47)$$

式中： W_t 为 t 时刻的土壤含水量。

式 (8.47) 表明，若自供水开始时刻 ($t=0$) 起，给定不同的时刻 t ，计算其累积下渗量 W_t ，就可建立 $f_p - W$ 关系，其转换关系如图 8.33 所示。

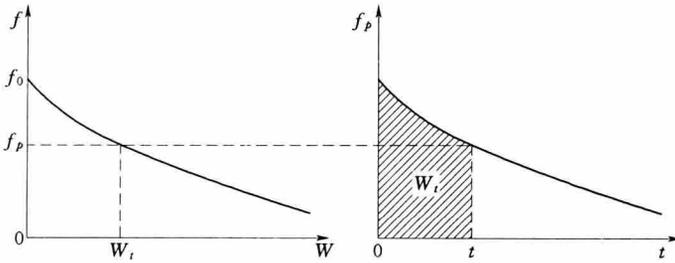


图 8.33 $f_p - W$ 与 $f_p - t$ 间的转换关系示意图

下渗能力曲线 $f_p - t$ 的确定，目前常用的有水文分析法及下渗模型法两种途径。水文分析法是根据实测的降雨过程和流量过程，求得 $f_p - W$ 关系和 $f_p - t$ 关系；下渗模型法是应用下渗公式中 $f_p - t$ 的函数关系，再由式 (8.47) 转换为 $f_p - W$ 关系。常用的下渗公式为

$$\text{Horton 公式:} \quad f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-Kt} \quad (8.48)$$

$$\text{Philip 公式:} \quad f_p = \frac{B}{\sqrt{t}} + A \quad (8.49)$$

依据第 5 章中的介绍，可将其转换为 $f_p - W$ 关系，则对于 Horton 公式：

$$\begin{aligned} W &= \int_0^t f_p dt = \int_0^t [f_c + (f_0 - f_c)e^{-Kt}] dt \\ &= f_c t + \frac{1}{K}(f_0 - f_c)(1 - e^{-Kt}) \end{aligned} \quad (8.50)$$

与式 (8.48) 联立，消去 t ，得

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{(B - K\sqrt{t} - A)/f_c} \quad (8.51)$$

从上述式子可以看出，下渗模型有 3 个待定参数：最大下渗能力 f_0 、稳定下渗率 f_c 和系数 K 。这些参数可以由实测资料进行率定，然后就可以用于产流计算。

对于 Philip 公式，则有

$$W = \int_0^t \left(\frac{B}{\sqrt{t}} + A \right) dt = 2B\sqrt{t} + At \quad (8.52)$$

与式 (8.49) 联立，消去 t ，得

$$f = B^2 \left(1 + \sqrt{1 + \frac{AW}{B^2}} \right) / W + A \quad (8.53)$$

式中：A、B 为模型的两个待定系数。

上面所介绍的超渗产流计算模型并没有考虑产流面积在流域上的变化，因为计算时采用的是流域的下渗能力曲线。如果考虑产流面积在流域上的变化，计算还要复杂得多，在下渗公式中，还要增加反映下渗能力在流域面积上的分配与变化的参数。

从上述分析计算过程可以看出，应用下渗曲线推求各时段的超渗产流量时，需要分段进行，由于人为地划分时段有时并不能真正反映降雨强度的变化。为此提出采用下渗能力累积曲线法推求各个时段的超渗产流量。

3. 下渗能力累积曲线法（时间压缩法）

下渗能力累积曲线法是利用降雨量累积曲线和下渗能力累积曲线直接推求产流量。降雨量累积曲线可以根据日记雨量资料或能反映天然降雨强度变化的时段降雨摘录资料绘制，应注意的是水文年鉴中的记录并非等时段的。这里所说的下渗能力累积曲线是下渗能力的积分表达式：

$$F_p(t) = \int_0^t f_p(t) dt \quad (8.54)$$

所以下渗能力累积曲线可以从已知的下渗能力曲线求得，因而也可以称为下渗量累积曲线，记为 $\Sigma f_p - t$ 。

将下渗能力累积曲线与降雨量累积曲线同时使用可以较方便地求出地面产流过程及产流量。下渗能力累积曲线具有以下几个特性。

(1) 任一时刻的下渗量等于土壤含水量的增加量 ΔW ，当初始土壤含水量 W_0 为 0 时，那么下渗总量在数值上等于土壤含水量：

$$W_t = F_p = \int_0^t f_p(t) dt \quad (8.55)$$

(2) 曲线上任一点的斜率等于该时刻的下渗率，也就是任一含水量值 W_t 都对应一个 f_{p_t} 值，即

$$\left(\frac{dW}{dt} \right)_t = f_{p_t} \quad (8.56)$$

(3) 任意两个含水量值之间的关系，都相应的反映了一定时距间的下渗率值的关系，即

$$W_2 - W_1 = \int_{t_1}^{t_2} f_p(t) dt \quad (8.57)$$

因此，当初始土壤含水量为已知时，可以由下渗能力累积曲线确定其对应的下渗率及其相应的下渗过程；当已知含水量的变化量时，可以求出其对应的下渗的变化；若已知某一时刻的斜率，可以与同一时刻的降雨量累积曲线的斜率按产流条件判别是否产流并确定产流量。

当 $i > f_p$ 时，产流， $\frac{dR}{dt} = \frac{dP}{dt} - \frac{dF_p}{dt} = i - f$ ；当 $i < f_p$ 时，不产流。

根据上述原理，通常采用图解法来推求产流过程及产流量，可由图 8.34 说明。首先

绘制出下渗能力累积曲线 Σf_p-t ，根据起始土壤含水量 W_0 值在 Σf_p-t 线上求出A点，其时间坐标作为本次降雨的起始点绘制降雨量累积曲线，如图8.34中ABCD所示。当降雨量累积曲线的坡度大于下渗能力累积曲线的坡度时，即产生径流，反之，不产生径流，只增加土壤含水量值，相应地改变下渗率值。图8.34中AB段，因 $i < f_p$ ，所以不产流，此部分雨量补充土壤含水量，将B点水平移至下渗量累积曲线上的B'点，对于BC段， $i > f_p$ ，所以产流，将BC平行移到B'C'，则过C'点的垂直线与 Σf_p-t 曲线交于C''，那么C'C''就是BC段雨量所产生的径流深。再将CD平行移至C''D'，由于其坡度小于 Σf_p-t 曲线的坡度，因此CD段不产流，依次逐段计算。凡平移后的时段降雨末端在 Σf_p-t 上方者为产流降雨，其量值等于末端沿垂线至 Σf_p-t 曲线交点的长度，如C'C''；凡平移后的时段降雨末端在 Σf_p-t 下方者，则不产流，该时段降雨量全部为入渗量。

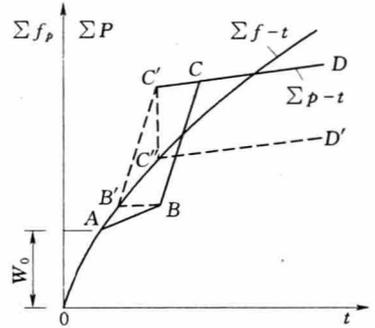


图 8.34 下渗能力累积曲线法推求产流量

在上面介绍了降雨径流关系，从分析研究降雨径流关系的过程可以看出，分析研究影响流域产流的因素对于建立降雨径流关系是非常重要的。

8.4.4 流域产流的影响因素

影响流域产流的主要因素归纳起来，可以分为以下几类。

(1) 流域下垫面因素。地形地貌特征、地质条件、植被类型及其分布，土壤类型及其分布，包气带的垂向及平面分布特征，地下水的埋深等。

(2) 降雨特性。降雨的时程分布及空间分布等。

(3) 流域蒸发特性。蒸发的时程分配及空间分布等。

(4) 人类活动情况。人类活动主要通过改变流域下垫面因素而影响产流。

在上述的众多因素中，流域下垫面是缓变的因素，在产流分析时，主要作为判别产流类型的依据。而在产流计算时，往往不单独考虑。其他影响因素，特别是降雨与蒸发，土壤含水量及地下水位埋深，则属于瞬变和多变的因素。这些都是产流计算时需要重点考虑的因素，又由于这些因素的时、空分布都具有一定程度的随机性和不均匀性，这就决定了流域产流也具有很大的不均匀性和不同步性，并且随着流域面积的增大，变得更加突出。所以在产流计算时必须考虑流域产流的时、空分布不均匀的问题。

在进行产流计算时，为了解决流域产流的时、空分布不均匀问题，常采用以下的基本原则：①在时程上划分为较小的时段，来逼近其瞬时过程。②在空间上将流域划分为若干个单元面积，以解决产流的空间分布不均匀问题。③在垂直方向上分层，以考虑包气带在不同界面上的产流机制及径流成分。④将径流划分为不同水源，以考虑不同径流成分的产流过程及汇流过程的差异。

以上这些原则是现阶段解决流域产流的时、空分布不均匀问题行之有效的途径。概括起来是四分原则：即分时段、分单元、分层、分水源。当然，具体划分时会受到观测资料条件的限制。

8.4.5 我国主要产流类型的地区分布

我国幅员辽阔,有各种气候带,再加上地形多样,具有各种类型的产流特征和产流类型,但归纳起来,比较典型的有以下几种。

(1) 以饱和地面径流 R_{sat} 为主的产流区。主要分布在淮河以南,降雨量比较丰沛的湿润地区。这些地区的年径流系数大致在 0.5 以上,浙江、江西、湖南、福建等省最为典型。但在这些区域的个别地方,由于植被差、包气带较厚,也可呈现出超渗地面径流 R_s 型的产流特征。东北的松花江流域,虽然年降雨量只有 450~550mm,但由于季节冻土和永久冻土的存在,在有些森林茂密的地区,土层覆盖薄、表土疏松、下渗能力大,降雨相对集中,其产流特征也多以 R_{sat} 类型为主。

(2) 超渗地面径流 R_s 和壤中流 R_m 产流转换型。主要分布在滨海平原。这类地区由于地势低洼,地下水埋深小,以及由于降雨在年内分布不均等特点,常出现 R_s 与 R_m 转换型。

(3) R_s 和 R_{sat} 转换型。主要分布在华东地区的江淮之间和黄淮之间,如鲁南、皖北、苏北、河南等地。这些地区属于半湿润带,包气带厚度较大,年降雨量为 600~800mm,年径流系数为 0.3~0.5,地下水埋深在汛期和汛末较浅,枯季较深,汛初降雨强度较大时,表现为 R_s 型产流,而汛中和汛末则表现为 R_{sat} 型。这些地区植被较差的土石山区,如有一定的风化层或裂隙发育的地方,也会出现壤中流 R_m ,而呈现 R_s+R_m 型产流特征。

(4) R_s 型。主要分布在西北干旱地区,由于气候干燥,包气带厚度大,地下水埋深较大,一般降雨很难使整个包气带达到饱和,因此多具有 R_s 类型的产流特征。但对高原草地、沼泽地带或有常年积雪补给的地区,有时也能出现以 R_{sat} 为基本特征的产流类型。

参 考 文 献

- [1] 芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
- [2] 梁学田. 水文学原理 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1992.
- [3] 胡方荣, 侯宇光. 水文学原理 (一) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1989.
- [4] 于维忠. 水文学原理 (二) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1989.
- [5] 邓先俊. 陆地水文学 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1985.
- [6] 芮孝芳. 产汇流理论 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1985.

第 9 章 坡面、土壤与河道水流

9.1 坡面漫流

9.1.1 坡面漫流的数学方程

在相对平整，植被条件一致，坡度均匀，坡长与宽度相当的矩形坡面上，当降雨强度超过地面下渗能力或地表以下土层饱和时，会形成沿坡而下的薄层水流，通常仅几个 mm，称之为坡面漫流；如图 9.1 所示。在水流沿坡而下的过程中，一方面雨水不断注入，另一方面也有雨水不断渗入地下或者蒸发到大气中。坡面植被或农作物使水流所受阻力较大，虽然水深很小，但坡度较大，使得水流继续向下流动。

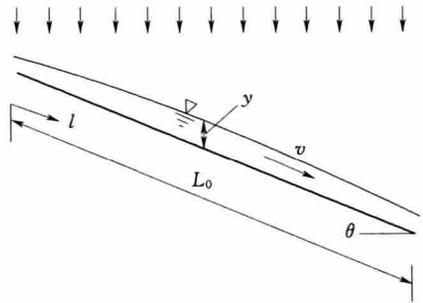


图 9.1 矩形坡面的坡面降雨漫流

依据水力学中的 Saint - Venant 方程组，针对降雨坡面漫流水深极浅的特点，忽略降雨造成的附加压力和沿雨强方向的流速分量，即净雨强度 i_e = 常数，时空分布均匀降落在矩形坡面上的稳定强度净雨所形成的坡面漫流，可用连续方程和能量方程描述：

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial (vy)}{\partial l} = i_e \tag{9.1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial l} + g \frac{\partial y}{\partial l} = g(s_0 - s_f) - \frac{v}{y} i \tag{9.2}$$

式中： y 为坡面水深，m； v 为坡面流速，m/s； t 为时间，s； l 为坡长，m； i_e 为净雨强度，m/s； s_0 为地面坡度，‰； s_f 为坡面摩阻比降，‰； g 为重力加速度，m/s²。

对上述两式作无因次变换，引入下述无因次变量：

$$y^* = \frac{y}{y_0}, \quad v^* = \frac{v}{v_0}, \quad l^* = \frac{l}{L_0}, \quad t^* = \frac{tv_0}{L_0} \tag{9.3}$$

式中： y^* 、 v^* 、 l^* 、 t^* 分别为无因次坡面水深、坡面流速、水流距离和时间； L_0 为坡面长度，m； y_0 为坡面单宽流量等于 iL_0 时的坡面水深，m； v_0 为坡面单宽流量等于 iL_0 时的坡面流速，m/s。

9.1.2 坡面漫流运动波近似

将式 (9.3) 代入式 (9.2)，得到无因次能量方程：

$$\frac{\partial v^*}{\partial t^*} + v^* \frac{\partial v^*}{\partial l^*} + \frac{1}{F_0^2} \frac{\partial y^*}{\partial l^*} = \frac{s_0 L_0}{y_0 F_0^2} \left(1 - \frac{v^{*2}}{y^*}\right) - \frac{v^*}{y^*} \quad (9.4)$$

其中, $F_0 = \frac{v_0}{\sqrt{g y_0}}$, 即坡面上单宽流量为 $i L_0$ 时的 Froude 数。

Wollhiser 和 Liggett^[1] 定义了运动波流数 $k = \frac{s_0 L_0}{y_0 F_0^2}$, 于是上式也可写为

$$\frac{1}{k} \frac{\partial v^*}{\partial t^*} + \frac{v^*}{k} \frac{\partial v^*}{\partial l^*} + \frac{1}{k F_0^2} \frac{\partial y^*}{\partial l^*} = \left(1 - \frac{v^{*2}}{y^*}\right) - \frac{1}{k} \frac{v^*}{y^*} \quad (9.5)$$

若式中 $k \rightarrow \infty$, 则有

$$\left(1 - \frac{v^{*2}}{y^*}\right) = 0 \quad (9.6)$$

将式 (9.3) 代入式 (9.6), 就得到水力学中的 Chezy 公式:

$$v = C \sqrt{y s_0} \quad (9.7)$$

Wollhiser 和 Liggett^[1] 的研究表明, 当 $k > 10$ 时运动波模拟精度合理, $k > 20$ 则可很好模拟坡面漫流过程。一般而言, k 接近 10 时用运动波近似求解坡面漫流误差约 10%, 而 $k > 10$ 时误差小于 5%。对于坡面降雨漫流, $k > 10$ 与 $F_0 < 2$ 的条件容易满足。

9.1.3 运动波方程的解析解

依据前述讨论, 运动波方程由式 (9.1) 与式 (9.7) 联立组成, 而式 (9.7) 也可以表达为

$$v = \alpha y^{m-1} \quad (9.8)$$

式中: α 、 m 为与坡面水力特性有关的经验参数。

将式 (9.8) 代入式 (9.1), 得到

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \alpha \frac{\partial y^m}{\partial l} = i_e \quad (9.9)$$

依据微分方程特征理论, 它与下述常微分方程组等价:

$$\frac{dl}{dt} = \alpha m y^{m-1} = m v \quad (9.10)$$

$$\frac{dy}{dt} = i \quad (9.11)$$

式 (9.10) 是坡面运动波波速表达式, 而式 (9.11) 表明运动波传播方向上坡面水深变化状况。该微分方程组的初始条件和边界条件应为

$$\begin{cases} t=0, y=0 & (0 \leq l \leq L_0) \\ l=0, y=0 & (t > 0) \end{cases} \quad (9.12)$$

积分式 (9.11) 有

$$y = i_e t \tag{9.13}$$

将式 (9.13) 代入式 (9.10) 有 $\frac{dl}{dt} = \alpha m (i_e t)^{m-1}$ (9.14)

积分式 (9.14) 可得 $l = \alpha i_e^{m-1} t^m$ (9.15)

依据式 (9.13) 和式 (9.15) 可确定不透水坡面时空分布均匀降雨所形成的坡面漫流在任意位置的水深和流量随时间的变化状况。式 (9.15) 表示 $t=0$ 时刻, $l=0$ 处产生的扰动沿坡面传播的轨迹方程, 即坡面漫流运动波的极限特征线, 如图 9.2 中实线所示; 若 $t=0$ 时刻扰动产于 $l=l_0$ 处, 则轨迹方程变为 $l = \alpha i_e^{m-1} t^m + l_0$, 其曲线如图 9.2 中虚线所示。

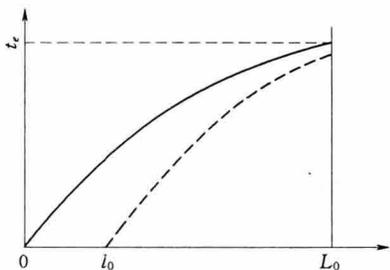


图 9.2 运动波的不同特征线

式 (9.15) 在 $l=L_0$ 则是坡面漫流运动波的最大汇流时间 t_e , 表达式为

$$t_e = \left(\frac{L_0}{\alpha i_e^{m-1}} \right)^{1/m} \tag{9.16}$$

于是, 矩形坡面上时空均匀分布的净雨所形成的坡面出流过程为

$$\begin{cases} q = vy = \alpha (i_e t)^m & (0 \leq t \leq t_e) \\ q = i_e L_0 & (t > t_e) \end{cases} \tag{9.17}$$

式中: q 为坡面单宽流量, m^3/s ; t_0 为净雨停止时刻, 此后坡面漫流处于退水阶段, 则可求解下式得到坡面出流量:

$$q - i_0 L_0 + i_e m \alpha^{1/m} q^{(m-1)/m} (t - t_0) = 0 \quad (t > t_e) \tag{9.18}$$

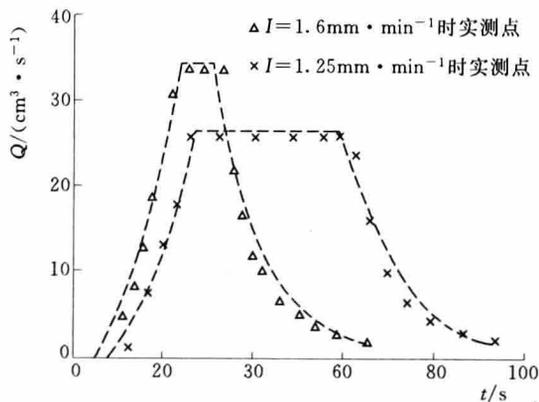


图 9.3 室内不透水坡面降雨漫流实验观测与模拟过程比较

沈冰等曾用有限元法求解运动波方程来模拟室内矩形不透水坡面定雨强降雨漫流实验过程, 其运动波流数 k 值为 67, 实验观测过程与运动波模拟过程拟合良好, 见图 9.3; 并进一步模拟了黄土坡面径流实验小区的人工与天然降雨漫流过程, 最小 k 值为 115, 由于天然降雨强度变化急剧引起净雨强度变化且坡面存在侵蚀现象, 模拟过程与实测过程存在一定误差, 但效果尚可接受, 如图 9.4 所示^[2]。由于用有限元法求解运动波方程需要详细降雨资料, 特别是对于黄土坡面因下渗而使净雨强度变化很大, 需要联解下渗方程

和坡面漫流方程比较复杂, 在尚不具备详细观测数据的水土保持工程的应用还有很多问题需要进一步研究。

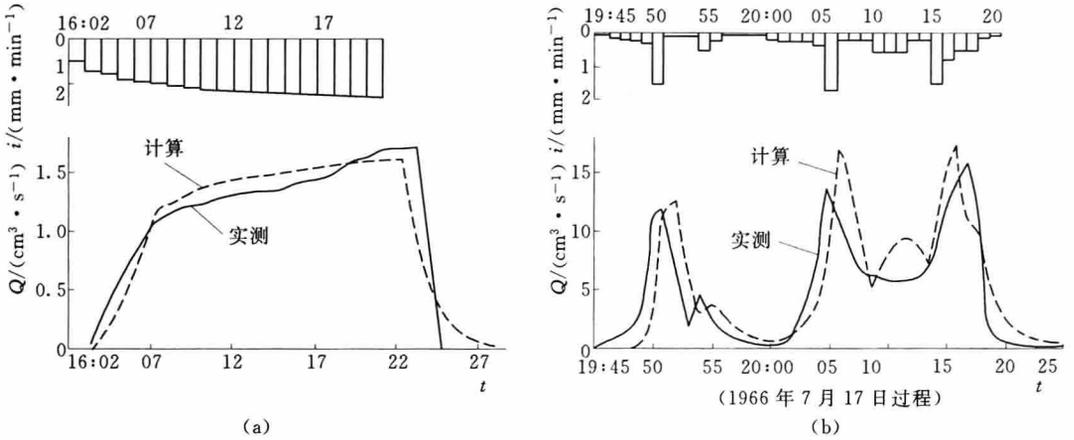


图 9.4 黄土坡面变雨强漫流实验观测与模拟过程比较
 (a) 人工降雨-漫流实验过程；(b) 天然降雨-漫流观测过程

9.2 壤中流与地下径流简述

坡地土壤并非均质，沿垂直方向通常都存在层理，各层的导水率各不相同。从坡地表面下渗的雨水，在一定条件下会积蓄于相对不透水层上部，形成暂时的饱和带，引起侧向水流运动，构成壤中流。即使积蓄的水分不能使土层饱和，也会导致壤中水分侧向运动，进而影响壤中径流的形成。于维忠阐述了界面产流的机理^[3]，沈冰等通过室内透水坡面降雨产流实验，证实了在均质土壤中由于垂向吸力势大于水平向动能，故在短历时内没有壤中流发生，这间接表明土层界面的存在是壤中流产生的必要条件^[2]。随着雨水继续向下渗透，水分会在深层形成永久饱和带，在永久饱和带中的侧向水流运动则属于地下径流。

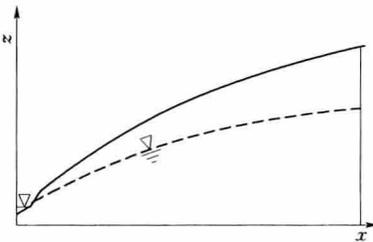


图 9.5 坡地壤中流与地下径流示意图

壤中流和地下径流数学分析一般取单位宽度进行，其二维剖面如图 9.5 所示。无论饱和还是非饱和土壤水分运动都可以用 Richards 方程描述^[3]：

$$c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] + \frac{\partial k(\psi)}{\partial z} \quad (9.19)$$

式中： ψ 为总水势； c 为比水容量； t 为时间； z 为垂向坐标； $c(\psi) = d\psi/d\theta$ ，此处 θ 为土壤含水量。

采用以 ψ 为自变量的方程是为了便于研究饱和与非饱和流同时存在的情况，相应的初始条件为

$$\psi(z, 0) = \psi_0 \quad (9.20)$$

坡面的上部边界条件可依据雨强 i 和土壤下渗能力 f_p 的关系分两种情况处理：

$$\begin{aligned}\psi(0,t) &= 0 \quad (i > f_p) \\ f_p &= -i \quad (i < f_p)\end{aligned}\quad (9.21)$$

一般情况下，下部边界条件可取在适当深度处

$$\psi(z,t) = \psi_0 \quad (9.22)$$

从理论上讲，在合理初始与边界条件下求解方程 (9.19)，即可得到流场内土壤含水量、土水势分布随时间变化的规律；进而可以求出各层次径流量。当然，具体应用时还需要确定各土层导水率以及初始与边界条件，我国目前尚缺少这方面的实际观测资料。

9.3 河道汇流

河道汇流过程是洪水波运动过程，而洪水波是一种波长远大于水深的浅水波，具有流线曲率很小且相互平行，动水压力分布与静水压力分布基本相同的特征。采用 Saint-Venant 方程组描述，在无支流汇入河段的连续方程和能量方程分别为

$$\frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (9.23)$$

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial l} + \frac{\partial y}{\partial l} + s_f - s_0 = 0 \quad (9.24)$$

① ② ③ ④ ⑤

式中：A 为过水断面面积，m²；l 为河长，m；s₀ 为河底比降，‰；其余符号意义同式 (9.1)、式 (9.2)。

式 (9.24) 中，各项意义依次为：①当地惯性项，②对流惯性项，③附加比降，④摩擦阻比降，⑤河底比降。考虑河段具体情况，可作出不同简化方法。仅考虑④、⑤两项，称为运动波；考虑③、④、⑤三项，称为扩散波；考虑①、②、③三项，称为惯性波；考虑②、③、④、⑤四项，称为对流动力波；五项全考虑称为动力波。

表 9.1 列出了我国几大江河代表站以及国外河流的实测数据，从该表可知，几种简化都具特定价值。下面分别阐述运动波、扩散波、惯性波和动力波的特性，重点放在运动波和扩散波上。

表 9.1 运动方程中各项影响的实测数据

河名	站名	s ₀	$\frac{\partial h}{\partial L}$	$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t}$	$\frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t}$
长江	万县	2.70	0.320	0.0052	0.0063
	大通	0.19	0.006	0.0006	0.0024
黄河	陕县	6.70	0.540	0.0150	0.0120
淮河	息县	1.80	0.390	0.0044	0.0058
	蚌埠	0.31	0.098	0.0009	0.0010
松花江	哈尔滨	0.50	0.045	0.0007	0.0004
外国河流/(英尺/英里)		26	1/2	1/8~1/4	1/20

注 引自冯森、文康编《流域产汇流问题》，黑龙江水利学会，1984。

9.3.1 运动波

山区河流河底比降 s_0 较大，洪水波近似于运动波。它假定惯性项和附加比降项与河底比降相比小很多，因而可忽略不计。依据 Chezy 公式，摩阻比降 s_f 为

$$s_f = \frac{Q^2}{A^2 C^2 R} \tag{9.25}$$

将式 (9.25) 代入式 (9.23)，并忽略惯性项和附加比降项，则有

$$Q = AC \sqrt{R} \sqrt{s_0 - \left(\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial l} + \frac{\partial y}{\partial l} \right)} = AC \sqrt{R s_0} = K \sqrt{s_0} \tag{9.26}$$

式中： K 为流量模数， $K = AC \sqrt{R}$ 。

由于流量模数 K 是断面形状和水深的函数，表明对于特定断面，水位与流量呈单值关系，即 $Q = f(h)$ 或 $Q = f(A)$ 。从而有 $\partial A / \partial t = (dA / dQ) \cdot (\partial Q / \partial t)$ ，代入连续方程 (9.23)，则可得

$$\frac{dA}{dQ} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0 \tag{9.27}$$

设波速 $C_k = dQ / dA$ ，式 (9.27) 就变为

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C_k \frac{\partial Q}{\partial l} = 0 \tag{9.28}$$

式 (9.28) 是关于流量 Q 的运动波方程，鉴于它是仅含一个未知函数的一阶偏微分方程，依据偏微分方程特征原理，它等价于下述常微分方程：

$$C_k = \frac{dl}{dt} = \frac{dQ}{dA} \tag{9.29}$$

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \tag{9.30}$$

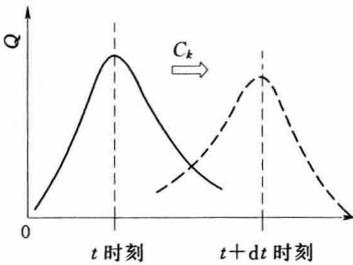


图 9.6 运动波的传播与变形

式 (9.29) 是运动波的特征线方程，表明运动波总是向下游传播且波速为 C_k 。式 (9.30) 则是运动波的特征方程，表明洪水波运动方向，即沿特征线方向，任一相应流量在运动中都不发生变化。这意味着运动波没有坦化现象，是否变形取决于波速 C_k 为常数与否。由于波速是随水深和流量而变化的函数，通常水深是沿流程变化的，因而运动波一般存在着扭曲变形，即波前越来越陡，如图 9.6 所示。

运动波条件下，其特定断面水位-流量关系多数情况下呈单值关系。

9.3.2 扩散波

对于河底比降 s_0 较小的河段，附加比降 $\partial y / \partial l$ 的作用不能忽略，两者之和比惯性项仍大时，可用扩散波描述，其能量方程可简化为

$$Q = K \sqrt{s_0 - \frac{\partial y}{\partial l}} \text{ 或 } Q = Q_0 \sqrt{1 - \frac{1}{s_0} \cdot \frac{\partial y}{\partial l}} \tag{9.31}$$

式中： Q_0 为稳定流时的流量， m^3/s ；其余符号意义同前。

若河槽为宽浅矩形, $R \approx y$, 故 $A = By$, 式 (9.20) 则可写为

$$\frac{\partial y}{\partial l} = s_0 - \frac{Q^2}{C^2 A^2 R} = s_0 - \frac{Q^2}{C^2 B^2 y^3} \quad (9.32)$$

将上式对 t 取导, 有

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial y}{\partial l} \right) = \frac{3Q^2}{C^2 B^2 y^4} \cdot \frac{\partial y}{\partial t} - \frac{2Q}{C^2 B^2 y^3} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (9.33)$$

将 $A = By$ 代入连续方程, 得到

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\frac{1}{B} \cdot \frac{\partial Q}{\partial l} \quad (9.34)$$

式 (9.34) 进一步对 l 求导数

$$\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\partial y}{\partial t} \right) = -\frac{1}{B} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \quad (9.35)$$

对比式 (9.33) 和式 (9.35), 可知

$$\frac{3Q^2}{C^2 B^2 y^4} \cdot \frac{\partial y}{\partial t} - \frac{2Q}{C^2 B^2 y^3} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{1}{B} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \quad (9.36)$$

将式 (9.35) 代入式 (9.36), 整理后有

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C_k \frac{\partial Q}{\partial l} = \mu \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \quad (9.37)$$

式 (9.37) 中: $\mu = \frac{C^2 B y^2}{2Q} = \frac{Q}{2s_0 B}$, $C_k = \frac{3}{2} \cdot \frac{Q}{By} = \frac{3}{2}v$ 。

式 (9.37) 是关于流量 Q 的扩散波方程, 依据微分方程特征原理, 它与等价于式 (9.38) 和式 (9.39) 构成的常微分方程组

$$\frac{dl}{dt} = C_k \quad (9.38)$$

$$\frac{dQ}{dt} = \mu \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \quad (9.39)$$

式 (9.38) 是扩散波特征线方程, 表示扩散波以波速 C_k 向下游传播。式 (9.39) 是扩散波特征方程, 因为 $dQ/dt \neq 0$, 故沿前进方向相应流量会产生变化, 而变化程度取决于 μ 和 $\partial^2 Q/\partial l^2$ 两个因素; 其中, μ 为扩散系数, 又称作衰减系数。当 $\mu=0$ 时, 式 (9.37) 即为运动波方程, 也就是说运动波属于扩散波的一个特例。

应注意, 上述 C_k 和 μ 仅适用于宽浅矩形河道条件, 这时扩散波的波速与运动波的相同。

将式 (9.39) 中的 dQ/dt 用差分形式表示, 并注意 $\Delta t = L_s/C_p$, 即可导出特定河段洪峰衰减值计算式:

$$\Delta Q_p \approx \mu_p \frac{L_s}{C_p} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \Big|_p \quad (9.40)$$

式中: ΔQ_p 为洪峰衰减值, m^3/s ; μ_p 为洪峰衰减系数, m^2/s ; L_s 为河段长度, m ; C_p 为洪峰波速, m/s ; $\frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \Big|_p$ 为洪峰处流量对距离的二阶导数。

因为 $\frac{\partial^2 Q}{\partial l^2} \Big|_p \approx -\frac{1}{C_p} \cdot \frac{d^2 Q}{dt^2} \Big|_p$, 其中 $\frac{d^2 Q}{dt^2} \Big|_p$ 是上游断面入流过程线在洪峰处的二阶导

数, 其近似计算表达式为

$$\frac{d^2 Q}{dt^2} \Big|_p \approx \frac{Q_{p+1} + Q_{p-1} - 2Q_p}{(\Delta t)^2}$$

式中: Q_p 为 t 时刻洪峰流量, m^3/s ; Q_{p+1} 、 Q_{p-1} 分别为洪峰前后一个时段的流量, 即 $(t + \Delta t)$ 和 $(t - \Delta t)$ 时刻的流量, m^3/s ; Δt 为计算时段, s 。

依据上述近似, 可求得长度为 L 的河段上, 洪峰衰减值计算式:

$$\Delta Q_p \approx -\frac{\mu_p L}{C_p^2 (\Delta t)^2} (Q_{p+1} + Q_{p-1} - 2Q_p) \quad (9.41)$$

由于 $\partial y / \partial l$ 随洪水涨落变化, 涨洪时 $\partial y / \partial l < 0$, 落洪时 $\partial y / \partial l > 0$, 从而涨洪时 $\sqrt{1 - \frac{1}{s_0} \cdot \frac{\partial y}{\partial l}} > 1$, 故 $Q > Q_0$; 落洪时 $\sqrt{1 - \frac{1}{s_0} \cdot \frac{\partial y}{\partial l}} < 1$, 而 $Q < Q_0$ 。这表明在此条件下水位-流量关系不是单值函数, 同一水位时将有两个流量与之对应。亦即一次洪水过程中,

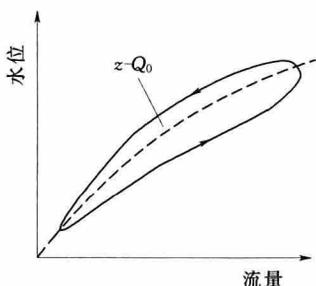


图 9.7 扩散波的水位-流量关系

若按时间顺序连接, 水位-流量关系是一条逆时针方向的绳套形曲线, 如图 9.7 所示。而绳套的大小取决于 $\partial y / \partial l$ 与 s_0 的比值, 一般而言, $(1/s_0)(\partial y / \partial l)$ 越大, 绳套也越大。

它描述只有平移而不产生变形洪水波运动。当河底比降和摩阻比降接近时, 或周边阻力极小, 则可近似用运动波方法。

9.3.3 惯性波

对于水面宽阔且水深很大的湖泊水库, 其入湖或入库洪水一般情况下可用惯性波描述。此时, 因河底比降 s_0 和摩阻比降 s_f 接近而相互抵消, 或者两者与惯性项相比小得多而可忽略, 亦即水面基本无比降。断面为矩形时, 能量方程变为

$$\frac{\partial y}{\partial l} = -\frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial l} - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} \quad (9.42)$$

此式表明, 惯性力是主导因素, 所以称为惯性波。惯性波方程无阻力项, 即波峰不会衰减。洪水波在传播中的变形, 主要取决于波速系数 C_k 为常数与否, 这与运动波情况相似。

依据微分方程特征原理, 它等价于下述 4 个微分方程:

$$\frac{dl}{dt} = v \left(1 + \frac{1}{Fr} \right) \quad (9.43)$$

$$\frac{dy}{dt} = -\sqrt{\frac{y}{g^2}} \cdot \frac{dv}{dt} \quad (9.44)$$

$$\frac{dl}{dt} = v \left(1 - \frac{1}{Fr} \right) \quad (9.45)$$

$$\frac{dy}{dt} = \sqrt{\frac{y}{g^2}} \cdot \frac{dv}{dt} \quad (9.46)$$

式中: Fr 为 Froude 数。

由式 (9.43) 知, 波速大于断面平均流速, 向下游传播, 称之为顺特征方向; 而式

(9.45) 表示的波速随 $Fr > 1$ 或 $Fr < 1$ 而取正值或负值, 意味着它的方向可指向下游或上游, 为了加以区别, 称之为逆特征方向。对惯性波来说, 仅当断面流速不随水深变化时, 水深在传播过程中才不会改变。

9.3.4 动力波

平原河道的洪水波接近于动力波, 即其能量方程中各项均不能忽略。若河槽呈矩形, 连续方程为

$$y \frac{\partial v}{\partial l} + v \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \quad (9.47)$$

而能量方程为

$$\frac{v}{g} \cdot \frac{\partial x}{\partial l} + \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial y}{\partial l} = s_0 - \frac{v^2}{C^2 R} \quad (9.48)$$

依据微分方程特征原理, 它们与下述微分方程组等价:

$$\frac{dl}{dt} = v \left(1 + \frac{1}{Fr} \right) \quad (9.49)$$

$$\frac{dy}{dt} = \sqrt{\frac{y}{g}} \left[\left(s_0 - \frac{v^2}{C^2 R} \right) - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} \right] \quad (9.50)$$

$$\frac{dl}{dt} = v \left(1 - \frac{1}{Fr} \right) \quad (9.51)$$

$$\frac{dy}{dt} = -\sqrt{\frac{y}{g}} \left[\left(s_0 - \frac{v^2}{C^2 R} \right) - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} \right] \quad (9.52)$$

式 (9.49) 和式 (9.51) 为动力波的特征线方程, 而式 (9.50) 和式 (9.52) 为相应的特征方程。式 (9.50) 为顺特征线方向上的水深变化, 而式 (9.52) 为逆特征线方向上的水深变化状况。一般而言, 顺逆两个方向水深都有变化, 但变化程度有所差异。将上述四式与式 (9.43) ~ 式 (9.46) 进行比较, 容易得出动力波的传播速度与特征线方向与惯性波相同, 仅沿特征线方向水深变化不同。

从水力学中得知, Froude 数 $Fr > 1$, 流态为缓流; $Fr < 1$ 则为急流。但就 $l-t$ 平面而言, 无论 $Fr > 1$ 还是 $Fr < 1$, 动力波都有两组特征线。图 9.8 (a) 和 (b) 分别绘出了缓流和急流条件下的两条特征线。在顺、逆特征线方向上水深都有变化, 只是程度会不同。

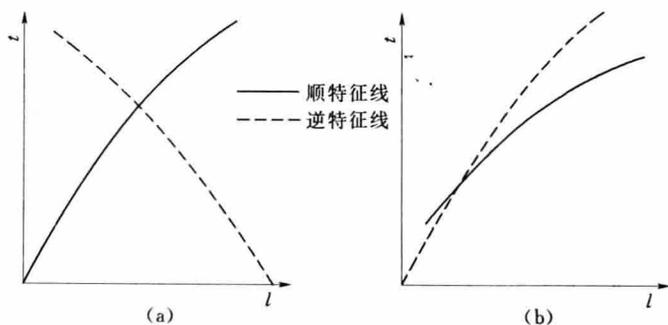


图 9.8 动力波的特征线

(a) 缓流; (b) 急流

9.4 槽蓄原理与特征河长

9.4.1 河段水量平衡方程

将描述洪水波运动的连续方程式 (9.12) 写为有限差分形式, 即

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} + \frac{\Delta A}{\Delta t} = 0$$

以 $\Delta Q = Q - I$, $\Delta W = \Delta A \Delta l$; 此处 ΔW 为时段 Δt 内河槽蓄水量, 代入上式有

$$\bar{I} \Delta t - \bar{Q} \Delta t = \Delta W \tag{9.53}$$

式中: \bar{I} 、 \bar{Q} 分别为时段 Δt 内的平均入流量和出流量。

若流量在 Δt 时段内为直线变化, 式 (9.53) 应为

$$\frac{1}{2} (I_1 + I_2) \Delta t - \frac{1}{2} (Q_1 + Q_2) \Delta t = W_2 - W_1 \tag{9.54}$$

式中: 脚标 1、2 分别表示 Δt 时段的始、末取值。

式 (9.54) 即为有限时段 Δt 内河段的水量平衡方程, 如图 9.9 所示。

9.4.2 槽蓄方程

河段的槽蓄水量取决于河段中水位的沿程分布状况, 也就是水面曲线的形状。由于河段任意断面水位与流量存在着某种关系, 故河段槽蓄水量是流量沿程分布和断面水位-流量关系的函数, 称此函数为槽蓄方程。

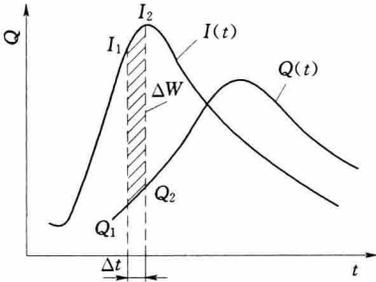


图 9.9 河段水量平衡示意图

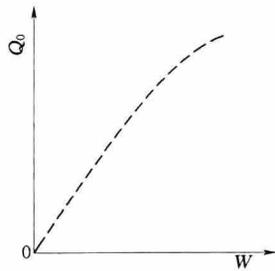


图 9.10 稳定流条件下的槽蓄方程

在稳定流条件下, 槽蓄方程表达的是槽蓄水量与稳定流量之间的函数关系, 可写为 $W = f(Q_0)$, 其中, W 为河段槽蓄量, Q_0 为河段中的稳定流量; 如图 9.10 所示。

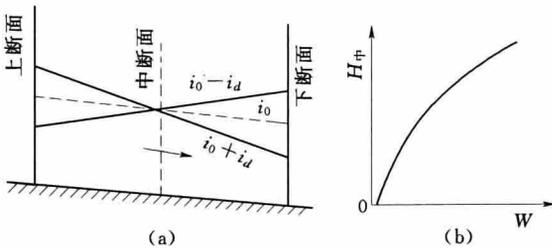


图 9.11 洪水波水面线与中断面水位-槽蓄量关系

(a) 水面线; (b) 中断面水位-槽蓄量关系

在洪水波条件下, 槽蓄方程十分复杂。为了便于理解, 假设河段的水位沿程分布呈直线, 如图 9.11 (a) 所示。当河段的中断面水位不变时, 河段中槽蓄量也不变。这意味着, 当河段水面线呈直线时, 其中断面水位与河槽蓄量为单一关系, 如图 9.11 (b) 所示。但是, 由于附加比降的影响, 中断面水位与下

断面流量存在 3 种关系。在中断面水位不变条件下：①下断面涨洪时的流量小于落洪时的流量，中断面水位与下断面流量呈逆时针绳套曲线关系；②下断面涨、落洪时的流量相等，中断面水位与下断面流量呈单值关系；③下断面涨洪流量大于落洪流量，中断面水位与下断面流量呈顺时针绳套曲线关系，分别如图 9.12 的 (a)、(b)、(c) 所示。这表明在特定河段，槽蓄量 W 与下断面流量 Q 的关系有可能成为单值关系。

