



北京市高等教育精品教材立项项目

清华大学水利工程系列教材

Introduction to River Mechanics

河流动力学概论

邵学军 王兴奎 编著

Shao Xuejun Wang Xingkui



清华大学出版社



北京市高等教育精品教材立项项目

清华大学水利工程系列教材

Introduction to River Mechanics

河流动力学概论

邵学军 王兴奎 编著

Shao Xuejun Wang Xingkui



清华大学出版社

北京

内 容 简 介

本书系统地阐述了泥沙运动力学和河道演变的基本原理,并介绍了前沿课题和最新发展等。全书共 9 章,内容包括:河流系统与人类活动、泥沙颗粒基本特性、床面形态及水流阻力、推移质运动、悬移质运动、河道演变的基本原理、冲积河流的河型、数字河流、河流动力学研究展望。

本书可作为水利工程、港口航道工程、近海工程、环境水利、地质地理及市政工程等专业的本科生教材,亦可供相关专业的设计、科研和教学人员参考。

版权所有,翻印必究。举报电话:010-62782989 13501256678 13801310933

图书在版编目(CIP)数据

河流动力学概论/邵学军,王兴奎编著. —北京:清华大学出版社,2005.8
ISBN 7-302-10882-X

I. 河… II. ①邵… ②王… III. 河流动力学—概论 IV. TV143

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 037984 号

出版者:清华大学出版社
http://www.tup.com.cn
社总机:010-62770175

地址:北京清华大学学研大厦
邮编:100084
客户服务:010-62776969

责任编辑：汪亚丁

印刷者：北京四季青印刷厂

装 订 者: 三河市春园印刷有限公司

发 行 者：新华书店总店北京发行所

开 本: 203×253 印张: 16 字数: 430 千字

次: 2005 年 8 月第 1 版 2005 年 8 月第 1 次印刷

书 号: ISBN 7-302-10882-X/TV · 44

印 数: 1 ~ 3000

定 价: 29.00 元

前 言

本书是为适应水利工程学科本科生必修课的教学需要而编写的,主要目的是帮助学生掌握泥沙运动和河道演变方面最基本的知识,并全面了解本学科的发展现状和研究前景。本书除了涵盖学科发展过程中的经典研究成果外,还引用了国内外文献中新发表的相关内容,以及本单位的最新科研成果。

本书共9章。第1章概述地球动力系统的概念,从人类活动对自然系统和水文过程所施加影响的角度,说明了河流动力学所涉及的各种复杂问题。第2章介绍泥沙颗粒的基本物理性质、颗粒在静水中的沉速、细颗粒特性和含沙水流的流变性质。第3章讨论冲积河流床面形态的形成、判别及其对水流阻力的影响,这是河流动力学与经典水力学在阻力计算上的不同之处。第4章和第5章分别阐述了推移质和悬移质泥沙运动的研究方法和输沙率计算理论,它们是泥沙运动力学研究中的核心部分。第6章和第7章介绍了河道演变的基本原理和冲积河流的河型研究,主要说明了天然冲积河流宏观形态的变化规律,以及外部条件(包括人类的生产活动和工程建设)对其演变过程所产生的巨大影响。第8章介绍了数字河流的总体思路和研究手段,及其在河流综合开发治理、水资源可持续利用决策方面的应用。第9章对河流动力学的发展趋势和研究前景进行了展望。本教材编写过程中参考的专著和引用的论文,一并列入参考文献目录中。

河流动力学虽已较为成熟,但仍在继续发展,涉及面较广。对于书中因编者水平所限而存在的疏漏或错误之处,诚恳希望广大读者予以批评指正。

本书为北京市高等教育精品教材立项项目,部分内容取自国家自然科学基金项目“坡面细沟流动的数值模拟方法研究”(批准号 50179015)的研究成果。

作 者

2005年3月于清华大学

主要符号表

(注:括号内的数字表示该符号第一次出现的页码)

1. 英文字符

A_* —Einstein 推移质输沙率计算参数(92)
 a —泥沙颗粒长轴长度(25)
 B_* —Einstein 推移质输沙率计算参数(93)
 b —泥沙颗粒中轴长度(25)
 C —谢才系数(58)
 C_D —圆球绕流阻力系数(36)
 C_L —颗粒上举力系数(76)
 c —泥沙颗粒短轴长度(25)
 D —泥沙粒径(24)
 D_i —第 i 级泥沙的粒径(28)
 D_m —算术平均粒径(28)
 D_{mg} —几何平均粒径(29)
 D_n —等容粒径(24)
 D_1, D_2 —筛孔孔径(24)
 D_{50} —中值粒径(28)
 E_s —断面比能(51)
 e_b —水流搬运推移质的效率(90)
 e_s —水流搬运悬移质的效率(110)
 F_d —颗粒绕流阻力(37); 水流拖曳力(74)
 F_L —流体对颗粒的上举力(74)
 Fr —水流 Froude 数(51)
 f —Darcy-Weisbach 系数阻力系数(59)
 g —重力加速度(27)
 g_b —以干重计的推移质单宽输沙率(91)
 g'_b —以水下重量计的推移质单宽输沙率(89)
 g_d —单位面积上泥沙的沉积率(92)
 g_s —单位面积上泥沙的冲刷率(92); 以干重计的悬移质单宽输沙率(107)
 g'_s —以水下重量计的悬移质单宽输沙率(110)
 g_t —以干重计的全沙单宽输沙率(113)
 h —水深(51); 平均水深(53)