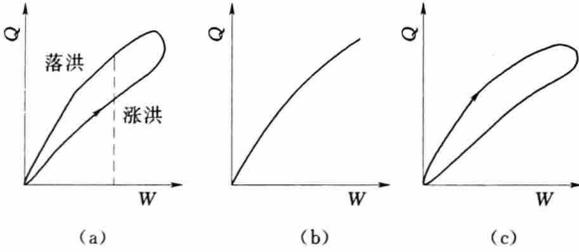


图 9.12 洪水波条件下的槽蓄曲线 3 种形式

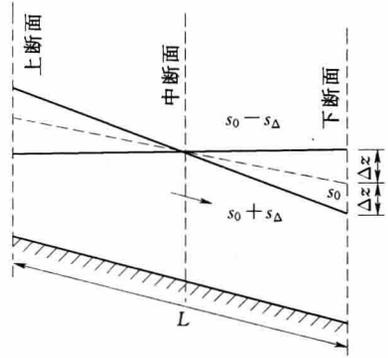


图 9.13 特征河长示意图

9.4.3 特征河长

Калинин (加里宁) 和 Миллюкав (米留柯夫) 提出了特征河长的概念，它指在特定河长条件下，其下断面处由于水位变化引起的流量变化，与水面比降引起的流量变化抵消，从而使河段槽蓄量 W 与下断面流量为单值关系。提出这一概念是基于下述分析：中断面水位不变时，涨洪阶段上断面先涨，下断面后涨，下断面水位比稳定流时降低，使下断面流量减小；而此时水面比降由于有附加比降，又会使流量加大。落洪时，鉴于上断面先落，下断面后落，状况与涨洪时刚好相反；因而存在着这样一种特征河长。

由水力学可知，任意断面的流量是水位 z 和水面比降 s 的函数，即 $Q = f(z, s_0)$ 。取全微分，有

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial z} dz + \frac{\partial Q}{\partial s} ds \tag{9.55}$$

就特征河长而言，当中断面水位 z 不变时，下断面流量不变，即 $dQ = 0$ ，并且 $dz = -(1/2)l ds$ ，代入上式，故有

$$\frac{\partial Q}{\partial z} \cdot \frac{1}{2} l ds = \frac{\partial Q}{\partial s} ds \tag{9.56}$$

所以

$$l = \frac{\frac{\partial Q}{\partial s}}{\frac{\partial Q}{\partial z}} \tag{9.57}$$

在稳流情势下，可应用曼宁公式计算流量， $Q_0 = K \sqrt{s_0}$ ，对其微分有

$$\frac{\partial Q_0}{\partial s_0} = \frac{K}{2 \sqrt{s_0}} = \frac{Q_0}{2s_0} \tag{9.58}$$

将式 (9.58) 代入式 (9.57) 得

$$l = \frac{\frac{Q_0}{2s_0}}{\frac{\partial z}{\partial Q}} = \frac{Q_0}{2s_0} \cdot \left(\frac{\partial z}{\partial Q} \right) \quad (9.59)$$

而特征河长 L 为

$$L = 2l = \frac{Q_0}{s_0} \cdot \left(\frac{\partial z}{\partial Q} \right) \quad (9.60)$$

式中: $\left(\frac{\partial z}{\partial Q} \right)_0$ 为稳定流时水位-流量关系的斜率。

式 (9.60) 表明, 在特征河长条件下, 槽蓄方程为 $W = K_1 Q$, 其中, K_1 为特征河长的传播时间, 取为常数。

综上所述, 特征河长是河道水力特性的综合参数。而河道水力特性也决定了洪水波运动的特点, 所以特征河长与河道洪水波有着密切关系。对于宽浅矩形河道:

$$\frac{\partial z}{\partial Q} = \frac{1}{B} \cdot \frac{\partial A}{\partial Q} = \frac{1}{B} \cdot \frac{1}{\frac{\partial Q}{\partial A}} = \frac{1}{BC_k}$$

代入式 (9.60), 可得出

$$l = \frac{Q_0}{s_0 BC_k}$$

将扩散波波速 C_k 与扩散系数 μ 表达式代入上式, 得

$$l = \frac{2\mu}{C_k} \quad (9.61)$$

式 (9.61) 表达了扩散系数 μ 、波速 C_k 与特征河长的关系。

特征河长是个重要概念, 在河汇流计算中常用特征河长作为单元河段推求汇流曲线及其参数, 在水文资料整编中, 也利用特征河长实现水位流量关系的单值化。

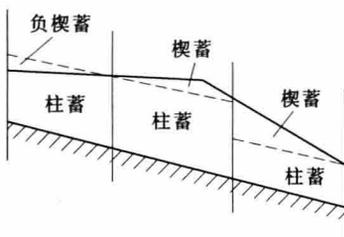


图 9.14 马斯京根槽蓄量示意图

例如, 马斯京根河道洪水演算方法就是基于特征河长原理, 它假定, 河段槽蓄量由两部分构成, 一是柱蓄, 即位于某平行于河底的线以下的蓄量, 二是楔蓄, 即此线与水面线间的蓄量; 如图 9.14 所示。将上断面入流量引入河段水量平衡方程, 则槽蓄量可表示为入流量与出流量的函数, 且槽蓄量等于柱蓄量与楔蓄量之和, 于是有

$$W = \frac{b}{a} [xI^{m/n} + (1-x)Q^{m/n}] \quad (9.62)$$

式中: a 、 n 为河段平均水位-流量关系 $Q = az^n$ 中的系数和指数; b 、 m 为河段平均水位-蓄量关系 $W = bz^m$ 中的系数及指数。对于宽浅矩形断面, $m \approx 1.0$; 对于有漫滩的天然河道, n 接近于 1 或小于 1; x 为权重系数, 表示在特定槽蓄量时, 入流量与出流量的相对比重, 反映楔蓄对流量演算的作用, x 大楔蓄作用大, x 小则楔蓄作用小, 若入流等于出

流则 $x=0.5$ 。一般天然河道的 x 值在 $0.1\sim 0.4$ 之间。设 $m/n=1.0$ ，且 $b/a=k$ ，则有

$$W=k[xI+(1-x)Q] \quad (9.63)$$

再设 $Q'=xI+(1-x)Q$ ，则

$$W=kQ' \quad (9.64)$$

式 (9.63) 或式 (9.64) 就是马斯京根法的槽蓄曲线方程，式中 Q' 为示储流量。

依据上述分析，可知特征河长为 l 时，实际河长 $L>l$ ， $L=l$ ， $L<l$ 分别对应于河段槽蓄量与下断面流量逆时针绳套关系、单值关系和顺时针绳套关系。

9.4.4 河段洪水的传播时间 τ

洪水波在微小河段 dx 距离内的传播时间 $d\tau$ 为，且洪水波波速 $C_k=dQ/dA$ ，可得

$$d\tau = \frac{dx}{C_k} = \frac{dx}{(dQ/dA)} = \frac{dA}{dQ} dx \quad (9.65)$$

于是，洪水波在河段 L 内的传播时间为

$$\tau = \int_0^L \frac{dA}{dQ} dx = \frac{\partial}{\partial Q} \int_0^L A dx = \frac{dW}{dQ} \quad (9.66)$$

式 (9.66) 表明河段传播时间是槽蓄量对流量的导数，若以差分方式表达则为

$$\Delta W = \tau \Delta Q \quad (9.67)$$

即当河段蓄量 W 为流量 Q 的单值函数时，槽蓄曲线的斜率就是传播时间。这也说明了马斯京根方程的 k 等于稳定流条件下的传播时间。

9.5 线性洪水演算

水文预报和水文计算的重要任务之一是依据上断面洪水过程推算下断面洪水过程，其实是河段洪水汇流。本节讨论线性运动波和线性扩散波洪水演算的原理，其应用细节将在“水文计算”和“水文预报”课程中讲述。

9.5.1 入流过程的数学方程

求解微分方程的解，需要已知初始和边界条件。其中重要边界条件就是上断面入流的洪水过程线。通常采用简单函数组合近似描述入流过程，故首先讨论入流过程的若干函数。

1. 单位入流

始终保持单位强度的入流简称单位入流，一般使用单位函数或迟滞单位函数表达，后者延迟至 $(t-a)$ 开始，相应定义为

$$H(t) = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ 1 & (t \geq 0) \end{cases} \quad (9.68)$$

$$h(t-a) = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ 1 & (t \geq 0) \end{cases} \quad (9.69)$$

两者的图形如图 9.15 所示。

2. 单位矩形入流

在一定时段内保持单位入流强度的入流，称为单位矩形入流。矩形入流与迟滞矩形入流表达式分别为

$$I(t) = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ 1 & (0 \leq t \leq a) \\ 0 & (t > a) \end{cases} \quad (9.70)$$

$$I_{ab}(t) = \begin{cases} 0 & (t < a) \\ 1 & (a \leq t \leq b) \\ 0 & (t > b) \end{cases} \quad (9.71)$$

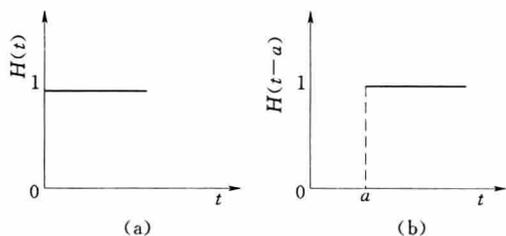


图 9.15 单位函数与单位迟滞函数
(a) 单位函数; (b) 单位迟滞函数

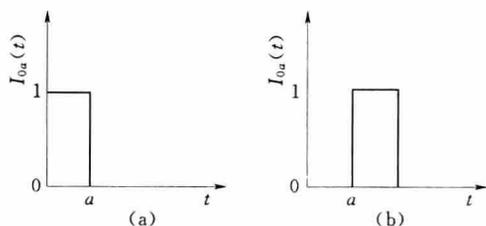


图 9.16 单位矩形入流与迟滞单位矩形入流
(a) 单位入流; (b) 单位迟滞入流

两者的图形如图 9.16 所示。

3. 单位脉冲入流

当强度无穷大 ($I \rightarrow \infty$), 历时无穷小 ($t \rightarrow 0$) 而总量为一个单位时的入流称为单位瞬时脉冲入流, 可用单位脉冲函数表示, 即

$$\delta(t) = \begin{cases} 0 & (t \neq 0) \\ \infty & (t = 0) \end{cases} \quad (9.72)$$

$$\int_0^{\infty} \delta(t) dt = 1 \quad (9.73)$$

4. 单位脉冲函数与单位入流的关系

设单位时段入流函数 $\delta_{\Delta}(t)$ 为

$$\delta_{\Delta}(t) = \frac{H(t) - H(t - \Delta t)}{\Delta t} = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ 1/\Delta t & (0 \leq t \leq \Delta t) \\ 0 & (t > \Delta t) \end{cases} \quad (9.74)$$

可以看出当 $\Delta t \rightarrow 0$ 时, $\delta_{\Delta}(t)$ 就是单位脉冲函数, 即

$$\delta(t) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \delta_{\Delta}(t) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{H(t) - H(t - \Delta t)}{\Delta t} = \frac{dH(t)}{dt} \quad (9.75)$$

此式表明, 单位脉冲函数就是入流对时间 t 的一阶导数。

5. 入流过程近似描述

借助上述简单函数即可描述任意复杂的入流过程。例如图 9.17 所示流量过程, 可将其分为底宽相等的若干矩形, 则可用单位矩形入流表达为

$$I(t) \approx \frac{I_1}{2} I_{01}(t) + \frac{I_1 + I_2}{2} I_{12}(t) + \dots = \bar{I}_0 I_{01}(t) + \bar{I}_1 I_{12}(t) + \bar{I}_2 I_{23}(t) + \dots \quad (9.76)$$

单位矩形入流与单位入流和迟滞单位入流的关系则可表达为

$$\begin{aligned} I(t) &= \bar{I}_0 [H(t) - H(t-1)] + \bar{I}_1 [H(t-1) - H(t-2)] + \bar{I}_2 [H(t-2) - H(t-3)] + \dots \\ &= \Delta \bar{I}_0 H(t) + \Delta \bar{I}_1 H(t-1) + \Delta \bar{I}_2 H(t-2) + \dots \end{aligned} \quad (9.77)$$

式中： $\Delta \bar{I}_i = \bar{I}_i - \bar{I}_{i-1}$, $i=0, 1, 2, \dots$ 。

从图 9.17 可知，任意入流过程均可用单位矩形入流或单位入流之和逼近。显然，逼近精度取决于矩形条块的底宽， Δt 越小逼近的精度越高。

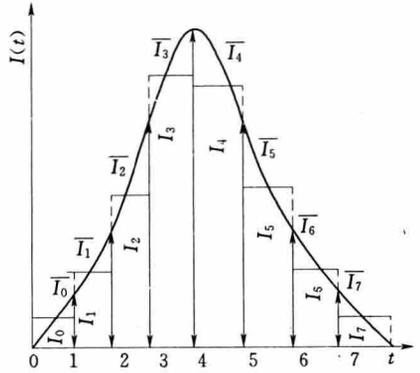


图 9.17 入流过程近似描述

9.5.2 线性运动波方程及其差分分解

当运动波方程式 (9.28) 中的波速 C_k 为常数时，称为线性运动波方程，其通解形式为

$$Q(0, t) = Q(x, t + \tau) \quad (9.78)$$

式中： τ 为运动波在河段 x 上的传播时间。

此式表明，上断面入流为 $Q(0, t)$ ，下断面洪水过程为 $Q(x, t + \tau)$ ，两者形状相同，仅仅出现时间

延迟 τ ，如图 9.18 所示，它难以反映天然河道中的洪水演进过程。若对式 (9.67) 作差分计算，就可以利用运动波的数值扩散来模拟洪水波的扩散过程，使方程满足洪水波传播和扩散衰减的过程。Cunge 建议采用下述差分格式，如图 9.19 所示意，对应表达式见式 (9.79)。

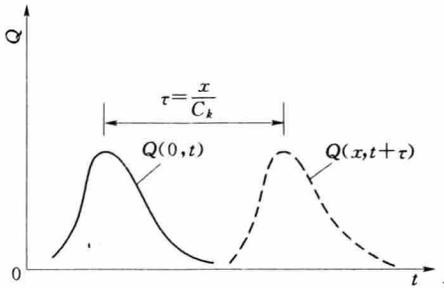


图 9.18 线性运动波传播

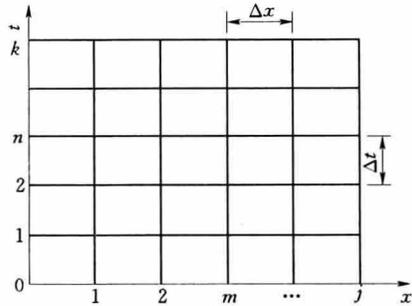


图 9.19 康吉演算的差分格式

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial t} \approx \frac{X(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1-X)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} \\ \frac{\partial Q}{\partial x} \approx \frac{Y(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1}) + (1-Y)(Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta x} \end{cases} \quad (9.79)$$

式中： Q 为流量，其上标表示时间，下标表示位置； X 为用以平均 j 和 $j+1$ 点时间导数的权重系数， $0 \leq X \leq 1$ ； Y 为用以平均 $n\Delta t$ 和 $(n+1)\Delta t$ 点空间导数的权重系数， $0 \leq Y \leq 1$ ； Δx 为空间步长； Δt 为时间步长。

以式 (9.79) 形式求解式 (9.28)，可得出差分方程

$$\begin{aligned} L_n Q \equiv & \frac{1}{C_k} \cdot \frac{X(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1-X)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} \\ & + \frac{Y(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1}) + (1-Y)(Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta x} = 0 \end{aligned} \quad (9.80)$$

式中： L_n 为 Q 的差分算子； $L_n Q$ 为 Q 的差分方程。

可以证明，上述差分方程是式 (9.37)，即扩散波方程的二阶近似，此时扩散系数

μ 为

$$\mu = C_k \Delta x \left[\left(\frac{1}{2} - X \right) + \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(\frac{1}{2} - Y \right) \right] \quad (9.81)$$

这表明了线性运动波方程自身不能描述具有衰减的洪水波，而当差分方程满足式(9.82)时，可以近似达到这一目标。

进一步简化，令 $Y=1/2$ ，式(9.81)变为

$$\mu = C_k \Delta x \left(\frac{1}{2} - X \right) \quad (9.82)$$

于是，差分方程也随之变为

$$\begin{aligned} & \frac{1}{C_k} \cdot \frac{X(Q_j^{n+1} - Q_j^n) + (1-X)(Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^n)}{\Delta t} \\ & + \frac{0.5(Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1}) + 0.5(Q_{j+1}^n - Q_j^n)}{\Delta t} = 0 \end{aligned} \quad (9.83)$$

若令 $K = \Delta x / C_k$ ，可由上式解得 Q_{j+1}^{n+1} ，为

$$Q_{j+1}^{n+1} = C_0 Q_j^{n+1} + C_1 Q_j^n + C_2 Q_{j+1}^n \quad (9.84)$$

其中

$$\begin{cases} C_0 = \frac{0.5\Delta t - KX}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \\ C_1 = \frac{0.5\Delta t + KX}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \\ C_2 = \frac{K(1-X) - 0.5\Delta t}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \end{cases} \quad (9.85)$$

容易证明，

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad (9.86)$$

式(9.83)表明，下断面 $n+1$ 时刻流量由3部分构成：一是上断面 $n+1$ 时刻流量乘以 C_0 ；二是上断面 n 时刻流量乘以 C_1 ；三是下断面 n 时刻流量乘以 C_2 。

式(9.83)与式(9.81)构成 Cunge 线性运动波演算的基本公式，为了使公式能推求具有衰减特性的洪水波运动，参数 X 必须满足式(9.81)。上述分析表明，Cunge 方法以不稳定流的能量方程为基础，由差分格式导出，从而将马斯京根方法从半经验途径提高到具有水力学理论依据的水平。

由式(9.81)可推导出 X 的表达式

$$X = \frac{1}{2} - \frac{\mu}{C_k \Delta x} \quad (9.87)$$

由上式可知， X 与洪水波波速 C_k 、扩散系数 μ 以及河段长度等因素有关。因 μ 总为正值，所以 $X \leq 0.5$ 。特别是 $\mu=0$ 时， $X=0.5$ ，相应于运动波情况。由 $\mu = C_k l / 2$ ，可以导出 X 与特征河长的关系为

$$X = \frac{1}{2} - \frac{l}{2\Delta x} \quad (9.88)$$

上述差分属于显示格式，依据数值分析理论，要使显示格式稳定，必须满足 Crount 条件， $C_k \Delta t \leq \Delta x$ 。它要求时间步长 Δt 和空间步长 Δx 在恰当范围内，以保持流量的线性变化。 Δt 和 Δx 既不能太长也不能太短；若 Δt 太长，对于陡涨陡落洪水在 Δt 内流量就不

能保持线性变化； Δx 太长或 Δt 太短，在距离 Δx 内就不能满足流量沿程线性变化的基本假定； Δx 太短，则因计算量过大难以实现。

9.5.3 线性连续演算

1. 子河段划分

实际河段往往大于特征河长，而需要将其划分为若干小段 Δx ，称之为子河段。一般依据该河段入流过程变化状况选定时间步长 Δt ，再按照 $\Delta x = C_k \Delta t$ 确定子河段数目。例如，河段长为 L ，子河段数 j 则为， $j = L / \Delta x$ 。而流量演算就是依据上边界条件（上断面的入流过程），和初始条件（ $t=0$ 时刻的流量沿程分布），借助 Cunge 方法推求下断面流量过程。

2. 入流过程处理

差分方程是微分方程的离散化方式，故需要对入流过程作时间上的离散化处理，才能进行连续演算。这就需要引入单位脉冲序列和迟滞单位脉冲序列的概念。在数学上，具有下述性质的函数称为单位脉冲序列：

$$\delta(n) = \begin{cases} 1 & (n=0) \\ 0 & (n \neq 0) \end{cases} \quad (9.89)$$

式中： n 仅取离散值。

具有下述性质的函数称为迟滞单位脉冲序列：

$$\delta(n-s) = \begin{cases} 1 & (n=s) \\ 0 & (n \neq s) \end{cases} \quad (9.90)$$

如前所述，任意入流过程均可离散化为图 9.20 形式。依据单位脉冲序列或迟滞单位脉冲序列，离散化的入流过程数学表达式为

$$I(n) = \sum_{s=1}^{\infty} I(s) \delta(n-s) \quad (9.91)$$

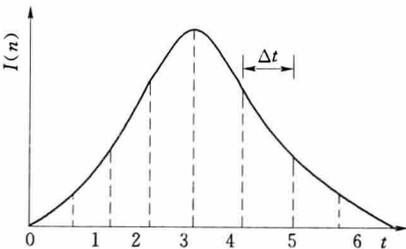


图 9.20 入流过程离散化示意图

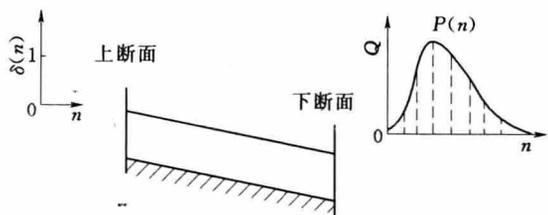


图 9.21 汇流系数意义示意图

3. 河道汇流系数

河段上断面入流为单位脉冲序列时，所形成的下断面出流过程一般称为汇流系数，以 $P(n)$ 表示。 $P(n)$ 如图 9.21 所示，且应满足条件：

$$\sum_{n=0}^{\infty} P(n) = 1 \quad (9.92)$$

依据线性叠加原理，某一入流过程所形成的出流过程，可用汇流系数按照下式计算

$$Q(n) = \sum_{j=0}^m I(j) P(n-1) \quad (9.93)$$

式中: $Q(n)$ 为第 n 个出流序列; m 为入流序列个数; $P(n-1)$ 为汇流系数; j 为入流序列编号, $j=1, 2, 3, \dots, m$ 。

1962 年, 华东水利学院就以马斯京根法分段连续演算为基础, 推导出河槽汇流系数, 并制成系数表供水文预报使用^[5]。参照这一思路, 假设每一子河段的参数 C_0 、 C_1 和 C_2 相同, 且初始时刻沿河各断面流量为 0。故当河段上断面仅于 $t=0$ 时刻有一单位脉冲入流时, 可由式 (9.94) 求得第一子河段的下断面出流序列为

$$\begin{aligned} P_1(0) &= C_0 \\ P_1(1) &= C_1 + C_0 C_2 \\ P_1(2) &= C_2(C_1 + C_0 C_2) \\ &\dots \\ P_1(n) &= C_2^{n-1}(C_1 + C_0 C_2) \quad (n=1, 2, 3, \dots) \end{aligned} \quad (9.94)$$

式 (9.94) 就是第一子河段的汇流系数。因为第一子河段出流序列, 就是第二子河段的入流序列, 再次应用式 (9.94), 可以求得第二子河段的汇流系数:

$$\begin{aligned} P_2(0) &= C_0^2, \quad (n=0) \\ P_2(1) &= 2C_0(C_1 + C_0 C_2) \\ P_2(2) &= 2C_0 C_2(C_1 + C_0 C_2) + (C_1 + C_0 C_2)^2 \\ P_2(3) &= 2C_0 C_2^2(C_1 + C_0 C_2) + 2C_2(C_1 + C_0 C_2)^2 \\ &\dots \\ P_2(n) &= 2C_0 C_2^{n-1}(C_1 + C_0 C_2) + (n-1)C_2^{n-2}(C_1 + C_0 C_2)^2 \quad n=1, 2, 3, \dots \end{aligned} \quad (9.95)$$

依此类推, 可得出 m 个河段的汇流系数公式:

$$P_m(0) = C_0^m \quad (n=0) \quad (9.96)$$

$$P_m(n) = \sum_{i=1}^m B_i C_0^{m-i} C_2^{n-i} A^i \quad (n > 0, n-i \geq 0)$$

式中:

$$A = C_1 + C_0 C_2 \quad (9.97)$$

$$B_i = \frac{m!(n-1)!}{i!(i-1)!(m-i)!(n-i)!} \quad (9.98)$$

4. 线性特征河长连续演算法

如果河段长度恰好等于一个特征河长, 按照特征河长的定义, 其下断面出流量与河槽蓄水量应为单值关系。若将演算河段依据特征河长分为 N 段, 则每个单元河段与其下断面的出流量都应为单值关系, 进而假定每个单元河段的这一关系均属线性, 于是可将河段看作由 N 个线性水库串联系统 (图 9.22), 而有

$$W_i = K_i Q_i \quad (i=1, 2, \dots, N) \quad (9.99)$$

式中: W_i 为各单元河段的槽蓄量, m^3 ; Q_i 为出流量, m^3/s ; K_i 为蓄泄系数。

依据水量平衡原理, 可得到描述各单元河段的微分方程。

对于第一河段

$$I(t) - Q_1(t) = \frac{dW_1}{dt} \quad (9.100)$$

将式 (9.99) 代入式 (9.100), 有

$$I(t) - Q_1(t) = K_1 \frac{dQ_1}{dt} \quad (9.101)$$

用微分算子 D 表示 d/dt , 可解得 $Q_1(t)$

$$Q_1(t) = \frac{1}{1 + K_1 D} I(t) \quad (9.102)$$

对于第二河段, 其上断面入流为第一河段的出流, 仿照上述方式, 有

$$Q_2(t) = \frac{1}{1 + K_1 D} \cdot \frac{1}{1 + K_2 D} I(t) \quad (9.103)$$

依此类推, 可得到的 N 个河段的出流 $Q(t)$ 为

$$Q(t) = \frac{1}{1 + K_1 D} \cdot \frac{1}{1 + K_2 D} \cdots \frac{1}{1 + K_n D} I(t) \quad (9.104)$$

若 $K_1 = K_2 = \cdots = K_n = K_l$, 则上式成为

$$Q(t) = \frac{1}{(1 + K_l D)^n} I(t) \quad (9.105)$$

式中: K_l 为洪水波在特征河长内的传播时间, s 。

如果上断面零时刻的入流为单位瞬时脉冲时, 应用拉普拉斯变换解上述高阶微分方程, 即可得到线性特征河长连续演算的瞬时单位线:

$$u(t) = \frac{1}{K_l (n-1)!} \left(\frac{t}{K_l}\right)^{n-1} e^{-t/K_l} \quad (9.106)$$

式中: e 为自然对数的底。

相应的 S 曲线为

$$S(t) = 1 - e^{-t/K_l} \sum_{i=0}^{n-1} \frac{1}{i!} \left(\frac{t}{K_l}\right)^i \quad (9.107)$$

可利用下式将其转换为时段单位线:

$$u(\Delta t, t) = S(t) - S(t - \Delta t) \quad (9.108)$$

转换后所得的时段单位线, 实际上就是特征河长连续演算的汇流曲线。若所选定的计算时段 Δt 很短, $u(t)$ 在 Δt 内变化很小, 式 (9.106) 两端同乘以 Δt , 就得出特征河长连续演算的汇流系数 $P_m(n)$, 即

$$P_m(n) = u(t) \Delta t = \frac{\Delta t}{K_l (n-1)!} \left(\frac{t}{K_l}\right)^{n-1} e^{-t/K_l} \quad (9.109)$$

当 $\Delta t = K_l$, 再令 $m = t/K_l$, 上式又可转换为

$$P_m(n) = \frac{1}{(n-1)!} m^{n-1} e^{-m} \quad (9.110)$$

此式称为标准汇流曲线, 特指当计算时段取一个特征河长的汇流时间条件下的汇流曲线。

实际应用中为了简化计算, 按照参数 n , K_l 预制 S 曲线表备用。然后通过式 (9.108) 换算为时段单位线。在此情况下, 两参数 n , K_l 可依据物理意义参照下式计算:

$$n = L/l, \quad K_l = l/C_k \quad (9.111)$$

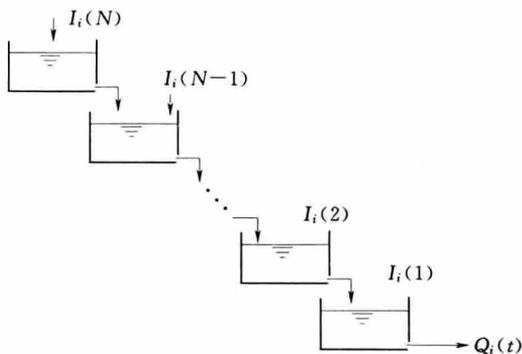


图 9.22 串联水库示意图

式中: L 为演算河段长度, m ; l 为特征河长, m ; C_k 为洪水波波速, m/s 。

当河段缺乏实测水位、流量资料时, 可依据河道纵断面和糙率估算, 即

$$l = \frac{3}{5} \cdot \frac{A}{B s_0} \quad C_k = \frac{5}{3} \cdot \frac{A^{2/3} B^{-2/3} s_0^{1/2}}{n} \quad (9.112)$$

式中: A 为过水断面面积, m^2 ; B 为水面宽度, m ; s_0 为河底比降, $\%$; n 为糙率系数。

参 考 文 献

- [1] Woolhiser D A and I A Liggett. Unsteady one-dimensional flow over a plane—the rising hydrograph. *Water Resour. Res.* 1967, 3 (3): 753–771.
- [2] 沈冰, 沈晋. 坡地降雨漫流的有限元模拟 [J]. *水利水电技术*, 1988, 9: 1–6.
- [3] 于维忠. 界面产流理论 [J]. *水利学报*, 1985.
- [4] Richards L A. Capillary conditions of liquids through porous mediums. *Physics*, 1931, 1: 318–333.
- [5] 华东水利学院. 水文预报 [M]. 北京: 中国工业出版社, 1962.

第 10 章 流 域 汇 流

10.1 概述

10.1.1 流域汇流过程

流域汇流指降落在流域内各处的雨水沿一定方向和路线演变成为出口断面流量的过程。由第 7 章对径流形成过程的阐述可知，一次降水过程经历坡面蓄渗转化为坡面漫流及壤中径流，再经过河网汇流才形成流域出口断面的径流过程，图 10.1 以框图形式概括了流域汇流中的坡面汇流和河网汇流两个阶段，当然这种划分是为了便于理解和计算，实际上两个阶段相互交错，难以截然分割。

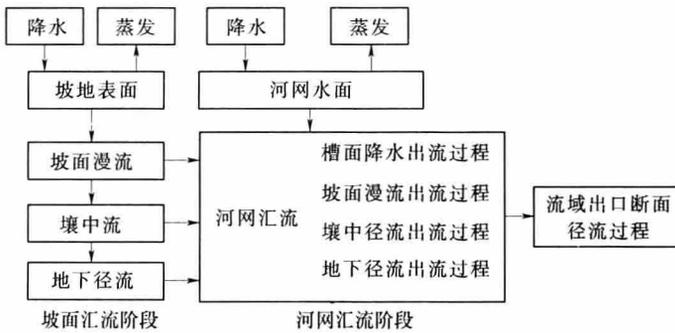


图 10.1 流域汇流过程框图

从第 7 章对径流形成过程的阐述了解到一次降雨要经过流域蓄渗转化为坡面漫流，再通过河网汇流才形成流域出口断面的径流过程。降雨经历了产流、汇流在时间上的两次再分配之后，所形成的径流过程已与降雨过程大不相同。由于坡面漫流、壤中流和地下径流汇流所需时间不同，出口断面流量过程的退水段各种径流的终止时刻也不同。一般而言，直接降落在河网水面的雨水所形成的出流终止最早，地表径流次之，壤中流再次，终止最晚的是地下径流，如图 10.2 所示。

10.1.2 汇流时间 τ

流域内各处的净雨汇集至出口断面所经历的时间称为汇流时间。由于净雨流抵出口断面的途径不同，水流所受阻力不同，汇流速度及所需时间也就不同。因而需要分别对地表与地下径流的汇流时间进行分析。

1. 地表径流汇流时间 τ_s

地表径流汇流时间等于坡面漫流时间 τ_l 与河网汇流时间 τ_r 之和，即 $\tau_s = \tau_l + \tau_r$ 。坡面地表大都为植被、土壤或岩石及其风化物覆盖。人类生产生活主要在坡面上进行，例如，

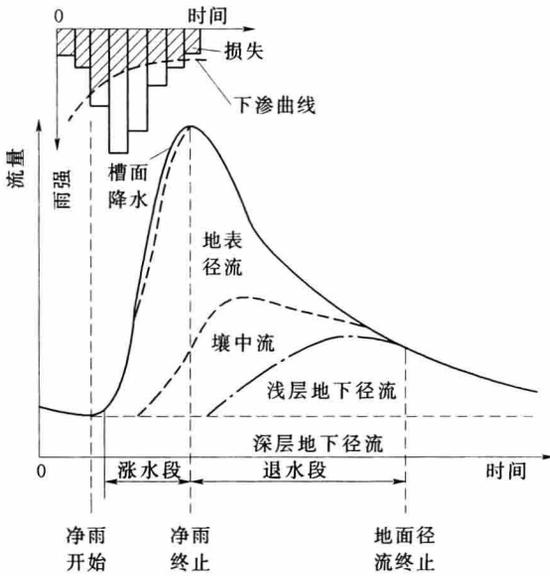


图 10.2 流域降雨径流形成过程示意图

农田耕作、植树造林、修建水利工程和城市建筑等。这就使得坡面漫流形态异常复杂，雨水流向、流态、过水断面随时在变化；同时漫流过程中不断有雨水加入或渗入地下，受微地形影响，局地坑洼会暂时积水。且坡面漫流一般呈细沟状流，仅在雨强足够大条件下才有可能接近片状流。坡面由于植被或耕作等因素，糙率变化相当大，故相对于河网水流来说，坡面漫流的流速较小。加之坡面漫流流程一般较短，汇流时间也短，仅数十分钟。因而，从数学物理途径详细描述漫流沿程变化十分困难。

河网汇流过程实质上是河流洪水波的形成和运动过程。由于天然河网是大小不同的支流交汇构成的，降雨时坡面

漫流沿各个支流相继汇入干流河道，各支流汇入处洪水波又会相互干扰。加之河网具备一定调蓄能力，可使部分水量暂时滞蓄于河网中，因而河网汇流也十分复杂。一般而言，河网中水流速度远大于坡面漫流速度，但水在河网中的流程也远比坡面长得多。通常河网汇流时间大于坡面漫流时间，仅当流域面积积极小时，二者才可能接近。

2. 地下径流汇流时间 τ_g

此处，地下径流指地表之下所形成的所有径流。一般而言，下渗到地表以下的雨水由于在土壤孔隙或岩石裂隙中流动，水流所受阻力大于地表径流，流速比地表径流小很多，于是地下径流汇流时间就比地表径流的长很多。同时，地表以下，各层土壤质地、结构以及地质构造都有差异，故又将土壤划为各种层次，不同层次所形成的径流在汇流时间上也存在差异。浅层土壤，特别是耕作层较疏松，易于形成壤中流，其流速相对较大，又称为快速地下径流；而深层土壤乃至岩石裂隙中所形成的径流，即潜水径流，流速比壤中流小，故又称慢速地下径流。显然，壤中流的汇流时间比地表径流长，但比潜水径流汇流时间短。应当指出，地表径流、壤中流与地下径流在汇流时间上的差异仅表现在坡面汇流阶段。

3. 流域汇流时间 τ_m

在对某一流域各种径流成分的汇流过程进行分析时，还需要引入流域汇流时间、平均流域汇流时间和流域滞时的概念。

(1) 流域汇流时间 τ_m 。 τ_m 指流域内流程最长的水质点流达出口断面所经历的时间，又称为最大流域汇流时间，可依据下式估算：

$$\tau_m = L_m / \bar{v} \quad (10.1)$$

式中： L_m 为自流域出口断面逆流而上至流域分水线的最长距离，m； \bar{v} 为流域平均汇流速

度, m/s。

(2) 平均流域汇流时间 $\bar{\tau}$ 。 $\bar{\tau}$ 指流域内各水质点流达流域出口断面所经历时间的平均值, 即

$$\bar{\tau} = \frac{1}{A} \int_A \tau dA \quad (10.2)$$

式中: A 为流域面积, km^2 ; τ 为流域内任意地点水质点流达出口断面的汇流时间, s。

(3) 流域滞时 τ_k 。 τ_k 指流域净雨过程形心与相应出口断面径流过程形心之间的时间差, 如图 10.3 所示, 其表达式为

$$\tau_k = M_1(Q) - M_1(h) \quad (10.3)$$

式中: $M_1(Q)$ 、 $M_1(h)$ 分别为流域出流过程线和流域净雨过程线的一阶原点矩。

当流域内各点流速变化不大时, 可以用下式估算:

$$\tau_k \approx \frac{L_0}{v} \quad (10.4)$$

式中: L_0 为流域形心至出口断面的直线距离, m。

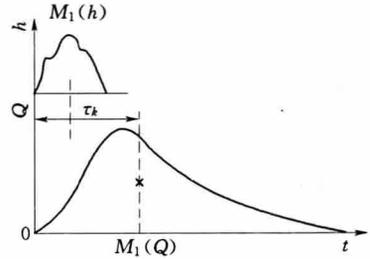


图 10.3 流域滞时示意图

10.2 流域汇流计算基础

流域汇流计算实质上是依据净雨过程推求出口断面流量过程, 目前进行汇流计算有多种方法, 如系统分析方法、概念性模型和数学物理方法等, 共同点在于反映流域汇流过程的基本特性。因而, 了解流域内净雨转化为出口断面流量过程的特性是流域汇流计算的基础。

下面以延河支流杏子河流域 1964 年 8 月 3—6 日实测雨洪过程为例, 分析该流域净雨转化为出口断面洪水流量过程的特征。该流域面积为 820km^2 , 最大河长约 67km 。图 10.4 对比了该次暴雨洪水的净雨过程与相应的洪水过程线。由图可知, 洪峰出现时间比雨峰滞后。一般把洪峰滞后于雨峰的现象称为洪水过程线的平移。由于出流过程的历时远大于净雨历时, 且时间滞后, 出流流量均化, 这种现象称为洪水过程的坦化。现有实测资料均表明, 无论流域大小、气候和下垫面状况如何, 洪水过程线与相应的净雨过程而言, 普遍存在着平移和坦化现象。不同流域、不同气候与下垫面条件的差异仅在于平移和坦化程度不同。因而, 流域汇流计算需要揭示这种现象的机理, 并模拟其特征。

10.2.1 流域的调蓄作用

一次降雨过程中, 随着净雨量的增大, 坡面、河网中蓄存的水量也增大。对于涨洪时段而言, 净雨输入量值大于洪水流出量值。净雨停止时, 坡面漫流也随之停止, 这一时刻流域蓄存水量达到最大值。此后, 河网汇流还将延续一段时间, 在这一时段内流域蓄存水量会逐步减少。这种流域蓄存水量随着净雨过程先增加随后又减少的现象称为流域的调蓄作用。分析流域的净雨输入与出口断面的流量输出过程, 可以获得直观概念, 如图 10.4 所示。在涨洪时段内, 流域蓄存水量增加。在退水时段内流域蓄存水量逐渐减少。流域这种调蓄作用是洪水过程的平移和坦化现象的原因。

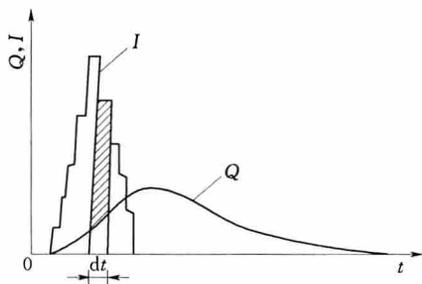


图 10.4 杏子河 1964 年 8 月雨洪过程

基于上述两方面的原因，流域具有调蓄功能。一方面，雨水从各个地点降落到流域上，这些雨水质点距离出口断面远近各不相同，即使流域内不同地点的净雨质点具有相同流速，同一时刻形成的净雨也不可能同时流达出口断面。距离出口断面远的净雨质点就会暂时滞留在流域中，引起时段内流域蓄存水量的变化，导致洪水过程线的平移和坦化。另一方面，流域内各个地点的水流条件，如比降、糙率等各不相同，因此各个地点的净雨质点运动速度各不相同。所以，即使净雨质点所处位置与出口断面的距离相同，同一时刻形成的净雨也不可能同时流达出口断面。流速慢的净雨质点就会暂时滞留在流域中，引起洪水过程线的平移和坦化。

当 τ 时刻的净雨强度为 $I(\tau)$ 时，从上述分析可知，由于流域的调蓄作用， τ 时刻产生的净雨不可能全部在同一时刻流达出口断面。仅流达时间为 $t-\tau$ 的那一部分净雨质点对 t 时刻的出流量有贡献，组成了 t 时刻出流量的一部分，如图 10.5 所示，因而有

$$dQ(t) = I(\tau) \frac{\partial A(t-\tau)}{\partial \tau} d\tau \quad (10.5)$$

由于所有 $0 \sim t$ 时段的净雨都对 t 时刻出流量有贡献，所以 t 时刻出流量 $Q(t)$ 应为式 (10.5) 在 $0 \sim t$ 区间上的积分，即

$$Q(t) = \int_0^t \frac{\partial A(t-\tau)}{\partial \tau} I(\tau) d\tau \quad (10.6)$$

应用变量代换，上式可以写为

$$Q(t) = \int_0^t I(t-\tau) \frac{\partial A(\tau)}{\partial \tau} d\tau \quad (10.7)$$

式 (10.7) 就是径流成因公式，表明不同时刻 t 流达出口断面的流量 $Q(t)$ 不同，是由 τ 对应的所有汇流时间相等点上 $t-\tau$ 时刻的净雨所形成的。 $\partial A(\tau)/\partial \tau - \tau$ 在汇流理论中称作汇流曲线，它是由净雨推算流量过程的关键。

10.2.2 流域蓄泄关系

流域蓄泄关系指流域蓄存水量与净雨输入和洪水出流量之间的关系，基于这种关系，可以推导出描述洪水过程线平移和坦化现象的数学表达式。

设流域蓄存水量为 $s(t)$ ，净雨输入为 $I(\tau)$ ，洪水出流量为 $Q(t)$ ，在 dt 时段内流域水量平衡方程则为

$$I(t)dt - Q(t)dt = ds(t) \quad (10.8)$$

由于式中 $I(t)$ 为已知，而 $Q(t)$ 和 $s(t)$ 均为未知函数，因而需要建立 $s(t)$ 与 $I(t)$ 、 $Q(t)$ 的关系，将此关系式与式 (10.8) 联立，才能得出描述洪水过程线平移和坦化的数

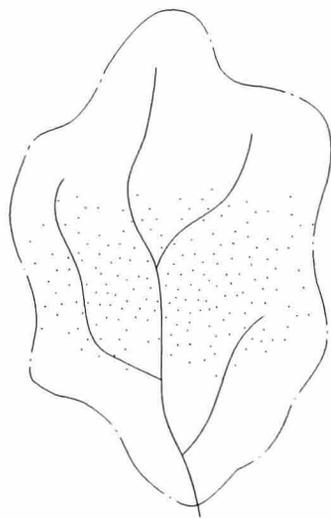


图 10.5 等流时面积分布示意图
[图中各点的集合表示汇流面积 $A(t-\tau)$]

学表达式, 即

$$s = f[I', I'', \dots, I^{(m)}; Q, Q', Q'', \dots, Q^{(n)}] \quad (10.9)$$

式中: $I', I'', \dots, I^{(m)}$ 为入流对时间的 1, 2, \dots, m 阶导数; $Q, Q', Q'', \dots, Q^{(n)}$ 为出流对时间的 1, 2, \dots, n 阶导数。

流域汇流模型实验表明, 若降雨不随时间变化且无限延续, 则出流量过程先逐渐加大, 形成全面汇流时达到平衡状态, 此后 Q 就不再变化。即, 若 $I=I_*$, 则 $Q \rightarrow Q_*$, 且 I 与 Q 对时间的各阶导数 $I', I'', \dots, I^{(m)}$; $Q, Q', Q'', \dots, Q^{(n)}$ 均为零。于是, 流域汇流达到平衡时, 可设蓄存量 s 与 I_* 、 Q_* 成正比, 即

$$s_* = f(I_*, Q_*) = a_0 I_* + b_0 Q_* \quad (10.10)$$

式中: a_0 、 b_0 为系数; 下角标 “.” 表示平衡状态量值。

将式 (10.10) 在平衡状态处用泰勒级数展开, 而有

$$s = f(I_*, Q_*) + [v] \cdot f + [v]^2 \cdot f + \dots \quad (10.11)$$

式中: $[v] = \left\{ (I - I_*) \frac{\partial}{\partial I} + (I' - I'_*) \frac{\partial}{\partial I'} + \dots + [I^{(m)} - I_*^{(m)}] \frac{\partial}{\partial I^{(m)}} + (Q - Q_*) \frac{\partial}{\partial Q} + (Q' - Q'_*) \frac{\partial}{\partial Q'} + \dots + [Q^{(n)} - Q_*^{(n)}] \frac{\partial}{\partial Q^{(n)}} \right\}$

设: $a_0 = \frac{\partial f}{\partial I}$, $a_1 = \frac{\partial f}{\partial I'}$, $\dots, a_m = \frac{\partial f}{\partial I^{(m)}}$, $b_0 = \frac{\partial f}{\partial Q}$, $b_1 = \frac{\partial f}{\partial Q'}$, $\dots, b_n = \frac{\partial f}{\partial Q^{(n)}}$

忽略二阶及其以上的高阶项, 并考虑到 $I', I'', \dots, I^{(m)}$; $Q, Q', Q'', \dots, Q^{(n)}$ 均为零, 式 (10.11) 则变为

$$s = f(I_*, Q_*) - (a_0 I_* + b_0 Q_*) + a_0 I + a_1 I' + \dots + a_m I^{(m)} + b_0 Q + b_1 Q' + \dots + b_n Q^{(n)} \quad (10.12)$$

将式 (10.10) 代入式 (10.12), 整理后可得

$$s = \sum_{m=0}^M a_m I^{(m)} + \sum_{n=0}^N b_n Q^{(n)} \quad (10.13)$$

或

$$s = \sum_{m=0}^{M^*} a_m \frac{d^m I}{dt^m} + \sum_{n=0}^N b_n \frac{d^n Q}{dt^n} \quad (10.14)$$

式 (10.14) 表达了一般性流域蓄泄关系, 也是流域汇流中应用广泛的方程。在式 (10.14) 中若至少一个系数是 I 和 Q 的函数, 则为非线性流域蓄泄方程, 否则为线性方程。特殊情况下, 式 (10.14) 中仅 b_0 不为零, 则简化为

$$s = b_0 Q \quad (10.15)$$

它与水库的蓄泄方程相同, 因而当流域蓄泄关系呈这一形式时, 称相应的流域调蓄作用为“水库”作用。

流域的总蓄量 s 包括地表蓄量 (河网蓄量 s_r , 湖泊水库和洼地蓄量 s_l , 坡面滞蓄量 s_p) 以及地下蓄量 s_g , 即

$$s = s_r + s_l + s_p + s_g \quad (10.16)$$

对式 (10.16) 求导即可得出流域蓄水量的变化率为

$$\frac{ds}{dt} = \frac{ds_r}{dt} + \frac{ds_l}{dt} + \frac{ds_p}{dt} + \frac{ds_g}{dt} \quad (10.17)$$

通常，河网蓄量和地下蓄量的变化率 ds_r/dt 和 ds_g/dt 对流域总蓄量变化率贡献较大，特别是在地下水蕴藏量丰富地区 ds_g/dt 不可忽视；坡面滞蓄量的变化率 ds_p/dt 较小，当流域中没有大的湖泊水库或洼地时 ds_l/dt 也不大。

10.2.3 流域汇流的面积-时间曲线

假定流域中任一地点雨水的流速都相同，则任一地点净雨水质点流达出口断面的时间就取决于它与出口断面的距离。依据这一假定，将流域内汇流时间相等的点连接起来，称为等流时线，如图 10.6 (a) 所示。它表明在同一等流时线上的净雨质点将同时流达出口断面。进一步假定，处于两条相邻等流时线之间的所有净雨质点将在这两条等流时线的时距 $\Delta\tau$ 内流达流域出口断面，而称相邻两条等流时线之间的面积为等流时面积。

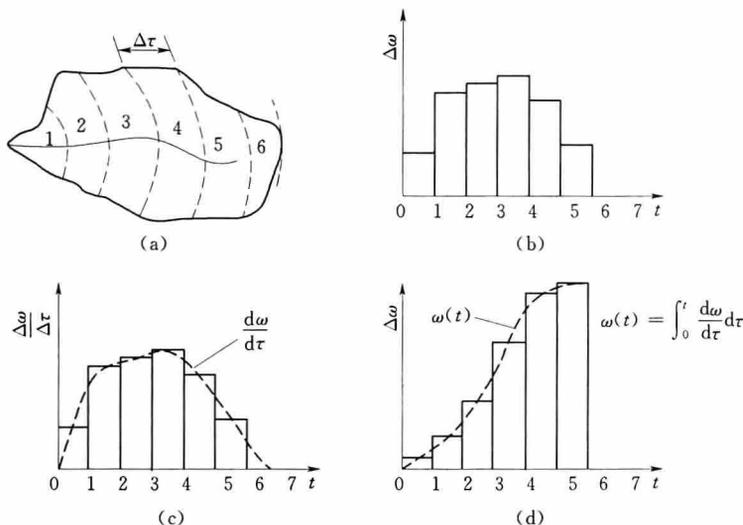


图 10.6 等流时线与面积-时间曲线示意图

(a) 等流时线；(b) 等流时面积分配曲线；(c) 面积-时间曲线；(d) 累积面积-时间曲线

以等流时面积 $\Delta\omega$ 为纵坐标，以流达出口断面时间为横坐标，根据等流时线图就可以绘出等流时面积分配曲线，如图 10.6 (b) 所示。当把纵坐标选为 $\Delta\omega/\Delta\tau$ 时，即可绘出面积-时间曲线，如图 10.6 (c) 的柱状线所示。当等流时线时距 $\Delta\tau$ 趋于无穷小时，流域汇流的面积-时间曲线就成为一条连续曲线，如图 10.6 (c) 中的虚线所示。如果以累积等流时面积为纵坐标，可得到累积面积-时间曲线，如图 10.6 (d) 中的柱状线所示。当 $\Delta\tau$ 趋于无穷小时，累积面积-时间曲线也是一条连续曲线，如图 10.6 (d) 中虚线所示，此曲线方程为

$$\omega(t) = \int_0^t \frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau \tag{10.18}$$

在假定流域内流速分布均一的前提下，面积-时间曲线形态就取决于流域形状。例如，矩形流域的面积-时间曲线为一水平直线，羽形流域的面积-时间曲线为一单峰曲线，葫芦形流域因两端大中间小其面积-时间曲线呈双峰状，分别如图 10.7 (a)、(b)、(c) 所示。

由面积-时间曲线的物理概念可知， τ 时刻形成的净雨对 t 时刻出流量有贡献的等流时面积为 $\partial \omega(t-\tau)/\partial \tau$ ，于是 t 时刻的部分出流量为

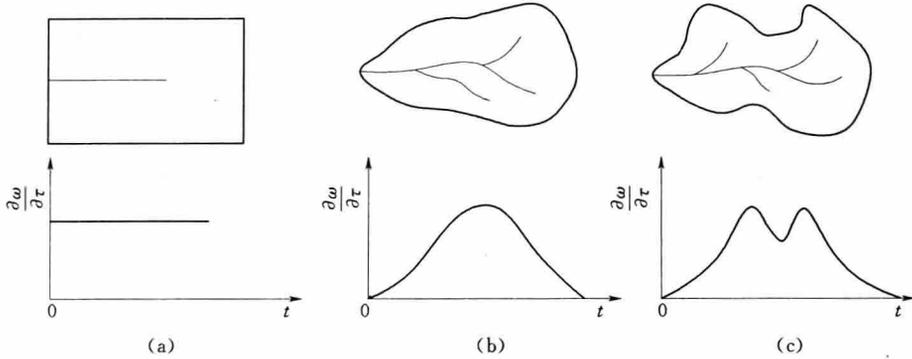


图 10.7 流域形状与面积-时间曲线
(a) 矩形; (b) 羽形; (c) 葫芦形

$$dQ'(t) = \frac{\partial \omega(t-\tau)}{\partial \tau} I(\tau) d\tau \quad (10.19)$$

积分式 (10.19) 得到 t 时刻的流量 $Q'(t)$, 即

$$Q'(t) = \int_0^t \frac{\partial \omega(t-\tau)}{\partial \tau} I(\tau) d\tau \quad (10.20)$$

对比式 (10.6) 和式 (10.20) 可以看出, 二者形式完全相同。但二者在概念上的差异在于, 对于 t 时刻流量有贡献的净雨来自不同地点。前者认为流域内各点流速不同, τ 时刻形成的净雨而 t 时刻流达出口断面的净雨质点散布于流域内, 没有一定规律 (图 10.5), 这些点的集合构成了形成 $Q(t)$ 的汇流面积。后者由于采用了流速分布均一假定, $Q'(t)$ 是由等流时面积上的净雨形成的, 而等流时面积的分布有一定规律且与流域形状有关。

10.3 流域汇流系统分析

10.3.1 系统概念与流域汇流系统

通过某种关系将输入与输出联系起来的结构装置或者过程都可以称为系统, 其基本概念如图 10.8 (a) 所示。系统的形式多种多样, 既可以是具体的仪器装置、电路结构, 也可以是物理、化学乃至生物过程; 系统的输入与输出方式也多种多样, 既可以是物质, 也可以是能量、信息; 系统的作用在于将输入转化为输出, 或者说输出是系统对于输入的响应。系统有静态与动态之分, 因而研究系统必须具备参照时间。研究和应用系统的目的在于预测输出。

参照上述系统概念, 可将流域汇流过程视为一种系统, 其输入是净雨过程, 输出是流域出口断面的洪水过程线; 系统的功能则是流域的调蓄作用, 如图 10.8 (b) 所示。流域出口断面的洪水过程 $Q(t)$ 即为流域系统对净雨过程 $I(t)$ 的响应, 简称流域响应, 并可表示为

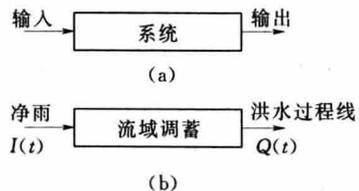


图 10.8 系统与流域汇流系统示意图
(a) 系统; (b) 流域汇流系统

$$Q(t) = \Phi[I(t)] \quad (10.21)$$

式中： Φ 为运算符，表示输入与系统响应之间的特定关系。

依据流域汇流过程的物理特性推断，这一系统是一种具有因果关系的、守恒的和高阻尼的物理系统。

流域的调蓄作用，可用式 (10.14) 表达，将其带入流域蓄泄关系式 (10.8)，有

$$\begin{aligned} b_n \frac{d^{n+1}Q}{dt^{n+1}} + b_{n-1} \frac{d^n Q}{dt^n} + \cdots + b_0 \frac{dQ}{dt} + Q \\ = I - a_m \frac{d^{m+1}I}{dt^{m+1}} - a_{m-1} \frac{d^m I}{dt^m} - \cdots - a_0 \frac{dI}{dt} \end{aligned} \quad (10.22)$$

将微分算子 $D = d/dt$ 引入上式，则有

$$Q = \left(-\frac{a_m D^{m+1} + a_{m-1} D^m + \cdots + a_0 D - 1}{b_n D^{n+1} + b_{n-1} D^n + \cdots + b_0 D + 1} \right) \cdot I = \Phi[I(t)] \quad (10.23)$$

式 (10.23) 为流域汇流系统的一般表达式^[1]。

依据系统特性，流域汇流系统又可以分为以下几种类型：

1. 线性与非线性流域汇流系统

当流域汇流系统满足叠加和倍比假定时，为线性系统，否则为非线性系统。所谓叠加假定指 n 个输入之和所产生的总系统响应等于每个输入所产生的响应的代数和，这意味着各输入所产生的响应之间互不干扰，用数学式表达为

$$\Phi\left[\sum_{i=1}^n I_i(t)\right] = \sum_{i=1}^n \Phi[I_i(t)] \quad (10.24)$$

而倍比假定指若某一输入的 n 倍加之于系统，产生的响应等于原输入产生响应的 n 倍，即

$$\Phi[nI(t)] = n\Phi[I(t)] \quad (10.25)$$

若式 (10.23) 的系数 $a_m, a_{m-1}, \cdots, a_0$ 及 $b_n, b_{n-1}, \cdots, b_0$ 之中只要有一个是 I 和 Q 的函数，此方程所表达的就是非线性流域汇流系统；若所有系数都是常数，即为线性流域汇流系统。

2. 时变与时不变流域汇流系统

若式 (10.23) 的系数 $a_m, a_{m-1}, \cdots, a_0$ 及 $b_n, b_{n-1}, \cdots, b_0$ 中，至少有一个系数是时间 t 的函数时，为时变流域汇流系统；当上述所有系数均为常数时，则为时不变流域汇流系统。

3. 集总和分布式流域汇流系统

当把流域作为一个整体采用同一组系数进行汇流计算时，称之为集总流域汇流系统；把流域按照一定要求划分为单元（块），各单元采用不同输入或不同系数进行汇流计算，然后再按照一定方式汇总为流域出口断面流量过程时，称为分布式流域汇流系统，或称为分散式流域汇流系统。

实际流域汇流计算中常常采用几种类型的组合以反映流域汇流系统的基本特性。例如，集总时变非线性流域汇流系统，分布式时不变线性流域汇流系统，等等。

研究流域汇流系统的主要目的在于由净雨输入推求或预测流域的洪水出流过程。目前，求解流域汇流系统有 3 种途径，即黑箱子分析方法、概念性模型和数学物理方法。黑箱子分析方法特点在于忽略问题的物理过程，仅仅依据已有的输入和输出资料，了解系统作业的特性；例如，下面要讨论的经验单位线。概念性模型应用简化的物理概念单元，如渠道、水库等，组合构成描述系统的模型，例如随后将要讨论的 Dooge 模型。一般认为，数学物理方法最有前途，因为这种方法从物理途径出发建立微分方程，应用数学方法求其特定条件下的解，物理意义明确，数学解法严格，例如应用 Saint - Venant 方程组求解明渠非恒定流问题以及目前尚在研究中的分布式物理水文流域模型。

10.3.2 经验单位线

经验单位线又称时段单位线，或简称单位线（Unit Hydrograph, UH）。1932 年 Sherman 提出了单位线的定义，即单位时段内在流域上均匀分布的单位净雨在流域出口断面所形成的地表径流过程线。在我国通常取净雨深 10mm 为一个单位。经验单位线本质上是线性水文系统的单位响应函数。经验单位线借助倍比和叠加假定，由已知的输入和输出来确定系统的运行特性，而不顾及净雨转化洪水过程中各个环节的物理联系。

在分析和应用单位线时，倍比和叠加假定具体叙述如下：

(1) 倍比假定。同一流域上，若两次净雨历时相同，但净雨深不同，各为 I_1 、 I_2 ，则二者所形成的地表径流过程线形状相似；即总历时相同、起涨和退水历时完全相同，相应时段的流量坐标与净雨量成正比， $Q_{a1}/Q_{b1} = I_1/I_2$ ，如图 10.9 (a) 所示。

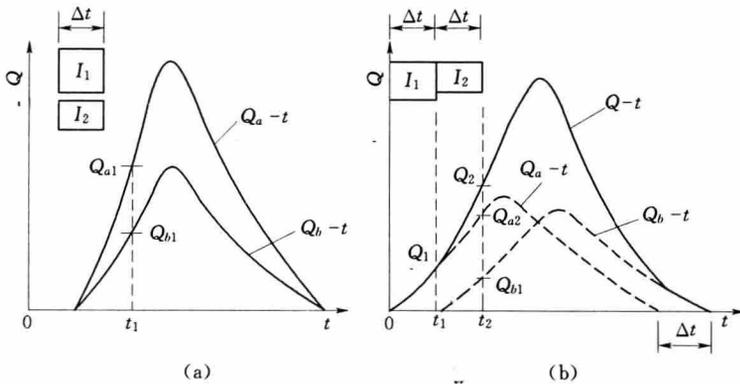


图 10.9 单位线基本假定示意图

(a) 倍比假定；(b) 叠加假定

(2) 叠加假定。同一流域上，两相邻单位时段 Δt 的净雨深 I_1 、 I_2 各自在流域出口断面形成的地表径流过程线 $Q_a - t$ 、 $Q_b - t$ 彼此互不干扰，两过程线的相应点（起涨、峰值和终止）恰好相差一个 Δt ，而总地表径流过程线由 $Q_a - t$ 、 $Q_b - t$ 叠加而成，例如， $Q_1 = Q_{a1} + Q_{b0}$ ， $Q_2 = Q_{a2} + Q_{b1}$ 等；如图 10.9 (b) 所示。

依据上述假定，式 (10.20) 的积分简化表达为下述叠加形式：

$$Q_i = \sum_{j=1}^m \frac{h_j}{10} q_{i-j+1} \quad (10.26)$$

式中: Q_i 为流域出口断面各时刻流量, m^3/s ; h_j 为各时段净雨量, mm ; q_{i-j+1} 为单位线各时刻纵坐标, m^3/s ; m 为降雨时段数; 单位线时段数应为, $i-j+1=1, 2, \dots, n$ 。

由两个时段净雨所形成的相应实测径流过程资料, 可参照例 10.1 方法推求单位线。应当注意, 这种反推结果受输入和输出量测误差的影响。

【例 10.1】 某流域面积 820km^2 , 已知某年 8 月 9—11 日净雨和实测地表流量过程, 计算时段 $\Delta t=6\text{h}$, 试用分析法推求单位线。

解: 计算过程如表 10.1 所示。具体步骤如下:

(1) 将已知流量资料列入表 10.1 的第 2 栏; 两时段净雨分别为 $I_1=46\text{mm}$ 、 $I_2=7\text{mm}$ 。

(2) 根据基本假定, 借助式 (10.26) 分解地表径流过程 (表 10.2); 将 46mm 和 7mm 净雨所形成的流量过程分别列入第 3、4 栏。计算过程见表 10.2 的注释。

(3) 用 $10/46$ 乘以第 3 栏各流量值得出检验单位线的相应流量, 列于第 5 栏。

(4) 检验由单位线求得的径流深是否等于 10mm , 若不符则应适当修正。本例不等, 故做修正, 修正后的地表径流深为

$$R = \frac{380 \times 6 \times 3600}{820 \times 1000^2} \times 1000 = 10.0 (\text{mm})$$

由上述计算可知, 分解过程实质上是反复应用倍比和叠加假定的过程, 所得出的时段单位线是一个特定的流量过程线, 并非确定的数学表达式。应注意的是, 当净雨时段大于 3 时, 这种分解需要采用试错法反复计算, 工作量很大。同时, 由于没有确定数学表达式, 也使单位线方法不便于推广。

表 10.1 某流域经验单位线推求计算表

时间		地表径流量 $Q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	46mm 净雨形成 的径流量	7mm 净雨形成 的径流量	推算单位线 $q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	修正后的单位线 $q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$
日	时					
(1)		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
9	02	0	0		0	0
	08	69	69	0	15	15
	14	889	878	11	191	191
	20	386	252	134	55	54
10	02	215	177	38	38	37
	08	159	132	27	29	28
	14	116	96	20	21	21
	20	81	69	12	15	15
11	02	59	48	11	10	10
	08	35	28	7	6	6
	14	16	12	4	3	3
	20	0	0	2	0	0
Σ		2025			383	380

表 10.2 分解地表径流过程计算表

时间		流量 / (m ³ · s ⁻¹)	依据叠加假定推求 46mm 净雨 形成的地表径流过程	依据倍比假定推求 7mm 净雨 形成的地表径流过程
日	时			
9	02	0	∴ Q _{a0} = 0	
	08	69	* 1 ∴ 69 = Q _{a1} + Q _{b0} ∴ Q _{a1} = 69 - Q _{b0} = 69 - 0 = 69 ↘	Q _{a1} /Q _{b1} = 46/7 ← Q _{b0} = (7/46)Q _{a0} = (7/46) * 0 = 0
	14	889	∴ 889 = Q _{a2} + Q _{b1} ∴ Q _{a2} = 69 - Q _{b1} = 889 - 11 = 878 ↘	* 2 Q _{a1} /Q _{b1} = 46/7 ← Q _{b1} = (7/46)Q _{a1} = (7/46) * 69 = 11
	20	386

注 * 1 以 9 日 14 时为例, 依据叠加假定 889 = Q_{a2} + Q_{b1};

* 2 再进入 7mm 栏依据倍比假定求得 Q_{b1} = (7/46)Q_{a1} = (7/46) × 69 = 11, 返回 46mm 栏, 求得 Q_{a2} = 69 - Q_{b1} = 889 - 11 = 878。依此类推, 可求出各自相应的流量过程。

由单位线计算过程可知, 所得结果是一条特定的流量过程线, 并非数学方程; 而且用不同净雨和流量过程所推出的单位线也不同。尽管如此, 单位线由 Sherman 提出至今已逾七十年历史^[2], 实际水文分析中仍在应用, 但采用了必要的修正以考虑汇流的非线性。

10.3.3 瞬时单位线

当单系统的输入为单位脉冲函数 δ 时, 系统所形成的输出称为脉冲响应函数。对于流域汇流系统, 当输入为单位脉冲净雨时, 所形成的输出则称为流域瞬时单位线 (Instantaneous Unit Hydrograph, IUH)。所谓单位脉冲净雨指在流域上分布均匀, 历时趋于零且强度趋于无穷大, 而净雨量 (净雨强度乘以净雨历时) 为 1 个单位的输入过程。依据水量平衡原理可知, 流域瞬时单位线的总面积等于 1 个单位。

将上述 δ 函数的定义代入式 (10.23) 就得到流域瞬时单位线的数学表达式:

$$u(0, t) = \left(-\frac{a_m D^{m+1} + a_{m-1} D^m + \dots + a_0 D - 1}{b_n D^{n+1} + b_{n-1} D^n + \dots + b_0 D + 1} \right) \cdot \delta(t) \quad (10.27)$$

式中: $u(0, t)$ 为流域瞬时单位线。

当上式中的系数 $a_m (m=1, 2, \dots, M)$ 和 $b_n (n=1, 2, \dots, N)$ 均为常数时, 所描述的流域汇流系统为线性时不变系统。若初始条件为零, 式 (10.27) 的 Laplace 变换为

$$L[u(0, t)] = -\frac{A(P)}{B(P)} L[\delta(t)] \quad (10.28)$$

式中: $A(P)/B(P)$ 为系统的传递函数, 而 $A(P)$ 、 $B(P)$ 分别为

$$A(P) = a_m D^{m+1} + a_{m-1} D^m + \dots + a_0 D - 1$$

$$B(P) = b_n D^{n+1} + b_{n-1} D^n + \dots + b_0 D + 1$$

由于 $L[\delta(t)] = 1$, 所以

$$L[u(0, t)] = -\frac{A(P)}{B(P)} \quad (10.29)$$

再取式 (10.29) 的拉普拉斯逆变换, 可得

$$u(0, t) = L^{-1} \left[-\frac{A(P)}{B(P)} \right] \quad (10.30)$$

由此可知, 流域瞬时单位线就是流域汇流系统传递函数的拉普拉斯逆变换。于是, 流

域瞬时单位线也称为流域瞬时响应函数或核函数。

对于线性时不变系统，取零为初始条件，式 (10.23) 的拉普拉斯变换为

$$L[Q(t)] = -\frac{A(P)}{B(P)}L[I(t)] \quad (10.31)$$

将式 (10.29) 代入式 (10.31)，得到

$$L[Q(t)] = L[u(0, t)] \cdot L[I(t)] \quad (10.32)$$

而式 (10.32) 的拉普拉斯逆变换为

$$Q(t) = \int_0^t u(0, t - \tau) I(\tau) d\tau \quad (10.33)$$

式 (10.33) 就是线性时不变系统在零初始条件下的解，又称为卷积公式。因卷积具有可交换性，式 (10.33) 也可写为

$$Q(t) = \int_0^t u(0, t) I(t - \tau) d\tau \quad (10.34)$$

从式 (10.34) 推导可知，如果流域汇流系统为线性时不变系统时，若流域瞬时单位线已知，即可由净雨过程求得出口断面的径流过程线。式 (10.33) 或式 (10.34) 描述了流域上均匀分布净雨所形成的 t 时刻出口断面流量 $Q(t)$ ，物理概念如图 10.10 所示。

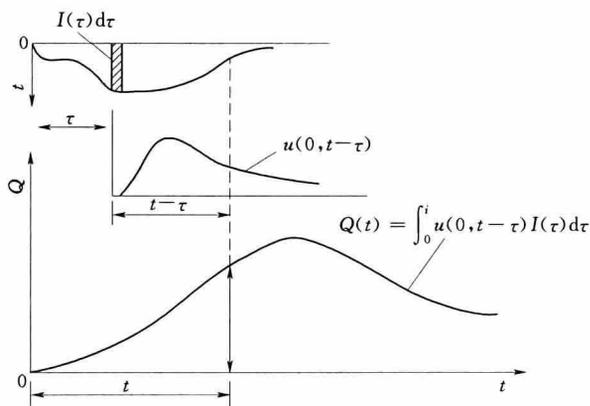


图 10.10 卷积公式的物理概念

对比式 (10.7) 与式 (10.34)

可知

$$u(0, t) = \frac{\partial A}{\partial t} \quad (10.35)$$

式 (10.35) 表明，流域瞬时单位线是汇流面积随时间的变化率，即汇流面积是由散布于流域各处，具有不同运动速度但能同时流达出口断面的净雨质点组成的。再对比式 (10.20) 与式 (10.34)，则有

$$u(0, t) = \frac{\partial \omega}{\partial t} \quad (10.36)$$

式 (10.36) 表明，在流域内各处净雨质点汇流速度相同的特例中，流域瞬时单位线为面积-时间曲线。可见，流域瞬时单位线主要取决于流域地貌结构和净雨质点的汇流条件。

目前应用广泛的流域瞬时单位线是 Nash 模型^[3]，它将流域对洪水的调蓄作用设想为 n 个调蓄功能相同的串联水库，且每一水库的蓄水量 s 与出流量 Q 均为线性关系，其数学方程为

$$u(0, t) = \frac{1}{K\Gamma(n)} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{K}} \quad (10.37)$$

式中： $\Gamma(n) = (n-1)!$ ，为 n 的伽玛函数；其余符号意义同第 8 章。

由式 (10.37) 可看出，瞬时单位线的形状取决于参数 n 、 K ，它们反映了流域的调蓄特征。参数 n 、 K 值一般由瞬时单位线的矩来确定，而矩又与净雨和流量过程线有关。参照图 10.11，依据式 (10.38) 和式 (10.39) 可分别计算出净雨和流量过程的一阶原点

矩和二阶中心矩：

$$v_{I1} = \frac{\sum I_i t_i}{\sum I_i}$$

$$v_{Q1} = \frac{\sum \bar{Q}_i t_i}{\sum \bar{Q}_i} \quad (10.38)$$

$$\mu_{I2} = \frac{\sum I_i t_i^2}{\sum I_i} - v_{I1}^2$$

$$\mu_{Q2} = \frac{\sum \bar{Q}_i t_i^2}{\sum \bar{Q}_i} - v_{Q1}^2 \quad (10.39)$$

式中： v_{I1} 、 v_{Q1} 分别为净雨、流量过程的一阶原点矩； μ_{I2} 、 μ_{Q2} 分别为净雨、流量过程的二阶中心矩。

瞬时单位线的一阶原点矩 v_1 和二阶中心矩 μ_2 则为

$$v_1 = v_{Q1} - v_{I1} \quad \mu_2 = \mu_{Q2} - \mu_{I2} \quad (10.40)$$

而参数 n 、 K 与一阶原点矩和二阶中心矩的关系为

$$n = \frac{v_1^2}{\mu_2}, \quad K = \frac{v_1}{n} \quad (10.41)$$

由净雨和流量过程推求瞬时单位线参数 n 、 K 的步骤可参阅下述例 10.2。

【例 10.2】 求例 10.1 中净雨和实测流量过程的瞬时单位线参数 n 、 K 值， Δt 仍取 6h。

解：计算步骤如下：

(1) 依据式 (10.38) 和式 (10.39) 计算净雨过程的一阶原点矩 v_{I1} 和二阶中心矩 μ_{I2} ，参阅表 10.3；

$$v_{I1} = 201/53 = 3.79; \quad \mu_{I2} = 981/53 - 3.79^2 = 18.51 - 14.36 = 4.15.$$

(2) 依据式 (10.38) 和式 (10.39) 计算地表径流过程的一阶原点矩 v_{Q1} 和二阶中心矩 μ_{Q2} ，参阅表 10.4；

$$v_{Q1} = 41241/2025 = 20.37; \quad \mu_{Q2} = 1130841/2025 - 20.37^2 = 558.44 - 414.94 = 143.50.$$

(3) 计算瞬时单位线参数 n 、 K ：

$$n = \frac{v_1^2}{\mu_1} = \frac{(v_{Q1} - v_{I1})^2}{(\mu_{Q2} - \mu_{I2})} = \frac{(20.37 - 3.79)^2}{(143.50 - 4.15)} = 1.97, \quad K = \frac{v_1}{n} = \frac{20.37 - 3.79}{1.97} = 8.42$$

当 n 、 K 确定后，瞬时单位线方程就唯一确定了。

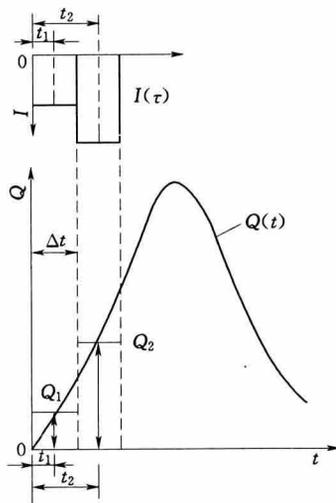


图 10.11 计算净雨和流量过程线

表 10.3 净雨一阶原点矩和二阶中心矩计算表

时间	净雨 I_i /mm	时距 t_i /h	$I_i t_i$	$I_i t_i^2$
6月9日 02时				
08时	46	3	138	414
14时	7	9	63	567
	53		201	981

表 10.4 流量一阶原点矩和二阶中心矩计算表

时间	$Q/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	$Q_i/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	t_i/h	$Q_i t_i$	$Q_i t_i^2$
6月9日02时	0				
08时	69	34	3	102	306
14时	889	479	9	4311	38799
20时	386	638	15	9570	143550
6月10日02时	215	300	21	6300	132300
08时	159	187	27	5049	136323
14时	116	138	33	4554	150282
20时	81	98	39	3822	149058
6月11日02时	59	70	45	3150	141750
08时	35	47	51	2397	122247
14时	16	26	57	1482	84474
20时	0	8	63	504	31752
		2025		41241	1130841

瞬时单位线的净雨历时趋于零,故在实际汇流计算中需要应用 S 曲线将其转换为某一历时的时段单位线。流域瞬时单位线的 S 曲线可看作雨强为 1 个单位的连续净雨所形成的流量过程线,即瞬时单位线的积分曲线;其数学方程为

$$S(t) = \int_0^t u(0, t) dt = \frac{1}{\Gamma(n)} \int_0^{t/K} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-t/K} d\left(\frac{t}{K}\right) = \varphi\left(n, \frac{t}{K}\right) \quad (10.42)$$

式中: $\varphi\left(n, \frac{t}{K}\right)$ 为 $\frac{t}{K}$ 的不完全伽玛函数。

S 曲线已由有关部门依据 n, K 制成表格,供查算使用,各类水文学教材中也均附有此表。

将瞬时单位线转换为 Δt 的时段单位线,需要应用 $u(\Delta t, t) = S(t) - S(t - \Delta t)$, 其中 $u(\Delta t, t)$ 为时段长 Δt 的无因次单位线。注意到瞬时单位线的面积为 1, 即

$$\int_0^{\infty} u(\Delta t, t) dt = 1$$

对于流域面积为 $A \text{ km}^2$, 净雨为 10mm, 时段长为 Δt , 具有因次的单位线, 可用下式计算:

$$q(\Delta t, t) = \frac{10A}{3.6\Delta t} u(\Delta t, t) \quad (10.43)$$

式中: $q(\Delta t, t)$ 为 Δt 时段单位线的纵坐标, m^3/s 。

【例 10.3】 应用例 10.2 的结果, $n=1.97, K=8.42$, 求 $\Delta t=6\text{h}$ 的时段单位线。

解: 列表计算如表 10.5, 具体步骤如下:

(1) 由 $n, t/K$ 查 S 曲线表, 填入表中③栏; 再将此系列错后一行填入④栏;

(2) 由第 2 行起, ⑤=③-④, 是 $\Delta t=6\text{h}$ 时段单位线的相对纵坐标;

(3) ⑥= $[10A/3.6\Delta t] \times ⑤ = [10 \times 820 / (3.6 \times 6)] \times ⑤ = 379.6 \times ⑤$, 就是 $\Delta t=6\text{h}$, 净雨为的 10mm 的时段单位线纵坐标。

表 10.5 由 n 、 K 求 6h 时段单位线计算表

① t/h	② t/K	③ $S(t)$	④ $S(t-\Delta t)$	⑤ $u(\Delta t, t)$	⑥ $q(\Delta t, t)$
0	0	0.000			0
6	0.71	0.167	0.000	0.167	63
12	1.43	0.426	0.167	0.259	98
18	2.14	0.653	0.426	0.227	86
24	2.85	0.793	0.653	0.140	53
30	3.56	0.874	0.793	0.081	31
36	4.28	0.925	0.874	0.051	19
42	4.99	0.961	0.925	0.036	14
48	5.70	0.976	0.961	0.015	6
54	6.41	0.985	0.976	0.009	3
60	7.13	0.992	0.985	0.007	3
66	7.84	0.996	0.992	0.004	2
72	8.55	0.998	0.996	0.002	2
78	9.26	0.999	0.998	0.001	0
84	9.98		0.999	0.000	0

10.3.4 Clark 模型

Clark 模型的主导思想是将流域调蓄作用分两阶段模拟, 先按时间-面积曲线调蓄, 再按单一线性水库调蓄^[4], 如图 10.12 所示。由于单一线性水库的调蓄作用可通过水量平衡方程与线性蓄泄关系确定, 即

$$I - Q = \frac{ds}{dt} \quad s = KQ$$

联立上述二式, 则有

$$I - Q = K \frac{dQ}{dt} \quad (10.44)$$

式 (10.43) 为一阶常微分方程, 在初始条件为零时, 所相应的流域瞬时单位线为

$$u(0, t) = \frac{1}{K} e^{-t/K} \quad (10.45)$$

由式 (10.20)、式 (10.45) 及卷积公式, 可得出 Clark 模型的瞬时单位线方程:

$$u(0, t) = \int_0^t \left(\frac{1}{K} \right) e^{-t/\tau} \frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau \quad (t \leq \tau_m) \quad (10.46)$$

式中: τ_m 为面积-时间曲线的底宽, 即流域汇流时间。

式 (10.46) 表明, 只要获得面积-时间曲线的具体形式, 就可以确定 Clark 瞬时单位线数学方程。最简单特例是流域为矩形, 其面积-时间曲线为

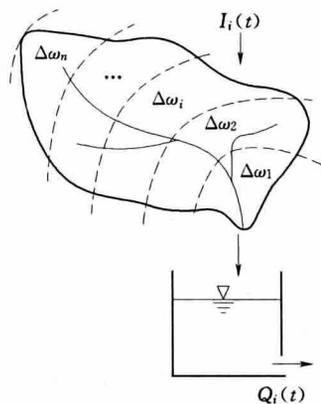


图 10.12 克拉克模型示意图

$$\frac{\partial \omega}{\partial \tau} = \frac{1}{\tau_m} \tag{10.47}$$

将此式代入式 (10.45) 得到矩形流域的 Clark 瞬时单位线方程:

$$u(0,t) = \begin{cases} \frac{1}{\tau_m}(1 - e^{-t/K}) & (0 \leq t \leq \tau_m) \\ \frac{1}{\tau_m}(1 - e^{-t/K})e^{-t/K} & (t > \tau_m) \end{cases} \tag{10.48}$$

10.4 线性分布式流域汇流模型

自然界的河川流域中, 降雨的空间分布和时间分配一般都不均匀, 造成了净雨的空间分布和时间分配变化; 同时由于流域内各处的植被、土壤、地形和地质条件各不相同, 使得各处的地表、壤中和地下径流也各不相同; 而且流域各个部分对净雨的调蓄作用也有明显差异, 这些因素的共同作用导致流域汇流过程极其复杂。

同一流域两次降雨面平均降雨量基本相同, 但流域降雨空间分布不同, 一次暴雨中心在上游, 而另一次暴雨中心在下游, 所形成的洪水过程线差异较大, 见图 10.13。另一

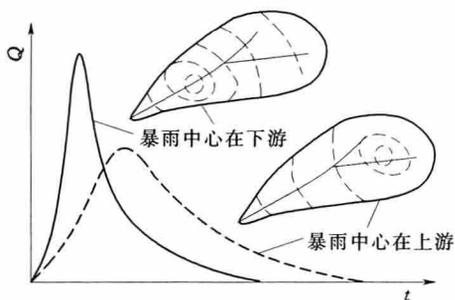


图 10.13 暴雨空间分布对流域汇流影响示意图

流实验场集水面积仅 0.024km², 两次总雨量分别为 24.8mm 和 26.6mm, 大致相当, 而雨强差异较大, 前者 22.4mm/h 而后者仅 4.7mm/h, 所形成的洪峰和过程线形状大不相同, 地下径流所占比例也不相同, 如图 10.14 所示。两个不同流域比较, 甲流域 1203km², 乙流域 1072km²; 甲流域降雨量 48mm, 乙流域 39mm; 二者植被状况大体相近, 但下垫面前者为土壤, 后者为有裂隙溶洞的石灰岩; 造成洪峰及地下径流比例差异较大, 前者洪峰为 577m³/s, 后者为 342m³/s;

前者地下径流占 17.4%, 后者占 43.1%; 如图 10.15 所示。综上所述, 将流域作为一个整体, 采用 10.3 节所述汇流计算途径较难处理流域内净雨的空间和时程变化以及各种水源成分及流域调蓄作用的差异。

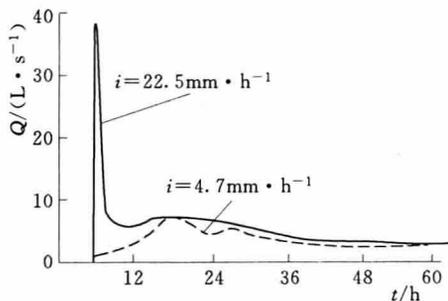


图 10.14 雨强对汇流影响示意图

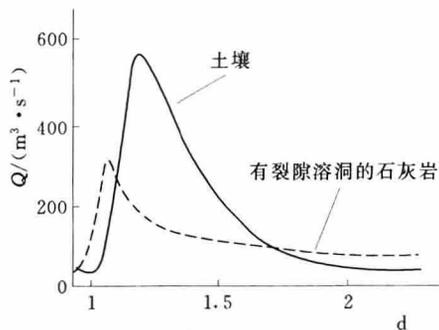


图 10.15 不同下垫面流域雨洪过程示意图

分布式流域汇流模型把流域划分为若干块，称为子流域或单元面积，并使各个单元内的植被、土壤、地形和地质条件尽可能均一。这样，每一单元可采用各自的降雨过程，通过产流计算出各自的净雨过程，而处理了流域内净雨的空间变化问题，每一单元可采用各自的蓄泄关系并考虑单元内水库、塘坝作用，从而也处理了各单元净雨时程分配和调蓄作用问题。显然，单元面积越小，就越接近实际降雨和净雨分布情况，汇流过程模拟也就越准确。由于线性分布式流域汇流模型考虑因素相对全面，应用较为灵活，且较为适合现有资料条件。线性分布式流域汇流模型的基本结构如图 10.16 所示。

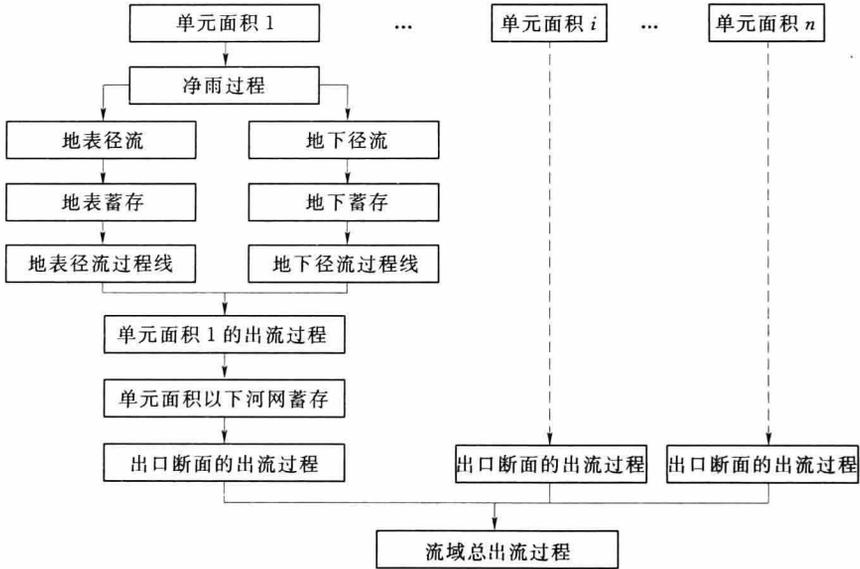


图 10.16 线性分布式流域汇流模型结构框图

线性分布式流域汇流模型有多种形式，单元可按照雨量测站控制面积划分，也可按照天然小流域划分；各单元内汇流计算以及各单元流量向流域出口断面的演进也可采用不同线性方法。本节仅讨论几种典型方法。

10.4.1 改进的 Clark 模型

上节所述 Clark 模型应用面积-时间曲线作第二次调蓄计算时，由于各等流时面积上的净雨输入相等，故属于集总模型。若需要考虑流域内净雨空间分布不均匀对汇流的影响，则可将每个等流时面积作为一个单元，分别采用各自的净雨进行汇流计算，即各单元的净雨不同，就构成简单的线性分布式流域汇流模型，其概念如图 10.17 所示。

设各等流时面积分别为 $a_1, a_2, \dots, a_i, \dots, a_n$ ，计算时段长为相邻两等流时线的时距。当流域内降雨空间分布不均匀时， Δt 时段内各单元面积上的净雨量并不

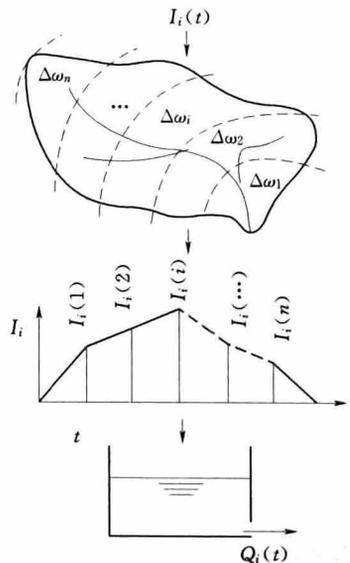


图 10.17 改进的 Clark 模型示意图

一定相等。设第 j 时段各单元面积上，即各等流时面积上的净雨量分别为 $I_{1j}, I_{2j}, \dots, I_{ij}, \dots, I_{nj}$ ，这里 I 的第一个下角标表示单元序号，第二个下角标表示净雨时段序号。按照等流时线的概念，由第 j 时段净雨所形成进入线性水库的流量过程应为

$$\begin{aligned} I_{j1} &= a_1 h_{1j} / \Delta t \\ I_{j2} &= a_2 h_{2j} / \Delta t \\ &\vdots \\ I_{ji} &= a_i h_{ij} / \Delta t \\ &\vdots \\ I_{jn} &= a_n h_{nj} / \Delta t \end{aligned}$$

这一流量过程通过单一线性水库再进行一次调节计算，得到第 j 时段净雨形成的流域出口断面流量过程 $Q_j(t)$ 。若净雨有 m 个时段，可依次由上式得出 $Q_1(t), Q_2(t), \dots, Q_j(t), \dots, Q_m(t)$ 。根据线性系统可叠加性，流域出口断面的总流量过程 $Q(t)$ 应为各个时段净雨所形成的流量过程之和，即