h_f —水头损失(59)
 I_1, I_2 —Einstein 悬移质输沙率数值积分中的参数(107)
 J —坡降; 下标 e, b, s 分别表示能坡、底坡和水面坡降(53)
 J' —沙粒阻力所对应的能坡(67)
 J'' —沙波阻力所对应的能坡(67)
 K —轻质沙起动参数(87); 修正系数(109)
 K_b —Meyer-Peter 公式中的河床阻力系数(89)
 K'_b —Meyer-Peter 公式中的沙粒阻力系数(89)
 k_s —边界上的粗糙突起高度, 又称边壁粗糙尺度或床面粗糙尺度(59)
 L —跃移质跃长(89)
 L_1 —跃高点的长度(89)
 m —群体沉速公式中的经验指数(41)
 n —Manning 糙率系数(58)
 n_b —床面粗糙对应的 Manning 糙率系数(60)
 n_w —边壁粗糙对应的 Manning 糙率系数(63)
 P —湿周(63); Einstein 理论中的概率(92)
 P_b —湿周的河床部分(62)
 P_w —湿周的河岸部分(62)
 p_i —第 i 级粒径泥沙所占比例(28)
 Q —流量(50)
 R —水力半径(58)
 R_b —与河床阻力对应的水力半径(65)
 R'_b —与沙粒阻力对应的水力半径(65)
 R''_b —与沙波阻力对应的水力半径(65)
 Re —雷诺数; 颗粒绕流雷诺数(36)
 Re_* —沙粒剪切雷诺数(53)
 S_e —流域出口控制点输出泥沙总量(11)
 SF —泥沙颗粒形状系数(26)
 S_m —垂线平均重量含沙量(109)
 S_t —流域地表侵蚀的泥沙总量(11)

VI 河流动力学概论

S_v —以体积比计的含沙量(41)
 S_{va} —悬移质在高程 a 处的体积比含量(101)
 S_w —重量含沙量(42)
 U —在水流运动方向的垂线或断面平均流速(45)
 U_b —推移质平均纵向跃移速度(89); 推移质颗粒总体的平均速度(90)
 U_c —泥沙临界起动时的垂线平均流速(71)
 U_L —平均流速(90)
 U_0 —时均底流速(76)
 u —脉动流速(99)
 U_* —摩阻流速(47)
 V —泥沙颗粒体积(24)
 v —垂线脉动流速(99)
 W' —泥沙颗粒的水下重量(74)
 Z —悬浮指标(102)

2. 希腊文字符

γ —清水的容重(27)
 γ_m —浑水的容重(42)
 γ_s —泥沙颗粒的固体容重(24)
 γ'_s —干容重(31)
 δ —粘性底层的计算厚度(60)
 ϵ_0 —热力电位(35); 综合粘结力系数(86)
 ϵ_m —动量交换系数(101)
 ϵ_s —悬沙湍流扩散系数, 又称泥沙扩散系数(99)
 ζ —电动电位(35)
 Θ —Shields 数(53); 无量纲剪切应力(68)
 Θ' —沙粒引起的无量纲剪切应力(Shields 数)(68)
 Θ'' —沙波引起的无量纲剪切应力(Shields 数)(68)

Θ_c —泥沙起动时的临界 Shields 数(77)
 κ —Kármán 常数(一般取为 0.4)(47)
 μ —清水的运动粘滞系数(37)
 μ_a —表观黏度(44)
 μ_e —有效黏度(45)
 ν —清水动力粘滞系数(37)
 Π —泥沙颗粒的圆度(26); 流速垂线分布中的尾流强度系数(234)
 σ_g —泥沙粒径分配的几何均方差(29)
 τ —水流剪切应力(43)
 τ_b —作用在河床上的剪切应力(河床阻力)(62)
 τ'_b —床面沙粒阻力(65)
 τ''_b —床面沙波形状阻力(65)
 τ_c —泥沙起动临界剪切应力(77)
 τ_w —作用在河岸或管壁的剪切应力(45)
 τ_0 —床面上的水流剪切应力(53)
 Φ —Einstein 理论中的推移质输沙强度参数(91)
 ϕ —泥沙粒径分级尺度(28)
 φ —泥沙拣选系数(29); 泥沙的水下休止角(33)
 ρ —水的密度(26)
 ρ_s —泥沙(固体、球体)密度(26)
 χ —Einstein 统一流速公式中反映自光滑向粗糙边壁过渡的参数(60)
 Ψ —Einstein 理论中的水流强度参数(65)
 ψ —球度(26)
 ψ_0 —热力电位(35)
 ω —泥沙(球体)的沉速(36); 群体沉速(38)
 ω_0 —单颗粒泥沙在无限大的清水水体中的沉速(41)

目 录

主要符号表	V
第 1 章 河流系统与人类活动	1
1.1 河流、流域与地球的各种动态系统	1
1.2 流域侵蚀与泥沙的输运	5
1.3 人类活动对流域和河流自然过程的影响	12
习 题	19
第 2 章 泥沙颗粒基本特性	21
2.1 风化过程	21
2.2 单个颗粒的特性	23
2.3 颗粒的群体特性	27
2.4 泥沙颗粒的沉速	36
2.5 含沙水体(浑水)的性质	41
习 题	47
第 3 章 床面形态与水流阻力	49
3.1 床面形态与水流条件、泥沙特性的关系	49
3.2 冲积河流床面形态的判别准则及特性研究	53
3.3 水流阻力和断面平均流速	57
3.4 峡谷或卵砾床面河道的综合糙率计算	62
3.5 沙粒阻力和沙波阻力	64
习 题	72
第 4 章 泥沙的起动与推移运动	74
4.1 研究泥沙起动的方法	74
4.2 泥沙临界起动条件的计算公式	76
4.3 均匀推移质运动	88
习 题	96
第 5 章 悬移质运动和水流挟沙力	98
5.1 泥沙扩散方程	98
5.2 悬移质含沙量的垂线分布	100

IV 河流动力学概论

5.3 悬移质输沙率	106
5.4 水流挟沙力	112
习 题	119
第 6 章 河道演变的基本原理	121
6.1 冲积河流演变的影响因素与时间尺度	122
6.2 冲积河道演变中的均衡状态	128
6.3 造床流量	131
6.4 黄河上游人为活动对有效输沙流量的影响	136
6.5 河相关系	140
6.6 河相关系的理论推导方法	146
习 题	149
第 7 章 冲积河流的河型	152
7.1 不同河型及其分类	152
7.2 河型成因分析中的极值条件假说	155
7.3 单流路弯曲河道的演变	162
7.4 多流路河道的演变特性	171
7.5 河流的纵剖面及其影响因素	180
习 题	184
第 8 章 数字河流	186
8.1 总体框架	186
8.2 基础信息平台建设	190
8.3 专业服务平台建设	203
8.4 综合决策平台	212
第 9 章 河流动力学研究展望	226
9.1 研究发展趋势	226
9.2 水流结构的研究	231
9.3 交叉学科的发展	235
参考文献	239
人名索引	244
名词索引	246

第 1 章

河流系统与人类活动

把天然河流貌似复杂的运动过程进行详细的分解,就可以发现其运动过程是由水流、泥沙以及可动边界的各种运动和变化叠加而成的。对于河流在短时段内的演变过程,仍然可以采用经典的力学原理进行确定性的分析,将它的各种表象与其背后的动力原因建立明确的因果关系,从而对泥沙运动和河道演变进行正确的预测,以保证河流工程的安全性,维持正常的河流功能和生态体系。在地球动态系统中,河流的动力过程对地表面貌的形成和演化起着重要作用。同时,在地球的生态圈中,河流又是维护良好生态系统的一个关键环节。

分析与思考

1. 如何将复杂的河流运动分解为较简单运动的叠加?

1.1 河流、流域与地球的各种动态系统

1.1.1 动态系统与平衡的概念(Hamblin & Christiansen 2004)

在太阳系和银河系已知的范围内,惟独地球表面上存在丰富的固态、液态和气态水,并受太阳能的驱动进行持续的水文循环。这主要是由于地球自身的体积、质量和与太阳的距离都很合适,从而能够保持适宜的表面温度和稳定的大气层-水圈。大量液态水的存在是地球有别于太阳系其他行星的主要特征。在地球上,地表大气层-水圈的动力过程与复杂的地质构造运动相叠加,产生了岩石风化、输运和沉积变质等过程,以及与这些过程相关的丰富多变的地质地貌现象。生物圈则是寄生于大气层和水圈的地球特有现象。所有这些现象,尚未在其他行星上发现。

从地质时间上来说,地球表面的面貌总是处于“年轻”状态,这是由于地球表面上水分和大气的运动不断侵蚀地球表面,消灭原有地貌、不断造就新的风化或沉积地貌。而在太阳系中其他具有固体岩石表面的行星(水星、金星、火星和月球)上,由于没有这种侵蚀作用,其表面上几乎完好地保留了地质历史上各种“古老”的遗迹,如火山锥(火星和金星)、陨石坑(水星和月球)。即使在地球上,大洋深处的

重点关注

1. 流水侵蚀对地球地貌的重大作用。

地表形态由于避免了风化和流水侵蚀作用,与暴露于大气层中的地表相比也显示出不同的特征。

重点关注

1. 自然系统与动态系统。

地表上各种各样的物质运动可以区分成不同的自然系统来分别进行研究,称为“地质系统”。比如一条由火山熔岩流动形成的岩浆流、一条天然河流都可以看作一个自然系统(natural system)。如果在某个自然系统中存在能量和物质的运动、转换,则称之为动态系统(dynamic system)。在研究自然系统时,既可以用其天然边界(流域的分水岭、河流的河床、水面等)作为系统边界,也可根据研究目的而人为地划分边界。边界一旦划定,则边界之外的所有内容(物质、能量)都是外部环境(surroundings, environment),不是系统的组成部分。

2. 封闭系统与开放系统。

在地质学中,如下两类系统是最重要的:(1)封闭系统(closed system),它与外部环境只有热量的交换;(2)开放系统(open system),它与外部环境既交换热量,又交换物质。日常地质现象中,处于冷却过程中的岩浆流就是一个封闭系统,因为其中的热量虽然在不断地流失,但它的物质并没有增加或减少。不过,大部分地质系统都属于开放系统,系统中的物质和能量通过边界与外部环境不断地进行交换。

分析与思考

1. 为什么说河流是自然界中最常见的开放系统?