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m Q_j(t) \tag{10.49}$$

改进的克拉克 (Clark) 模型通过按等流时面积划分单元面积而考虑了净雨的空间变化，但流域的调蓄作用仍是集总的，未能考虑各单元面积调蓄作用的差异。

10.4.2 Dooge 模型

将流域按照等流时面积与线性串联水库相结合，相当于具有旁侧入流的线性串联水库，就构成了 Dooge 模型^[5]，其基本概念如图 10.18 所示。

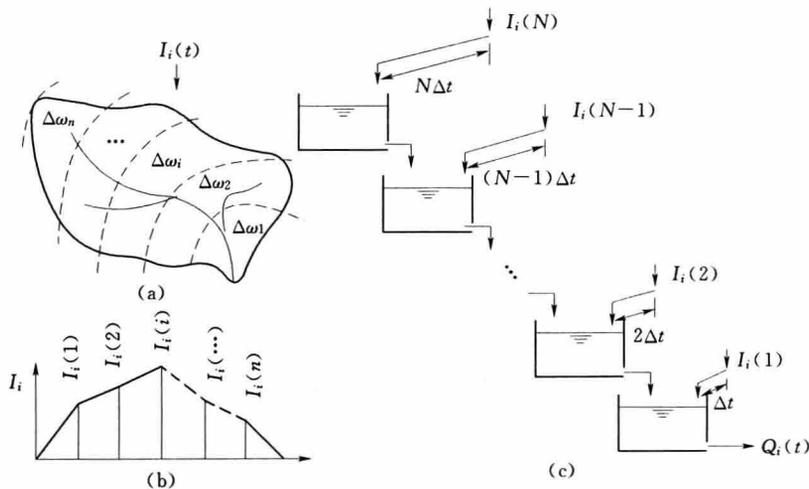


图 10.18 Dooge 模型概念示意图

(a) 等流时面积；(b) 第 j 时段净雨形成的流量过程；(c) 各块面积上的出流平移

与 Clark 模型相似，第 i 块等流时面积为 $a_i (i=1, 2, \dots, n)$ ，计算时段为两相邻等流时线的时距，而第 j 时段内第 i 块等流时面积上的净雨量为 $h_{ij} (i=1, 2, \dots, n; j=1, 2, \dots, m)$ 。不同之处在于各单元的出流所经历的调蓄不同。

对于第 j 时段而言, 第 1 块等流时面积上的出流 $I_{j1} = a_1 h_{1j} / \Delta t$ 平移 $1\Delta t$ 至出口断面经第 1 个线性水库调蓄后形成流域出口出流 $Q_{1j}(t)$; 第 2 块等流时面积上的出流 $I_{j2} = a_2 h_{2j} / \Delta t$ 平移 $2\Delta t$ 至出口断面经前 2 个串联线性水库调蓄后形成流域出口出流 $Q_{2j}(t)$; \dots ; 第 i 块等流时面积上的出流 $I_{ji} = a_i h_{ij} / \Delta t$ 平移 $i\Delta t$ 至出口断面经前 i 个串联线性水库调蓄后形成流域出口出流 $Q_{ij}(t)$; \dots ; 第 n 块等流时面积上的出流 $I_{jn} = a_n h_{nj} / \Delta t$ 平移 $n\Delta t$ 至出口断面经前 n 个串联线性水库调蓄后形成流域出口出流 $Q_{nj}(t)$ 。依据线性系统的可叠加性, 可知所有单元出流经调蓄后共同构成第 j 时段净雨所形成的流域流出过程 $Q_j(t)$, 即

$$Q_j(t) = Q_{j1}(t) + Q_{j2}(t) + \dots + Q_{ji}(t) + \dots + Q_{jn}(t) = \sum_{i=1}^n Q_{ji}(t) \quad (10.50)$$

当一次雨洪若有 m 个时段净雨, 流域出口断面的总流量过程又由各个时段净雨形成的流域出流叠加而成, 即

$$Q(t) = Q_1(t) + Q_2(t) + \dots + Q_j(t) + \dots + Q_m(t) = \sum_{j=1}^m Q_j(t) \quad (10.51)$$

合并上述两式, 则有

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n Q_{ji}(t) \quad (10.52)$$

由于杜格模型不仅通过划分单元考虑了净雨的空间变化, 还通过各等流时面积出流所经历串联水库数目考虑了净雨流程不同所受到调蓄作用的差异; 从而更完善了一步。

10.4.3 流域降雨径流模型

天然流域通常由若干互不嵌套的小流域组成。进行流域汇流计算时, 按照小流域划分单元, 再利用河网根据水流方向将这些单元联系起来, 就构成了流域降雨径流模型, 如图 10.19 所示。流域水文模型多数还属于概念性模型, 即在一定程度上反映了流域汇流过程的物理概念, 但未能完全以数学物理方式严格描述汇流过程。

按照等流时面积划分单元的方式, 虽然具有各单元面积上的净雨同时流达流域出口断面的优点, 但等流时面积一般较为狭长, 很难满足净雨均匀的要求, 因而效果不能令人满意。按照小流域划分单元, 在一定程度上将会有所改进。

各单元流域的汇流可因地制宜采用不同方法。一般单元流域可采用上述瞬时单位线或经验单位线方法进行汇流计算; 形状特殊单元, 因其面积-时间

曲线呈双峰, 则可采用等流时线方法进行汇流计算。山区雨洪汇流多具有非线性特征, 应尽可能依据资料条件作非线性修正。

下面以新安江模型为例, 说明建立流域水文模型的一般方式和应用途径。

【例 10.4】新安江流域降雨径流模型^{[6][7][9]}。

该模型是我国河海大学(原华东水利学院)赵人俊等建立的, 经多年应用与改进, 效

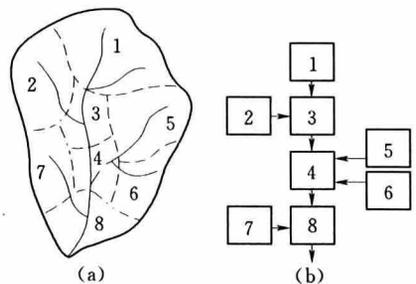


图 10.19 流域水文模型结构示意图

- (a) 依据小流域划分单元;
- (b) 汇流计算网络结构

果良好。新安江水库以上流域面积 10480km²，报讯雨量站 10 个，分布大体均匀。建模过程中主要考虑了下述问题：

(1) 单元面积划分原则。主要考虑因素：①尽可能使单元面积与自然流域结合；②各单元面积尽可能接近；③同一单元内自然地理条件尽可能相似；④每一单元内至少有一个报讯雨量站；⑤有水文站控制断面，尽可能作为单元划分的控制断面。因而，单元面积以雨量站代表，水库水面很大，产汇流条件与天然流域不同，另划为一个单元。按照新安江自然状况和雨量站分布，将整个流域划分为 11 个单元，如图 10.20 所示。各单元面积见表 10.6。由于并非每个单元都有水文站，那些没有测站的单元属于无资料地区。模型中采用代表性流域途径解决这一问题，即在流域之内或自然条件相近地区找一面积与单元面积相近且具有实测资料的小流域，实际采用青山殿流域作为代表性流域，面积 1440km²。将此代表性流域的分析成果移用于各单元面积，作为计算初始值。

表 10.6 新安江水库以上流域单元面积的划分

编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	水面
面积/km ²	755	1039	965	1163	1362	995	660	1140	640	1270	480
权重/%	7.7	10.5	9.6	11.6	13.6	10.1	6.6	11.4	6.4	12.7	
河道汇流段数 <i>n</i>	0	0	1	1	1	1	2	2	3	3	

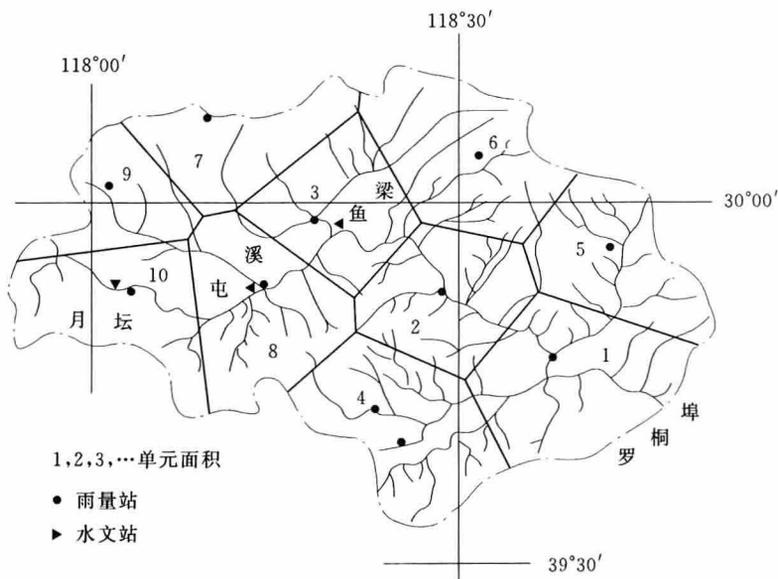


图 10.20 新安江流域单元面积图

(2) 产流量计算及水源划分。模型中设置了不透水面积占全流域面积之比 *IMP*，地下水进一步划分为 3 种水源^[9]，加上直接径流共 4 种水源，蒸散发采用三层模型计算，其流程如图 10.21 所示。

(3) 单元面积汇流计算。直接径流依据代表性流域求得单位线后，转化为无因次单位

因。1960 年 Minshall 依据 0.109km^2 的集水面积观测数据的分析也得出类似结论^[11]。这些研究一方面表明流域汇流系统具有非线性特征, 另一方面在流域全面汇流条件下, 径流过程则表现出某种程度的线性性质。依据这些实验与观测结果推理, 在预报流域的洪水时, 特别是大面积暴雨所形成的洪水时, 将流域汇流近似作为线性系统处理还是具有一定依据的。

10.5.2 流域汇流的非线性处理

依据系统概念, 非线性问题指, 满足叠加性但不满足均匀性, 或既不满足均匀性也不满足叠加性。将流域汇流作为一个系统看待时, 处理其非线性问题可以有多种途径, 这里仅对几种方法做简要介绍。

1. 求解非线性微分方程

采用非线性蓄水量方程描述流域蓄泄关系, 并与流域水量方程联立, 构成非线性微分方程组。如

$$S = \sum_{m=0}^m a_m(I, Q)I + \sum_{n=0}^n b_n(I, Q)Q \quad (10.53)$$

式中: S 为蓄量; a_m 、 b_n 为系数, 它们都是入流 I 和出流 Q 的某种函数。

Saint - Venant 方程属于非线性双曲型偏微分方程组, 求解理论至今仍未完全解决, 因而此类方程一般仅能得出特定条件下的解析解或数值解^[11]。

2. 非线性系统识别

复军对水文非线性系统识别做了全面的研究; 他指出, 水文非线性系统识别是从 Volterra 泛函的非线性核函数开始的, 随后发展成为流域时变非线性理论与方法^[11]。芮孝芳对非线性识别问题做了归纳总结, 指出一般水文系统的输入、输出间的关系可表达为下述泛函级数^[12]:

$$\begin{aligned} Q(t) = & \int_0^t h_1(t, \tau) I(t - \tau) d\tau + \int_0^t \int_0^t h_2(t; \tau_1, \tau_2) I(t - \tau_1) I(t - \tau_2) d\tau_1 d\tau_2 \\ & + \int_0^t \int_0^t \int_0^t h_3(t; \tau_1, \tau_2, \tau_3) I(t - \tau_1) I(t - \tau_2) I(t - \tau_3) d\tau_1 d\tau_2 d\tau_3 + \dots \end{aligned} \quad (10.54)$$

式中: h_1, h_2, h_3, \dots , 为系统的 1, 2, 3, \dots , 阶核函数。

式 (10.54) 又称作卷积的多维外延。式 (10.54) 右侧第一项为线性系统的卷积, 第二项表示 t 时刻输出 $Q(t)$ 受到输入 $I(t - \tau_1)$ 和 $I(t - \tau_2)$ 的影响, \dots , 以此类推, 项数越多其非线性程度越高。可以证明, 式 (10.54) 既不满足均匀性也不满足叠加性, 所描述的是一般非线性系统。在特定条件下, 流域汇流系统可看成是一个满足叠加性而不满足均匀性的非线性系统。对于这种情况, 输入与输出间的关系仿照线性系统的卷积公式写为

$$Q(t) = \int_0^t h[I(t - \tau), \tau] I(t - \tau) d\tau \quad (10.55)$$

式 (10.55) 中, $h(I, t)$ 不仅是 t 的函数, 而且是入流强度的函数。故可称作变动瞬时单位线。通常称式 (10.55) 所描述的非线性系统为准线性或拟线性系统。

3. 变动单位线方法

1974 年, J Y Ding 从流域的非线性蓄泄关系出发, 在净雨均匀假定下, 推导出以雨强 I 为参数的变动单位线^[13], 其方程为

$$U(I, t) = nCI^{(1-1/n)}V^{n-1}(1-V^n) \quad (10.56)$$

式中: $U(I, t)$ 为变动单位线纵坐标; I 为净雨; t 为时间; n 、 C 为参数, n 无因次, C 的因次为 $(L^3 T^{-1})^{(1/n-1)} T^{-1}$; V 为哑参数。

Ding 假定变动单位线与纳什瞬时单位线的一阶原点矩相等, 得出了 C 值与 Nash 瞬时单位线参数 n 、 K 的关系式:

$$C = \frac{1}{nKI^{(1-1/n)}} \quad (10.57)$$

Ding 所提出的公式, 与 Minshall 试验资料分析的关系式相同, 可见变动单位线随雨强 I 的变化符合非线性变化规律^[14]。

1984 年, 杨德林通过对四川省 9 个小流域 69 次实测暴雨洪水资料的分析计算, 研究了变动单位线参数的物理意义、地区规律和综合途径^[15]。他假定参数 n 、 C 与流域特征值间的关系为幂函数, 借助优选方法得出通过四川省 9 个小流域的表达式为

$$n = 5.766F^{-0.161} J_{LF}^{0.054} \quad (r=0.97) \quad (10.58)$$

$$C = 0.052F^{-0.618} J_L^{0.256} \quad (R=0.88) \quad (10.59)$$

式中: F 为流域面积; J_L 为主河道比降; J_{LF} 为综合比降; R 为相关系数。

杨德林指出, 式 (10.58)、式 (10.59) 分别在置信度 $\alpha=0.01$ 和 $\alpha=0.05$ 条件下通过显著性检验。且随流域面积增大和比降的减小, n 有减小趋势。 n 是流域非线性蓄泄关系的指数, 即与式 (10.57) 中雨强 I 的指数存在函数关系。故可将 n 看作流域的非线性指标。而可将 $1/C$ 看作流域调蓄能力的标志, 且 C 随流域面积增大和主河道比降的减小而减小, 物理意义明确。

陈剑天^[16]则建立了适用于江西地区的变雨强单位线模型。这些工作证实了流域降雨径流非线性问题的存在, 采用变动单位线进行非线性改正具有合理之处。

4. 分布式物理水文模型

10.4 节所介绍的降雨径流模型属于概念性水文模型, 即模拟产流、汇流等各个环节具有一定物理概念, 并依据流域出口断面实测流量资料率定模型的参数。但这类水文模型尚无法给出流域内水文变量的分布, 满足不了水利规划与水资源管理实践中对流域各个地点降雨量、土壤含水量、水位、流量等信息的需求。为此, 1969 年 Freeze 和 Harlan 提出了基于水动力学偏微分方程的分布式水文物理模型的蓝图^[17]。

计算机技术、数字高程 (DEM)、地理信息系统 (GIS)、遥感 (RS)、大地卫星定位系统 (GPS)、数字流域^[18]等现代技术的发展为分布式水文物理模型创造了条件。现有分布式水文物理模型, 在理论上可将水文循环的各种过程联系起来模拟, 例如, 蒸散发采用基于空气动力学和能量平衡原理的 Penman - Monteith 公式模拟, 并考虑土壤水热运移状况和植物的冠层截留、叶面气孔水汽扩散以及根系吸水情况等; 非饱和土壤水采用一维或二维 Richards 方程模拟, 并考虑土壤分层、密度与坡度等具体条件; 浅层地下水采用 Bousinessq 方程模拟, 地表径流的坡面汇流采用二维运动波或扩散波模拟, 河道汇流采用 Saint - Venant 方程组或其简化方法模拟, 而河流与地下水的交换或补给采用 Darcy 方法模拟。分布式水文物理模型理论上不需要参数率定和模型校正, 但由于数据资料和尺度问题的限制, 实际上还需要选择率定或校正期, 对依据实验或观测结果估算确定的参数进行

调整, 然后用于模拟或预报。

由于分布式水文模型采用非线性的偏微分方程进行模拟, 且采用了一系列当代最新的技术和方法, 故人们对分布式水文模型解决非线性问题寄予了极大希望。随着研究工作的深入, 也发现了若干新问题, 例如, 计算基本单元或代表性基本体积 (REV) 如何确定, 如何获取模型所必需的降雨、径流、土壤含水量、地表植被覆盖状况、地质条件等数据, 如何处理水文空间不均匀性带来的尺度问题, 不同尺度如何转化等等。这些问题都有待进一步探索和研究。

参 考 文 献

- [1] Chow V T and V C Kulandaiswamy. General hydrologic system model [J], J. Hydro. 1978, 37 (1 - 2): 47 - 66.
- [2] Sherman L K. Streamflow from rainfall by the unit - graph method [J], Eng. News Rec. , 1932, 12 (2): 381 - 392.
- [3] Nash J E. The form of instantaneous unit hydrograph [J], Hydrol. Sci. Bull. , 1957, 3: 114 - 121.
- [4] Clark C O. Storage and the unit hydrograph [J], Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 1943, 9: 1333 - 1360.
- [5] Dooge J C I. Linear theory of hydrologic systems, Tech. Bull. 1973, 1468: 117 - 124, Agric. Res. Serv. U. S. Department of Agriculture, Washington D. C.
- [6] 华东水利学院水文系. 水文预报 [M]. 北京: 中国工业出版社, 1962.
- [7] 赵人俊. 流域水文模拟 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1984.
- [8] 庄一鹤, 林三益. 水文预报 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1986.
- [9] 王佩兰. 三水源新安江模型的应用经验 [J]. 水文, 1982, 5: 14 - 18.
- [10] 朱咸, 温灼如. 利用水文模型试验检验单位线法的基本假定 [J]. 水利学报, 1959, 3: 42 - 52.
- [11] 夏军. 水文非线性系统理论与方法 [M]. 武汉: 武汉大学出版社, 2002.
- [12] 芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004: 312 - 313.
- [13] Ding J Y. Variable unit hydrograph, Journal of Hydrology, 1974, 22: 476 - 487.
- [14] Amorocho J. Discussion on "Predicting storm runoff on small experimental watershed", Proc. ASCE, 1962, 87 (HY2): 887 - 898.
- [15] 杨德林. 变动单位线及综合变动单位线的探讨 [J]. 水利学报, 1984, 8: 54.
- [16] 陈剑天. 变雨强单位线法在江西地区的应用 [J]. 江西水利科技, 1985, 3: 68 - 75.
- [17] Freeze R A, Harlan R L. Blueprint for a physically - based, digitally - simulated hydrologic response model. Journal of hydrology, 1969, 9: 237 - 258.
- [18] 王光谦, 刘家宏. 数字流域模型 [M]. 北京: 科学出版社, 2006.

第 11 章 河 流 泥 沙

随水流运动以及构成河床的固体颗粒称为河流泥沙，又称为固体径流，它不仅包括在水流中运动或相对静止的粗细泥沙，还包括河道中的砾石与卵石。泥沙运动和沉积是河流中重要的水文现象，因为泥沙对河流水文情势以及河流发育及河床演变影响极大。例如，我国的黄河因流经黄土高原，大量泥沙随洪水汇入河中，到了下游段，由于河道比降变缓水流速度减低，泥沙就淤积下来；为了防御洪水，人们又不得不加高河堤，天长日久形成了“空中悬河”，导致黄河经常泛滥。新中国成立前，黄河曾决口上千次，其中严重决口改道 26 次，给中下游人民带来严重灾难。黄河洪水泛滥与其水流中挟带大量泥沙有极为密切的关系，所以我们在了解洪水的同时，必须了解泥沙。

鉴于我国大多数河流挟带泥沙，兴修水利工程和进行流域治理时，不仅需要研究河流水文情势，也要考虑与之相伴的泥沙运动状况。泥沙不但会磨损水工建筑物和水轮机组，泥沙淤积也会影响水库的寿命、灌溉渠系的使用、河道及港口的通航，更主要的是泥沙淤积会影响河道行洪，甚至引起洪水泛滥，造成灾害。例如，三门峡水库建成后，引起渭河淤积加重，其汇入黄河潼关处的高程抬高，也成了“地上悬河”，往往流量不大但水位很高，给渭河两岸人们带来极大损失。关于河流泥沙，已形成一个独立学科——河流动力学。故本章简要介绍与水文情势有关的产沙输沙问题。

11.1 河流泥沙的来源

流域内的土壤、岩石在热力、风力、水力的长期作用下，不断被风化剥蚀、侵蚀而形成了河流中的泥沙。河流泥沙主要来源于四种途径。

11.1.1 坡面侵蚀

流域表层的土壤或岩石碎屑在风吹日晒、水冲以及地球重力的作用下，从原来所处状态剥离、冲刷、搬运而随径流注入河道的水土流失过程，称为坡面侵蚀。坡面侵蚀从形态上又有层状、沟状、陷穴、滑坡、塌岸等侵蚀类型。当降水发生在较为平整植被较差的坡面上所形成的漫流会将土壤或岩石碎屑成层剥蚀，即层状侵蚀。若坡面起伏较大，水流向低洼处聚集，地面出现沿坡浅沟，这时即为浅沟侵蚀；浅沟加深扩展而形成沟壑时称为沟壑侵蚀；我国西北黄土高原的丘陵沟壑就是这样形成的。黄土地区，渗入土壤的雨水会将黄土中的碳酸钙溶解形成孔洞，水流沿孔洞运动而带走土壤，使之扩展成洞穴，直至洞穴周围土体不能支撑上部重量时，就下坍而成陷穴，这一过程即为陷穴侵蚀。坡地表面成片、成块滑落称为滑坡或者崩坍，其原因是由于地下潜流影响，地面坡度超出稳定极限；或地表坡度陡且植被差在降雨径流冲刷下而造成的。

11.1.2 河槽冲刷

河道中水流冲刷河底或两岸的土壤或岩石,均称为河槽冲刷。河流上、中游因比降大,河底冲刷使河床下切是侵蚀主要形式。河流下游,水流有时失去平衡而左右摆动则会冲刷河岸,主要是冲刷岸滩,使河道断面变形。河槽冲刷增大了河水的含沙量。

11.1.3 风沙沉积

强风吹过沙源区,会卷起地表泥沙颗粒。其中,稍大沙粒因重力作用移动距离小而降落在附近的河中,稍小沙粒则会被风挟带到远处再降落到河中。这也是河流泥沙的来源之一,但比重极小。

11.1.4 泥石流

山区暴雨有时会形成挟带大量沙石等杂质的洪流,称为泥石流。泥石流会使得河流中的泥沙量骤增。

地表径流对流域表面的冲刷以及流域内岩石土壤的风化作用对河流挟带泥沙有决定性影响。因此河流泥沙含量受气候、下垫面、河道形态以及人类活动 4 方面的影响。

气温、降水、湿度、风力等气候因素对河流泥沙影响很大。一般而言,降雨强度低,坡面径流小,土壤侵蚀也小;而降雨的强度高而集中,则侵蚀量大,会使河流泥沙增多;气温、湿度、风力等因素与植被状况关系密切,也会间接影响河流泥沙含量。

下垫面因素,如地表坡度、土壤结构、地质条件、植被状况也都影响河流泥沙。地势平缓且植被良好的流域,河流泥沙含量小;地形起伏且植被差的流域,河流泥沙含量较大。黄土区因土壤疏松又富含碳酸钙,抗侵蚀力低,易于被暴雨径流冲刷,而使河流泥沙含量大。沙质土区域则由于雨水易于下渗,坡面径流冲刷作用小,但风蚀又较为突出。

河道的纵比降、河段局部地形因为改变水流条件而使河槽冲淤发生变化,也就改变了河中水流挟带泥沙的状况。

破坏林地、陡坡开荒、开矿采油等人类活动会改变地表条件,加大侵蚀而导致河流泥沙增大;而流域治理、兴建淤地坝、植树造林等活动则可改善地表状况,减小侵蚀及河流泥沙。因而,人类必须使自己的经济活动规范化、有序化,才能与自然和谐相处,实现可持续发展。

11.2 河流泥沙特征与运动

11.2.1 泥沙特征表述方式

河流泥沙的特征,一般可以用密度、干容重、粒径、级配和水力粗度等方式来描述。

1. 河流泥沙的密度 γ_s

指取自河流的沙样中各种颗粒实际重量之和 W_s 与各个颗粒实际占有体积的比值,即

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V} \quad (11.1)$$

河流泥沙由于沙粒成分不同而略有差异,但变化范围较小,大约在 $2.60 \sim 2.70 \text{g/cm}^3$ 之间,一般估算时可取 2.65g/cm^3 。

2. 河流泥沙的干容重 γ_0

指沙样烘干后的重量与原状沙样的体积的比值, γ_0 与 γ_s 之间存在下述关系:

$$\gamma_0 = \gamma_s / (1 + e) \quad (11.2)$$

式中: e 为孔隙比, 即沉积泥沙中孔隙体积与沙粒体积的比值。

3. 河流泥沙的粒径 D

粒径指泥沙颗粒的大小, 而河流泥沙是由大小不一, 形状各异的众多颗粒组成的。如较粗泥沙颗粒因常沿河底滚动, 由于相互碰撞及摩擦而呈圆形或椭圆形; 较细泥沙颗粒则多属于粗颗粒破碎后的较坚硬成分, 又常悬浮于水中运动, 碰撞摩擦少, 而呈极不规则棱角形状。由于中等以上泥沙颗粒近似于球体, 故采用容积与泥沙颗粒容积相等的球体直径来表征泥沙粒径。如果沙粒容积为 V , 其等容粒径 D 为

$$D = (6V/\pi)^{1/3} \quad (11.3)$$

实际分析中常采用泥沙颗粒的长轴 a , 中轴 b 和短轴 c 的均值计算 D , 即

$$D = (a + b + c) / 3 \quad (11.4)$$

一般而言, 河流上游因比降大水流湍急而挟带泥沙颗粒较大, 下游比降小水流较缓挟带泥沙颗粒也较小。

4. 河流泥沙的颗粒级配

常用泥沙颗粒级配曲线来表征河流泥沙颗粒组成特征。这一曲线的横坐标为泥沙颗粒的直径, 以 mm 计; 纵坐标为小于这一直径泥沙在全部沙样中所占的重量百分数, 如图 11.1 所示。从图中可以看出, 曲线 I 的斜率陡而曲线 II 较缓, 表明曲线 II 代表的沙样粒径较细, 而曲线 I 代表的沙样粒径比较均匀; 还可以看出, 曲线 I 代表的沙样中, 粒径小于 0.15mm 的沙粒占全部沙重的 77%。

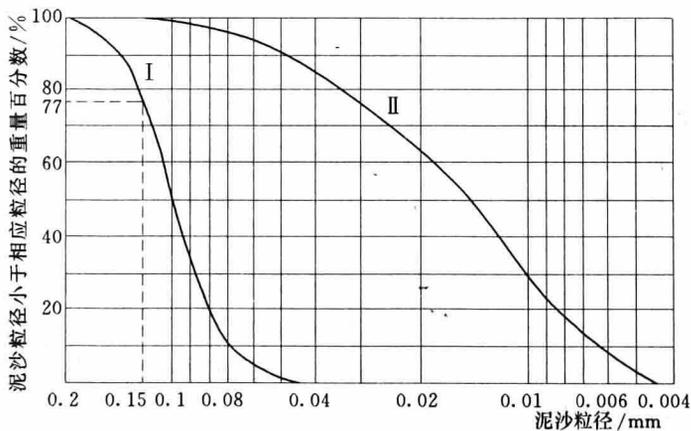


图 11.1 河流泥沙颗粒级配曲线示意图

5. 河流泥沙的水力粗度

由于泥沙的密度大于水, 泥沙颗粒在静水中将向下沉降并遇到水流阻力。初始时刻, 重力大于阻力, 泥沙颗粒下沉具有加速度, 随着下沉速度加大阻力也加大, 到某一特定时刻阻力将等于重力而使泥沙颗粒以匀速下沉, 这时的速度称为泥沙的沉降速度。由于沉降速度的大小也可以表明泥沙粒径的大小, 又称为泥沙的水力粗度, 以 cm/s 计。

11.2.2 泥沙运动特征分析

对泥沙运动进行理论分析时,通常假定运动沙粒为球体,处于成排沙粒之上,如图 11.2 所示。水流经过沙粒时,沙粒迎水面压力大于背水面而产生推移力 P_x ;沙粒在水中

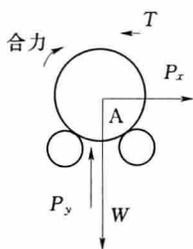


图 11.2 沙粒受力示意图

受到重力和浮力作用,二者的合力即有效重力,其方向与重力一致,一般简称重力。河流底部存在流速梯度,沙粒上表面流速大,压力小;沙粒下表面流速小,压力大;因而产生向上的压力差,即为上举力 P_y 。水向前流动时,使沙粒上表面受到摩擦阻力 T ,它与沙粒的运动方向相反。

在这 4 种力的共同作用下,河床表面的泥沙颗粒呈两种运动形态:当 $P_y > W$ 时,沙粒将悬浮于水流中;当 T 、 P_x 和 P_y 对图中 A 点顺时针方向力矩大于 W 对 A 点的逆时针方向力矩

时,沙粒将向前滚动。

由于 P_x 、 P_y 和 T 都与水流速度有关,因此可以就流速变化分析泥沙运动状况。流速很小时,沙粒不动。流速加大到一定程度,推移力与阻力接近,沙粒间歇性抖动。流速再加大,位置突出的沙粒开始滚动,滚动使其位置更突出,触水面积更大,沙粒就呈沿河床移动的趋势;这类滚动或移动形态的泥沙即称为“推移质”。流速继续加大,由于 P_y 也加大,某些沙粒受上举力作用会悬浮到水流中;另一些原来拥挤于其他颗粒之间的沙粒也会脱离河床,随水流前进;但这些沙粒脱离河床后,因上下流速接近,而 P_y 减小,迁移一段距离后在重力 W 作用下又重新落回河床;这类运动轨迹呈曲线的泥沙,称为“跃移质”。随着流速进一步加大,当其紊动垂直分速大于泥沙的水力粗度时,沙粒就继续抬升,在相当长时间内悬浮于水中随水流运动,这类泥沙称为“悬移质”。由于跃移质属于推移质与悬移质之间的过渡状态,有时将其合并于推移质之中。河流中的泥沙,随着粒径与流速大小不同,在某些河段悬浮在水中以悬移质状态运动,在另一些河段又会沿河床运动成为推移质。

11.2.3 悬移质泥沙运动规律

悬移质泥沙常简称为悬沙,我国各大河流动泥沙中悬沙占主要部分。水流紊动使泥沙颗粒悬浮,重力使之下沉,两种力的作用制约了悬沙的运动。

1. 悬沙描述方式

悬沙计量常用含沙量 ρ 、输沙率 Q_s 和输沙量 W_s 来描述。含沙量 ρ 为单位体积浑水内所含泥沙的质量,以 kg/m^3 计;而输沙率 Q_s 则为单位时间内通过河流某断面的悬沙质量,以 kg/s 计;输沙量 W_s 为时段 T 内通过河流某断面的悬沙质量,以 kg 计。三者分别用式 (11.5)、式 (11.6) 和式 (11.7) 计算:

$$\rho = \frac{W}{V} \quad (11.5)$$

$$Q_s = Q\rho \quad (11.6)$$

$$W_s = Q_s T \quad (11.7)$$

式中: W 为泥沙质量, kg ; V 为浑水体积, m^3 ; Q 为流量, m^3/s ; T 为时段, s 。

2. 水流的挟沙能力

当水流挟带一定量的悬沙通过某河段时,既不冲刷也不淤积,则此时水流的挟沙量即

为其挟沙能力。挟沙能力与悬沙粒径、平均沉降速度、断面平均流速和水力半径等因素有关。若干研究机构或个人已建立了许多经验公式，可参照具体条件使用。如我国黄河水利委员会水科学研究所依据黄河干支流实测数据提出了下述经验公式：

$$s = 1.07 \frac{v^{2.25}}{R^{0.74} \omega^{0.77}} \quad (11.8)$$

式中： s 为水流挟沙能力， kg/m^3 ； v 为断面的平均流速， m/s ； R 为水力半径， m ； ω 为悬沙的加权平均沉降速度， m/s 。

3. 悬沙的时空变化

悬移质泥沙随时间的变化及其空间分布简称悬沙时空变化。

悬沙随时间的变化以年为周期，最小含沙量通常出现在冬季，最大含沙量与输沙率发生于洪水期。初汛径流会将枯水期流域表层积累的岩土风化物带入河中，使初汛的含沙量较大。输沙量则与雨强、径流总量、以及前期流域内风化物累积量有关。如果某次洪水前风化物少，即使径流量大，含沙量也可能不大。年平均含沙量的最大值与最小值之比可达数倍乃至数十倍。年内含沙量各月变化与径流并不一定相似，而是更不均匀。我国河流的暴雨洪水集中于7—8月，输沙量多集中于这几个月。悬沙的年际变化远大于径流的年际变化，我国北方多沙河流输沙量变差系数可达年径流的1.3~3.0倍。

悬沙沿水深方向分布因重力和水流紊动作用而不均匀，一般河底大，水面小，自下而上递减，如图11.3所示。洪、枯水期有所不同，洪水期泥沙多来自坡面土壤侵蚀，颗粒较细，垂向分布较均匀；枯水期泥沙则主要来自河槽冲刷，分布则不均匀。由于紊动流速与能量不断变化，造成同一位置不同时刻含沙量不同，称之为含沙量脉动；观测时需要维持一定时间以消除脉动影响。悬沙的沿横断面的分布，一般主流以及局部冲刷位置含沙量较大，两岸较小；河底较大，水面较小；且与季节、水位涨落及泥沙来源等因素有关，如图11.4所示。悬沙沿河长的变化与河道比降、流速以及流域产沙条件的沿程变化有关，故各条河流均不同。一般而言，下游河道比降变缓，断面加宽，流速减低，于是颗粒较大的泥沙由悬移质变为推移质乃至沉积于河底。悬沙粒径自上游向下游递减，下游级配比上游均匀，但局部冲刷河段粒径粗而淤积河段较细。

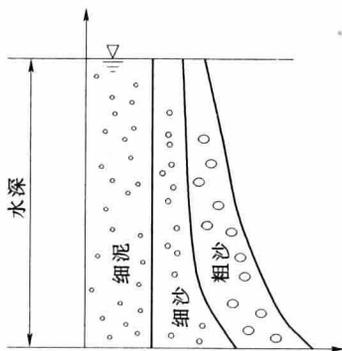


图 11.3 悬沙垂向分布

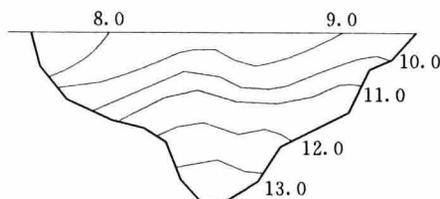


图 11.4 断面含沙量等值线示意图

11.2.4 推移质泥沙运动规律

推移质常用断面输沙率表示，指单位时间内通过河流某断面的推移质重量，以 $\text{kg}/$

s 计。

下面主要讲述河流泥沙的起动流速与沙波运动方式。

起动流速是使推移质泥沙颗粒由不动到开始滚动的临界流速。在特定水力条件下，低于这一流速时，河床不会冲刷，有时也称作允许流速。起动流速是进行河道整治、渠道设计等的基本要素。起动流速与推移质泥沙粒径、沉降速度、水深等因素有关。通常应用经验公式估算，如沙玉清公式 (11.9) 及 Г. И. Шамов (沙莫夫) 公式 (11.10)。

$$v_0 = 37.7 \frac{d^{0.75}}{\omega_{0.5} R^{0.2}} \tag{11.9}$$

$$v_0 = (0.01 + 4.47d)^{0.5} \left(\frac{H}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \tag{11.10}$$

式中： v_0 为起动流速，m/s； d 为泥沙平均粒径，mm； ω 为泥沙颗粒的平均沉降速度，m/s； R 为水力半径，m； H 为水深，m。

沙玉清公式可适用于粗沙及细沙，Шамов 公式仅适用于粗沙。

河流中泥沙的群体运动的主要形式像沙海中的波浪，小的高不足 1m 称为沙纹，大的高约 3~4m 称为沙丘，波长可达数十至数百米。沙波纵剖面呈三角形迎水坡缓背水坡陡。由于沙波迎水面的流速大，背水面的流速小，并带有横向旋涡，造成迎水面冲刷而背水面淤积，而使沙波缓慢向下游移动。沙波的推移过程即为推移质向下游的输沙过程。

11.3 坡面产沙计算

河流泥沙来源于坡面侵蚀，而坡面侵蚀又源于降雨径流。因而，流域年平均产沙量与气候、土壤类型、地形、土地利用情况、植被覆盖状况等因素有关。Langbein. W. B. 和

Schumm. S. A. 曾经应用实测数据点绘了年平均降水量与年平均产沙量关系图 (见图 11.5)，此图表明，最大产沙量发生在年平均降水量 300mm 左右的地区。这是由于年降水量在 300mm 左右的地区植被覆盖差，不能对地面起保护作用；降水量较大地区则因植被生长好保护了地面而减少了降雨侵蚀；降水量更小地区降雨形成的侵蚀量也相对较小。产沙预测类似于产流，也有两类型模型。

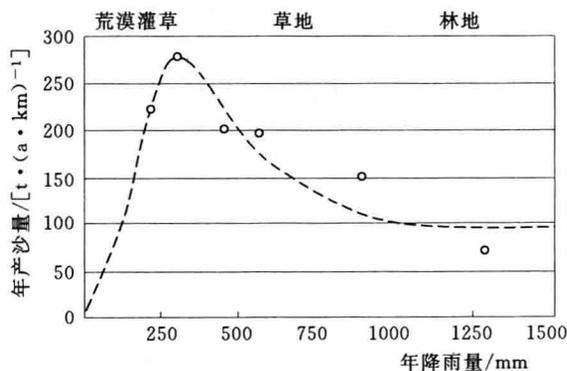


图 11.5 年产沙量与年平均降雨量关系示意图

1. 统计模型

1960 年 Wischmeier 和 Smith 依据上万个试验场 (包括天然径流场和人工降雨径流场) 的实测降雨产沙资料，统计归纳出通用土壤流失方程，即 USLE，考虑了降雨、土壤可蚀性、坡长、坡度、耕作与管理、水土保持等 6 项因素，形式如下：^[1]

$$A = RKLSCP \tag{11.11}$$

式中：A 为年平均土壤流失量，t/acre；R 为降雨因子；K 为土壤可蚀性因子；L 为坡长因子；S 为坡度因子；C 为耕作及管理措施因子；P 为水土保持措施因子。

由于美国农业部给出了各种系数取值方法和查算图表，因此该方程得到了较为广泛的应用；但这一方程本质上是依据统计规律的稳定函数，难以考虑产沙的动态过程，称之为“通用”方程，并不严格。1991 年 Renard 等提出的 RUSLE 模型则进一步考虑了径流因子，从而对 USLE 作了修正^[2]。

我国依据实测径流与泥沙资料通过统计途径建立预测方程的研究较多，王占礼对此进行了评述^[3]。例如，蔡强国等^[4]依据资料条件良好的岔巴沟流域，建立了次暴雨产沙统计模型，该模型系统分析了流域产沙的降雨、径流、地貌因子的作用，进而将影响产沙因素概括为径流深、洪峰流量、流域面积、沟道密度，并作为产沙预测指标。其产沙方程为

$$M_s = 10^{2.805} H^{0.659} Q_w^{0.523} A^{-0.413} D^{1.052} \quad (11.12)$$

式中：M_s 为流域产沙模数，t/km²；H 为次径流深，mm；Q_w 为洪峰流量，m³/s；A 为流域面积，km²；D 为沟道密度，km/km²。

该模型预报本流域产沙量的相关系数为 0.973，均方差 473t/km²，为平均洪水产沙模数的 12.1%。将此模型用于预测同一水文相似区内的南驼耳巷流域冯庄站 (232km²)、大理河流域的青阳岔站 (662km²)、小理河流域的李家河站 (807km²) 的 19 次降雨产沙量，整体精度为 78.55%，效果较好。是否可用于整个黄土高原各种流域的产沙预测，尚待检验。此类流域产沙预报方程，在同一水文相似区内，一定时期和条件下，预测效果较好，但不能模拟流域产沙过程。

2. 物理模型

为了模拟产沙过程，王光谦等提出了坡面产沙理论模型^[6]，他们指出，坡面产沙包括溅蚀、薄层水流侵蚀、细沟侵蚀等在内的复杂物理过程，可用图 11.6 所示。

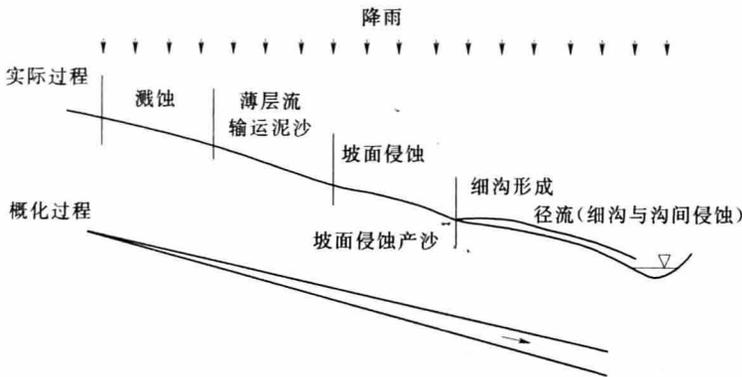


图 11.6 坡面侵蚀产沙过程及其概化图

通过上述概化，且假定坡面宽度方向上侵蚀速率相同，并采用坡面流运动波方程，首先得出单位时间单位面积上的侵蚀率 e 为

$$e = \frac{\pi}{6} m D \rho_a q_c^{2/5} x^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} \quad (11.13)$$

式中： e 为 x 处单位时间单位面积上的侵蚀率； m 为与水流切应力有关的参数； ρ_s 为泥沙密度； α 为小于 1 的系数； q_e 为径流率； x 为沿坡面向下的坐标； n 为 Manning 糙率系数； J 为坡面比降。

将坡面概化为矩形，设坡面面积为 A ，坡长为 L ，则坡面宽度 $B=A/L$ 。设某时刻“坡面”流量为 Q ，于是“坡面”单位面积上径流率为 $q_e=Q/A$ 。假设坡面宽度方向上侵蚀速率相同，则坡面单位宽度上的侵蚀量为

$$E_l = \int_0^L e dx = \int_0^L \frac{\pi}{6} m D \rho_s \alpha q_e^{2/5} x^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} dx$$

$$= \frac{\alpha \pi}{6} m D \rho_s \alpha q_e^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} L^{7/5} \cdot \frac{5}{7} = \frac{5\alpha \pi}{42} m D \rho_s q_e^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} L^{7/5} \quad (11.14)$$

式中： L 为坡长， m ；其余符号意义同前。

整个坡面总侵蚀量 E 为单宽侵蚀量乘以宽度，而有

$$E = E_l \cdot B = \frac{5\alpha \pi}{42} m D \rho_s q_e^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} L^{7/5} \cdot \frac{A}{L}$$

$$= \frac{5\alpha \pi}{42} A m D \rho_s \left(\frac{Q}{A}\right)^{2/5} n^{-3/5} J^{3/10} L^{7/5} \quad (11.15)$$

这一物理模型通过两组实验资料得到一定程度的证明。王光谦等在分析模型计算个别点据偏离实验点据的原因时指出，实验中这些点都伴随有细沟的形成与沟壁坍塌等重力侵蚀现象，因而需要进一步考虑重力侵蚀模型，再与这一模型耦合，才能得到更为符合实际的结果。

11.4 流域输沙

11.4.1 瞬时输沙单位线方法

借鉴流域汇流经验，1978 年 Oswald 提出了泥沙单位线的概念和推求方法^[7]，同年 Willams 建立了泥沙瞬时单位线模型^[8]。1988 年，樊尔兰将 Willams 模型应用于陕北岔巴沟支流的刘家河流域三川口站（21km²）的悬移质输沙过程计算^[9]，基本公式类似于 Nash 瞬时单位线：

$$u(0, t) = \frac{1}{k_s \Gamma(n_s)} \left(\frac{t}{k_s}\right)^{n_s-1} e^{-t/k_s} \quad (11.16)$$

式中： Γ 为伽玛函数； n_s 、 k_s 为泥沙瞬时单位线参数，其余与瞬时单位线相同。

分析历年实测降雨径流和泥沙数据，先依据输沙瞬时单位线滞时 m_{s1} 与流域平均产沙强度 I_{xp} 关系式， $m_{s1} = a I_{xp}^b$ 优选确定 n_s 和 k_s 值，从而得到瞬时输沙单位线。用 1961—1966 年间的 8 次雨洪泥沙自记数据确定参数，用 1967—1969 年间的 4 次雨洪泥沙自记数据检验，计算时段为 2min，求得该流域：

$$m_{s1} = a I_{xp}^b \quad (11.17)$$

式中： a 、 b 分别为经验系数和指数，其中， $a=9.0$ ， $b=-0.2$ 。

经优选参数， $n_s=1.5$ ， $k_s=6.0 I_{xp}^{-0.2}$ 。其检验的 4 次雨洪输沙计算均达到预测要求，

即沙峰相对误差小于 20%，沙峰出现时间小于 $4\Delta t$ ，结果如表 11.1 所示。作者指出，在流域雨洪输沙过程预测中，输沙率峰值误差较易于控制在 20% 以内，但沙峰出现时间误差仅能控制在 8min，即 $4\Delta t$ 以内。作者还指出，还可将 m_{s1} [或 a_s 、 b_s ，即式 (11.17) 中的系数和指数] 与流域地理特征等因素建立关系，以便推广应用于无资料地区。

表 11.1 输沙瞬时单位线计算结果

序号	日期	实测沙峰	计算沙峰	相对误差	实测峰现	计算峰现	峰现误差
1	1967 年 7 月 17 日	21.0	23.5	-10.9	16	18	2
2	1968 年 7 月 15 日	18.5	16.8	10.5	14	14	0
3	1969 年 5 月 11 日	39.54	40.74	-3.2	20	18	2
4	1969 年 8 月 20 日	7.88	7.93	-0.6	14	16	2

11.4.2 物理概念模型

包为民等^[3]提出的水沙耦合概念模型基于流域降雨径流模型，分产流、汇流、产沙、输沙 4 大部分。由于研究流域地处旱区，以超渗产流为主，故采用变动径流系数方法以反映时段平均雨强和土壤含水量对径流系数的影响。其基本结构如图 11.7 所示。

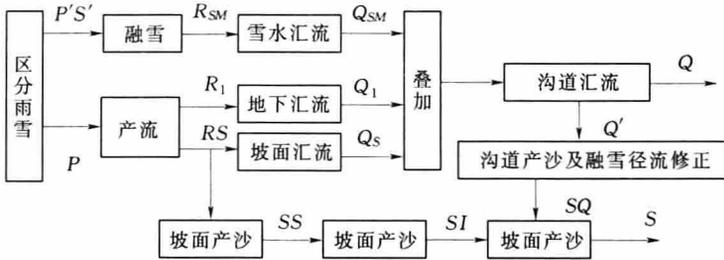


图 11.7 概念模型结构框图

所建立的模型经皇甫及河口镇—龙门区间 1954—1963 年逐月产流产沙计算检验，依据有效性系数对模型进行评价，有效性系数定义与水文预报中的确定性系数相同，为

$$DC = 1 - \frac{\sum (y_i - y_a)^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (11.18)$$

式中： DC 为有效性系数； y_i 、 y_a 为第 i 时刻实测与计算输沙率； \bar{y} 为 y_i 的均值。

流量过程和输沙过程的有效性系数 DC 如表 11.2 所示，流量和输沙过程的模拟效果良好，用于估算流域侵蚀量具有实际应用价值。

此外，刘家宏等^[10]在数字流域基础上研究了多沙粗沙区的侵蚀产沙计算，这方面的研究工作正在进行，代表了现代技术在水文泥沙领域应用的方向。

表 11.2 模型计算有效性系数 DC 统计

内容	皇甫	河口镇—龙门区间
流量过程	0.843	0.958
输沙过程	0.87	0.844

参 考 文 献

- [1] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. U. S. Dep. Agric. , USDA handbook No. 537, Washington D C, 1978.
- [2] Renard G R, Foster G R, Weesies G A, et al. RUSLE revised universal soil loss equation [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1991, 46 (1): 30 - 33.
- [3] 王占礼, 黄新会, 牛振华. 国内主要流域侵蚀产沙模型述评 [J]. 水土保持研究, 2004, 11 (4): 28 - 33.
- [4] 蔡强国, 刘纪根, 刘前进. 岔巴沟流域次暴雨产沙统计模型 [J]. 地理研究, 2004, 23 (4): 433 - 439.
- [5] 包为民, 陈耀庭. 中大流域水沙耦合模拟物理概念模型 [J]. 水科学进展, 1994, 5 (4): 287 - 292.
- [6] 王光谦, 薛海, 刘家宏. 坡面产沙理论模型 [J]. 应用基础与工程科学学报, 2005, 增刊: 1 - 7.
- [7] Oswald Rendon - Herrero, Unit sediment graph [J]. Water Resources Research, 1978, 14 (5): 889 - 901.
- [8] Willams J R. A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph [J]. Water Resources Research, 1978, 14 (6): 1216 - 1224.
- [9] 樊尔兰. 悬移质瞬时输沙单位线的探讨 [J]. 泥沙研究, 1988, 2: 56 - 61.
- [10] 刘家宏, 王光谦, 李铁键, 等. 基于数字流域模型的多沙粗沙区侵蚀产沙计算 [J]. 中国科学 E 辑, 2007, 37 (3): 446 - 454.