2. 在什么情况下河流可以看作是封闭系统?

地球本身是一个具有鲜明边界(大气层)的封闭系统,因为自从40亿年前的超大规模陨石轰击现象结束后,地球与外太空之间的物质交换是微乎其微的。但由于太阳能不断输入,地球表层的能量和物质总在不断地运动。地球内部的热能则引发地质构造运动(板块漂移,地壳的沉陷、隆起和褶皱),造成地震、火山喷发等现象。

由于流、支流组成的河流水系是一种最常见的开放系统,河床、水面等组成了它的边界。降水或地下水的补给为系统提供物质,河水流向海洋或内陆湖泊则是系统向外部环境输出物质。只要有降水存在,系统就源源不断地得到物质、重力势能和动能的补充。作为整个水文循环系统的一部分,河流系统的能量归根结底来自太阳能。

在所有动态系统中,都存在着建立和维持平衡的趋势。所谓平衡状态(equilibrium)是指一种能量最低(lowest possible energy)的状态。自然界和工程中常见的一些地质现象,如滑坡、地震、火山喷发、洪水泛滥,都是相应的动态系统寻求平衡状态的一种表现。因此,这些现象都可以依据一定的动力学原理进行分析和预测。

平衡状态的一种判别方法是:对动态系统的微小扰动,不能使系统偏离稳定状态。实际上,即使作用在系统上外力的合力为零,系统的各种特征能够维持稳定不变,系统也不一定是稳定的,例如图1-1(a)所示的悬崖边上的一块巨石。而对于图1-1(b)所示山崖上一个浅凹坑里的巨石来说,虽然微小扰动不能使它偏离稳定,但是稍大一些的扰动就可使其失稳,这就是所谓的亚稳定(metastable)状态。失稳或对现有状态的偏离都需要消耗能量,因此上述状态都意味着所研究的系统中尚有能量可以消耗,或者说它仍有能力改变其现有的状态。

3. 什么是平衡状态?什么是亚稳定状态?

如果外力的各种扰动均不能引起系统失稳,例如图1-1(c)所示沟底上的巨石,则表明此时系统已处于能量最低的状态,不能提供任何能量来改变系统现有状态,称

系统处于平衡状态。根据这一定义,可知系统达到平衡的过程,就是不断消耗能量,直至能量降至最低点的过程。

系统的变化趋势或变化方向是指系统将通过何种途径来改变自己的状态,以最终趋于平衡。一般来说系统的变化总是使其能量不断传递给外部环境而减少,直至系统的总能量降至最低。例如,原则上说一个水系将不断侵蚀流域、改变其河谷比降,直至最后使流域内的所有地势夷平、高差消失、重力势能降至最低点,即达到了其平衡状态。当然绝对水平的地形一般是不会出现的。又如,河流动力学中多年的研究表明,平原河流比较稳定的平面形态是弯曲河道,因为此时由于河道的弯曲,使得流路较长,在整条河流两端高差不变的条件下,水力坡降最小(也就是单位河长上水流所提供的功率最小)。关于这一点,在第7.2节中还会详细讨论。

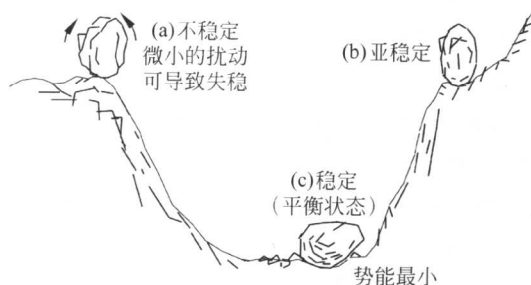


图 1-1 系统平衡状态的示意图

1.1.2 水文系统中的主要子系统

水文系统是地球上最大、最复杂的动态系统之一,其中包含了同样复杂的多个子系统,如图 1-2。其中的主要子系统包括以下几种。

重点关注

1. 水文系统中的七个主要子系统。

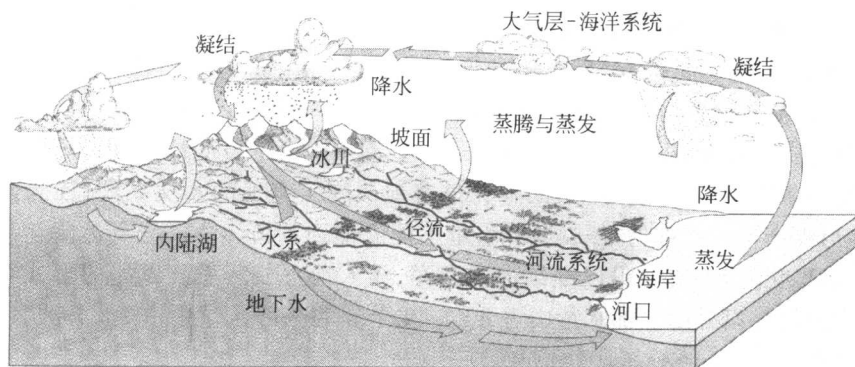


图 1-2 水文系统及其子系统

(1) 大气层-海洋系统(atmosphere-ocean system)

海洋是液态水的巨大仓库,它与大气层中的气态水和空气运动一起形成气候系

统(climate system)。能量和物质的运动体现为大气层中的对流、风暴、水的蒸发蒸腾、降水、洋流,太阳能对地表加热的不均匀性是这些运动的起因。地球上不同地点水文系统的特性,很大程度上取决于气候系统。