第 12 章 沼泽、冰川与融雪径流

12.1 沼泽

目前关于沼泽尚无统一的定义。国内学者根据中国沼泽的特征,认为沼泽的定义应该是,地表多年积水或土壤过湿的地域,其上主要生长着沼生植物,其下有泥炭的堆积,或土壤具有明显的潜育层^[1]。沼泽是地表土壤层水过饱和的地段。它是一种特殊的自然综合体,它具有三个相互联系,相互制约的基本特征:①地表经常过湿或有薄层积水;②生长沼生和部分湿生、水生或盐生植物;③有泥炭积累或无泥炭积累而仅有草根层和腐殖质层,但土壤剖面中有明显的潜育层^[2]。如果只有地表积水或土壤过湿,没有沼泽植被的生长,只能成为湖泊或盐碱湿地。泥炭的堆积是沼泽的重要标志之一。

沼泽是陆地水体之一。研究沼泽,认识其演化规律,理解其水文特征,对于总体上掌握水文循环和保护地球环境都有着重要意义。

12.1.1 沼泽的形成与类型

12.1.1.1 沼泽的形成

沼泽是地表陆域与水域双向生态演化过程的表现形式,按沼泽的初始形成原因可分陆域沼泽化和水域沼泽化,陆域沼泽化又分草甸沼泽化和森林沼泽化两种途径。通常,在构造格局未发生大变动的情况下,气候向湿润方向转化时,陆域沼泽化得以拓展,气候向干旱方向转化时,水域沼泽化过程更利于进行。

1. 水域沼泽化

水域沼泽化是自湖泊和河流开始逐渐演化为沼泽的过程。水域沼泽化最广泛,它包括海滨沼泽化、湖泊沼泽化和河流沼泽化。

(1) 海滨沼泽化。海滨地区随着海岸的外推,逐渐脱离海水的影响,在雨水淋溶下,沉积物中盐分逐渐降低,这种情况有利于耐盐生物的发育,因而逐渐过渡到生草阶段。在沼泽生成过程中,往往由于海水的倒灌或河流泛滥,常引起生草过程的中断,在老的生草地上形成新的泛滥沉积层,在一定条件下,又重新开始生草过程,这样不断的更替,逐渐发育成埋藏有黑土底层的盐渍沼泽。

(2) 湖泊沼泽化。湖泊沼泽化又可分浅湖沼泽化和深湖沼泽化两类。浅湖沼泽化指水生植物或湿生植物不断生长与死亡,沉入湖底的植物残体在缺氧的条件下,未经充分分解便堆积于湖底,变成了泥炭,再加上泥沙的淤积,使湖面逐渐缩小,水深变浅,水生植物和湿生植物不断地从湖岸向湖心发展,最后整个湖泊就变成了沼泽。而深湖沼泽化则指水中生长的长根茎漂浮植物,其根茎交织在一起形成“浮毯”,浮毯可与湖岸相连。由风或水流带入湖中的植物种子便在浮毯上生长起来。以后由于植物的不断生长与死亡,其残体

便累积在浮毯上形成泥炭，当浮毯层发展到一定厚度时，其下部的植物残体渐渐沉入湖底，形成下部泥炭层。随着时间的推移，由于上、下部泥炭层的扩大和加厚，以及湖底的填高，净水层渐渐减小，以致两者相连，湖泊就全部转化为沼泽。图 12.1 为浅湖沼泽化演变示意图。

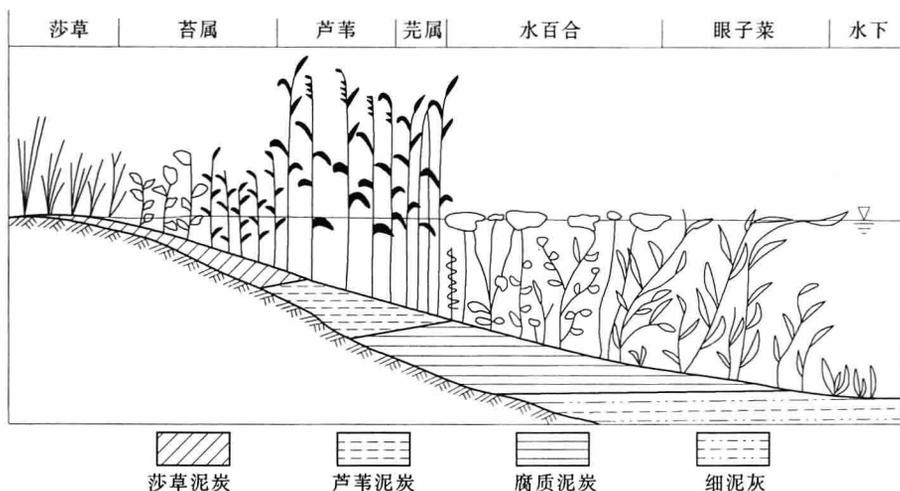


图 12.1 浅水湖泊沼泽化演变示意图

(3) 河流沼泽化。河流沼泽化发生在水草滋生，水流不畅、水浅的近岸处。由于漂浮植物和沉水植物的生长，植物残体不断堆积，缺氧分解形成泥炭，同时清水中的泥沙和岸边的泥土淤积，河底不断被淤高，最终形成沼泽。

2. 陆域沼泽化

所谓陆域沼泽化是指从森林和草甸开始逐渐演化为沼泽的过程，故它包括森林沼泽化和草甸沼泽化两个方面。

(1) 森林沼泽化。在森林地区，尤其在寒温带的针叶林地区，茂密的森林阻挡了阳光和风，林内湿度较大，气温低，森林下的枯枝落叶层较厚，减少了地面的蒸发，又阻滞了地面的水流，再加上土壤底层有不易透水的冻土层，水分不易下渗，结果林下土壤保持了过度湿润的状态。这种土壤很适合热湿的苔藓类植物生长，苔藓就像海绵一样，保持了大量的水分，使树木根系处在缺氧的环境中，造成树木死亡。同时苔藓植物生长与不彻底分解，形成泥炭层。最终，森林因不适宜过度湿润的环境而死亡，形成沼泽。

(2) 草甸沼泽化。草甸是发育在中度湿润条件下，具有中生特性的草本植被类型。在水分条件下，它既不同于具有旱生植物的特性的草原，也不同于具有湿生植物特性的沼泽。在地势低平，排水不畅的草甸地区，土壤中水分过度湿润，空气不足，死亡的残体不易彻底分解，形成泥炭。同时，大量喜湿植物侵入，草甸植物逐渐被沼泽植物所取代，至此草甸即转化为沼泽。

12.1.1.2 沼泽的类型

沼泽类型的划分，至今还没有统一的较完善分类系统。从不同的目的与标准出发，已提出了许多分类方法。

沼泽类型按地貌和水分补给条件可分为分水岭河间地沼泽、阶地沼泽、坡麓沼泽、河漫滩沼泽、湖滨沼泽；按植被类型可分为藓类沼泽、草本沼泽、木本-森林沼泽按发育阶段可划分为低位沼泽、中位沼泽和高位沼泽。中国沼泽以有无泥炭划分为泥炭沼泽和无泥炭的潜育沼泽两大类。在同类沼泽中，由于形成环境和发育程度的差异，组成植物成分不同，生态环境相近的沼泽，植物群落或群落组合具有相似性，根据优势种的生活性、群落结构和外貌特征，可进一步划分为6个亚类，见表12.1。

表 12.1 中国沼泽主要类型

类	亚类
泥炭沼泽	草本泥炭沼泽 木本-草本泥炭沼泽 木本-草本-藓类泥炭沼泽 藓类泥炭沼泽
潜育沼泽	草本潜育沼泽 木本-草本潜育沼泽

12.1.2 沼泽水文特征

1. 沼泽水的运动

沼泽水多以重力水、毛管水、薄膜水等形式存在于泥炭和草根层中。泥炭是良好的蓄水体，按含量计，一般含有89%~94%的水分。当潜水出露地面成为地表积水或汇成小河、小湖、常年积水、季节积水或临时积水、片状积水，深度小于50cm，有草丘时，水积于丘间洼地。沼泽水有如下基本特征。

水分运动缓慢。沼泽地表积水较浅，湿生植物丛生，排水不畅，水分运动十分缓慢，且上层运动速度大于下层。表层为枯枝落叶，在有大气降水和地表径流补给时径流速度可达30~50m/d；下层泥炭层中，孔隙较少，径流极为缓慢，只2~3 m/d。

垂直运动旺盛。沼泽水的垂直运动具体表现为渗透和蒸发蒸腾。沼泽水的渗透性主要取决于泥炭的分解程度，分解程度轻则渗透快，反之则慢。一般来说沼泽表层为枯枝落叶，疏松多孔，渗透性能很强，渗透速度多数超过20cm/s；下层泥炭的渗透性能较弱，1m深处渗透速度多数在0.001cm/s左右。损失主要靠蒸发蒸腾。沼泽上层孔隙较大，当沼泽地下水与沼泽表面的距离在毛管作用以内时，因毛管作用能将大量的水分输送到沼泽表面，供蒸发消耗，其蒸发量接近于水面蒸发量。当沼泽地下水在毛管作用深度以下时，蒸发作用只在表层孔隙中进行，蒸发较弱。沼泽植物的蒸腾作用也是沼泽水分损失的途径之一。据计算，沼泽水蒸发和蒸腾的水分损失占循环水量的75%左右。所以，水分的垂直运动是沼泽水的主要运动形式。

沼泽径流中除部分沼泽在个别时段有表面流外，大都是孔隙介质中侧向渗透的沼泽表层流。表层流存在于潜水位变动带内，呈层流状态，可用达西定律描述。速度与水力坡度和渗透系数成正比。通常水力坡度与沼泽表面坡降相同，渗透系数各层不一。流量的大小取决于潜水位的高低、各层渗透系数和泥炭层或草根层的厚度。

2. 沼泽水量平衡

蒸发量大、径流量小是沼泽水量平衡的重要特点。在多年变化中，前者变化小，后者

变化相对较大。沼泽蒸发量的大小与沼泽类型、气候条件及沼泽蓄水量有关。一般来说, 潜育沼泽、低位沼泽蒸发量较大。沼泽蓄水多时, 蒸发量与辐射平衡值呈正相关; 在夏季, 当沼泽前期蓄水量基本耗尽时, 沼泽蒸发与降水量也呈正相关。

3. 沼泽的温度、冻结和解冻

表面有积水或表层水饱和的沼泽, 其表面温度及日变幅都小于一般地面; 地表无积水而近于干燥的泥炭沼泽和干枯的潜育沼泽则相反。沼泽温度日变化波及的垂直深度一般均很小。高纬地区的沼泽有冻结现象: 当潜水位到达沼泽表面时, 冻结过程开始较晚, 冻结慢、深度小; 当表层有机物质近于干燥时, 冷却快、冻结早, 但下层冻结很迟缓, 冻结深度也小。同理高纬地区春天解冻迟、化透时间晚。例如, 三江平原, 盛夏的 7 月, 沼泽表面温度可高于 20°C , 但有的沼泽表面以下仍有冻层存在。

4. 沼泽水水质特征

沼泽水富含有机质和悬浮物, 生物化学作用强烈。水体混浊、呈黄褐色。因有机酸和铁锰含量较高, 沼泽水面常出现红色。沼泽水矿化度较低, 除干旱区的盐沼和海滨沼泽外, 一般不超过 500mg/L , 水的硬度很低, pH 值 $3.5\sim 7.5$, 呈酸性和中性反应、弱酸性反应多, 腐殖质的含量从每升几毫克到每升上百毫克不等。

12.1.3 沼泽的作用与变化

沼泽在维持区域生态平衡中具有积极的作用。

1. 径流调节库

因为沼泽土壤, 特别是泥炭沼泽有巨大的持水能力。草根层较厚的潜育沼泽, 持水能力多为 $200\%\sim 400\%$; 泥炭沼泽较强, 其中草本泥炭在 $400\%\sim 800\%$, 藓类泥炭一般大于 1000% 。随着灰分含量和分解程度的增强, 持水能力减弱。如低灰分、弱分解的藓类泥炭, 具有较高的持水能力, 它能保持大于本身绝对干重 $15\sim 20$ 倍的水量; 灰分中等, 中分解或强分解的草本和草木-藓类泥炭, 它能保持大于本身重量 $3\sim 9$ 倍的水量。沼泽植物增加了地表糙率, 可减缓洪水流速, 降低下游洪峰水位。如三江平原挠力河中游蔡嘴子站由于沼泽的作用, 夏季洪峰值较上游宝清站减少了 $1/2$ (相对流量), 并使汛期向后推迟。

2. 气候调节器

沼泽地植被茂密, 其反射率小, 辐射平衡值高。沼泽区蒸发量叠加蒸腾量, 使大量水分排入空中, 影响周围环境的温度和湿度。

在沼泽水平衡中, 沼泽蒸发和植物蒸腾作用消耗水量所占的比例较大, 而径流则较小。如三江平原的别拉洪河属沼泽性河流, 该流域年平均蒸发量占总支出量的 79% , 多年平均径流量仅占 21% 。根据三江平原沼泽小气候分析, 蒸发耗热相当于辐射差额的 80% 左右。如 1979 年 6 月 29—30 日在毛果苔草沼泽地观测, 一天内除夜间 20 时 30 分至次日 2 时 30 分, 沼泽表面辐射差额为负值, 此时段蒸发停止, 其余时段沼泽蒸发耗热量均为热量消耗的主要途径。

据试验研究, 沼泽化草甸生长季的蒸发强度可达 $7415\text{t}/\text{hm}^2$, 而沼泽的蒸发比沼泽化草甸还要大, 由此可见沼泽调节气候的巨大功能。

3. 物种基因库

沼泽湿地是生物多样性最丰富的地区之一,1992年国际资源和自然保护联合会(IU-CN)、联合国环境规划署(UNEP)、世界野生生物基金会(WWF)联合制定的世界自然保护大纲中,将湿地与农业、林业并列为三大生态系统,把淡水湿地列为受威胁物种最重要的集结地。1993年,美国生态学会在生态研究纲要中指出:“地球上生物多样性大部分分布于半自然的森林、牧地、河流与沼泽中”^[3]。生物多样性的丰富程度通常以某类型的物种数来表达。我国沼泽植物密度为0.0056种/km²,是我国植物密度(0.0028种/km²)的2倍。我国已记录到高等植物约1600余种,沼泽湿地濒危高等植物100~150种,其中包括第三纪孑遗植物水松、水杉等都是世界上著名的珍稀濒危植物。我国已记录到沼泽高等动物约1500种(脊椎动物),其中有“古生物化石”之称的扬子鳄。另有水禽约250种,其中包括生动亮丽的丹顶鹤、白鹤等珍稀濒危鸟类31种。因此,沼泽湿地在国际上受到普遍重视。

4. 环境滤清器

沼泽具有净化环境的功能,是生态系统的重要组成部分。根据资料,地球上的沼泽植被每年向大气圈释放 1.6×10^8 t氧气,并且少排了与其相当的CO₂,减缓了陆地生态系统中CO₂浓度的提高。沼泽有很大的生物生产效能,植物在有机质形成过程中,不断吸收CO₂和其他气体,特别是一些有害的气体。沼泽地中有部分死亡的植物残体积累形成泥炭,而未完成腐蚀分解的氧化过程,因而氧气很少消耗于死亡植物残体的分解,研究表明,地球上的沼泽每年向大气圈释放 1.6×10^8 t氧气,进而改变了大气圈中气体的组成。沼泽还能吸收空气中粉尘及携带的各种菌,从而起到净化空气的作用。有人把森林比作净化空气、消除污染的工厂,沼泽同样起到这种作用。另外,沼泽堆积物具有很大的吸附能力,污水或含重金属的工业废水,通过沼泽能吸附金属离子和有害成分。所以,一些国家研究把沼泽作为消除城市污水、净化环境的重要途径。

5. 高效资源库

具有半水半陆过渡性质的沼泽是一个高生产力的自然生态系统。根据资料,产于非洲的一种沼泽植物,纸莎草年初级生产量高达100t/hm²,香蒲达70t/hm²,年初级生产量沉水植物眼子菜为40t/hm²。我国南方红树植物海蓬年初级生产量是30t/hm²,还不及纸莎草生产量的1/3。可见沼泽草本植物的年初级生产量是相当高的。就目前农业高产作物玉米的年初级生产量为60t/hm²,而且要达到这种产量,需要投入化肥,农药和大量的劳动力。因此,沼泽湿地中获得的效益,就单位土地面积而言,比其他生境(包括排水后农作)要高得多。

12.1.4 沼泽的变化

沼泽是许多自然地理条件相互影响和相互制约形成的。形成条件包括气候、水文、地质地貌和人类活动的影响等,沼泽的变化也同样受到这些因素的影响。

1. 气候与沼泽变化

土壤表层经常过湿是沼泽形成的直接原因,而土壤水分状况主要决定于气候。在降水丰富的过度湿润地带,地表水分过多,空气湿度大,蒸发弱,除地表切割程度大,河网发达的地区外,沼泽几乎占据整个地面,不仅在低洼地貌中,而且在山坡,甚至分水岭也有

沼泽发育。沼泽成为这类地区自然景观的主要特征。在湿润程度不足和不稳定地带，沼泽分布面积减少，只分布在闭流洼地、湖滨、河漫滩以及地下水位接近地表的地方。在降水量少，气候干燥，水分不足地带，很少遇到沼泽，只在河流泛滥或地下水出露地域才有沼泽发育。

泥炭沼泽的形成与变化与热量状况也有很大的关系。每年沼泽植物死亡后增加的新有机体，大于每年腐烂的物质数量，泥炭才能形成和累积。大气和土壤温度，一方面影响生长期内植物生长速度，另一方面也制约着死亡植物残体的分解强度。在寒冷气候条件下，生长期内气温低，不利于植物的生长，每年植物体增长缓慢，但分解掉的也很少；在热带及亚热带气候条件下，生长期内气温和年平均气温高，植物体增长加快，有机质分解强度也增大，甚至超过增长的数量。但是在高温高湿条件下也有一定泥炭的积累。

2. 地质地貌与沼泽变化

新构造运动对地表形态的影响直接而明显。一个地区长期下沉，造成四周高、中间低洼的地貌结构，并堆积有深厚的疏松物质，地表坦荡低平，侵蚀能力弱，河流蜿蜒曲折，排水能力低，有利于水分的汇集和停滞。可见地质构造和地貌条件，为沼泽的形成提供了良好的空间场所。

3. 水文与沼泽变化

水分条件是沼泽形成和发育的主导因素，水文特征对于沼泽的形成与变化也有重要作用。地表水和地下水是沼泽补给的水源，而补给量的大小与径流条件有直接关系。

4. 人类活动因素与沼泽变化

人类经济活动也会对沼泽的形成与变化产生作用。东北林区，在日伪统治时期，森林资源遭到残酷掠夺和严重破坏，在一些砍伐迹地和被火烧的迹地上，常演变发育成沼泽，大中型水库周围和回水范围内，因抬高了地下水位而逐渐沼泽化。人类采取人工排水的方式控制沼泽的发展，也可加速沼泽疏干。人为因素对沼泽的影响，比自然演化要快得多。

我国的沼泽类型繁多，生物多样性最丰富。沼泽面积也很大，在世界沼泽中占有重要地位。进入 20 世纪 80 年代，正当国际上保护沼泽湿地的呼声越来越高时，人们惊奇地发现我国的沼泽面积大幅度的减少，由于不合理的人类活动，使沼泽面临围垦、污染和过度猎取等严重威胁，沼泽面积日益缩小，沼泽的环境保护功能显著下降，并危机到人类和社会的持续发展。因此，研究沼泽湿地的动态变化及其生态效应具有重要意义。

12.2 冰川

冰川是一种由多年降雪不断积累变质形成的，具有一定形状和运动着的，较长期存在于地球寒冷地区的天然冰体。这种冰体不同于一般天然或人工冻结的冰，它能够在自身重力作用下，沿着一定的地形向下滑动，如同缓慢流动的河流，故名冰川。一般而言，冰川具有发育与存在长期性、运动性、特殊性以及形态与规模等 4 个特点。

1. 冰川的发育与存在有长期性

冰川是一种在若干年内较长期存在的冰雪体。它的形成和积累，需要数十年，数百年，甚至更长的时间。冰川不会因短期的气候波动而消亡。

2. 冰川具有运动性

流动性是冰川区别于其他任何自然冰体的最显著的特点。冰川的运动，是由于冰川冰的粘塑性决定的。任何不能运动的，或被搬动的冰堆积体，都不属于冰川范畴。

3. 冰川冰的特殊性

冰川由大气降落的积雪，经过一系列的物理过程演变而成的。冰川冰是一种特殊的变质冰。冰川的这个特点，使许多普通积雪和冰体不能列入冰川之列。例如多年冻土地区的地下冰也可以长期存在，但因为它不是积雪变成的，就不能称为冰川冰。地球南北两极的海面上，漂浮着许多冰块，其中一部分是海水冻结形成的，它们在结构和成分上与冰川冰有很大的不同，也不能称作冰川的一部分。一部分冰山是由流入海中的冰川分裂漂浮在海面所成。

4. 冰川的形态和规模

冰川是在大陆上形成，具有一定形态和一定规模的冰体。它的形态因地域不同而异，有呈带状的，如山谷冰川，有呈片状或不规则的圆形的，如冰帽或平顶冰川。冰川的冰体必须有一定的厚度和相当的规模。冰川规模的悬殊性很大，国际上通常把面积至少超过 0.1km^2 的冰川列入统计对象。

根据《World Glacier Inventory》和《中国冰川目录》的最新统计，全球的冰川面积为 15865756km^2 ，占地球陆地面积的 11% ，主要分布在地球的两极和中、低纬度的高山区（见表 12.2），冰川总储水量为 2406 万 km^3 ，约占地表淡水资源总量的 69.5% 。假定冰川全部融化，将会使洋面上升 60m 以上，全球陆地则要被淹没 $150 \times 10^4\text{km}^2$ ，约减少现有陆地面积的 1% 。中国的冰川主要分布在西部高山地带，共有 46298 条，总面积约为 59406km^2 ，冰储量约 5590km^3 。中国冰川面积约占全球冰盖和冰川总面积的 0.4% ，为国土面积的 0.6% ，仅次于加拿大、俄罗斯和美国而位居世界第四。在全球和亚洲山地冰川中，中国冰川面积分别占其总量的 14.5% 和 47.6% ，是中低纬度山地冰川最发育的国家。

表 12.2 世界冰川分布

地区	面积 /km ²	所占总分布的比例 /%	地区	面积 /km ²	所占总分布的比例 /%
北美洲（格陵兰除外）	276100	1.7	冰岛	11260	0.2
加拿大（括北极区诸岛）	200806		其他	3343	
美国（括阿拉斯加）	75283		南美洲	25908	
其他	11		巴塔哥尼亚高原	18500	
亚洲（括北极区诸岛）	189201	1.2	其他	7408	85.7
中国	59406		大洋洲	860	
俄罗斯	58711		非洲	10	
巴基斯坦印度	40000		南极洲（括南极区诸岛）	1359331	
其他	31084		格陵兰	1726400	
欧洲（括北极区诸岛）	53967		0.3	总计	
挪威	39360				

目前全世界的冰川每年消融的总水量可达 $30000 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，约相当于全世界河槽总储水量的 3 倍。冰川的积累和消融，对于地球的水循环具有很大的影响。

中国冰川分布于内陆河流域的冰川面积占全国冰川总面积 58.9%，冰储量占全国总储量 62.9%。各大山系中以昆仑山冰川覆盖面积最大，约占全国冰川总面积的 23.0%，念青唐古拉山次之，约占 18.0%，第三为天山，约占 15.6%，第四为喜马拉雅山，约占 14.165%，这四大山系就占全国冰川总面积的 70% 左右。在世界较低纬度国家中，中国冰川资源最丰富，冰川年融水量可达 $564 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，在西北内陆流域，冰川融水量占河川径流量的 1/4，新疆的叶尔羌河，阿克苏河冰川融水可占 80% 以上。每年春夏冰雪融水给我国西部干燥地区的河流提供了丰富的水源，因此，通过研究冰川水文，使这些高山固态水源得到合理开发和利用，这在科学上和生产实践上都具有重要意义。

12.2.1 冰川的形成与类型

1. 冰川的形成

大气固态降水的年收入等于年支出的界线，称为雪线。雪线不是一条线，而是一个高度带。雪线高度在不同地区是不同的，它受温度、降水量及地形的影响。雪线以上全年冰雪的补给量大于消融量，形成了终年积雪区。冰川形成于雪线以上的常年积雪区，由于那里终年气候严寒，积雪不会完全融化，逐年积累，从而为冰川的发育创造了前提条件。冰川发育与气候因素和地形条件关系密切，气候因素中的气温和降水又决定着冰川的存在与消亡。所以，有人认为，冰川是气候的产物。地形条件可以影响一个地区的气候特点和冰川形成的规模、性质及形态。当气候和地形因素综合作用后，对冰川的形成才有积极意义。

从气候的角度看，形成冰川的有利条件是全年低温和大量的固态降水，特别是夏季的低温，这样才有可能使固态降水不仅不被消融掉，而且每年不断积累。

在雪线以上的常年积雪，经过一系列的“变质”作用而形成冰川冰，这个过程称为成冰作用。新降的雪呈片状、星状、针状、枝状、柱状、轮柱状和不规则状等，具骸晶形态。当骸晶形态完全消失而成为大体圆球状雪粒，称之为粒雪。雪与粒雪晶粒之间的孔隙，与大气相连通。在变质成冰过程中，总的趋向是密度不断增大，孔隙率不断降低。新雪的密度只有 $0.05 \sim 0.07 \text{ g/cm}^3$ ，而粒雪的密度已增至 $0.4 \sim 0.8 \text{ g/cm}^3$ 。一旦孔隙完全封闭成气泡，与大气不相通，则认为粒雪变成了冰川冰。此时，冰的密度达 $0.83 \sim 0.91 \text{ g/cm}^3$ 。

成冰作用具有明显的地带性。在高纬极地区为冷型成冰作用，又称重结晶成冰作用，即在永久负温的条件下，靠很厚雪层的巨大压力而使新雪变为粒雪，再变为冰川冰。这一成冰过程速度缓慢，南极中央 200 余米深处的冰体，已经历了近千年的历史。在中低纬高山地区，主要是暖型成冰作用，又称渗浸—冻结成冰作用。夏季气温高，白天积雪表面融化，冰雪融水渗浸，夜晚再冻结作用，它加速了粒雪化和成冰作用过程，甚至当年就可能使粒雪成冰川冰，由此形成的冰川冰密度为 0.9 g/cm^3 左右，一般比极地区冷型成冰的冰川冰密度大，透明度高。

当冰川冰积累到一定厚度，只要地表或冰面具有适当的坡度，冰体就能向雪线以下地区缓慢流动，伸出冰舌，形成冰川。

运动是冰川区别于其他自然界冰体的最主要特征。冰川运动主要通过冰川内部的塑性变形和块体滑动来实现。冰川冰是冰晶的聚合体。它在低温条件下，冰晶体相互之间结合十分紧密。当冰层厚度达到某一临界厚度时，冰层下部受到上部冰层的较大压力，使冰的融点降低，这时在下部冰层内部则是冰、水和水汽三相共存的物态。在缓慢增加的压力作用下，冰的晶体之间的相互位置就可以变动而出现塑性变形。因此，一般较大的冰川常可以分为两层，上部为脆性带，下部是塑性带。塑性带的存在是冰川流动的根本原因。但对于小冰川，塑性流动带常不明显，冰川运动主要依靠底面滑动。世界主要冰川大冰川的概略运动速度见表 12.3。

表 12.3 世界主要冰川区大冰川的概略运动速度

地 区		昼夜平均速度 /(cm · d ⁻¹)	平均年速度 /(m · a ⁻¹)
阿尔卑斯山		20~40	80~150
阿尔泰山		20~50	70~125
天 山		40~50	140~180
帕 米 尔		60~80	220~300
喜马拉雅山		200~350	700~1300
格陵兰	冰 盖	7~8	25~30
	溢出冰川	300~2700	1100~9900
南 极	冰 盖	3~35	10~130
	溢出冰川	80~230	300~1200

导致冰川运动的力源主要是重力和压力。取决于底床坡度而流动叫重力流，多见于山岳冰川；取决于冰面坡度而流动叫压力流，多见于大陆冰盖。

冰川运动的速度取决于冰川的厚度、冰床或冰面坡度，冰川速度与厚度（或冰面坡度）成正比关系。冰川的流动速度是非常缓慢的，肉眼不易觉察。山岳冰川流速一般为每年几米到一百多米。例如，中国天山冰川流速 10~20m/a；珠穆朗玛峰北坡的绒布冰川，中游最大流速为 117m/a。但是，世界上有些冰川在短期内出现爆发式的前进，如 1953 年 3 月 21 至 6 月 11 日不到 3 个月，喀喇昆仑山南坡的斯塔克河源的库西亚冰川前进了 12km，平均 113m/d；西藏南迦巴瓦峰西坡的则隆弄冰川，在 1950 年 8 月 15 日（藏历七月初二）晚，冰川突然前进，数小时内冰川末端由原来海拔 3650m 处前进至海拔 2750m 的雅鲁藏布江河谷，前进水平距离达 4.8km，形成数十米高的拦江冰坝，使江水断流。

冰川运动的速度在冰川各部分是不同的。从冰川的纵剖面来看，中游流速大于下游；从横剖面来看，冰川中央流速大于两侧；从垂直剖面来看，冰舌部分以冰面最大，向下逐步减少，而在冰雪补给区则因下部受压大，故最大流速常位于下层离冰床一定距离的地方（在冰川最底部因为和冰床摩擦速度降低）。由于冰川表面各点运动速度的差异，因而冰面上常产生各种裂隙。

冰川的运动速度及末端的进退，往往反映了冰川物质平衡的变化。当冰川的积累量与消融量处于平衡时，冰川停滞稳定。随着气候的变化，若降雪增多，冰川积累量加大，就会导致冰川流速变快，并以动力波的方式向下传播，冰舌末端向前推进；反之，若冰川补

给量减少或消融量增加, 则冰川流速相应减小, 冰川后退。

2. 冰川的分类

冰川的分类有按形态分类的, 有按地理分类的, 还有按冰川的物理性质分类的, 分类方法很多, 但多不完善。最早的分类是根据冰川的形态划分的, 虽然它不完备, 但能在野外的实际考察中直观地进行初步划分, 简单又方便, 至今仍被较广泛采用。地理分类是按冰川形态的区域特征划分的, 实际上是形态分类法的派生, 如它常分为阿尔卑斯型, 斯堪的那维亚型, 土耳其斯坦型等。目前, 从冰川学的角度进行分类的是物理分类方法, 它是根据冰川的物理性质来划分的, 是一种较为科学的分类法, 但是, 它必须要有足够的实际观测资料才能进行。下面仅就常用的形态分类和物理分类分别加以介绍。

(1) 冰川的形态分类。按照冰川的形态和规模, 地球上的冰川基本上分为两大类, 即大陆冰川和山岳冰川。

1) 大陆冰川。大陆冰川又称大陆冰盖, 是补给区占优势的冰川, 其特点是面积大, 冰层巨厚, 分布不受下伏地形的限制, 冰川呈盾形, 中部最高, 冰体向四周辐射状挤压流动, 至冰盖边缘往往伸出巨大的冰舌, 断裂后入海, 成为巨大的海洋漂浮冰。它们形成的年代很古老, 在第三纪时就存在了。国际上习惯把超过 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 面积的冰川才当作冰盖, 目前, 世界上主要是南极和格陵兰两大冰盖。其中南极冰盖最为巨大, 包括边缘分布着的冰架在内, 总面积达 $1380 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。冰盖的平均厚度为 $720 \sim 2200 \text{ m}$, 最大厚度达 4267 m 。整个南极大陆几乎都被永久冰雪所覆盖, 只有极少数山峰突出于冰面之上, 称为冰原石山。冰盖边缘有一些没有脱离冰盖的大冰流伸向海中, 并漂浮于海上, 有的可延伸几百千米, 虽然冰体是运动着的, 但其范围基本是稳定的, 这叫冰架, 或称冰棚。比较著名的大冰架有罗斯冰架、菲尔希内尔冰架和罗纳冰架等。在冰盖边缘的其他地方也常有一些冰舌伸入海上, 这就是流动速度较快的溢出冰川。冰架和溢出冰川都是陆缘冰, 它们的前端由于消融而崩解, 使大小不等的冰块在海上漂流, 称为冰山。格陵兰冰盖面积 $170 \times 10^4 \text{ km}^2$, 由南北两个大冰穹组成, 冰盖最大厚度 3411 m , 其边缘没有大冰架, 而溢出冰川甚多。另外, 在南北极地区的一些岛屿上, 还形成许多比冰盖规模小得多的所谓冰帽或冰原。如北极地区的斯瓦巴德群岛、新地岛、北地岛、加拿大极地岛和冰岛, 以及南极地区的克尔格伦岛、布维岛等都有冰帽或冰原存在。

2) 山岳冰川。山岳冰川也称山地冰川, 是运动占优势、积累与消融大致平衡的冰川。山岳冰川是完全受地形约束而发育的冰川, 主要分布于地球的中低纬高山地带, 其中, 亚洲山区最发达。山岳冰川发育于雪线以上的常年积雪区, 沿山坡或槽谷呈线状向下游缓慢流动。根据冰川形态、发育阶段和地貌特征的差异, 山岳冰川进一步可分为: ①悬冰川, 这是山岳冰川中数量最多但体积最小的冰川, 成群见于雪线高度附近的山坡上, 像盾牌似的悬挂在陡坡上, 其前端冰体稍厚, 没有明显的粒雪盆与冰舌的分化, 厚度一般只有 $10 \sim 20 \text{ m}$, 面积小于 1 km^2 。对气候变化反应敏感, 容易消退或扩展。②冰斗冰川, 分布在河谷源头或谷地两侧围椅状的凹洼处, 冰斗底部平坦, 而壁龛陡峻。冰体越过冰坎呈短小冰舌溢出冰斗, 悬挂在斗口。冰斗冰川面积一般小于 10 km^2 。③山谷冰川, 是山岳冰川中发育最成熟的类型, 具有山岳冰川的全部功能, 是冰川研究的主要对象。山谷冰川具有明显而完整的粒雪盆和伸入谷地中的长大冰舌, 冰川长度达到数公里至数十公里, 冰川厚

度为数百米。如喀喇昆仑山的希亚臣冰川长 75km, 最厚处达 950m; 帕米尔的费德钦科冰川长 71.2km, 最厚处达 900m。以雪线为界, 山谷冰川具有明显的冰雪积累区和消融区, 分别表现为粒雪盆和长大冰舌。它像河流那样顺谷而下, 沿途还可接纳支冰川汇入, 组合为规模更大的复式山谷冰川、树枝状山谷冰川。④山麓冰川, 巨大的山谷冰川从山地流出, 在山麓地带冰舌扩展或汇合成大片广阔的冰体, 叫山麓冰川。现代山麓冰川只存在于极地或高纬地区, 如阿拉斯加、冰岛等。阿拉斯加的马拉斯平冰川是条著名的山麓冰川, 它由 12 条冰川汇合而成, 山麓部分的冰川面积达 2682km², 冰川最厚达 615m。⑤平顶冰川, 是山岳冰川与大陆冰盖的一种过渡类型, 它发育在起伏和缓的高原和高山夷平面上, 故又名高原冰川或高山冰帽。有时, 在平顶冰川的周围常伸出若干短小的冰舌。这类冰川规模差别很大, 其面积自数十至数千 km² 不等。如我国祁连山最大的平顶冰川土耳其根达坂山的敦德冰川, 面积为 57km²; 斯堪的纳维亚半岛上的约斯特达尔冰帽, 长 90km, 面积达 1076km²; 冰岛东南部的伐特纳冰帽规模更大, 面积达 8410km²。

(2) 冰川的物理分类。根据冰川活动层(由冰川表面以下至 15~20m 深度内)以下的恒温层所特有的热力特征, 将冰川分为三类: 暖型、冷型和过渡型。

1) 暖型冰川。冰川上部的活动层受气温变化而升高或降低, 而下部的恒温层则不受气温变化的影响, 使冰川至底部的温度具有压力融点的等温状态, 只有冬季上层几米处于负温。此类冰川主要分布在温带海洋性气候区, 如欧洲阿尔卑斯的现代冰川。我国西藏东南部山地及横断山的一些山区, 受印度洋西南季风影响下发育的冰川也属此类。

2) 冷型冰川。在极地或温带某些山岳冰川中, 不仅冰川活动层的温度很低, 恒温层内温度也明显低于冰融点温度。冰体直到很大深度都是负温, 主体温度常在 -10℃~-1℃ 以下。此类冰川主要分布在极地地区和温带大陆性气候下的中、低纬山地。我国西部和中亚高山冰川大多属此类型。

3) 过渡型冰川。冰川表层为低温, 而底部为相应的压力融点温度。

12.2.2 冰川的状态

冰川上各种相态水的收入和支出之间的关系, 称为冰川的物质平衡, 冰川水体的收入, 也就是冰川的积累, 冰川水体的支出, 主要指其通过消融形式脱离冰川。冰川的积累与消融是冰川参与水循环过程的两个主要环节, 冰川积累与消融的平衡状态直接反映了冰川地区的气候变化, 影响着冰川的运动, 更决定了冰川动态, 即是处于增长(即冰川前进)、稳定、还是消减(即冰川的后退)状态。

1. 冰川的积累与消融

冰川积累主要来自粒雪盆的降雪; 其次为周围山坡峰岭上的风吹雪和雪崩。此外, 少量来自表面水气的凝结和冻结在雪内的雨水。冰川消融主要是指在太阳辐射、暖湿气流及其他有关热源的作用下, 冰川发生融化或蒸发。因此, 决定冰川积累的因素是冰川区的降水量, 影响冰川消融的因素是冰川区的温度, 反映冰川消融量的标志是冰川径流。冰川积累的年内变化可分冷季补给型和暖季补给型两类。欧洲的阿尔卑斯山和北美洲的阿拉斯加地区, 冬季多降雪, 故属冷季补给型, 那里冷季以积累为主, 暖季以消融为主。我国多数冰川受季风和内陆夏季热对流的影响, 冬季虽然温度低, 但降水量很少, 故冷季积累微弱, 而夏季降水量可占全年的 60%~80%, 故我国冰川多属暖季补给型, 夏季既是主要

的积累期，又是主要的消融期。

冰川区内积累和消融的空间分布与海陆高度、冰川朝向、坡度等有密切的关系。同一冰川，年最大累积区分布在粒雪盆后壁的中下部，海拔较高的背阳缓坡处也较多，陡峭的山顶则很少积累。而消融强度最大的出现在冰舌末端。此外，朝阳南坡的冰川分别比东、西坡大 9.4% 和 26.8%，北坡消融最弱，世界各地的冰川，由于其规律不一，所处地理环境不同，故消融强度也各不相同。极地冰盖每年消融水深仅 20~80cm，格陵兰平均为 100cm/a，中纬度地区如天山冰川冰舌最大消融水深为 2cm/a，阿尔卑斯冰川为 3cm/a，西藏阿扎冰川为 8cm/a，巴托拉冰川由于冰川面积大，流程长，冰舌下伸低，已伸至海拔 2500m 左右的干旱高温的半荒漠地区，因此年消融水深可达 18.4cm/a。其消融期长达 315 天。

冰川的消融，是在它的一些部位同时或先后发生的。气温一旦上升，冰川的冰面、冰内孔道和空穴以及冰体和山体岩床接触的部位等，都发生消融现象。冰川底部与岩床接触处的消融量很小，每年只占整个冰川消融量的 2% 左右。冰内消融量一般略而不计。

冰川的融水量，随着气温的不同而变化，有季节性变化和昼夜变化等。在我国西北高山冰川区，每年 5 月下旬开始，冰川消融，即有微量的径流产生。6 月以后，随着气温的上升，冰川消融逐渐强烈，融水径流不断增大。6—8 月，是冰川融化最强烈时期。大量冰川融水，从冰川末端排泄出来，汇流入山下的河流中。9 月以后，冰川区开始进入冷季，冰川消融逐渐减弱，乃至停止。大陆型冰川一般到此时即断流，但海洋型冰川因气温变化较温和，冰内和冰下仍有轻微的消融，产生微量融水。因此，海洋型冰川一般全年都不断流，只是融水量明显减少而已。冰川融水量在每天 24h 内，特别是在暖季，随着气温的升降有明显的日变化。一般冰川的最大融水量，出现在每日中午以后。

2. 冰川物质平衡

冰川年总积累与总消融的差额，也就是冰川物质平衡的差额，如果为负值，则冰川退缩和减薄，正值则冰川前进和增厚。由于降水和气温的年际变化，常导致冰川物质平衡的多年变化。

以我国资料系列最长的乌鲁木齐河源 1 号冰川为例，自 1959—1986 年的 28 年中，多数年份该冰川出现负平衡状态，从多年总和看，负平衡值大于正平衡值，特别是 1977 年以来，除 1982—1983 年出现弱正平衡外，其他年份均为负平衡，从而导致该冰川自 1962—1980 年主流线长度缩短 80m，冰川面积减少 0.11km²。这主要是由于气温上升及降水减少所致。

反映冰川物质平衡的指标除平衡差额外，有的学者建议用物质平衡水平表示，物质平衡水平 \bar{b}_n 是指冰川上总积累 (\bar{c}_a) 和平均总消融 (\bar{a}_a) 之差的一半 (取绝对值)，即

$$m = \left| \frac{\bar{c}_a - \bar{a}_a}{2} \right| = \frac{\bar{c}_a - |\bar{a}_a|}{2} \quad (12.1)$$

当平均净平衡， $\bar{b}_n = 0$ 时， $\bar{c}_a = -\bar{a}_a = m$ 。由式 (12.1) 可见，稳定状态下冰川的 m 值或者多年平均的 m 值，能反映物质的总收入或总支出。冰川物质平衡水平代表冰川活动能力、反映冰川在水循环中的地位和作用。由表 12.4 可见，我国海洋型冰川，年降水量大，积累和消融量也大，物质平衡水平高，冰川活动的的能力也大；大陆型冰川降水量

少，物质平衡水平较低，则冰川活动能力也较差。

表 12.4 中国某些冰川物质平衡水平表

冰川类型	山区	冰川名称	年降水量/mm	物质平衡水平	资料年份
大陆型冰川	天山	乌鲁木齐河 1 号	600	638	1958—1974
	祁连山	老虎沟 12 号	400	641	1959—1976
海洋型冰川	念青唐古拉山	古乡 1~6 号	2600	2768	1965
		珠西沟	2400	3235	1976

3. 冰川的前进与后退

根据物质平衡的概念，冰川的收支对比发生变化后，当收入大于支出时，冰川前进，反之，支出大于收入时，冰川后退。

一般说冰川类型不同，所处地理位置不同，冰川的进退变化也具有差异性。但就全球来看，在相同的时间尺度内，冰川对气候波动的响应趋势是基本相似的。近 20 多年来，冰川状况有着明显的改变，由 20 世纪 60 年代初期的强烈退缩向缓慢退缩乃至出现相当数量冰川转向前进的情况。由表 12.5 可见，这种状况以阿尔卑斯山区、中国和美国的喀斯喀特山的冰川尤为明显。

表 12.5 世界中、低纬度主要冰川区冰川变化比较

时期	地区	统计条数	前进		后退		稳定	
			条	%	条	%	条	%
1959— 1965	阿尔卑斯山	266	26	9.8	190	74.8	41	15.4
	高加索山	11	4	36.4	7	63.6	0	0
	苏联天山	14	5	35.7	8	57.1	1	7.1
	中国西部	72	6	8.3	58	80.6	8	11.1
1965— 1970	阿尔卑斯山	300	68	22.7	190	63.3	42	14.0
	高加索山	27	9	33.3	18	66.6	0	0
	苏联天山	18	7	38.9	11	61.1	0	0
	中国西部	192	52	27.1	81	42.9	59	30.7
	美国喀斯喀特山	18	14	77.8	4	22.2	0	0

注 国外资料根据 Permanent Service on the Fluctuation of Glaciers of the IUGGFAGS/ICSU (1967, 1973, 1977) 统计。

西藏高原现代冰川进退与气候变化的模式是：长期出现高温高湿和低温低湿气候类型之后，必然孕育着冰川的大幅度前进，如 17—19 世纪小冰期的出现；短期的高温高湿和低温低湿的气候类型，则造成进退中的小波动~小前进；长期的高温低湿气候可以造成冰川强烈衰退，如 19 世纪中叶以后的冰退期。

12.2.3 冰川径流及其利用

冰川径流是通过冰川末端河道测验的断面总径流，包括冰川融水、永久积雪融水、季节性积雪融水和冰川区的降雨径流。冰雪融水径流占总径流量的比重与水文站控制流域中

的冻结系数（流域中冰川面积与流域总面积之比）有关。冻结系数越大，冰雪融水径流所占比例越大。

1. 冰川融水对河流的补给作用

不同类型的冰川，自然环境、水热条件及冰川性质不同，冰川融水径流的特征值相差悬殊，如西藏地区的冰川。大陆型冰川的平均年径流模数为 $19.3\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ ，平均年径流深为 608.7mm ，而海洋型冰川的平均年径流模数为 $99\text{L}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ ，平均年径流深为 3126.5mm ，为大型冰川径流的 5 倍。

气温和辐射平衡有明显的日变化过程，因此冰川融水径流也具有日变化的特性（见图 12.2）。日出后，水位随气温升高而逐渐增高，午后降温，水位也随之降低，夜间气温降到 0°C 以下，消融停止，则流量最小或断流，径流日变化过程相应于气温日变化过程略为滞后。不同类型的冰川，其冰川径流日变化的过程和幅度也不同。大陆型冰川径流的峰形尖、低，水量小而稳定，持续时间长；海洋型冰川径流峰形浑圆、低，水量大，峰谷比较对称。由于大陆型冰川径流主要来自冰面融水，其产流排泄迅速，故冰面消融停止后，融水迅速排空，径流滞后时间较短；海洋型冰川，除冰面消融外，融水下渗及冰内消融增加了汇流时间，故融水径流具有较长的滞后时间。

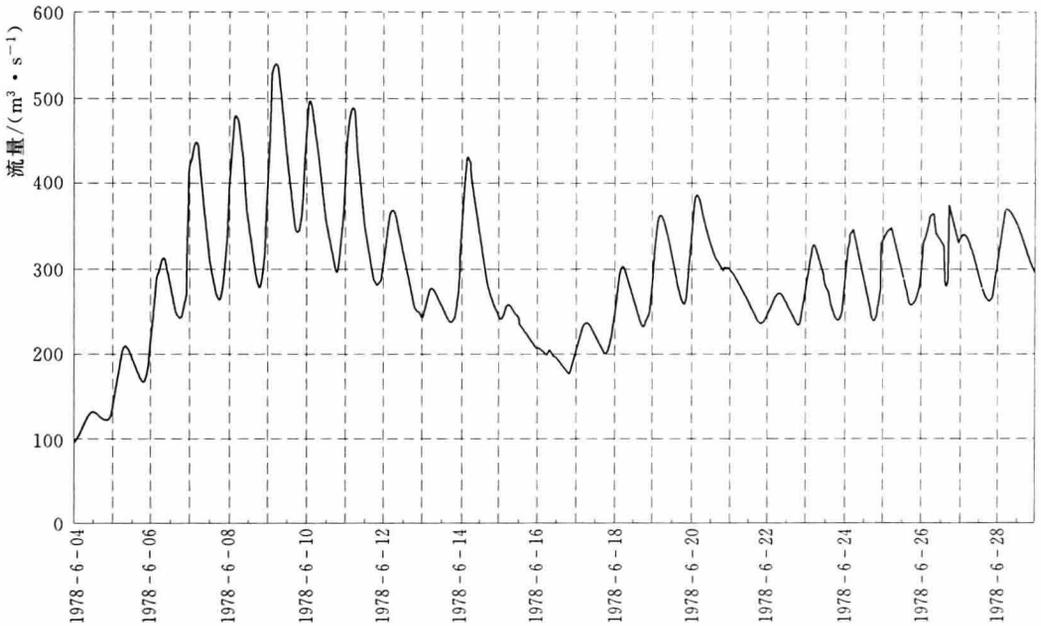


图 12.2 新疆喀什河径流过程每日峰谷交替示意图

夏季高温，冰川冰和冰川表面的积雪融水汇入河道，形成冰川融水径流，故冰川融水是季节性径流。不同类型的冰川其融水径流年内变化的特性也不同。海洋型冰川消融期长，径流年内分配也较均匀。大陆型冰川消融期短，径流年内分配极不均匀，流量高度集中在夏季 7 月、8 月、9 月。例如中国西北部高山区，全年融水 80% 集中在 7—8 月，高温及多雨期同在夏季，年降水也有 60%~70% 集中在夏季，因此形成了径流年内变化很大的特点。

冰川径流的年际变化一般较小,在低温湿润年份,因热量不足,冰川消融减弱,积累增加,而干旱少雨年份,晴天多热量大,冰川消融释放大量融水,因此,冰川作为高山固体水库,具有多年调节河川径流量的作用。所以,中国西部山区有冰川融水的河流,河流丰、枯水年的水量变化幅度小于东部降雨补给的河流,这给中国西部干旱地区的农业灌溉提供了有利条件。

2. 冰川径流利用

冰川是大多数河流的发源地。我们的母亲河长江和黄河就发源于冰川,冰雪融水对河川径流的补给百分比的分布趋势,是由青藏高原边缘的11%向高原腹地递增至30%~40%。

冰川像一座“固态水库”起着多年调节河流径流量的作用。高温干旱年份,冰川释放大量冰雪融水,补充河流水量的不足,而冷湿年份天然固态降水储存于冰川。冰雪融水可以缓和河流丰枯水年的水量变化。这种调节能力主要视冰雪融水对河流补给比重的大小。例如,中国天山西段台兰河,冰雪融水补给量约占50%,1962年降水量比正常年减少19.6%,而河流径流量却比正常年大23.2%;1971年降水量比正常年大46.5%,而河川径流量却小9.9%。

我国是世界上最早利用冰川固体水库的国家。远在唐代,丝绸之路上的敦煌,由于干旱少雨,就利用祁连山的冰雪融水灌溉农田了。新中国建立前到祁连山里去淘金的工人、河西走廊和天山山麓的群众,在干旱缺水年份,会到祁连山和天山的冰川上去;撒黑土人工黑化冰川,降低冰雪反射率,使得冰雪表面获得更多的太阳辐射热,从而加快冰川的消融,使河流水量增加。

1999年完成的“中国冰川分布及资源调查”综合分析表明,中国共有冰川46298条,面积达59406km²,冰储量5590km³,折合水储量 $50310 \times 10^8 \text{m}^3$,依据冰川目录资料计算,中国冰川融水径流约为 $616 \times 10^8 \text{m}^3$,占全国的河川径流总量的2%左右,接近于黄河入海的多年平均径流量。我国西部山区的内陆河流,冰川融水量约占其河川径流量的23%,冰川融水补给比重在25%以上的河流约有30条以上,比重在50%以上的也有12条,其中天山南坡的木扎提河融水比重高达81%以上。所以,冰川径流是西部发展经济的重要淡水资源。

上游山区大都有冰川调节的河流,高山冰雪融水补给比重较大,径流量年际变化相对较小,保证率较高。径流在年内分配上,集中在夏秋季,与农作物需要水量最多季节基本一致,有利于农业生产的供水,当地群众利用这一优势,形成了保证率较高的农业灌溉。

自20世纪以来,全球变暖,气温波动上升,以80年代和50年代相比,新疆升高0.59℃,青海升高0.31℃,超过全球同期增温0.24℃;80年代和60年代相比,青海升温0.47℃,甘肃升温0.28℃,蒸发和消融增强,显示西北是全球变暖中的敏感地区。“中国冰川分布及资源调查”综合分析也表明,与20世纪60年代相比,中国冰川面积缩小了3248km²,减少率为5.5%;冰储量约减少389km³,减少率为7.0%;冰面平均降低6.5m。上世纪90年代以来,冰川退缩的幅度急剧增大,原来前进或稳定的冰川转入了退缩状态。随着冰川的加速消融,对冰川补给性河流而言,虽然短期内增加了径流,但最终会导致河流枯竭、水荒发生。

科技部、中国气象局最近发布的《气候变化国家评估报告》指出,在全球变暖背景下,21 世纪我国气候将继续明显变暖,青藏高原和天山冰川将加速退缩,一些小冰川将消失,预计到 2050 年我国西北的冰川面积还可能再减少 27.2%。

在这种趋势下,研究如何减缓全球变暖的趋势、减少人类活动对冰川消融的促进和依赖以及更有效地利用冰川径流,包括根据水资源特点合理配置人力资源、土地资源、矿业资源,人工增雨、修建山区水库和跨流域调水、整修水利工程等,将经济建设与水环境保护协调发展,是人们面临的重要课题。

12.3 融雪径流

12.3.1 积雪

积雪是覆盖在陆地和海冰表面的雪层,又称雪被或雪盖。中国气象部门规定,雪掩盖的面积达到该地可见面积一半以上的称积雪,按积雪保持的时间分为长年存在的永久积雪和冬季形成夏季消融的季节积雪。

12.3.1.1 积雪的形成及空间分布

空气中的水分在水汽张力小于 4.58mm 水银柱高时,可以形成雪、霰等固态降水。但是,只有在低层空气很冷,雪花通过此层不致全部融化的情况下,才能降落至地面。降至地面的雪花也并非各处、更非经常都能形成积雪。热带和亚热带除高山外,皆属不形成积雪地区;在中纬度地带,只有较长时间保持 0℃ 以下气温的地区才能形成积雪,而且属于每年冬季积雪、暖季融化的暂时性积雪。在这些地区,积雪的基本特征值,如积雪时间、积雪厚度、密实度、雪的含水量等,在不同地区和不同年份都是不相同的;在两极地带和某些高山地区,则是常年积雪,这些地区在暖季来不及融化全部积雪,剩余部分留下来逐渐聚积成永久不融化的积雪。

在观测地点向四周眺望时,如视野内大半被雪覆盖,此时可作为积雪形成日期。形成积雪需要相当长的时间。观测表明,有时很厚的一层雪,也会很快消失;时融时积可能重复发生数次才能形成积雪。但积雪一旦形成,即使气温暂时高于 0℃ 仍能继续存在,因为融雪需要大量的热量,故融化是一个过程。

积雪在流域上的空间分布往往极不均匀,这主要是由于各处风速、风向、地势起伏和植被条件不同。

在无风或微风时,降雪可堆积成均匀平坦的一层,但不稳定。当风速大于 2m/s 时,雪就被吹走,当风速很大时,除了地面上层新雪被吹走外,还会掀走下层较紧密的积雪,造成有的地方雪堆很大,有的地方无积雪的现象。下垫面条件影响风的强度、吹程等,从而影响积雪的分布。如风向正对直立的墙壁、篱笆及山谷或壕沟的斜壁,则在此障碍物前会出现一条雪堤。风在障碍物边缘可产生旋涡,把雪卷走,形成雪沟。

地形切割程度对积雪分布也有一定影响。切割越剧烈,积雪分布就越不均匀。山区的积雪分布最不均匀。在山顶及地形突出处受风的影响几乎无积雪;山谷洼地及其他凹陷地区则都有雪堆积。在丘陵起伏和高山耸立地区,风从向风面把雪吹向背风面,故较厚的积雪出现在背风面。在平原地区,积雪分布一般也是不均匀的。

森林使风速减弱，即使在暴风雪时，也能形成平整的积雪。在森林边缘处的灌木丛林地区积雪较厚，越向森林中心厚度越薄，这是由于大量积雪被风从田野吹到森林边缘所致。所以这些地区的积雪厚度较邻近田野为大，而在没有草的空旷地区则可能无雪。

大量的观测资料证明，在一定的气候条件下，大区域的积雪分布与微地形无关，积雪厚度大体相近。由于这个重要发现，使得在推求区域平均积雪厚度时不需定位测量积雪，而只要采用分布均匀的测点，然后取其平均值即可。

在中等强度的降雪情况下，每昼夜的积雪厚度一般不大于 2~4cm；极强烈的降雪，每昼夜达到 10~15cm；在特殊情况下，可达 25cm。在障碍物附近如森林边缘、灌木林、背风坡、山谷、路堤、篱笆、围墙等处，每昼夜的积雪厚度可能还要大些。

12.3.1.2 积雪的物理性质

1. 积雪的结构

由于降雪类型有鹅毛状、碎片状、针状、粒状之区别，降落到地面以后又受外界环境的影响，所以雪的结构是比较复杂的。不管积雪表面的起伏程度如何，在积雪存在的全部时间内，由于太阳辐射、风及积雪层上下温度差异等原因，在积雪的表面可形成比较坚硬的薄层，称为冻雪外壳。另外由于雨滴的冲击作用，也可形成一种多孔的冰壳，如再降新雪，则冰壳保持在积雪内部。这种在积雪内部的冰壳，一个冬季可形成几层，使积雪层成为层状结构。积雪的结构将影响积雪的融化过程。

2. 积雪的密度

密度是积雪最重要的物理特性，它不但影响到其他物理特性，而且关系到融雪出水量的大小。积雪的密度变化范围很大，介于 0.01~0.70g/cm³ 之间，见表 12.6。积雪密度的变化主要受以下因素的影响：由对流、凝结、辐射而引起的热量变化以及来自地面的热流，上面雪的压力，风，积雪内温度和水分的变化，融雪水的渗漏等。

表 12.6

积雪的密度

单位：g/cm³

雪的类型	新雪	陈雪	降雪后有微风压实	降雪后有中等强度的风压实
密度	0.01~0.065	0.05~0.30	0.063~0.08	0.28
雪的类型	降雪后有强风压实	新雪冰	老雪冰	消融雪冰
密度	0.35	0.40~0.55	0.55~0.65	0.60~0.70

积雪层内密度各处不同，随着深度增大而增大，艾贝尔斯 (Abels) 曾提出如下积雪密度随深度变化的经验公式：

$$\lg \rho_s = \lg 0.1854 - 0.0054z \quad (12.2)$$

式中： ρ_s 为积雪的密度，g/cm³； z 为积雪的深度（向上为正），cm。

但积雪表面因受解冻天气影响，密度可能较大。解冻时积雪密度随时间增长而增大，在稳定的天气情况下，每昼夜密度的增长主要与雪的初始密度有关。解冻时雪的密度变化可按表 12.7 经验值估算。

表 12.7 解冻状态下雪的密度变化经验值

积雪初始密度/($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	0.2	0.3	0.4
每昼夜密度增长率/%	6~7	2~3	1

积雪表层因为与空气接触，密度及结构变化最快。以最不稳定的鹅毛状雪为例，如初始密度为 $0.05\text{g}/\text{cm}^3$ ，密度增长速度达到每小时 $0.01\text{g}/\text{cm}^3$ ；在风速较大的情况下，甚至经历若干小时后，就会从密度为 $0.05\sim 0.12\text{g}/\text{cm}^3$ 的鹅毛状雪变成密度为 $0.20\sim 0.25\text{g}/\text{cm}^3$ 的碎片状雪。强烈持续的风会形成表面的冰壳，此种冰壳很坚硬，能承受人体的重量。

在非解冻期，雪由于在蒸发或凝结过程中发生结构变化，故密度也会改变。因为较厚的积雪层内存在着温度梯度，在严寒时其方向总是从下向上，因此促使水汽分子不断地进入积雪内，当温度低于露点时，水汽凝结，此时放出的潜热引起粒雪晶体融化，使密度增大；蒸发时则相反。

由于降雪时断时续，积雪通常具有成层性，到冬季末表现得最为明显，各层密度往往是不相同的。

3. 积雪的热性质

冰的融解潜热为常量 $334.94\text{J}/\text{g}$ ，而雪的融化潜热将取决于液态水的含量，积雪的其他热性质还根据雪的结构、温度及液态水的含量而定。实验表明，可以用积雪的密度作为影响积雪比热和导热率的指标，表 12.8 列出了积雪的热性质与积雪密度的关系。雪的导热率较小，冻结的雪为 $0.00167\text{J}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$ ，湿雪为 $0.00033\text{J}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$ 。这是积雪使其下面土壤免于冻结、植物免于冻死的主要原因。

表 12.8 积雪的热性质

密度 ρ_s /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	比热 C_s /($\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	导热率 k_s /($\text{J} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	密度 ρ_s /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	比热 C_s /($\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	导热率 k_s /($\text{J} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)
1.000 (水)	4.187	0.00544	0.34	2.093	0.00314
0.907 (冰)	2.093	0.02240	0.33	2.093	0.00297
0.54	2.093	0.00854	0.25	2.093	0.00201
0.5	2.093	0.00657	0.15	2.093	0.00084
0.44	2.093	0.00540	0.05	2.093	0.00025
0.365	2.093	0.00385	0.001 (空气)	1.005	0.00017
0.351	2.093	0.00339			

4. 积雪的反射率和辐射

雪的反射和辐射性质与雪的蒸发和融化过程有很大的关系。反射率是被表面反射的太阳辐射量（或有时为可见光辐射）与入射太阳辐射量之比，以百分数表示。积雪的反射率很大，超过裸土若干倍。积雪的反射率随积雪的表面情况和太阳高度不同而变，见表 12.9。

表 12.9 雪的反射性质

雪的状态	太阳高度角 /(°)	反射率 /%	雪的状态	太阳高度角 /(°)	反射率 /%	
密实、干燥、清洁	30.3	86	疏松(多孔)、很湿、浅灰色	35.3	47	
	29.7	88		36.3	46	
	25.1	95		37.3	45	
清洁、湿、细颗粒状	33.1	64	非常疏松、灰色、充满水	32.8	43	
	34.5	63		非常疏松、浅棕色、饱含水量	29.7	43
	35.3	63			非常疏松、肮脏、饱含水量	37.3
湿、清洁、颗粒状	33.7	61				
	32.0	62				

积雪对长波辐射的吸收与黑体相似，即吸入大部分(99.5%)入射的长波辐射，并服从 Stefan 辐射定律：

$$R = \sigma T^4 \quad (12.3)$$

式中： R 为全部波长的总辐射， $J/s \cdot m^2$ 或 W/m^2 ； T 为温度， K ； σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数， $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$ ， K 为绝对温度。

因为新雪的反射率高，陈雪的反射率低，所以，相同的辐射条件下，陈雪比新雪获得的能量多，更容易消融。

12.3.2 融雪

12.3.2.1 融雪出水的物理过程

形成融雪的原因有 3 个：暖气团来临、太阳辐射和降雨。当暖气团挟带大量的热量来临时，气温剧烈升高，使积雪迅速融化。融雪期间全部热量中的 70% 来源于暖气团，这是融雪的主要原因。太阳辐射在十分晴朗的天气情况下，对融雪有影响。依靠太阳辐射的能量可使 30%~35% 的积雪融化，但太阳辐射作用与雪的颜色和空气中含尘量有关，当大气很清洁和积雪含尘量很小时，其作用较小。降雨对融雪的影响不仅在于它带来的热量，而且主要在于它能破坏雪原来的结构，引起积雪物理特性的变化（如孔隙扩大），加速融雪过程。融雪通常是以上 3 种原因综合作用的结果，纯属某一种原因的融雪，只能在局部地区发生。

地形、森林等对融雪也有一定的影响。向阳坡积雪的融化比背阳坡快，在相同气候条件下，森林地区积雪的融化比无森林地区来得缓慢。

最初融化的雪水在雪中形成薄膜水和悬着毛管水。积雪继续融化，雪粒间孔隙继续充水，毛管力不断减少，重力水出现并向下流至土壤表面。单位时间从单位面积积雪层内流到地面的水量称出水强度。融雪出水过程可分为两个阶段，即融雪水分渗入并浸润积雪下层的停蓄阶段和下层含水量达到饱和积雪内部开始有水流出的外流（出水）阶段。初期的融雪水耗于下渗及填洼，满足后才开始往外流泄。因此，融雪径流并非与融雪同时开始，在时间上要推迟一些。

必须指出，积雪的结构在融化过程中也发生变化。在融化处，构成积雪的冰晶和来自雪花碎片的冰晶会合并而失去棱角成为椭圆形，以后，冰晶继续合并结成冰块。积雪中具有许多含有空气的 air 间层，当冰心逐渐紧缩时，空气间层减少，而逐渐充满水分。在融

雪初期, 雪下的地面温度与地面雪水温度接近于 0°C , 当雪水径流开始时, 雪水温度上升到 $0.5\sim 1.5^{\circ}\text{C}$, 此时会有相当显著的蒸发。

由上述可知, 从积雪融化到出水, 积雪层起着蓄积融雪水的作用, 造成积雪融化过程与出水过程不相同。积雪层的这种蓄积水量的能力, 称积雪层的持水能力, 可用下式表示:

$$\alpha = \frac{C}{H} \quad (12.4)$$

式中: α 为积雪层的持水能力; C 为截留在积雪中的融雪水的水当量, mm; H 为积雪层的总水当量, mm。

雪的持水能力与它的密度和再结晶有关。密度越小, 孔隙越大, 持水能力越大。在密度相等时, 细粒雪持水能力较粗粒雪大。在融化过程中, 细粒雪再结晶过程进行得很迅速, 故持水能力递减很快。因为雪的再结晶及密度在融雪过程中是变化的, 因此雪的持水能力也随融化程度而变。据研究, 在融雪初期 (细粒雪) 积雪的持水能力平均在 35% 左右, 而到了融雪末期 (粗粒雪) 则降到 10% 左右甚至更低。

郭夫热里根据实测资料, 得出积雪持水能力 α 与积雪密度 ρ_s 之间的经验关系为

$$\alpha = \frac{11}{\rho_s} - 11 \quad (12.5)$$

式 (12.5) 适用于积雪密度为 $0.18\sim 0.42\text{g}/\text{cm}^3$ 的情况, 其计算误差平均为 $\pm 5\%$ 。

此外, 下垫面条件如地形、植被、土壤等对融雪出水也有调蓄作用。

12.3.2.2 融雪量的估算

计算融雪量的现行方法有两类: 根据积雪测量资料和根据公式计算。

依据积雪测量资料估算途径是在特定区域内定期沿特定路线进行的积雪实测资料或根据遥感资料, 利用下式计算融雪量:

$$M_e = M_1 - M_2 + \sum P \quad (12.6)$$

式中: M_e 为 T_1 到 T_2 时段内融雪的水当量, mm; M_1 、 M_2 分别为 T_1 、 T_2 时刻的积雪的水当量, mm; $\sum P$ 为 T_1 到 T_2 时段内的降水量, mm。

因测雪所需时间较长, 一般难于每隔一天或每隔两三天进行一次, 故此法只能用于较长时段的融雪出水量估算。

根据公式计算融雪量的常见公式有 3 种:

1. 热量平衡法

从物理观点来看融雪与蒸发过程十分相似, 都属于热力学过程, 可以用能量平衡方法处理。

$$M_e = (H_{s_w} - H_{e_f} + H_{a_c} \pm H_{a_e} + H_r + H_{g_c}) / (\rho_w L_f) \quad (12.7)$$

式中: M_e 为融雪的水当量, cm; ρ_w 为水的密度, g/cm^3 ; L_f 为冰的融解热, $334.94\text{J}/\text{g}$; H_{s_w} 为由日光和天空的短波辐射给雪面的有效热量, J/cm^2 ; H_{e_f} 为从雪面到天空的长波辐射的散失热量, J/cm^2 ; H_{a_c} 为从大气传导给雪面的热量, J/cm^2 ; H_{a_e} 为由水汽凝结 (+) 或蒸发 (-) 的热量, J/cm^2 ; H_r 为由降雨供给的热量, J/cm^2 ; H_{g_c} 为由大地传导的热量, J/cm^2 。

这虽然是表示积雪层热量收支最严密的方法，但由于需要观测的因子较多，且不易测定，故实用上并不方便。

2. 空气动力学法

Light 曾提出下述半理论性经验公式计算日融雪量：

$$M_r = 56.8 v_w [0.01325 t_a \times 10^{0.0152 H} + 0.0231(e - 6.11)] \quad (12.8)$$

式中： M_r 为日融雪的水当量，mm/d； v_w 为雪面上 50ft 高处的平均风速，m/s； t_a 为雪面以上 10ft 高处的平均气温， $^{\circ}\text{C}$ ； e 为雪面以上 10ft 高处的水汽压，mbar； H 为当地的海拔高程，km。

对天然流域，若地面高低不平，或有森林影响，则直接用式 (12.8) 计算一般偏大，乘以 55%~65% 的折减系数为好。

美国陆军工程兵团考虑到森林和降雨的影响，提出了如下经验公式。

当全流域森林率为 80% 以上时：

$$M_r = (3.383 + 0.0126i)t_a + 1.27 \quad (12.9)$$

当全流域森林率为 60% 以下时：

$$M_r = (1.326 + 0.859Kv_w + 0.0126i)t_a + 2.29 \quad (12.10)$$

式中： i 为林外降雨强度，mm/d； K 为系数，其值为 1.0（无林地）~0.3（60% 林地）；其余符号意义同前。

3. 度日因子法 (degree-day)

在实际流域内，不仅森林、坡向、高程等对融雪量有很复杂的影响，而且要在全流域内正确求得辐射、气温、湿度、风速等也有困难。故在很多场合上述各式均难于适用。为此，美国学者提出了度日因子法，以日平均气温作为对融雪最具影响的有效热量指标。

相应于 1°C 的日融雪量称为气温度日融雪率，美国的实测值为 2.3~6.8mm/($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$) 左右，日本的实测值为 0.7~8.0mm/($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$) 左右。度日法计算融雪量的公式如下：

$$M_r = R_a(t_a - t_b) \quad (12.11)$$

式中： M_r 为融雪的水当量，mm/d； t_a 为日平均气温， $^{\circ}\text{C}$ ； t_b 为基础温度，通常为 0°C ； R_a 为气温日融雪率，或称融雪因子，mm/($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)。

事实上融雪因子 R_a 反映了净辐射对融雪的作用，它是太阳高度角的函数，也受到纬度、坡向和森林覆盖度的影响。同纬度条件下，一般有春秋 R_a 值较小，夏季较大，林地较小，裸地较大，向阳坡较大，背阴坡较小。

12.3.2.3 融雪径流与洪水

融雪水作为水源形成的径流，称为融雪径流。融雪径流的形成需要有一定的热量，使雪转化为液体。在融雪期间发生降雨，就会形成雨雪混合径流。

每年夏天我国长江黄河等大河流都要进行防洪抗洪，因为这时是这些大河流的汛期，河道里的水量最大。但是世界上有些河流，例如苏联的额尔齐斯河、鄂毕河、叶尼塞河、勒拿河以及加拿大平原上的一些河流，它们的主汛期不在夏天而是在春天，春汛是全年最大的汛期，远远超过夏汛的规模。这些河流流经的平原地区有很厚的积雪，并且这些地区春季暖气团活动频繁，暖气团过境时水汽遇到积雪表面便降温发生凝结现象，水汽凝结时释放出来的潜热加速积雪消融。因此，平原地区有些地方尽管积雪很深，却能在几天里就

被暖气团消融得干干净净，融化的雪水流入大量河道，这是造成春汛泛滥的主要原因。

对于源头低于雪线的河流，山区积了一冬的积雪到了春季因净辐射迅速增大和气温升高而融化，形成春汛。在内陆河区低山河流，春汛是主汛期，来势凶猛有时造成水灾。但夏季因山区积雪已经消失，河流里的水量迅速减少，进入枯水季节。如新疆塔城的额敏河、克拉玛依市的白杨河，春天水量丰富，夏天则水量小到清澈见底，只有靠少量地下水渗人才不至于断流。

事实上单纯的融雪型洪水是很少见的。流域内高差 3000m 以上的高山河流，气温垂直变化很大，降水过程中山下为雨，山上可能是雪；融雪过程中，低山融雪，高山可能融冰。所以，洪水一般是暴雨、融雪、融冰混合补给的，只是不同洪水、不同山区各自补给的比例不同而已。

雨雪混合洪水形成的条件是：流域积雪、较大的降雨强度和较高的近地表气温。积雪和土壤一样有一定的持水能力，雨强较大的降雨能提供融雪所必要的热量，并可使积雪变松，加速融雪出水过程。雨雪混合洪水的洪峰流量有时比单纯融雪春汛或暴雨洪水来得大。美国威拉米特河历史上发生的大洪水大多是雨雪混合洪水，一般比单纯暴雨产生的洪峰大。

雨雪混合洪水是中国西部山区和北方河流的一种较大春汛。新疆西部北部山区，春季常有雨雪混合洪水。在中国西部山区，雨雪混合洪水有两种情况：①发生在河源位于雪线以上的河流上。河流上源伸到冰川或永久积雪区，夏季高山气温上升到 0°C 以上，在太阳辐射作用下，冰融雪化，形成融雪洪水。融雪洪水通过中低山区，如遇暴雨洪水加入，则在出山口处在缓涨缓落的洪水过程线上突出显示由暴雨形成的陡涨陡落尖峰形的洪水，这种雨雪混合洪水常是这类地区一种灾害性的洪水。②发生在发源于高山的中小河流上。这种河流的大部分流域面积位于春夏季积雪线随气温变化游移区内，处在永久积雪线以上的流域面积则比重较小。当夏季流域上有时降雪，有时降雨，在一次天气过程中，造成先雨后雪或流域上部降雪下部降雨，雨后温度回升，形成雨雪混合洪水。这种洪水起涨段与暴雨洪水相似，有时先出现雨洪然后融雪洪水接踵而至，洪水过程线呈平顶形或双峰形。洪水过程的退水段则与融雪洪水相似，比较延缓，洪水总历时较长。

12.3.3 融雪径流模拟实例

国内西北与东北都进行过流域融雪径流模拟研究，两区的主要区别在于西北的径流形成区都在高寒山区，东北则低山、丘陵区、平原区均为径流形成区。因此，融雪径流模拟还是有比较大的差别。这里举出一个实例，帮助读者加深融雪径流计算的认识。

12.3.3.1 流域概况

白杨河流域位于新疆北部准噶尔盆地西北缘克拉玛依境内，河流至白杨河水库长约 97km，流域面积 2115km^2 。河流发源于中低山系，无冰川和永久积雪分布，径流主要靠季节融雪水及暴雨补给，年际变化大，年径流丰枯比最大达 6 倍。径流年内分配极不均匀，汛期短（4—6 月），径流量集中（占年水量的 70% 以上），枯期长（7 月至次年 3 月），水量小。流域内既无水文站也无气象站，出山口煤矿站 1964—1968 年有汛期流量观测资料，其下游白杨河水库进库站只有流量观测。

白杨河流域处于西来水汽方向上乌日可下亦山及赛米斯提台山的背风坡，水汽主要来

源于西风环流。其相邻河流是乌日可下亦山及赛米斯提台山迎风坡上的玛拉苏河和哈拉伊敏河，两河均有长期观测的基本水文站。

12.3.3.2 白杨河融雪降雨径流模型的建立

通过资料分析及流域踏勘，我们在三水源新安江模型基础之上建立白杨河融雪降雨径流模型。输入为实测降水量 P 、实测地面气温 T 、实测水面蒸发 E_m ，输出为流域出口流量 Q 、流域蒸散发 E 。模型由降水与积雪模型、融雪模型、产流模型、蒸散发计算、汇流模型 5 部分组成。

1. 降水与积雪模型

因为流域积雪先高山后低山，融雪反之。气温、降水与蒸发也呈现明显的垂直变化规律。所以，需将流域按高程分带，分带主要考虑各分带的气象要素均匀性。各高程带的气象要素特征值均由基础站（哈拉依敏站）推算。

(1) 分带气温。海拔越高，气温越低，直减率还受到气候、下垫面等各种条件影响，在同一个流域各个季节也有变化，且变幅相当大。因此，采用下式估计分带日平均气温：

$$T_p = T_0 - T_i \times (H_i - H_0) - T_i(i) \quad (12.12)$$

式中： T_i 为气温直减率， H_i 、 H_0 分别是 i 带和基本气温站的高程， $T_i(i)$ 为第 i 带的气温递减率校正值，它随时间变化。

(2) 分带降水。 i 带的时段降水 $PP(i)$ 根据基础站时段降水 P 由下式估算：

$$PP(i) = P \times [1 + H_i(i)] \quad (12.13)$$

式中： $H_i(i)$ 为第 i 带的降水高程校正系数，通常以 T_k 作为判断降水形式的临界温度。当 i 带气温低于 T_k 时，降水作为积雪处理。

(3) 分带积雪。流域各处当前时段的积雪量由下式计算：

$$SC(t) = SC(t-1) + PP(i) \times SN - MR - E \quad (12.14)$$

式中： $SC(t)$ 为 t 时刻的流域积雪蓄积的水当量，mm； SN 为雪量校正系数，当基本站实测降水为雪时， $SN > 1.0$ ，当基本站实测降水为雨时， $SN = 1.0$ ； MR 和 E 分别为本时段融雪量和蒸发量，mm。

若流域降水是均匀的，流域积雪似乎也应比较均匀。但由于风吹或地形陡峭积雪坍塌，流域各处积雪很不均匀，为此，用一个指数函数来表征：

$$Kv = (SC/CM)^n \quad (12.15)$$

式中： Kv 为流域积雪面积的百分比； CM 为全流域积雪时所需最小积雪的水当量，以 mm 计。

当 $SC > CM$ 时，令 $Kv = 1.0$ ， n 为指数，视地形起伏情况取 $1.0 \sim 1.5$ 。流域径流主要来自季节融雪，积雪计算精度直接影响径流量和过程的计算精度，所以需要根据流域降水分布情况将其分为若干个子区，分别计算各子区积雪量。

2. 融雪模型

假定风速均匀，日融雪量由下式计算：

$$M_r = R_s(T_p - T_b) \quad (12.16)$$

式中： M_r 为融雪的水当量，mm； R_s 为融雪因子，它是光照时间与辐射强度的函数； T_b 为雪面温度， $^{\circ}\text{C}$ ，可取 $0 \sim 1$ ； T_p 为气温， $^{\circ}\text{C}$ 。

降雨也会引起融雪，假定雨滴温度与气温相等，则由降雨引起的融雪量为

$$M_p = (T_p - T_b) \times P / 80 \quad (12.17)$$

上面两项融雪量之和为 $M = M_r + M_p$ ，它们只发生在积雪面积上。融雪水进入积雪液态蓄积 W_r 中，若 W_r 大于积雪持水能力，多余部分融水流出积雪层，进入产流模型。

3. 产流模型及水源划分

直接应用三水源新安江模型，产流计算应用蓄满产流的概念做产流计算，用自由水蓄水库把径流分为地面径流、壤中径流与地下径流 3 种成分。

4. 蒸散发计算模型

流域中高山区植被生长良好，气候较湿润，低山带则较干燥，植被稀疏。因此，在蒸散发计算中，高程 1500m 以下的低山带采用二层计算模型，高程 1500m 以上的中高山带则采用三层计算模型。

5. 汇流模型

因流域坡度与河流纵比降都较大，各种径流成分可按线性水库汇流至流域出口。

6. 模型参数与模拟结果

白杨河流域模型参数列在表 12.10，模拟结果则统计于表 12.11 中。

表 12.10 白杨河模型参数一览表

参数	参数物理意义	白杨河取值	参数	参数物理意义	白杨河取值
K	蒸散发能力折算系数	0.40	KI	壤中流出系数	0.45
C	深层蒸散发系数	0.03	CG	地下水消退系数	0.997
IM	流域不透水面积系数	0.01	CI	壤中流消退系数	0.8
WM	流域平均蓄水容量	170.0	CS	地面径流消退系数	0.2
UM	上层蓄水容量	10.50	SN	雪量校正系数	1.25
LM	下层蓄水容量	10.50	TK	临界温度 (e)	4
B	蓄水容量曲线指数	0.30	CM	全流域积雪最小水当量	180~150
SM	自由水蓄水容量	20.10	Ra	融雪因子 (按月计算)	3.2~4.0
EX	自由水容量曲线指数	1.40	a	积雪持水系数	0.1
KG	地下水流出系数	0.25	DT	计算时段长/h	24

表 12.11 白杨河流域模拟精度统计表

年份	过程平均误差 ABS /%	水量误差 OB /%	年份	过程平均误差 ABS /%	水量误差 OB /%
1980	0.238	0.01	1985	0.149	0.01
1981	10.186	0.03	1986	0.271	-0.01
1982	0.11	0.01	1989	0.791	0.1
1983	0.67	0.21	1990	0.112	0
1984	0.121	0.01	1991	0.235	0.06

参 考 文 献

- [1] 牛焕光, 马学慧. 中国的沼泽 [M]. 北京: 商务印书馆, 1995年.
- [2] 郎惠卿, 等. 中国沼泽 [M]. 济南: 山东科技出版社, 1983.
- [3] 赵魁义. 中国沼泽志 [M]. 北京: 科学出版社, 1999.
- [4] 芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
- [5] 黄锡荃. 水文学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1993.
- [6] 中国科学院长春地理研究所. 中国沼泽研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [7] 卜兆君, 等. 泥炭沼泽学若干基本概念的再认识 [J]. 东北师大学报, 2005.6, 37 (2): 105-108.
- [8] 王毅勇, 等. 三江平原典型沼泽湿地水循环特征 [J]. 东北林业大学学报, 2003.5, 31 (3): 3-7.
- [9] 郭大本, 等. 三江平原沼泽湿地开垦前后下垫面水理性质变化研究 [J]. 黑龙江水专学报, 1995.2; 1-8.
- [10] 尹喜霖, 等. 三江平原沼泽与降水、地表水、地下水的关系 [J]. 2003.1, 11 (1): 157-158.
- [11] 宋长春, 阎百兴, 等. 沼泽湿地开垦对土壤水热条件和性质的影响 [J]. 水土保持学报, 2003.12, 17 (6): 144-147.
- [12] 丁永洁, 邓伟, 等. 扎龙湿地芦苇恢复与生态补水分析 [J]. 林业调查规划, 2005年10月, 30 (5): 27-30
- [13] 孙石. 气候变化对扎龙湿地生态环境的影响 [J]. 黑龙江气象, 2001, (1): 32-34.
- [14] 严登华, 王浩, 等. 中国东北区沼泽湿地景观的动态变化 [J]. 生态学杂志, 2006, 25 (2): 249-254.
- [15] 孙志高, 刘景双, 等. 中国湿地资源的现状、问题与可持续利用对策 [J]. 干旱区资源与环境, 2006.3, 20 (2): 84-88.
- [16] World Glacier Monitoring Service. World Glacier Inventory (status 1988) [R]. IAHS (ICSU) - NEP - UNESCO, 1989. A11-C98.
- [17] 刘潮海, 施雅风, 等. 中国冰川资源及其分布特征 [J]. 冰川冻土, 2000.6, 22 (2): 106-112.
- [18] 王宗太, 等. 中国冰川分布的地理特征 [J]. 冰川冻土, 2001.9, 23 (3): 231-237.
- [19] 刘潮海, 等. 中国冰川资源及其分布特征——中国冰川目录编制完成 [J]. 冰川冻土, 2000.6, 22 (2): 106-112.
- [20] 王宗太, 苏宏超, 等. 世界和中国的冰川分布及其水资源意义 [J]. 冰川冻土, 2003.10, 25 (5): 498-502.
- [21] 赵人俊. 流域水文模拟 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1988年.
- [22] 姜卉芳. 融雪径流模拟及其在切德克流域的应用 [J]. 八一农学院学报, 1987.3, 1: 67-74.
- [23] 姜卉芳, 等. 白杨河水库洪水预报调度模型 [J]. 新疆农业大学学报, 1999.10, 30 (S): 83-85.
- [24] 姜卉芳, 等. 新疆河流径流模拟 [J]. 新疆农业大学学报, 1998.9, 21 (3): 176-183.