(2) 坡面系统(slope systems)

地球表面大部分都不是水平的。以中国大陆为例,全部陆地面积中高原和丘陵地区占 60%,盆地占 19%,平原却仅占 12%。地表上所有的坡面中,部分是地质构造运动(抬升、沉降、断裂)所形成,也有少量因波浪侵蚀、熔岩出露、冰川运动和陨石撞击而形成的,除此之外其余的大部分坡面都是因水流侵蚀而形成的,与河谷的边壁连为一体。坡面系统中最常见的现象是坡面上的物质在重力作用下沿坡面向下运动,如山体崩塌、滑坡、水力侵蚀等,成为流域侵蚀的一个重要来源。

(3) 河流系统(river systems)

落在地表上的降水,大部分通过河流系统直接回到了海洋。在任一时刻,所有河流中的水体总体积仅占地球地表上全部水量的百万分之一(或,在除海洋以外的全部水量中占百万分之五)。尽管在任意一个瞬间,河流中容纳的水体体积很小,但由于河水流动很快(平均流速为 3m/s),每年从河流中流过的水量(年径流量)是非常巨大的。正是由于这个原因,地球表面上的景观都是以流水侵蚀所造成的特征为主的。在所有的大陆陆地上,大部分的面积都通过某种方式与河流的坡面和河谷连为一体,形成一种汇流体系把径流最终排入大海。此外,河系提供了液态载体来把大量的泥沙输运到海洋之中,从而造就了巨大的河口三角洲体系。

(4) 海岸线系统(shoreline systems)

在大陆、岛屿和内陆湖的滨岸沿线,波浪、潮汐或洋流具有强烈的侵蚀作用,并能够挟带和输运大量泥沙。滨岸地带的地貌动力过程是多种多样的,从而形成了各种景观,如波浪侵蚀成的峭壁(wave-cut cliffs)、滨岸的阶地(shoreline terraces)、河口三角洲(delta)、海滩(beaches)、沙洲(bars)和泻湖(lagoons,沙洲形成的半封闭水域)等。

(5) 冰川系统(glacial systems)

在寒冷的气候带,降水(都以雪的形式出现)一般在原地保持冻结状态,而不会立即产生径流或回归海洋。如果每年的降雪量超过了夏季的融化量,该地区就会逐渐积聚成巨大的冰雪体,形成冰川(glaciers)。高山降雪形成的冰川缓慢地“流”过河谷,如同一条冰雪的河流。冰川的存在显著地改变了当地的水文系统,因为水文循环在冰川中产生了局部的“停顿”,降水量不能立即回到海洋中。直到冰雪运动到冰川的末端融化后,水流才得以继续流向海洋、渗入地下或蒸发。以冰的形式存在的水分,在除海洋以外的全部水量中占 80%,在全球的全部水量中占 2%,冰川中的水分平均要滞留一万年左右。

(6) 地下水系统(groundwater systems)

在水文系统中有部分水分渗入地下,在土壤和岩石的孔隙中缓慢运动,形成地下水系统。以地下水的形式运动的水量,在除海洋以外的全部水量中占 20%,与河流中以地表径流运动的水量相比,其数量是巨大的。在其运动过程中,地下水使可

溶性的岩石(如石灰岩)发生溶解,形成空腔或大型溶洞。溶洞的进一步发展有时会导致崩塌,引起地面沉陷,形成灰岩坑或落水洞(sinkholes)。这类灰岩坑形成的地貌与月球上的陨石坑有些相似,如果坑中有水则会形成一系列的圆形湖。

(7) 风成沉积系统(eolian systems)

在地球上并不存在绝对干涸的地点,在最干旱的地区也有降水发生,而且气候类型也有年际的变化。在干旱少雨地区,水文系统仍能够运行,因此在许多沙漠上,河谷仍然是主要的地貌景观。但是在这些地区,河谷形态会因为风沙运动而湮没,形成沙漠上的另一种主要景观:沙丘运动和风沙。风成沉积系统是由于大气层中气流的循环运动而形成的。凭借风力可以输运大量的沙尘,并在沉积层中形成鲜明的痕迹。风力输运从广义上说也是水文系统的一个组成部分。

1.2 流域侵蚀与泥沙的输运

泥沙问题作为一种自然现象,在不同学科的研究中都有涉及,只是所采用的空间尺度和时间尺度可能有所不同。在地质学中所研究的地质旋回,是指由于侵蚀作用和输运作用,物质连续不断地从地壳正在上升的部分转移至正在下降的部分,泥沙(或称沉积物碎屑, sediment)在此堆积并埋藏下来,在某些情况下,可达到地壳中很大的深度。在此以后,泥沙由于成岩作用、变质作用、融熔作用而变成岩石,并再度上升,受到新一轮侵蚀,从而为另一些沉积区提供物质。地质旋回过程所对应的空间尺度为大陆板块或大地构造单元(如平原、高原等),时间尺度以百万年计,称为地质学时间尺度或地质学时标。