第 13 章 湖泊、水库与河口水文

13.1 湖泊

湖泊是陆地表面具有一定规模的天然洼地的蓄水体系，是湖盆、湖水以及水中物质组合而成的自然综合体。由于湖泊是地表的一种交替周期较长、流动缓慢的滞流水体，加之它深受其四周陆地生态环境和社会经济条件的制约，因而，与河流和海洋相比，湖泊的动力过程、化学过程及生物过程均具有鲜明的个性和地区性的特点。在地表水循环过程中，有的湖泊是河流的源泉，起着水量储存与补给的作用；有的湖泊（与海洋沟通的外流湖）是河流的中继站，起着调蓄河川径流的作用；还有的湖泊（与海洋隔绝的内陆湖）是河流终点的汇集地，构成了局部的水循环。

地球陆地表面湖泊总面积约 $270 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占全球大陆面积的 1.8% 左右，其水量约为地表河流溪沟所蓄水量的 180 倍，是陆地表面仅次于冰川的第二大水体。世界上湖泊最集中的地区为古冰川覆盖过的地区，如芬兰、瑞典、加拿大和美国北部。我国也是一个多湖泊的国家，面积在 1 km^2 以上的天然湖泊有 2800 余个，总面积达 80600 km^2 以上，湖泊率约为 0.8%。我国湖泊的分布以青藏高原和东部平原最为密集。世界及我国的主要湖泊分别见表 13.1 和表 13.2。

表 13.1 世界主要湖泊

湖泊名称	国家	海拔 /m	面积 / km^2	最大深度 /m	水质
里海	苏联、伊朗	28	371000	980	咸
苏必里尔湖	美国、加拿大	183	82400	393	淡
维多利亚湖	乌干达、坦桑尼亚、肯尼亚	1134	69400	80	淡
咸海	苏联	53	66500	68	咸
休伦湖	美国、加拿大	177	59600	228	淡
密西根湖	美国	177	58000	281	淡
坦噶尼喀湖	坦桑尼亚、赞比亚、扎伊尔、布隆迪	773	32900	1435	淡
贝加尔湖	苏联	455	31500	1620	淡
大熊湖	加拿大	119	31080	137	淡
马拉维湖	马拉维、坦桑尼亚、莫桑比克	472	30800	706	
大奴湖	加拿大	150	28600	140	
伊利湖	美国、加拿大	174	25744	64	淡

续表

湖泊名称	国家	海拔 /m	面积 /km ²	最大深度 /m	水质
温尼伯湖	加拿大	217	24346	28	
安大略湖	美国、加拿大	75	19529	237	淡
拉多加湖	苏联	5	18400	225	
马拉凯博湖	委内瑞拉	0	16300	250	南淡北咸
死海	约旦、巴勒斯坦	-392	1000	395	咸

表 13.2 我国主要湖泊

湖泊名称	湖面海拔 /m	最大水深 /m	湖面面积 /km ²	容积 /(10 ⁸ m ³)	水质
青海湖	3196.0	28.7	4635	854.45	咸
兴凯湖	69.0		4380	27.1	
鄱阳湖	21.0	16.0	3583	248.9	淡
洞庭湖	34.5	30.8	2820	188.0	淡
太湖	3.0	4.8	2420	48.7	淡
呼伦湖	545.5	8.0	2315	131.3	咸
洪泽湖	12.5	5.5	2069		淡
纳木湖	4718	35.0	1940		咸
奇林湖	4530	33.0	1640		咸
南四湖	35.5~37.0	6.0	1266	53.6	淡
博斯腾湖	10488	15.7	1019	99.0	咸
巢湖	10.0	5.0	820	36.0	淡
羊卓雍湖		59.0	678		淡
鄂陵湖	4268.7	30.7	610.7	107.6	淡
贝尔湖			608.5	54.8	
扎陵湖	2932	13.1	526.0	46.7	
滇池		6.0	297		淡
洱海		21.0	246		淡
艾丁湖	-154.0		22.0		盐

13.1.1 湖泊的形态特征

湖盆的成因不同其形态也不同。如坝造湖的形态似溪谷，湖岸为不规则的弯曲线，湖底向坝体处倾斜，水深向坝体处渐增。风蚀湖底较平坦，深度较浅。冰川湖的形状较为复杂，呈三角形，岸坡较陡，深度较大。构造湖中的断层大多是狭长形，湖岸几乎呈直立状。湖泊在发展过程中不断改变着自己的形态，当发展到一定阶段时，湖岸形态基本具有共性。图 13.1 为一般湖岸形态。湖岸形态可以由以下几部分组成：

(1) 湖岸。湖岸是湖泊边坡上的水上部分，通常坡度陡直，受近岸的浪击作用而

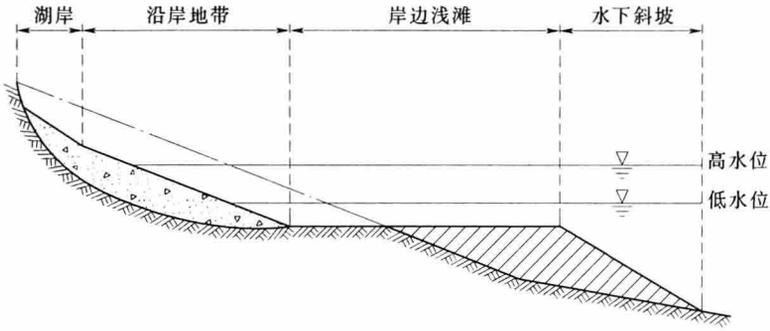


图 13.1 湖岸形态

形成。

(2) 沿岸地带。沿岸地带包括水上部分和水淹部分。水上部分只在高水位时才受浪击的作用，水淹部分受湖水位涨落的影响而被湖水淹没。沿岸地带又称湖滨。

(3) 岸边浅滩。岸边浅滩可分为两部分，靠近湖滨部分因受湖水冲刷而形成的侵蚀浅滩，其底部大多是岩石或坚硬土壤。在侵蚀浅滩以外则是因沉积作用而形成的沉积浅滩，大多是由粗粒泥沙淤积而成。整个岸边浅滩的表面都为沙砾石覆盖。

(4) 水下斜坡。水下斜坡是湖底和岸边浅滩之间的过渡地带，其倾斜角可达 $20^\circ \sim 30^\circ$ ，坡脚为淤泥覆盖，其他部位为砂砾覆盖。

(5) 湖盆底。湖盆底指水下斜坡的坡脚至湖泊中央部分，因泥沙和生物的沉积而较平坦。

湖泊形态对湖水理化性质、湖水运动、湖泊演变、水生生物的分布规律等都有较大影响，因而对湖泊形态的研究，可以推断湖泊的成因、湖泊的大小、湖泊的水文情势、湖泊的水产、湖泊的发展趋势等，以便合理地开发利用湖泊水利资源。

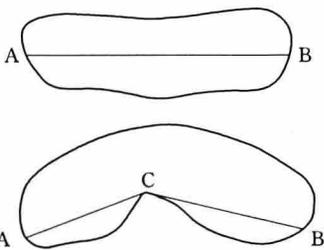


图 13.2 湖泊长度示意图

湖泊的形态特征主要包括湖泊的形状、长度、宽度、深度、面积、容积等。以定量的方法表示湖泊几何形态的指标叫湖泊形态度量参数，或简称湖泊形态参数。一般采用具有等深线或等高线的湖泊地形图来确定。

(1) 湖泊长度 L 。 L 是指连接湖面外边界两个相距最远点之间的最短距离，依照湖泊形状不同，可能是直线，也可能是折线，如图 13.2 所示。

(2) 湖泊宽度 B 。 B 分为湖泊的最大宽度和平均宽度。湖泊最大宽度是指垂直于湖泊长度线方向的两岸间的最大距离；平均宽度是湖水面积 F_L 除以湖泊长度 L ，即

$$\bar{B} = \frac{F_L}{L} \quad (13.1)$$

(3) 湖泊深度 H 。 H 可分为湖泊最大深度和平均深度。湖泊最大深度是指湖泊的最高水位减去湖底最深点的高程；湖泊平均深度是湖泊的容积 V 除以湖水面积 F_L ，即

$$\bar{H} = \frac{V}{F_L} \quad (13.2)$$

(4) 湖泊水面积 A_w 。湖泊的水面面积随水位（或水深）变化。湖泊处于最高水位时的水面面积为其最大面积。不同水位时的水面面积可由地形图量出。

(5) 容积 V 。湖泊的容积也随水位变动，可采用下式计算：

$$\begin{aligned} V &= h \left(\frac{F_1 + F_2}{2} + \frac{F_2 + F_3}{2} + \dots + \frac{F_{n-2} + F_{n-1}}{2} + \frac{F_{n-1} + F_n}{2} \right) \\ &= h \left(\frac{1}{2} F_1 + F_2 + F_3 + \dots + F_{n-2} + F_{n-1} + \frac{1}{2} F_n \right) \end{aligned} \quad (13.3)$$

式中： h 为地形图上等高线的高差，m； F_1 、 F_2 、 \dots 、 F_n 为各等高线所包围的面积，底部等高线所包围的面积 F_n 常作为零， m^2 ； n 为等高线数目。

为了研究湖泊的水文特征，常绘制出水位 Z -容积 V 曲线和水位 Z -水面面积 F 曲线，如图 13.3 所示。它是水利计算、水文预报必备的基本资料。

(6) 湖底的平均坡度 \bar{J} 。计算方法与流域平均坡度的计算方法相同。相邻两等高线间的坡度 J 由下式推算：

$$J = \tan \alpha = \frac{l_1 + l_2}{2} \cdot \frac{h}{f} \quad (13.4)$$

式中： l_1 、 l_2 分别为两等高线的长度； h 为两等高线间的高差； f 为两等高线间包围的面积。

湖底的平均坡度 \bar{J} 可用下式计算：

$$\bar{J} = \frac{h \left(\frac{1}{2} l_0 + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} + \frac{1}{2} l_n \right)}{F_L} \quad (13.5)$$

式中： l_0 为湖岸线的长度； l_1 、 l_2 、 \dots 、 l_n 为各等高线长度； n 为等高线的数目； h 为等高线间的高程差，式中为常数； F_L 为湖水面积。

13.1.2 湖泊的分类

湖泊是多种多样的，研究湖泊的分类，可以进一步认识湖泊的形成和演变。

1. 按照湖盆的起源分类

(1) 坝造湖。谷岸山坡受地震山崩作用而崩塌，崩塌物质以及火山喷出物等阻塞河谷而形成湖盆。河水被阻塞雍水而形成的湖盆称为坝造湖。如台湾省嘉义境内清水河上游在 1941 年及 1942 年由于阿里山的草岭发生两次山崩将河水堵塞，形成深达 120m 的湖泊。

(2) 盆地湖。盆地湖的湖盆是由于各种原因造成的，按湖盆形成的原因可分为下列类型：①火山湖是由于火山喷发，火山口成为湖盆储水而形成的湖，湖盆特点是外形近圆形或马蹄形，深度较深，如长白山主峰山顶的天池就是火山湖。②侵蚀湖的湖盆是由侵蚀作用而形成的。侵蚀作用有风蚀和水蚀等。如青海东部的居延海就是风蚀盆地而形成的湖

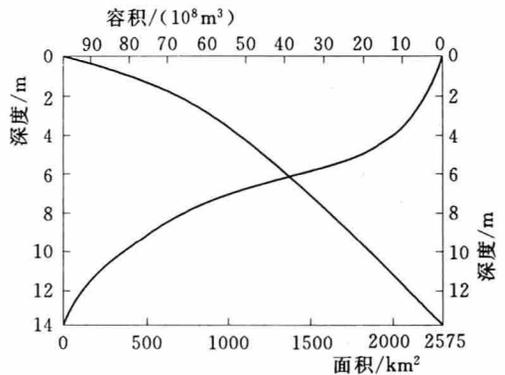


图 13.3 湖泊深度与面积、容积关系图

泊。由水蚀作用而形成的湖盆，如我国西南石灰岩地区溶蚀形成的湖泊，云南的八仙湖、宫青湖等属溶蚀湖。③构造湖是因地壳变动而形成的湖盆，如岩层发生断裂而形成的洼地蓄水成湖。云南的滇池，山西的解池都是构造湖。构造湖的特点是湖岸平直而狭长，岸坡陡峻，深度较大。④由于冰川的侵蚀或沉积作用而形成的湖盆称冰川湖。我国西藏、新疆境内多冰川湖，如天山中的天池。⑤沉积湖是由于河流本身冲淤作用而形成的湖泊，如长江中游监利附近河段因截弯取直而形成的牛轭湖。也有由于堤外排水不良，在低洼的地方积水而形成湖泊，如江汉平原上成千的湖泊均由此形成。河口三角洲地区，在河流和海水的相互作用下，海湾被泥沙淤积而与海洋隔离形成湖泊，如我国的太湖、西湖等。这种湖泊又称泻湖。

2. 按湖水的进出情况分类

(1) 外流湖。湖泊直接与河流相连，间接与海洋相通，既有河水的流入，又有湖水的流出，并多分布于外流河干支流的沿岸地区，如长江沿岸的洞庭湖和鄱阳湖。

(2) 内陆湖。湖泊不与海洋相通，通常位于河流的尾闾，也可能形成独自的集水区，如罗布泊和青海湖等。内陆湖又称闭口湖，湖水主要消耗于蒸发和下渗。

3. 按湖水的含盐度分类

(1) 淡水湖。湖水的含盐度在 0.1% 以下的，称淡水湖。外流湖的湖水不断变换，水中的盐分不易聚集，所以外流湖大多是淡水湖。

(2) 咸水湖。湖水的含盐度超过 2.47% 的，称咸水湖。内陆湖水中的盐分容易聚集，湖水的含盐度较高，故内陆湖大多是咸水湖。

(3) 微咸湖。湖水的含盐度在 0.1%~2.47% 之间的，称微咸湖。湖水含盐度 2.47% 时，水的结冰温度与最大密度时的温度相等，所以取含盐度 2.47% 为咸水湖与微咸湖的分界线。

4. 按湖水的营养状况分类

依据湖水所含溶解性物质的状况，可将湖泊分为以下几种。

(1) 贫营养湖。多分布于贫瘠的高原或山区，水深大，湖底有机物少且不易分解，生物生长受到限制。

(2) 富营养湖。多分布于肥沃的平原，水深较小，养分较多，生物数量多但种类少，易于放养。

(3) 腐殖质贫营养湖。多分布于林区，常含有外来腐殖质。这类物质溶为胶状分散于水中，它有吸收溶解无机盐类的作用，使水中养分贫乏，从而使生物种类、数量都少。

13.1.3 湖泊水的运动

湖泊虽属流动缓慢的滞流水体，但是，在风力、水力坡度力、密度梯度等的作用下，湖泊中的水总是处于不断运动之中。湖水的运动可以分为两种形式，即升降运动和进退运动。前者包括波浪、波漾现象，后者包括混合、湖流和增减水现象。一般这两种运动是互相结合发生的。这些运动有的是周期性的，有的是非周期性的，有的在湖面，有的在湖水内部。湖水的运动方式决定于作用力的形式、历时、周期性和空间分布、湖水成层结构、内部密度分布、湖盆形状和大小等因素。此外，由于局部湖区气压突变或地震作用也会引起湖水运动。当外力停止后，由于粘滞力与紊动摩擦作用使湖水运动最后停止。

湖水运动是湖泊最重要的水文现象之一，影响着湖盆形态的演变、湖水的物理性质、化学成分和水生生物的分布与变化，因此，研究湖水的运动具有重大意义。

13.1.3.1 湖水的混合

湖水的混合是湖泊中的水团或水分子在水层之间相互交换的现象。湖水混合过程中，湖水的热量、动量、质量及溶解质等，从平均值较大的水域向较小的水域转移，使湖水表层吸收的辐射能及其他理化特性传到深处，并使湖底的营养盐类传到表层。湖水混合的结果，使湖水的理化性质在垂直及水平方向上均趋于均匀，从而有利于水生生物的生长。

湖水的混合方式有紊动混合和对流混合，前者也称紊动扩散，是由风力和水力坡度力作用产生的，后者也称对流扩散，主要是湖水密度差引起的。湖水混合的速度还受到各水层阻力的影响。各水层的密度差异越大，阻力就越大，这种阻力称为湖水的稳定度。当湖水密度随水深增大而增大时，就比较稳定，反之就不稳定。湖水的稳定度一般可用垂直密度梯度来表示，即

$$E = \frac{d\rho}{dZ} \quad (13.6)$$

式中： E 为表示湖水垂直稳定度的密度梯度，以 g/cm^2 计； ρ 为湖水密度， g/cm^3 ； Z 为水深， cm 。

另一种表示湖水稳定度的方法是以要改变水团稳定度所需作的功来表示。在一个湖泊内，成层的湖水处于稳定的平衡状态时，水团的重心位置必低于湖水处于均匀状态时的水团重心位置，因此，所需作的功为

$$S_y = Mg\sigma \quad (13.7)$$

式中： S_y 为湖水稳定度； M 为整个湖水的重量， t ； g 为重力加速度， m/s^2 ； σ 为成层的湖水与均匀状态的湖水两个重心间的距离， m 。

13.1.3.2 波浪

波浪是湖水中发生的一种波动现象，即水质点在外力作用下，在其平衡位置附近作周期性振动。波浪发生时，波形向前传播，水质点并未向前推进。湖泊中的波浪主要是风引起的，即风对表层湖水的作用，又称风浪。其他因素，如地震、局部湖面气压突变以及轮船航行等也会引起风浪，但发生较少，属于次要因素。风浪大小取决于风速、风向、吹程及其作用的持续时间，还与水深和湖盆形态有关。此外，湖水的理化性质、水中悬浮和漂浮物也对风浪有一定影响，但作用较小。

1. 波浪要素

波浪要素可用图 13.4 所示的要素表示，包括：①波高 h 指波峰与波谷间的垂直距离， m ；②波长 λ 指两相邻波峰或波谷间的水平距离， m ；③波速 c 指波形中任一点在单位时间内传播的距离， m/s ；④周期 T 是两相邻波峰或波谷通过空间同一点所需的时间， s ；⑤波陡 m 是波高与波长的比值。

波长、波速、周期之间存在着下述关系：

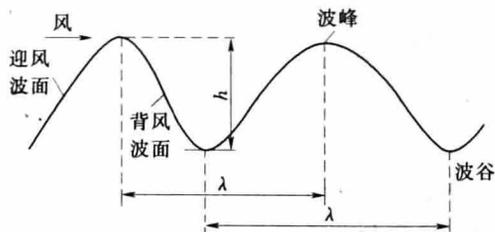


图 13.4 波浪要素示意图

$$c = \lambda / T \quad (13.8)$$

2. 风浪的发展与影响因素

起风不久，湖面上就会产生波浪，其周期短（小于 1s）、规模小（波长仅以 cm 计、波高不足 1cm），称为涟波。这时，表面张力使水质点恢复到平衡位置，故又称张力波。随着风力的加大和作用时间的增长，波浪逐渐增大，波高迅速达到最大值，此时恢复力主要是重力，故又称重力波。同时，由于风的不稳定性，波峰线杂乱，又称不规则波或三向波。当风力足够强时波峰会被风掀倒，加之空气的侵入，形成白色的浪花，称为“白浪”。当风力减小到零时，风浪停止发展。但由于水质点受惯性力的作用，风浪仍继续存在并传播，即为余波或称自由波。余波所具有的能量，在其传播的过程中，慢慢地消耗于内摩擦和底部摩擦，波浪也就消失，湖面恢复平静。

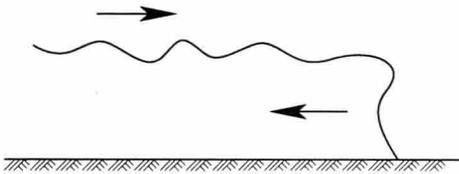


图 13.5 近滨波示意图

传播，即为余波或称自由波。余波所具有的能量，在其传播的过程中，慢慢地消耗于内摩擦和底部摩擦，波浪也就消失，湖面恢复平静。

3. 拍岸浪及近滨波

当风浪或余波传播到岸边时，由于湖底摩擦作用和水深的变化，波峰逐渐赶上波谷，产生波浪前倾现象，称为“拍岸浪”或“近滨波”，如图 13.5 所示。

我国的湖泊类型比较复杂，故湖中风浪的状况也各不相同，同一湖泊的不同湖区，风浪性质也相差很大。在浅水湖，因受湖底影响，风浪发展和停止的时间都不长，波高达到最大值较快，消失也快。一般在风停后 1~2h，湖面恢复平静，个别需 3h 以上。在深水湖，随水深增大而风浪减弱，在湖底不产生波浪，风浪的发展和停息常需相当长的时间。对于中小型湖泊因湖面积或水深均较小，故风浪也小。风浪要素可用仪器直接测定，也可用公式计算。我国湖泊的风浪要素观测值，见表 13.3。

表 13.3 我国湖泊波浪要素

湖泊名称	最大浪高/m	波长/m	波速/(m·s ⁻¹)	周期/s
呼伦湖	2.05	13.7	3.50	3.9
青海湖	1.65	15.0	4.15	3.8
鄱阳湖	1.50	—	—	—
洪泽湖	0.86	10.5	3.90	3.5

4. 波浪近岸时的变化

波浪传播到近岸地带，由于水深变浅，受到湖底摩擦阻力的作用，当波峰逐渐赶上波谷时，使部分波能消耗于摩擦做功，故波速、波高、波长都随水深减小而减小。但当水深减到一定程度以后，水深再减小，波能反而集中，此时波高随水深的减小而增大，就产生波浪的倾覆现象。在一定的水深下，波浪发生破碎，此时的水深称为临界水深。由实验可知临界水深等于波高， $(H_{\text{临}}/h) = 1$ 。但在顺风时 $(H_{\text{临}}/h) > 1$ ，逆风时 $(H_{\text{临}}/h) < 1$ 。即波浪在顺风时，发生破碎的地方较之逆风时要离湖岸远。

由于波浪破碎，破碎波打击湖岸或淘刷湖边底坡释放出巨大的能量，使湖岸受到强烈侵蚀，此时，波浪水质点在波峰处指向岸边，而在波的下部形成离岸的补偿流，如图

13.5 所示。此时水中如果有漂浮物，则将被抛向岸边。波浪在接近岸边时，其方向也将发生变化。如果在离岸较远处，波浪的方向与岸线斜交，而当波浪接近岸边时，波浪逐渐弯曲，波向逐渐与岸正交，这种现象称为波浪的折射，如图 13.6 所示。折射发生的原因是近岸的一段因水深较小，受到摩擦阻力较大，而离岸较远的一段水深相对较大，受到的摩擦阻力相对较小，这样，当波浪向前传播时，离岸远的一段就能逐渐赶上离岸近的一段，从而使波峰线与岸线平行。

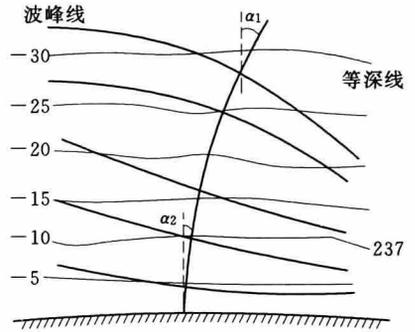


图 13.6 岸边波浪折射示意图

5. 风浪要素的计算

风浪要素可用仪器直接测定，或依据经验公式估算。通过实测资料的统计分析所建立的经验公式一般都考虑影响风浪的三个主要因素，即：吹程 D ，表示顺风向从岸边观测点到波浪发生处的距离，以 km 计；风速 ω ，以 m/s 计；水深 h ，以 m 计。例如，青海湖估算风浪（浅水波）的经验公式（适用范围 $D \leq 100\text{km}$ ， $\omega \leq 16\text{m/s}$ ）。

$$\left. \begin{aligned} h &= 0.155\omega^{3/2}D^{2/9} \\ \lambda &= 0.542\omega D^{2/9} \\ T &= 0.692\omega^{1/2}D^{1/9} \end{aligned} \right\} \quad (13.9)$$

鄱阳湖估算风浪的经验公式适用于 $D \leq 60\text{km}$ 的条件，且按深水波、浅水波分别计算。

$$\left. \begin{aligned} h &= 0.015\omega^{1.6} - 0.01\omega D^{-1/2} \quad (h \geq 0.61\omega, \text{深水波}) \\ h &= 0.017\omega^{1.35} - 0.01\omega D^{-1/2} \quad (h < 0.61\omega, \text{浅水波}) \end{aligned} \right\} \quad (13.10)$$

13.1.3.3 波漾

1. 波漾现象

湖水中水位发生有节奏的垂直变化称为波漾或定振波。产生波漾的主要原因是风力或局部湖区气压突变，少数情况下是地震。这些外力引起湖中水体周期性震动，使水位有节奏的升降。湖底的摩擦阻力和水体内部的紊动作用，使波漾衰减直至停息。

湖中发生波漾时，水体摆动，水面交替出现顺向或逆向倾斜。但总有一个或几个点的水位不发生变化，这些点称为节或振节。波漾多为单节，但也有双节和多节的。两振节间的水位变化幅度称为变幅，最大变幅称为波幅，如图 13.7 所示。

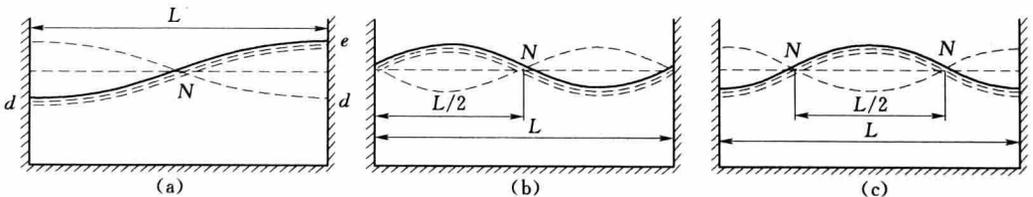


图 13.7 波漾示意图

(a) 单节波漾；(b) 双节波漾；(c) 多节波漾

2. 波漾要素的计算

波漾可视为两种波长、周期相同而方向相反的波浪相互干涉的结果。波漾的波高为原波浪的两倍但波长不变。波峰和波谷在波腹处交替出现，但在波节处只是湖面倾斜方向变化，水质点自身只作水平往复运动而无升降变化。单节与多节波漾周期的计算公式分别为

$$T_d = \frac{2L}{\sqrt{gh}} \quad (13.11)$$

$$T_m = \frac{2L}{n\sqrt{gh}} \quad (13.12)$$

式中： T_d 、 T_m 分别为单节和多节波漾的周期，s； L 为水体长度，m； g 为重力加速度， m/s^2 ； h 为水体平均水深，m； n 为振节数目。

影响波漾大小、周期、长短最突出的因素是湖盆形态。例如在水深相同、长度较短的湖泊，或长度相同而水深较大的湖泊，波漾周期短；反之，长度较长或水深较浅的湖泊，波漾周期长。此外，风向、水位涨落、湖岸形状、湖底起伏等也影响波漾的特征。

13.1.3.4 湖流

湖水在水力坡度力、密度梯度力和风力作用下沿一定方向运动，称为湖流。依据形成湖流的动力，可分为风成流、梯度流、惯性流和密度流。湖流可促进湖水在水平和垂直方向上的混合作用。

1. 风成流

风成流又称为漂流，它是由湖面上大气运动的风力将动量传给湖水，引起的水质点运动。风成流的流向因受地球自转偏转力的影响，与风向不完全一致，在北半球一般偏于风

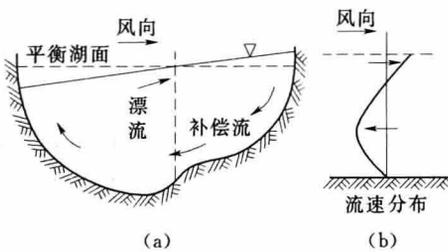


图 13.8 风成环流示意图

(a) 剖面图；(b) 风速

向右侧。在大湖中，风成流使湖水向一岸聚集，造成水位上升，另一岸水位下降；于是又形成沉降流和上升流来补偿使湖水平衡，这样就形成了风成环流，如图 13.8 所示。风成流是大湖中最显著的湖水运动方式，它具有全湖性的规模，其特点是湖泊开敞区的流速大于沿岸区。风成流是临时性的水体流动，风停后其也逐渐平息。

2. 梯度流

梯度流又分为重力流与密度流。重力流是由于湖面倾斜产生重力的水平分力所引起的湖水流动。由于进出湖泊的河水使湖面倾斜生成的重力流又称吞吐流。存在吞吐流时，湖中水位有变化。由于风所形成的水面倾斜引起的湖流称为常量流，因为风使湖水从一岸流向另一岸，但湖中水量并未发生变化。密度流是由于水温、湖水含沙量、含盐量等的差异产生水平压力梯度力所引起水质点运动，而形成的流动。当有垂直梯度时，就引起密度环流。当湖水温度变化时，湖中将产生密度环流。在增温期，沿岸水温较湖中间增加快，因此沿岸湖水密度相对要小，密度的压力梯度从湖心指向沿岸，湖中形成两个方向相向的环流（表层水流反向），如图 13.9 (a) 所示。而在降温期，沿岸水温较湖中间降温快，沿岸湖水密度相对较大，压力梯度由岸边指向湖心，湖中形成两个方向相背（表层水流相向）的环

流。如图 13.9 (b) 所示。

3. 惯性流

惯性流是指在外力作用停止后，湖水在惯性影响下仍沿一定方向运动而形成的湖流，又称为余流。

4. 混合流

两种以上因素引起的湖流称为混合流。

实际上湖水运动往往是混合流，只是在一定条件下常以某一因素为主。

根据湖流的空间路线又可分为水平环流和垂直环流两类。水平环流在平面上形成闭合系统，沿逆时针方向运动者称旋流，沿顺时针方向运动者称反旋流。例如，太湖湖流即为旋流，它是风成流与重力流的混合流。垂直环流在断面上形成闭合系统。当湖水成层时，常会形成两个以上的垂直环流系统。此外，还有一种在表层形成的螺旋形流动的湖流，称为兰米尔环流。

13.1.3.5 增水与减水

强风形成的漂流使湖泊迎风岸水量积聚、水位上升，称为增水；背风岸水位下降，称为减水。两岸水位差使湖面倾斜，倾斜的湖面反过来又阻滞着漂流作用，并在水下形成与漂流方向相反的补偿流，如图 13.10 所示。形成了全湖性的垂直环流系统。在深水湖中，补偿流的范围可超过漂流的厚度。如果湖盆平缓，水的密度差别不大，补偿流的范围可达湖底。

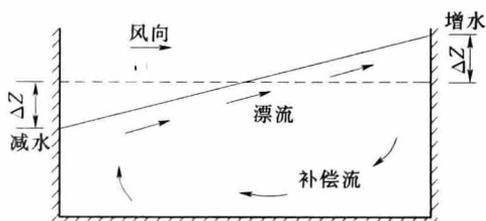


图 13.10 增减水示意图

增减水有稳定与不稳定之分。当湖面风速稳定时，增减水位、水面坡度、漂流和补偿流均稳定，称为稳定的增减水。当湖面风速随时间变化时，增减水位、水面坡度、漂流和补偿流也随时间变化，称为不稳定的增减水。

增减水的主要特征是水位的变化，影响水位变化大小的因素有：风力的强弱、湖盆的形态、湖水深度及吞吐流等。风速大，持续时间长，

增减水现象明显，这是因为大量的水向增水岸转移，而补偿流来不及将相等的水量送到减水岸。多狭窄港湾的浅水湖较深水湖增减水现象强烈，低水位期增减水现象较高水位期明显，这些都是由于底部摩擦作用，补偿流规模不及表面流所致。吞吐流大的湖泊增减水现象也较明显。

增减水的变化，通常可由实测确定。在蓄水量较小的水体中，增减水的水位变幅可用下式近似地确定：

$$S = C_s \frac{\tau_o L}{\rho g h} \cos \alpha \quad (13.13)$$

式中：S 为增减水变幅，m； C_s 为经验系数，可取 1~1.5； τ_o 为风应力，Pa；L 为水体长度，m； ρ 为水的密度， t/m^3 ；g 为重力加速度， m/s^2 ；h 为水体平均水深，m； α 为风

向与 L 线方向间夹角, ($^{\circ}$)。

由上式可知, 水位变幅与水深成反比。确定增减水水位变幅, 对于设计湖岸堤顶和港口码头的高度具有实际意义。

最后, 还应指出, 湖水运动中还有一种异重流可能发生。所谓异重流是两种比重不同的水流, 由于比重的差异而发生的相对运动。在一定的条件下, 两种水流并不因为有交界面和其他条件而相混合。水流中产生比重差异的原因有: 不同的温度、不同的溶解质含量或水流挟带泥沙的差异等。其中以含沙量不同而形成的异重流较为常见, 但此种泥沙异重流在一定条件下才能产生, 并且较多地发生在含沙量大的人工湖泊——水库之中。

13.2 人工湖泊——水库

水库是人造湖泊, 它是用坝或堤堰等在河谷或流域低洼处拦蓄河水而形成的人工水体。它与天然湖泊有许多方面是相同的, 但它也有自己的特殊性, 本节主要介绍其不同于天然湖泊的特征。

由于天然的水资源(特别是河川径流)在时间和空间上的分布往往与人类对水资源的需求不相适应, 如在汛期常常因河流洪水泛滥成灾, 在枯水期因水少而发生干旱。为了解决这个矛盾, 就需要在河流上兴建水利工程, 对河川径流进行调节, 使得其在时间上和空间上重新分配, 以达到兴利除害的目的。

13.2.1 水库特征

水库一般由拦河坝、输水建筑物和溢洪道三部分组成。拦河坝(或称挡水建筑)起拦蓄水量、抬高水位的作用; 输水建筑物是专供取水或放水的, 即自水库引水进行灌溉、发电等, 或者为放空水库并兼泄部分洪水等; 溢洪道(又称泄洪建筑)是水库的太平门, 供泄放洪水, 起到调节洪水与保证水库安全的作用。

水库的功能可以有: 防洪、灌溉、发电、给水、航运、水产、改善环境及旅游等。水库一般多是综合利用的, 即具有多种开发目标, 且常以某一两个开发目标为主, 但也有单目标开发的。各种不同的开发目标对水库的要求是不同的, 往往互有矛盾。例如, 防洪要求水库在汛期洪水来临之前预留出一定库容, 并要求水库泄放流量不超过某一限定值; 灌溉要求在春耕和作物生长期供水; 发电要求有一定的水头和水量; 给水除要求有一定的水量外, 对水质的要求特别严格等。

一个水库的总库容通常包括防洪库容、兴利库容和死库容。相应于各种库容有各种特征水位, 如图 13.11 所示。

(1) 死库容与死水位(设计最低水位)。水库在调蓄过程中, 有一个设计最低水位, 它是根据发电最小水头和灌溉引水的最低水位来确定的, 同时也考虑水库内每年的泥沙淤积。这个水位又称死水位, 死水位以下的库容是不用来调节水量的, 故称为死库容。

(2) 兴利库容(有效库容)与正常高水位(正常蓄水位)。为满足灌溉、发电等的需要而设计的库容称为兴利库容。从死水位往上计算直至兴利库容相应的水位, 称为正常高水位, 也就是水库在正常运用条件下允许保持的最高水位, 它是确定水工建筑物的尺寸、投资、淹没损失、发电量等的重要指标。

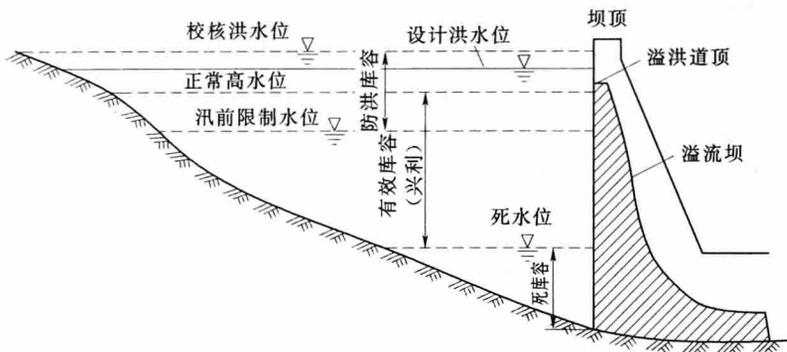


图 13.11 水库特征水位示意图

(3) 防洪库容与设计洪水位、校核洪水位、汛前限制水位。为调蓄上游入库洪水、削减洪峰、减轻下游洪水威胁，以达到防洪目的的库容称为防洪库容。在水库正常运行情况下，当发生设计洪水时，水库允许达到的最高水位称为设计洪水位。当发生特大洪水时，水库允许达到的最高水位，称为校核洪水位。在汛期到来之前，常预先把水库放空一部分，利用这部分放空的库容增加拦蓄洪水的能力，以削减洪峰。相应于放空的那部分库容后的水位称为汛前限制水位，也就是水库调洪起始水位，它是由洪水特性和防洪要求综合考虑确定的，在洪水来临之前，水库不能超过此水位。

(4) 水库总库容。水库总库容指与校核洪水位相应的水库容积。

13.2.2 水库的径流调节作用

在河流上修建水库的目的是为了改变河川径流的天然变化规律，使得它在时间上和空间上重新分配。这种利用水库来重新分配河川径流，以适应需水过程的措施称为径流调节。其中，为减轻洪水灾害，在汛期拦蓄洪水、削减洪峰的调节称为防洪调节；为满足用水部门需水要求的调节称为兴利调节。

进入水库的入流量是水库拦河坝以上流域的地表径流量与地下径流量，其出流量是人为控制的。当水库的入流量大于出流量时，水库开始蓄水，库水位逐渐上升，蓄水量逐渐增加；反之，水位下降，蓄水量减少。水库中的水位变化过程或蓄水量的变化过程可以用水库的水量平衡方程来反映。水库的水量平衡方程如下：

$$Q_{\text{入}} \Delta t - q_{\text{出}} \Delta t = \pm \Delta V \quad (13.14)$$

式中： $Q_{\text{入}}$ 为入库流量， m^3/s ； $q_{\text{出}}$ 为出库流量， m^3/s ； ΔV 为水库蓄水变量， m^3 ； Δt 为计算时段， s 。

上式实际上是略去了水库的蒸发、渗漏、库面降水等项，且将地面、地下水统归于入流；地面、地下水出水以及工农业用水统归于出流。此平衡方程是水库调节计算的基础。

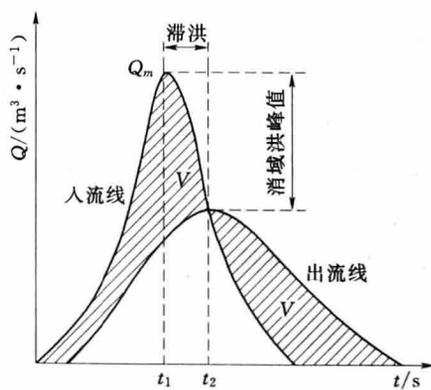


图 13.12 水库调洪示意图

图 13.12 为水库对一次洪水的调节过程。假定水库溢洪道无闸门控制，且水库汛前水位与溢洪道顶高程平齐。在 t_2 时刻前，入库流量大于出库流量，水库水位持续上升，与此同时，出库流量也随之相应增大，直到 t_1 时刻，入流量达到最大值 Q_{\max} ，随后入流量开始减少，在 $t_1 \rightarrow t_2$ 的时段内入流量仍大于出流量，但因入流量已逐渐减少，而出流量在库水位上升的情况下仍在不断增加，最后，必然会出现入流量等于出流量的时刻即 t_2 ，此时水库水位达到最大值，相应的水库下泄流量也达到最大值。 t_2 时刻以后，入流量小于出流量，水库水位逐渐下降，出库流量也逐渐减小，直到水库水位又与溢洪道顶高程平齐为止。由图可知，图中两块阴影部分的面积应是相等的。设阴影部分的面积（单块）为 V ，即为暂时调蓄在水库中的水量，在 t_2 时刻以后，又逐渐流出，这种调蓄结果必然使出流过程的洪峰减小、峰现时间延后、洪水过程拉长，这种作用就是水库的调洪作用，也称洪水调节。同样，如果利用水库的有效库容蓄水，以满足枯水期或枯水年的供水需要，称为兴利调节。

13.2.3 水库泥沙

由于水库是人工筑坝拦截河流，所以它不仅对河流水量进行拦蓄调节，而且对水流挟带的泥沙也将拦截，尤其是对于多沙河流，泥沙问题往往成为修建水利工程的关键问题。其中最为突出的课题有异重流、库岸坍塌、泥沙的冲淤规律等。

1. 异重流

异重流的概念已在湖水运动中作了简单的介绍。在含沙量较大的河流上修建的水库，常存在异重流问题。这不仅因为水流挟沙量大，而且由于水库多是原河流的河槽变成，河槽一般较狭窄，不如天然湖泊开阔，因此含沙多、比重大的来水是一股浊流，不易分散，与水库中已沉淀的清水，完全是两种不同的水流，于是容易产生异重流。而泥沙异重流产生的条件可归纳如下：①入库的水流含沙量大于原水库中水的含沙量的 1‰ 时，才会产生异重流，且来水含沙量需要达到 $10 \sim 15 \text{ kg/m}^3$ 时，产生的异重流才稳定。②组成异重流的泥沙颗粒必须很细小，其粒径界限与流速有关，一般界限为 $d = 0.01 \text{ mm}$ 。③入流量必须超过一定数量且持续一定的时间。依据我国官厅水库的实测资料，当入流量大于 $200 \text{ m}^3/\text{s}$ 时，开始产生异重流。而当入流量小于 $50 \text{ m}^3/\text{s}$ 时，异重流即消失。异重流在水体内运动的距离和持续的时间，决定于产生异重流的入流量所持续的时间。④浑水与清水的交界面沿运动方向必须有一定的坡度。⑤异重流潜没点处（图 13.13）必须有一定的水深，否则交界面以上的紊动可影响到异重流的表面，从而影响到异重流的密度。

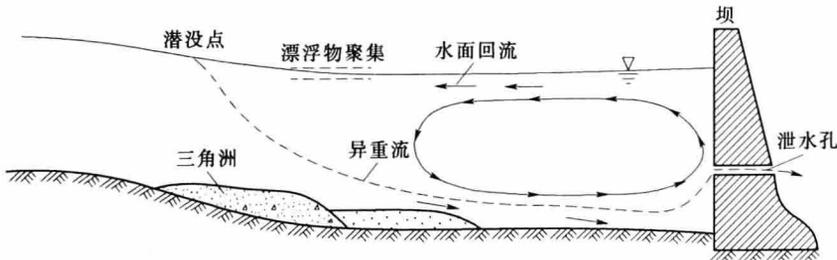


图 13.13 水库异重流示意图

根据实验, 上述条件可得综合为判别系数 F_r , 或称为密度 Froude 数

$$F_r = \frac{u_0^2}{\frac{\Delta\gamma}{\gamma}gh_0} \leq 0.6 \quad (13.15)$$

式中: u_0 为异重流潜没点处的平均流速, m/s; h_0 为潜没点处水深, m; γ' 为下层异重流的重度, N/m³; $\Delta\gamma$ 为清水与浑水重度之差, N/m³; g 为重力加速度, m/s²。

上述 F_r 值必须小于一定的临界值, 交界面才不致被破坏而混合, 但若 u_0 太小, 则异重流中泥沙发生沉积, 异重流即消失。

异重流一旦形成后可在水库下层运行很长距离, 也可较快消失, 这决定于入库流量所持续的时间、库底地形以及库底比降。

2. 库岸演变

天然湖泊的湖岸是经过长时期的演变而形成的, 虽然它仍在不断地演变, 但是进程是比较缓慢的。而水库则不同, 未建水库时的天然河流的岸坡, 在一定的的外力作用下, 具有相对稳定的岸坡, 但在修建水库后, 岸边土壤浸水破坏了土体的原有结构, 同时作用于原有岸坡上的外力也相应发生变化, 破坏了原来相对稳定的平衡条件, 从而引起库岸的崩塌或滑坡。库岸的演变过程一般可分为三个阶段, 如图 13.14 所示。

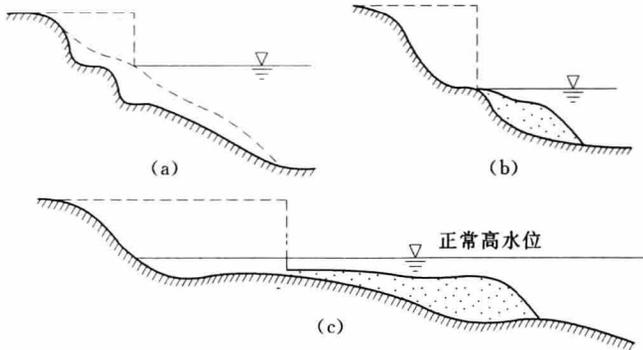


图 13.14 库岸演变过程示意图

(a) 岸的崩塌; (b) 浅滩的形成; (c) 库岸稳定

(1) 岸的崩塌。水库蓄水后, 一方面岸边土壤浸水, 破坏了土体内部结构, 另一方面, 波浪冲击岸边淘刷岸脚, 使岸边水上部分失去支持, 从而发生崩塌或滑坡。崩塌和滑坡的土石堆积于岸脚, 有的构成新岸的扶壁, 增加新岸的稳定性; 有的又被波浪或潮流逐渐带走, 于是新岸再次崩塌, 库岸继续变动。

(2) 浅滩的形成。在库岸崩坍过程中, 大块的崩塌物滚落于岸脚处, 粗颗粒的泥沙淤积于岸脚近处, 颗粒细的泥沙在离岸较远的地方沉积。由于波浪作用在水面以下有其一定的范围, 所以岸线不断后退, 结果在原来岸线位置处形成侵蚀浅滩, 淤积在岸脚附近的泥沙, 则不断向外发展形成淤积浅滩。

(3) 库岸的稳定。随着浅滩的逐渐增长, 波浪经过浅滩时消耗于克服摩擦阻力的能量加大, 于是对库岸的冲击作用和挟沙能力逐渐减小。最后, 当浅滩的长度足以消耗传至岸边波浪的全部能量时, 波浪已不能再冲击库岸, 此时库岸重新达到了稳定阶段。

3. 水库泥沙的冲淤规律

河水挟带泥沙进入水库后，流速减小，挟沙能力下降，泥沙便在水中沉降。水库淤积的主要方式是雍水淤积，其纵向形态有 3 类。

(1) 三角洲淤积。水流入库后流速减小，挟沙能力沿程递减，泥沙落淤量递增。但达到一定程度时，含沙量逐渐减少，因而淤积量也逐渐减少，这样就在纵向形成一个三角洲，如图 13.15 所示。这种淤积形态常发生在库水位比较稳定、水深较大、库容比入库洪量大大的水库中，如我国的官厅水库。

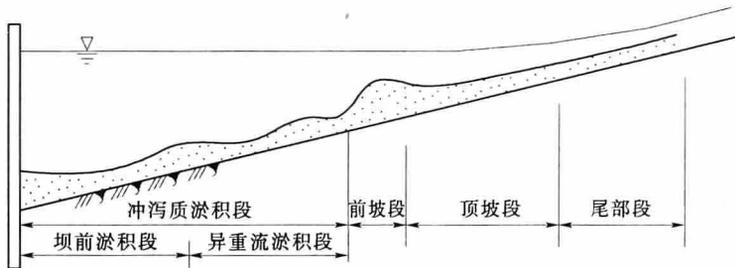


图 13.15 水库三角洲淤积体纵剖面图

(2) 带状淤积。当河流含沙量小、颗粒较细且水库水位变幅较大时，淤积沿纵向成带状均匀分布于整个库区，称为带状淤积，如图 13.16 所示。这主要是因为水库水位变幅大故淤积分布面广，泥沙颗粒细有利于均匀沉积、水库来沙不多显示不出锥体特性，如东北丰满水库的淤积。

(3) 锥体淤积。当水库水位不稳定，随流量而升降，或淤积量相对于库容而言比较大时，淤积会一直扩展至坝前，形成上游厚度小而下游厚度大的锥体淤积，如图 13.17 所示。锥体淤积多发生在来沙较多、库区较短、水深不大的水库。如黄河中游地区的许多中、小型水库。

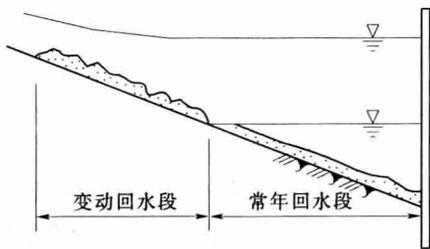


图 13.16 带状淤积体示意图

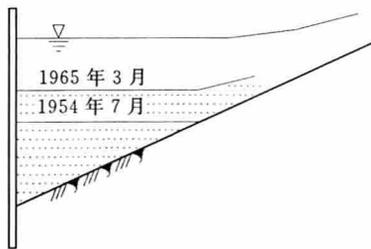


图 13.17 锥形淤积体纵剖面图

一个水库的纵向淤积的一般规律是：颗粒大的泥沙沉积在水库的尾段（入库处）和直接入湖的入流河口，形成扇形或锥形，在大中型水库中，只有颗粒很细的泥沙才能淤积到坝前深水处，形成薄层的淤泥。水库淤积的形式还与来水条件、库底地形以及水库运行方式有密切关系。如按水库的水位变化情况，水库又可划分为三个库段：

(1) 变动回水段。最高、最低水位回水末端的范围。在此区内泥沙淤积成三角洲或冲积扇。

(2) 常年回水段行水段。最低库水位回水末端向大坝方向的库段。此库段水流具有一定的流速，流速沿程逐渐减小，泥沙淤积较均匀，粒径也由粗到细，呈带状分布，没有明显的三角洲。在有异重流产生的水库，此段常是异重流过渡区，异重流流速很小，可一直流至坝前，若不及时排放，异重流可被迫沿坝面上升，异重流可升至水面（利用此特点从泄水道内排出部分库水以减少水库淤积）。

(3) 常年回水段静水段。接近坝址的库段，流速很小，有时甚至为零，粒径很细的泥沙也逐渐沉淀，成为坝前淤积层。

水库的淤积方式还取决于水库的运用方式，尤其在汛期水库蓄水、泄水频繁，水库水位变幅大，从而对泥沙的淤积形态影响较大。当水库水位下降时，因水深减小，水面比降增大，流速就增大，又会对原来已淤积的泥沙进行冲刷，水库水位变动频繁时，水库内的冲淤会反复进行。

4. 水库泥沙淤积量的计算

由于水库泥沙淤积是逐年增加的，所以泥沙淤积量可决定水库的寿命。一般可利用沙量平衡方法和实测的库区水下地形资料分析计算泥沙淤积量。在水库的死库容和取水高程已确定的情况下，可以从水库淤积角度估算水库的寿命（或使用年限）。

根据沙量平衡原理，其计算公式为

$$T = \frac{V}{G_1 + G_2 + G_w + G_p - (G'_1 + G'_2 + G_g)} \quad (13.16)$$

式中： T 为水库淤满年限，a； V 为水库死库容， m^3 ； G_1 、 G'_1 为入流与出流所带来和带走的悬移质泥沙年平均输沙量， m^3/a ； G_2 、 G'_2 为入流与出流所带来和带走的推移质泥沙年平均输沙量， m^3/a ； G_w 为风力带入水库的年平均输沙量， m^3/a ； G_p 为库岸崩坍进入水库的年平均输沙量， m^3/a ； G_g 为工农业用水从水库取水所带走的年平均输沙量， m^3/a 。

式(13.16)中的出库沙量必须考虑水库运用情况，当水库不外泄时 G'_1 、 G'_2 为零；当工农业停业用水时期 G_g 也为零。

当水库所在的河流无实测资料时，可采用下垫面条件（植被、水土流失、地质地貌等）相似的邻近水库的淤积资料，按下式粗略估算：

$$W = GF_{流} \quad (13.17)$$

式中： W 为设计水库多年平均的年淤积量， $10^4 m^3/a$ ； G 为参照水库单位水土流失面积上多年平均年淤积量， $10^4 m^3/(a \cdot km^2)$ ； $F_{流}$ 为设计水库的流域水土流失面积， km^2 。

水库寿命以泥沙淤满死库容的年限作估算：

$$T = \frac{V_{死}}{W} \quad (13.18)$$

13.3 河口

河口是指河流注入海洋、湖泊和其他河流的交接地段，所以广义的河口应包括支流河口、入湖河口和入海河口。本节讨论的是指入海河道下游受潮汐影响的河段，即着重讨论的是入海河口。

入海河口是指河流注入海洋的交接地段，因受到海洋潮汐的影响，也称为潮汐河口。由于河流流入海洋时受到海水的顶托作用，流速大大减小，大量的泥沙淤积在交接地段，所以入海河口地区普遍发育有肥沃的三角洲和冲积平原，其物产丰富，人口稠密，政治、经济、文化发达，水陆交通方便，世界上许多重要的港口都建在河口地区；入海河口区是咸水和淡水的交汇之处，是水生生物生活和繁殖的优良场所。而这种河段由于流量大、比降小、更受到海洋潮汐影响及台风暴雨的侵袭，容易发生海潮倒灌、河水漫滩，使工农业生产遭受损失。但是如果掌握了河口段的水文规律，并采取有效的措施，那么就可以变害为利。例如可利用潮汐规律指导船只航行，及时地引潮灌溉或开闸排水（低潮时），还可利用潮汐发电。所以研究河口段的水文规律，掌握河口段水情变化，对发展当地的工农业生产有着重要的意义。如长江河口就是这样。

在我国大大小小的河流是非常多的，入海河流也很多，其中最主要的是长江、黄河、珠江和钱塘江等，而较著名的河口和三角洲有长江三角洲、黄河三角洲、珠江三角洲及钱塘江河口。

13.3.1 河口的分类

根据河口的平面形态和水流情况，可分为以下几种类型。

1. 河道型河口

(1) 单道河口。河口平面几何特征是具有单一河道，且一直维持到出海口为止，中、小型平原河流的河口多属于此类。例如辽河、甬江和灌河等河口都属于这一类型。而在河口外海滨地区，由于水流分散、流速变缓、泥沙落淤，所以常有一片扇形浅滩，称为河口拦门沙。

(2) 多汊河口。当河床中出现心滩或江心洲时，河床水流分汊成两股或数股水道，形成多汊河。此外，涨落潮流流路的不一致，也是河口分汊的主要原因。在分汊河口区，由沙岛、沙洲、沙嘴等发展而形成的冲积平原称为三角洲。在河口三角洲上常有几条支汊，支汊出口后，通常有拦门沙。例如珠江三角洲就属于多汊河口。

2. 海湾型河口

(1) 三角港河口。径流量大的河流，在其本身造成的冲击平原上出口，如遇海口的潮差很大，常形成十分宽阔的出口段。如长江口，被崇明岛分成南、北两支；南支又被长兴岛、横沙岛分为南、北两港；南港再被九段沙浅滩在水下分成南槽和北槽。南、北港河宽大约几公里或十几公里，南、北槽出口处宽度可达近百公里，终年为茫茫大海，已成为一个海湾，故称为海湾型河口。

(2) 喇叭形河口。河口宽度由外向内逐渐收缩，口大里小，呈喇叭形，宽深比远远超过一般河道的范围，如钱塘江河口。钱塘江上游带来的泥沙多为无黏性粉沙，抗冲性能差；洪水期上游最大洪峰流量可达 $29000\text{m}^3/\text{s}$ ，枯水期最小流量只有几百立方米每秒。由于径流变幅大，洪水和潮流流路不一，从而形成广阔的海湾河口，湾内不易生成沙洲、心滩，并有涌潮现象。

13.3.2 河口区的分段

河口区是河流与海洋之间的过渡地带，其上界是潮汐影响最终消失的地方，下界是河川径流排泄扩散作用停止的地方，所以应根据河流情势和海洋情势的强弱来分段。通常分

为：河流近口段、河流河口段、口外海滨段，如图 13.18 所示。

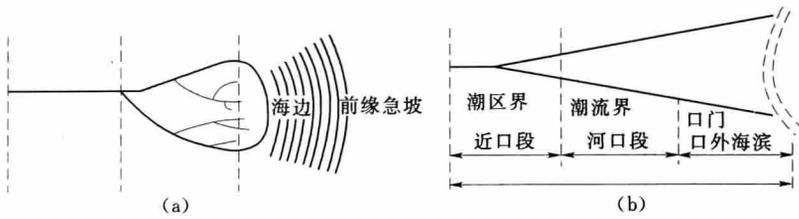


图 13.18 河口区分段平面图

(a) 三角港口；(b) 喇叭形河口

1. 河流近口段

河流近口段是从潮区界至潮流界之间的河段，又称河流感潮区。潮流是由潮波沿河上溯形成的逆向水流。潮流因受河床阻力和河水下泄的顶托，能量逐渐消耗，上溯到某点，潮流速与河水流速正好抵消，于是潮流停止前进，该点称为潮流界。在潮流界以上的河段，潮波继续上涌，而潮波的振幅（潮差）急剧减小。在潮差为零的地方，潮汐影响已完全消失，此点称为潮区界。在枯水大潮时，潮波上溯的距离较大，其相应的界限称潮区上界和潮流上界；而在洪水小潮时，潮汐上溯的距离较小，其相应的界限称潮区下界和潮流下界。例如，长江口的潮区上界可抵安庆，下界为大通（距口门 650km）。潮流上界在镇江附近，下界在江阴以下。

2. 河流河口段

河流河口段指潮流界至河口口门之间的河段，又称河流潮流区。河口口门是指多年平均中潮位水面纵坡降与平均海平面交点所在位置。这一段往往呈喇叭口状，出现三角洲，河口的汉河就在这里分出。该段的下界是三角洲岛屿的水边线或围绕着水下三角洲的某一假定分界线，在这条线以外，汉河水流的流速急剧下降。

3. 口外海滨段

口外海滨段指从河口段下界（即河口口门）至淡水界或海上沿岸浅滩的外边界为止的区域。这些浅滩是河流泥沙沉积而成的。在边界以外，海水深度急剧增加，海水含盐度已趋于一致，河流对这里的海水已无明显的影响。海水含有盐分，密度较大，随涨潮海水向河口推挤，它的前锋形成楔形，插到河流淡水的下部，淡而轻的河水在表层向海洋流动，这样就形成一个淡水和盐水的楔形交界带，称盐水楔。

所谓江河径流排泄扩散作用消失，是指江河向海洋泄水，并向外扩散，使海水含盐度降低。常将含盐度小于 1.0‰ 的叫淡水界。枯水大潮时，淡水界在口门附近，叫淡水内界；洪水小潮时淡水界远离陆地叫淡水外界。如长江的淡水外界可达东经 125°（距口门约 340km）。

入海河口区的三种界线，从陆地向海洋排列的次序为：潮区界、潮流界、淡水界。因河川径流具有洪枯季节变化，海洋潮汐又有大潮和小潮之分，所以潮区界、潮流界、淡水界，经常在一定范围内变动，因而河口区也随着在一定区间内移动。如图 13.19 所示。

13.3.3 河口的水文特性

入海河口是河流与海洋的过渡地带，是河流与海洋两种动力相互作用与影响、互相消

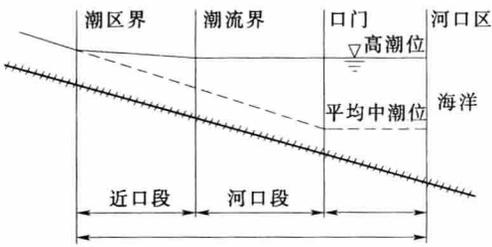


图 13.19 河口区的范围

长的区域。河流动力是指径流（液体径流和固体径流——泥沙）的下泄；海洋动力主要是指潮汐的作用（潮汐升降和潮流运动）。这两种动力在时间和空间上都各有自己的运动、变化和分布规律。两种动力中各因素的不同组合，使河口区的水文情势较河流和海洋都要复杂，并明显地具有自己独特的特性。

13.3.3.1 潮汐现象

地球上各处的海水，受到月球和太阳的吸引力而产生的周期性的上升下降运动称潮汐。在一般情况下，每昼夜海水有两次涨落运动，一次在白天，一次在夜间，白天的涨落叫做潮，夜间的涨落叫做汐，合称为潮汐。

如果将某地的潮水位与其出现的时刻点绘成曲线（即潮水位随着时间的变化过程线）称为潮汐曲线或潮位过程线。它是以前潮水位为纵坐标，时间为横坐标，如图 13.20 所示。

为了描述潮汐，常用以下一系列术语：当海水水位不断上涨时，这个过程称为涨潮，上涨到最高的位置称高潮或满潮；然后水位下降，称为落潮，下落到最低的位置称低潮或干潮；在高潮和低潮时都有一个短暂的时间，海水不涨也不落，称为平潮；相邻的高潮位与低潮位之差称为潮差。从高潮到前一相邻低潮之差称为涨潮潮差；从高潮到下一相邻低潮之差称为落潮潮差。潮汐的变化可用潮位过程线表示，如图 13.20 所示。

潮汐现象是在月球引潮力和太阳引潮力的作用下产生的。其中以月球引潮力为最大，而太阳、月球是处于不断的运动之中。所以地球、月球、太阳三者的相对位置会发生变化，因而月球引潮力、太阳引潮力也会发生不断的变化。地球、月球、太阳三者的相对位置变化具有周期性，所以潮汐的变化也具有一定的周期性，而潮汐的周期主要与月球运行的周期有关。

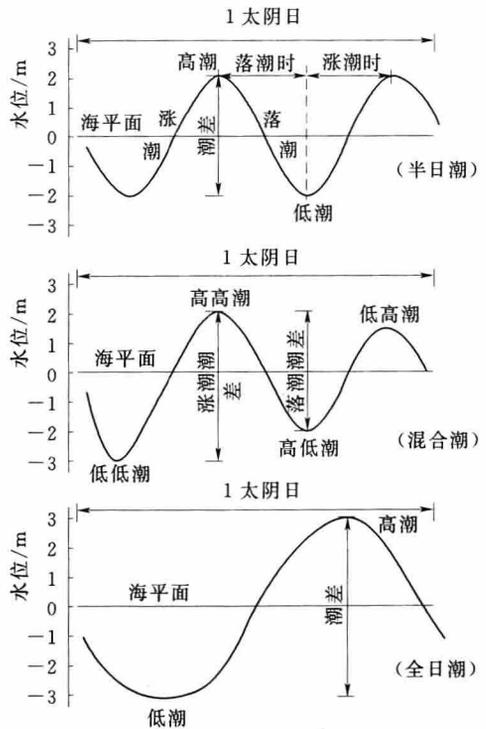


图 13.20 潮汐涨落的 3 种类型

(1) 中天。天体经过观察者子午圈的时刻，天体在一天当中有两次经过观察者子午圈，一次在观察者地面以上经过，称为上中天，另一次在地面以下经过称为下中天。月球连续经过上（下）中天的时距平均值为 24 小时 50 分钟，称为平均太阴日。大部分地区在一个平均太阴日中有两次涨落潮过程，也有些地区在一个平均太阴日中只有一次涨落潮过程。根据周期情况，潮汐可分为半日潮、全日潮、混合潮，如图 13.20 所示。

(2) 半日潮。每一个太阴日中有两次高潮和两次低潮，而且相邻两高潮或低潮的潮高几乎相等。

(3) 全日潮。在一个太阴日中只有一次高潮和一次低潮。

(4) 混合潮。又可分为不规则的半日潮、不规则的日潮。

(5) 不规则的半日潮。在一个太阴日中有两次高潮和两次低潮，但是两相邻的高潮或低潮的潮高不等。

(6) 不规则的日潮。有时出现一天一次高潮和一次低潮，但在半个月中这种天数不超过 7 天，其余的天数为不规则的半日潮。在一日两次高潮和两次低潮的不规则半日潮的潮水位过程线上，能看出同一天的第一次高潮（低潮）与第二次高潮（低潮）的高度不等的现象，通常称较高的一次高潮为高高潮，较低的一次高潮为低高潮，较低的低潮为低低潮，较高的低潮为高低潮。一日内两次高潮和两次低潮的高度不等现象称为日潮不等。

潮汐不仅有半日周期、日周期的变化，而且还可以见到每月朔（夏历初一）、望（夏历月半）附近海水位涨得最高，落得最低，潮差最大，称为大潮，因为此时地球、月球、太阳三者位于同一条直线上，引潮力达到最大。朔望以后到农历初八、二十三左右，潮差最小，称为小潮，因为此时三者的位置成直角关系，引潮力最小。这样的大潮与小潮以半月为周期交替变化着。

13.3.3.2 河口潮波变形

河口是河流与海洋的连接段，河道底坡向海底倾斜，河水面具有向海洋方向的水面比降和一定的水流速度，而河口两侧又有河岸的约束。多数河口区水面宽浅，故河底摩擦作用相对的显著。外海的潮波进入河口后，要在逆坡、逆流的水域中继续向上传播，必然会使波形发生一些变化，并且与外海的潮波有所不同，这一现象称河口潮波变形。河口区潮波变形的情况和程度与河口的地理位置、水文和地质条件有密切的关系。

钱塘江口涌潮，就是潮波变形的典型实例。钱塘江口，是一喇叭型河口，杭州湾湾口宽 100km，到澉浦缩窄至 20km，至海宁变为 2~3km，河底也由湾口至内陆逐渐抬高，并有底部沙洲存在。当外海潮波进入河口后，由于河口平面缩窄和底部抬高造成的水深剧烈变浅，潮波能量大量聚集，潮波急剧变形，前坡几乎呈直立形状，宛如一堵白色的水墙，大潮时可高达 3.7m，并以 8m/s 的高速怒吼而上，排山倒海，极为壮观。而在长江口，当潮波传入河口时，由于水深相对较深，水面宽阔，河宽收缩缓慢，随着潮波上溯，其能量逐渐衰减，所以一般不能形成涌潮。但长江口崇明北支也常有涌潮出现，这是由于上游径流减少，淤积严重，水深变浅，北支出口形如喇叭所致。

此外，在一些中小河流的河口，其断面的宽深比具有河道的性质，即河宽收缩不大，一般不会发生涌潮。但是，当建闸后，河口潮波向上传播，受闸门阻挡而发生反射，闸址附近的潮差可达到建闸前潮差的 1.6~1.8 倍。由上可见，河口的潮波变形是十分复杂的。

13.3.3.3 河口区的水流特性

1. 河口区的水位变化

潮水河的水位变化不仅与河流上游的下泄流量有关，而且也与海滨的潮汐现象及风向、风力有关。由于海滨潮汐有周期性的变化，所以潮水河的水位变化也带有周期性的涨落。潮水河中各站的潮水位过程线，通常可以体现出沿河上溯的潮波形态。从低潮至高潮

部分为潮波的波前，从高潮至低潮部分为潮波的波后。当潮波沿河上溯时，因河面变狭窄或水深变浅，潮波速度减慢，加上河水下泄的阻力，所以潮波变形的结果是波前坡度变陡，波后坡度变缓。因而越向上游，涨潮历时越短，落潮历时越长，潮差愈来愈小。对潮水河中某一特定地点的水位进行长期的观测和资料积累，就可以找出该地点在一个潮期内包括高低潮位、涨落潮历时及涨落过程特征的典型潮型，这在河口区进行水利工程的规划设计时，是一项必不可少的资料。

2. 河口区的流速变化

潮水河的流向由于受潮汐与河流下泄水量的共同影响，它是顺逆交替的，与潮汐相应约以 12 小时 25 分钟为一个周期，因此潮水河的流速变化是十分频繁的。它的变化并不完全取决于水面比降的变化。潮水河口一个潮期内水位与流速的变化过程，如图 13.21 所示。

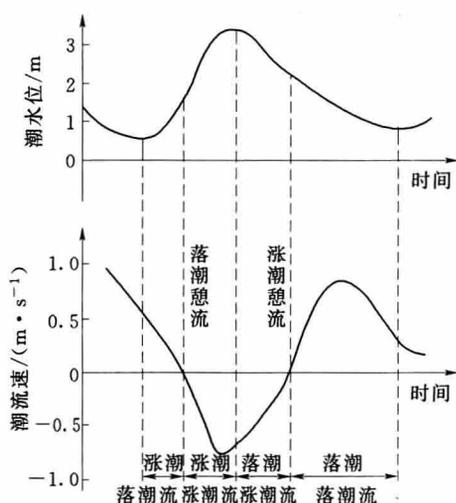


图 13.21 一个潮期的潮位及流速变化过程

因为流速是有方向的，以水流流向海洋为正。由图可见，在一个涨落潮周期中，根据水位涨落和流速的方向，可分为四种潮流：①潮水位开始上涨后，潮波上溯对河水下泄开始产生顶托作用，使流速减小，但河水水面比降比较大，此时水流仍流向海洋，故将这种涨潮阶段流向海洋的水流称为涨潮落潮流。②涨潮阶段，随着水位的继续上涨，正向流速逐渐减小，当潮流与河流流速均衡时，流速为零，而后，随着潮波的继续向内陆推进，使流速转为负向，即水流流向内陆，把这种涨潮阶段由海洋流向内陆的水流称为涨潮流。③潮水位达到高潮后，开始落潮，但流向并不能立刻转向海洋，负流速仍继续一段时间，把这种落潮阶段由海洋流向内陆的水流，称为落潮流。④在落潮阶段，随着水位的降落，负向流速逐渐减小到零，而后随着潮流的继续减弱，流向又转为正向，即流向海洋，把这种落潮阶段由内陆流向海洋的水流称为落潮流。

在落潮流转为涨潮流及涨潮流转为落潮流的过程中，存在一个断面平均流速为零的短暂时刻，这时的流速称为“落潮憩流”和“涨潮憩流”。潮水河的水位与流速变化过程虽有一定的周期，但在海洋潮汐和上游来水的双重影响下，有时也会遇到失常现象，例如憩流时间有时出现在高、低潮位附近。

正是因为有上述的水流流向的顺逆变化，所以在潮水河的断面上的流速分布是比较复杂的。一般总是水浅和流速小的部位先转向，水深和流速大的部位转向较晚。因此，从平面上看，岸边先转向，中泓后转；从垂线上看，河底先转，水面后转。在憩流前后可测得水面与河底流向相反的垂线流速分布，如图 13.22 所示。同时也能测得中泓与两岸流速异向的横向流速分布。

河口区流速、流向的周期性变化规律，对于河口区的流量测量和计算河口的进出水量，具有重要的意义。

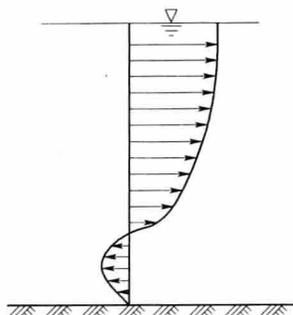


图 13.22 水流转向时的垂线
流速分布曲线

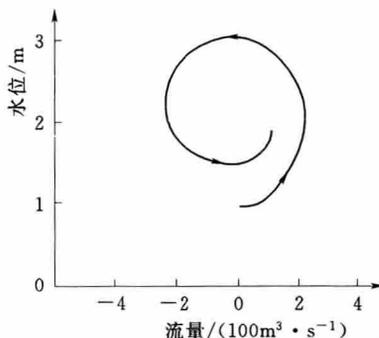


图 13.23 潮水河水位-流量
关系曲线

3. 河口区的流量变化

潮水河的水流属于不稳定流，流量不断随时间变化，而且流向也有顺逆变化。水位与流量之间没有稳定关系，一个潮流期（自落潮憩流时开始到下一个落潮憩流时为止）的水位流量关系一般是不规则的环形曲线，如图 13.23 所示。

对潮水河的某一个断面来说，在任一瞬时，其流量、流速和过水断面面积三者的关系仍符合 $Q=vA$ 算式。但因过水断面面积 A 和断面平均流速 v 的瞬息变化，流量必然也瞬息变化。在一个潮流期中的流量变化过程与流速变化过程是一致的，都具有周期性的变化规律，因此对潮水河进行流量测验，必须测一个潮流期的全潮流量过程。这就在此潮流期间适当布置测流次数，测得一个潮流期的流量过程线，然后分别计算涨潮流输入的水量和落潮流输出的水量。因为河道上游有水量下泄，所以落潮总水量应大于涨潮总水量，其差值即为河流下泄入海的水量。

13.3.3.4 咸淡水混合

河口区中咸淡水的盐度、密度以及含沙量随着河水的进退和河川径流的大小不断地发生变化，并发生混合作用，这些作用对河口区的沉积和河口变形都会产生相应的影响。

咸淡水的混合程度主要取决于径流量和潮流量之间的对比关系，并以混合指数 (MI) 加以表示。所谓混合指数 (MI) 是指涨潮期间内进入河口的淡水与涨潮潮量的比值。根据 MI 的大小，河口咸淡水的混合可分为高度分层型（弱混合型）、轻度混合型（缓混合型）和强混合型三种。

1. 高度分层型

当 $MI \geq 1$ ，即径流量大于涨潮潮量，此时咸淡水分层清楚，淡水从上层流向海，而海水含盐度大，密度也大，海水沿底部呈楔形侵入，形成界限分明的盐水楔。在这种情况下，上层和底层之间的盐度之差可超过 20%。高度分层型往往出现在弱潮河口，主要是由于咸淡水混合取决于内波的机械作用，而弱潮河口内波较弱，使底层海水与上层淡水交换的水量很少。在盐水楔顶端附近是河口区淤积严重的地带，这是因为咸淡水相遇，流速减弱，导致泥沙沉淀。同时，咸淡水互相顶托，电解质不同的水体相互接触，也会引起细粒物质的絮凝作用。盐水楔顶端的位置随径流量和潮流量的变化而上下移动，泥沙淤积范围随楔顶移动范围而定，但这种移动范围对该型河口来说通常是很小的一部分。如图

13.24 所示。

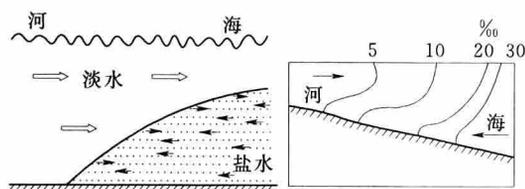


图 13.24 高度分层型

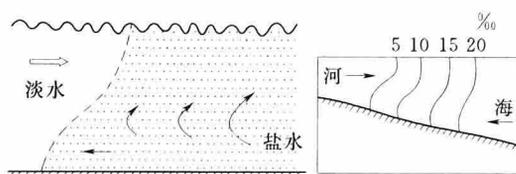


图 13.25 轻度混合型

2. 轻度混合型

当 MI 介于弱混合型与强混合型之间，咸淡水间无明显的交界面，但上层与底层盐度仍有显著的差别，可达 $4‰ \sim 20‰$ 。在纵断面上仍有楔形的明显界面，并有一个盐度的相对变化带。此类河口的潮汐相对较大，上层淡水与下层咸水间的混合作用远大于第一种类型。一般说来，此类河口的上层水流全流向海，而下层水流则全流向陆，中间夹有一层无净向流动的水层。为了维持水流的连续性，下层向陆的水流必须经上层流到海中，形成了自下向上的垂直向的水流，于是，上层的流量从陆向海增大，而下层的流量则从海向陆减少。如图 13.25 所示。

3. 强混合型

当 $MI \leq 0.1$ ，潮汐作用占主导地位，此时咸淡水之间产生强烈的混合，断面分布图上的等盐度线近乎垂直，盐度的垂直差异一般小于 $4‰$ ，但在纵向上的盐度梯度仍然存在，盐度向海洋逐渐增加。此类河口一般比较宽阔，呈典型的三角港。由于地转偏向力的作用，北半球的这类河口，涨潮流偏于其前进方向的右方（即河口的左侧），落潮流则偏于其左方，从而河口的左侧水流向陆地，泥沙也随之向陆地运移，右侧水流则流向海洋，泥沙则向海洋运移。三角港内左侧盐度高，右侧盐度低。钱塘江口基本属于这种类型，如图 13.26 所示。

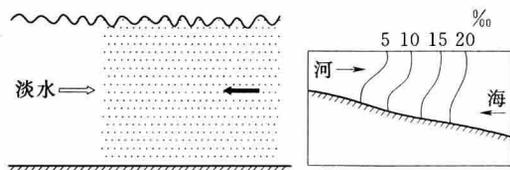


图 13.26 强混合型

三角港内左侧盐度高，右侧盐度低。钱塘江口基本属于这种类型，如图 13.26 所示。

由上可见，河口区咸淡水的混合类型，取决于潮流量与径流量的对比，潮汐弱而径流量大的河口属于高度分层型，潮汐强而径流量小的河口属于强混合型。即使是同一河口，由于不同时期径流量与潮流量之间的对比不同，那么不同时期的混合类型也不同。如长江口，洪水小潮汛时期，属于高度分层型，而平时则属于轻度混合型。

13.3.3.5 河口区泥沙与河床演变

河口区泥沙运动比河流和海洋要复杂得多，因为既受到河水的作用，同时又受到海洋运动的影响。

1. 泥沙来源

河口区的泥沙来源有三方面：一是河川径流挟带的下行泥沙；二是随潮流上溯的海域来沙；三是河口区局部搬动的泥沙。河流泥沙主要来自于上游流域的侵蚀，这部分泥沙大部分沉积在河口附近，也有很小一部分极细的悬移颗粒有可能被水流带出口外海滨。河口区

的沉积泥沙形成河口区的河床形态,如边滩、心滩、水下沙洲及口外扇形拦门沙等。所以,从某种意义上来说,河口区是河流泥沙的最终归宿。由河流带到河口的泥沙性质,主要取决于流域的水文地理、地质条件。平原地区的中、小河流及流经平原后的大河流的河口,由于河口底坡平缓,河流带来的泥沙多呈悬浮状态,粒径比较细小,多属淤泥、黏土。山区河流的河口,泥沙颗粒比上述平原河口要大,但也属于细粉沙一类的颗粒。从海洋来的泥沙,有一部分是近岸浅滩受风浪运动被掀起的泥沙,再被涨潮流带入河口区。另一部分是邻近河流输出的泥沙,经沿岸流和涨潮流带入本河口区。例如,长江输出的部分泥沙,可以绕过南汇咀而进入杭州湾。河口区局部搬运的泥沙,可以是河岸侵蚀、沙洲移动,也可能是水流冲刷河床底部,将底部老沉积物崛起再被水流带走,这部分泥沙数量尽管不多,但在河口区内局部地段的冲淤变化中,起着很大的作用。

河口区总的输沙趋势是河流输向海洋,而在局部河段的一定时间内,也有输沙向口内移动的趋势。

2. 河口区泥沙分布

河口区水流的含沙量随水位的涨落和流速的增减而发生相应的变化。当流速最大时,含沙量并不是最大,流速最小时,含沙量也不一定是最小。最大、最小含沙量一般要比最大、最小流速迟出现1~2h。这种滞后现象是因为含沙量要达到饱和状态需要一定的时间造成的。在流速增大的过程中,含沙量常处于不饱和状态,而流速减小的过程中,含沙量则处于饱和状态。在河口的盐水楔附近,由于絮凝作用强烈,造成大量细小泥沙聚集下沉,且流速大掀起和携带的泥沙多,故近底层出现的高含沙量大多与最大流速出现的时间相适应,如图13.27所示。

絮凝作用是河口区泥沙大量沉降的一种物理化学现象。原来细颗粒泥沙在淡水中,由于电离作用均带有负电。各颗粒负电荷的相斥作用使其保持分散状态,呈胶体状。水流内部紊动向上的分速,远大于其沉降速度,故不易在重力作用下下沉。水流进入河口区遇到海水,海水是含有正、负离子的电解质液体,表面带有负电荷的泥沙胶粒与海水中的离子发生离子代换,使部分泥沙表面带有正电荷。带有异性电荷的泥沙间发生吸引,使颗粒变大而下沉,这种物理化学现象称絮凝作用。它是河口区泥沙沉积的重要因素。

河口区含沙量的纵向分布是很不均匀的。一般在咸淡水直接交汇的河口段,出现高含沙量区,而自河口段向上游和向下游含沙量都逐渐减小。高含沙量区不是固定不变的,一般随径流的大小和潮汐的强弱在河口段摆动。在枯水期,高含沙量区可移到口门内盐水楔所及之地,大潮汛时河口排水排沙,高含沙量区位置偏下。

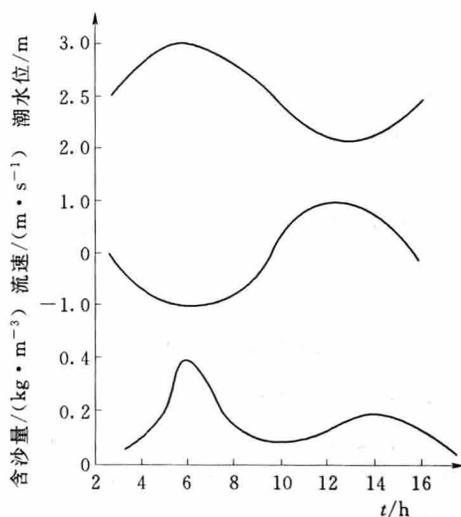


图 13.27 河口盐水楔附近潮位、流速、含沙量过程

3. 河口区泥沙运动

河流的推移质泥沙进入河口区时,因水流挟运泥沙的能力减弱,推移质在潮区界以下运移速度减缓,在潮流界以后受逆向水流的顶阻,不能继续向下移动,故潮流界附近常是推移质的终止点。但悬移质泥沙可搬运到河口口门,并能输出到口外海滨。因水流受潮流顶托后,自潮区界以下挟沙能力逐渐降低,故部分悬沙也会在感潮河段内沉积。较大颗粒的悬沙终止于盐水楔前端,粒径较小的不易沉降,当遇到咸淡水混合时发生絮凝作用而下沉,故最细的悬沙,在落潮流时随表层淡水扩散输出口门外,在口外海滨运动或沉积。

进入口外海滨的泥沙,有直接来自河流的,也有来自宽阔的海域。来自河流的是细粒悬沙,来自海域的是指涨潮时随咸水上溯带入的泥沙。来自海域的泥沙有两种情况:一是来自河流输出口外还未沉积到海底,或已沉于海底因受波浪掀动或涨潮流的冲刷启动,再次悬入水中的泥沙,它们随潮流又被带回到河口地区;二是涨潮时由咸水带入的本河流以外的其他地区的泥沙,这可以是邻近其他河口输出的泥沙,或是邻近海岸被波浪侵蚀而产生的,随沿岸流而来的泥沙。但不论何种来源的泥沙,其运动的共同点是随潮水上溯由海向陆运移,并最后向盐水楔顶聚集。河流枯季潮汐作用较强时,可带到河口口门以内的地区沉积。当然,口外海滨的泥沙在波浪、沿岸流或海流的影响下,还可带到很远的地方。

4. 河口演变

河口演变是指在水流、波浪等动力作用下发生的冲淤变化,这种变化是通过泥沙运动来实现的。研究河口演变,主要是分析河口形态的形成、发育、演变及其周期性变化规律,如河口段浅滩、深槽的冲淤变化,河口发育特点及未来的演变规律,这对于航道规划、航道整治和海滩围垦以及河口综合治理方案的制订,都具有重要的意义。

河口因受海水入侵的影响,最初大多数成浅弱谷或喇叭状海湾。在海侵结束后的海面稳定时期,河口才逐渐由陆向海发展。由于各河口上游来水来沙条件不同,海洋潮汐与潮波的强弱也有区别,因而不同的河口就有各自的发育特点和演变规律。现以长江口演变的特点来说明河口演变的一般规律。

长江口是一个中等强度的潮汐河口,口门附近多年平均潮差为 3.04m,当上游径流与口外潮差接近均值时,河口进潮总量达 32.5 亿 m^3 。它的特点是:径流强大(大通站多年平均径流总量为 9240 亿 m^3 ,占全国入海河流总量的 1/3)。输沙量很大,年输沙量为 4.78 亿 t,咸淡水混合属于缓混合。由于来沙丰富,河口段形成三角洲,使喇叭形海湾逐渐缩小。其演变表现出的特点是,首先河口淤积,然后浅滩出现。

当潮汐较强时,在哥氏力作用下,涨潮主流偏北,落潮主流偏南。这种涨落潮路线的不一致,导致河口分汊。当浅滩出露后,形成沙洲,但位置不稳定,时常发生此冲彼淤的变化。

随着河流动力外移和海洋动力退却,北汉道逐渐衰退和淤塞,河口沙洲演变的趋势是逐渐与北岸毗连成为三角洲平原。南汉道则逐渐增强成为主要泄水输沙的河道。

在南汉河道增强过程中,其自身又再分为新的南北汉道,重复出现汉道北废南兴的过程。随着时间的推移,长江口的位置向东南方向偏移。

由于各入海河口的动力状况和泥沙条件的差异,入海河口的演变相当复杂,其演变过程的特点也不尽相同,但基本上服从于河口演变的一般规律。

参 考 文 献

- [1] 梁学田. 水文学原理 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1992.
- [2] 胡方荣, 侯宇光. 水文学原理 (一) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1998.
- [3] 于维中. 水文学原理 (二) [M]. 北京: 水利电力出版社, 1998.
- [4] 邓先俊. 陆地水文学 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1985.
- [5] 王锡荃. 水文学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1993.
- [6] 邓绶林. 普通水文学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1979.