在现代河流地貌学中,研究问题时所采用的时间尺度为数千年至数十万年。在这种地貌学时间尺度上研究侵蚀旋回时,侵蚀、输运、沉积的主要影响因素为气候变化(如周期性的冰期活动)及相应的地貌环境变化(如地质构造的抬升或下沉、海平面的大幅上升与下降等),而这一过程所对应的空间尺度是完整的流域、水系、冲积平原等,研究对象包括河流、河口三角洲、海岸的大规模演变。

在实际工程中,考虑问题所用的工程学时间尺度为数天至数百年,在此尺度上认为地质构造、地貌、气候是不变的,由这一条件出发求解降雨和水流与流域坡地、河道边界或人工建筑的相互作用及相应的演变过程。

长期以来,地学家和工程师分别从不同的角度研究流域和河流水系,分别建立了各自的理论体系。了解了上述三种尺度的不同,有助于理解地质、地貌学体系与水力学和河流动力学研究体系中所使用的一些术语在含义上所存在的差异。

1.2.1 流域内的土壤侵蚀和土地退化

据20世纪80年代初的估计,全球各大陆的土壤流失,已从人类大规模开展农牧业以前的每年100亿t增至250亿~300亿t(Judson 1981)。土壤侵蚀

分析与思考

1. 地质学、地貌学、工程学所采用的时间尺度有什么不同?

重点关注

1. 土壤侵蚀分类及在我国国土面积中所占比例。

等因素每年造成约 600 万公顷(合 9000 万市亩)的土地生产力永久性丧失(Dudal 1981)。由联合国有关机构组织进行的一项调查表明,全球每年因土壤侵蚀所丧失的耕地约 300 万公顷(合 4500 万市亩),因荒漠化所丧失的耕地约 200 万公顷(合 3000 万市亩)(Buringh 1981)。我国有关部门根据侵蚀发生的营力,把土壤侵蚀分为水蚀、风蚀和冻融侵蚀三个大类型,并对每个类型进行了侵蚀强度分级,统计出大于允许侵蚀量的土壤侵蚀面积分别为:水蚀面积 179 万 km^2 ,风蚀面积 188 万 km^2 ,冻融侵蚀面积 125 万 km^2 。三者的面积之和为 492 万 km^2 ,占国土面积的 51.2%,其中水蚀和风蚀面积之和为 367 万 km^2 ,占国土面积的 38.2% (景可 1999),而且约有 1/5 为强度侵蚀(侵蚀模数达 $5000 \sim 10000 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$)。全国每年土壤侵蚀量为 80 亿~120 亿 t,约相当于全球土壤流失总量的 1/3 左右。

影响水土流失的自然因素包括地质地貌基础、气候条件、植被土壤特征及风化过程等方面。在我国的不同地区,这几个方面表现出较大差别,导致各地土壤侵蚀和水土流失方式和程度等的不同。

地质地貌基础指横跨国土的宏观地貌轮廓(例如,我国西高东低的地势格局)和地质构造条件、地壳的构造运动、岩石类型(石灰岩、黄土、红色砂页岩、花岗岩等)、区域地貌组合(山地、丘陵与盆地等)。气候条件包括气候类型、降水特征(年降水量、降水量在不同季节或月份的分布、暴雨特征等)、气温、湿润程度等。植被特征包括植被沿地表的水平分带或随海拔高度的垂直分带规律、生物量(单位面积上植物的重量)和森林覆盖率等。土壤的类型总是与不同的气候、生物、地形、母质和时间等条件相联系,因此在不同的地区土壤具有不同特征。风化过程取决于气候和植被、生物生态等条件,不同的气候和植被区内风化过程差别很大(许炯心 1996)。

分析与思考

1. 影响水土流失的自然因素包括哪些方面?
2. 什么是自然侵蚀?
3. 如何定义土壤允许流失量?

我国自然地带齐全,从北向南跨越从寒温带带赤道带的所有温度带,从东到西则有从湿润区到干旱区的水分递变规律,地貌、岩石、植被、土壤类型丰富多样。大体上可以分出东南部湿润-半湿润区,西北部干旱-半干旱区。若沿大兴安岭→吕梁山→六盘山→青藏高原东缘画一条线,一般将该线以东地区称为东部湿润森林区,以西地区称为西北草原荒漠区。这两个地区影响水土流失的自然因素相差是极大的。

自然侵蚀的速度通常比较缓慢,一般小于或接近土壤的成土速度,它不仅不破坏土壤,而且可以促进土壤更新和提高土壤肥力。土壤的形成是一个长期而缓慢的过程,人们难以直接量测,但可用间接方法求得。根据推算,在无破坏的自然条件下(在基岩上),大约 300~1000 年可以形成 2.5cm 的土壤层,即形成 1cm 土壤需 120~400 年,但在人为耕种条件下,大约 30 年可以形成同样厚度的土壤。依据土壤形成速度可以计算土壤允许流失量。土壤允许流失量是从保护土壤肥力的角度提出的,它的涵义是:长时间内保持土壤肥力和生产力不下降情况下的最大流失量。陆地表面的土壤,绝对不受侵蚀是不可能的,如果土壤受到侵蚀而不降低土壤肥力,则必须同时能生成同等的物质量,才能抵偿流失掉的土壤。因此,土壤

允许流失量与成土速率有着密切的关联。通常把成土速率作为允许流失量的指标(史德明 1998)。

我国不同自然带的流域存在如下土壤侵蚀和土地退化问题:

1) 黄土高原土壤侵蚀

黄土高原是我国土壤侵蚀最强烈的地区。黄河中游强烈的侵蚀是流域灾害环境的主要组成部分,也是下游洪涝灾害的根源。黄土高原土壤侵蚀过程有各种各样的类型,每一种类型中又分为不同的方式。

现代构造运动造成黄土高原地区的大面积抬升,是水土流失的主要内营力和地质背景。气候的不稳定性(冷暖干湿的周期性变化)和由此引起的植被消长变化是侵蚀产沙的外营力。在地质历史上,这一地区的自然侵蚀已经达到十分强烈的程度。黄河的四级或五级支沟可能早在几千年或几万年前(即在人类开始频繁活动之前)已经形成,目前的沟谷系统是现代沟谷作用与史前沟谷系统的叠加(刘东生 1985)。同时,黄河中游地区是华夏文明的主要发祥地,人类活动时间长,强度高,对原始自然环境破坏最为严重,人为加速侵蚀使得水土流失向更加剧烈的方向发展。

黄土高原侵蚀最严重的地区是黄土丘陵区,沟壑密度 $1.8 \sim 7 \text{ km/km}^2$,区内由南向北依次是黄土梁状丘陵和黄土梁卯状丘陵。梁卯状丘陵具有坡度大、坡长大、临空面也大的特点,水力侵蚀尤为强烈,而且这种形态特征不但利于流水侵蚀,也能够促使重力侵蚀的发展。其次是黄土塬区和黄土阶地区。黄土塬区主要有董志塬、洛川塬及汾河下游南岸地区,塬面平坦,边缘陡峻,黄土层最厚达 200m 左右。黄土塬区面积约 2.7 万 km^2 ,水力和重力侵蚀都较强烈,以沟蚀为主,沟壑密度 $1.3 \sim 2.7 \text{ km/km}^2$ 。黄土阶地区主要分布在渭河南北,向东延伸至三门峡附近的两条带状区。

2) 红壤区土壤侵蚀

我国热带、亚热带地区的各种红色或黄色的土壤在发生上有一定的共同之处,统归为红壤系列或富铝化土纲,包括砖红壤、赤红壤、红壤、黄壤等主要土类。其分布范围为长江流域及其以南地区,包括广东、广西、海南、福建、台湾、江西、湖南、贵州的全部,浙江、云南、四川、重庆的大部,安徽南部、湖北南部、藏东南和苏南边缘小部,涉及 15 省,面积约 220 万 km^2 。我国红壤区自然条件优越,土壤资源丰富,但由于特定的自然和历史原因,土壤侵蚀不断发展。

20 世纪 50 年代,南方 11 省区土壤侵蚀面积为 60 万 km^2 ,约占土地总面积的 24.4%,而 80 年代初各省的调查统计则表明,侵蚀面积已达 69 万 km^2 ,占土地总面积 28%,侵蚀面积中严重土壤流失面积多达 30%,甚至 50% 左右,目前红壤区已成为我国土壤侵蚀最严重的地区之一(史德明 1983)。50 年代至 80 年代,长江流域 13 个重点县流失面积每年以 1.25%~2.5% 的速度递增,随着土壤侵蚀的发展,长江流域的水土流失面积已由 20% 增至 40% 左右(赵其国等 1992)。长江上游土壤侵蚀总量由 60 年代的 13 亿 t,增至 80 年代中期的 15.68 亿 t,也有资料估计长江上游(包括三峡库区)土壤侵蚀总量为 18 亿~18.7

重点关注

1. 我国不同自然带的土壤侵蚀特点。

亿 t (席承藩等 1994)。

红壤区内分布大面积的花岗岩、石灰岩、紫色页岩、紫色砂页岩、砂砾岩、板岩、千枚岩、流纹岩、玄武岩及第四纪红土等。多种基岩在高温多雨条件下,形成深厚的风化层,或因构造运动(断裂、褶皱)形成大量碎屑岩层,这些都是侵蚀环境形成的物质基础。第四纪以来,我国西南山地受青藏高原抬升影响,新构造运动强烈。长江上游地区山高谷深,岩体节理发育,重力侵蚀(滑坡、崩塌、泥石流)非常活跃。各省山地丘陵地带的大面积坡耕地,是水力侵蚀的主要策源地。

3) 花岗岩母质红壤侵蚀区

花岗岩母质红壤侵蚀区分布面积最大,湖北、湖南、广东、广西、福建、江西、浙江、安徽、云南等省区均有分布。侵蚀类型主要为片蚀、沟蚀和崩岗侵蚀。侵蚀程度最严重的地段每年流失土层约 1cm,侵蚀模数达 $1.35 \text{ 万 t/km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 以上,沟谷密度大,沟谷面积常占坡面面积的 30%~50%,切割深度为 10~30m。崩岗侵蚀是花岗岩侵蚀区最常见和最严重的侵蚀方式之一。

4) 紫色土侵蚀区

紫色土侵蚀区的分布十分广泛,四川、湖南、云南、贵州、广东、广西、江西、福建、安徽、浙江等省区均有分布,以四川省面积为最大。紫色土侵蚀区的侵蚀程度和危害仅次于花岗岩侵蚀区。

紫色土区土层薄(如位于四川川中红色盆地的乐至县,土壤流失总面积占土地面积的 81.67%,其中小于 50cm 厚的侵蚀紫色土占土地面积的 31.31%,50~100cm 厚的占土地面积的 45.47%,大于 100cm 厚的只占土地面积的 4.89%),蓄水量少、渗透性差,径流系数较高。因此沟蚀密度大,沟谷面积占坡面面积的 50%~70%,沟道密度达 $4 \sim 5 \text{ km/km}^2$ 。而且风化与土壤侵蚀过程交替进行。如直径为 20~40cm 的紫色页岩岩块暴露在空气中,经过两个多月(四月中旬至六月下旬)的风化即可大都成为粒径在 0.15~40mm 之间的碎屑物。如此快速的风化为土壤侵蚀提供了大量的松散物质,每次径流所携带的泥沙即为近期的风化碎屑物。

紫色土侵蚀区沟谷的扩展方式,不同于花岗岩区或黄土高原区以崩坍、滑坡为主,而是以坡面剥蚀-片蚀(包括泻溜侵蚀)为主,即沟谷下切的同时,沟坡以片状剥蚀进行扩展并变陡,因此沟谷侵蚀是在片蚀的基础上进行的,据推算,每隔 77 年沟谷较坡面下降 1m。紫色土侵蚀区目前的大部分切沟是近 100 年来发展形成的,有些地段目前仍残留原来的紫色土剖面。随着沟谷的不断下切,斜坡逐渐变陡,使地面的破碎程度不断增加。

5) 泥石流侵蚀

泥石流是由泥沙、石块和水组成的复杂的流体,一般均为粘性或亚粘性类型,具有很大的容重。云南大盈江流域浑水沟的亚粘性泥石流,容重为 $1.69 \sim 1.78 \text{ t/m}^3$,粘性泥石流达 $1.89 \sim 2.24 \text{ t/m}^3$,泥石流的固体物质中以砂砾为主,有时含大石块,其直径达数米或十余米。云南东川蒋家沟粘性泥石流平均粒径为 $14.7 \sim 17.6 \text{ mm}$,在颗粒组成中,20~50mm 粒径级占 23.9%~33.3%,10~

重点关注

1. 泥石流与人类活动的关系。

20mm 粒径级占 13.8%~16.9%,粘粒含量仅 2%~3%。

红壤区大多数地区的泥石流是土壤侵蚀发展到严重阶段的一种表现形式。在广东、江西、福建、浙江、湖南等地的花岗岩、砂砾岩、红砂岩区,地面组成物质疏松深厚,由于大量降水,使山坡表面疏松层充水饱和而发生滑坡或崩坍,这些滑坍物质在暴雨洪水冲击下,常形成稀性泥石流(暴流)。但泥石流发生最多的地区是我国西南山区,该地区地质构造复杂,褶皱强烈,断层密布,又处于强地震带,地表破坏极大,破碎岩体深厚。许多页岩、片岩、千枚岩、板岩、薄层石灰岩分布区,地面常形成十余米或几十米厚的碎岩层,是泥石流产生的物质条件。陡峭的地形($30^{\circ}\sim 50^{\circ}$)和河床的大比降($15^{\circ}\sim 30^{\circ}$),更加剧了泥石流的发生。

近 70%的泥石流与人类活动有关,如滥伐滥垦,道路或水利施工破坏山坡稳定,不合理弃土堆石等。以云南东川市为例,东川铜矿已有 2000 多年的开采历史,由于历史上对自然资源的掠夺式开采,滥伐森林,烧炭炼铜,致使森林遭到严重破坏,生态失去平衡。20 世纪 80 年代初期,全市森林覆盖率仅 6.6%,水土流失面积占土地面积的 68.5%,年土壤侵蚀模数达 $4456\text{t}/\text{km}^2$ (陈崇明 1998)。

金沙江支流小江地处东川境内,沿小江大断裂发育。据东川府志记载,康熙年间小江宽仅 4~5 丈,水流清澈,灌溉沿江田地,盛产稻谷高粱。然而目前在全长 105km 的河段内,已分布大小泥石流沟 107 条。根据东川泥石流研究所分析,每年注入小江泥沙为 3000 万~4000 万 t,而小江水文站实测悬移质资料统计则表明,平均每年仅向下输运 620 万 t,即约 80%以上泥沙淤积在河床之内。电力部昆明院 60 年代初根据该院在小江钻探和调查资料分析,表明近 200 年来小江下游 42km 河道抬高约 134m,河口段(5km)淤高约 80m,下游河床坡度由原来的 0.0066 演变为 0.0097(朱鉴远 1999)。

20 世纪 50 年代到 80 年代,泥石流在西南山区发生频率增高。50 年代到 60 年代,四川省有 76 个县出现过泥石流,1981 年已增至 109 个县。

6) 坡耕地侵蚀

第四纪红土丘陵的侵蚀多发生在坡耕地上。当采用顺坡耕作时,侵蚀尤为严重。山地、半山地占贵州省面积的 89%,山地丘陵面积占湖北省面积的 79%,四川省面积的 68.4%。贵州省坡耕地中坡度大于 25° 的占 50%,四川省坡耕地中,大于 25° 的占 60%。湖北西部山区有 40%至 60%的坡耕地分布在 40° 以上的陡坡上。

根据三峡库区的研究资料,库区内林地、灌丛、草地和耕地的年侵蚀量,分别占库区总侵蚀量的 6.19%、10.76%、23.05%和 60%,年入库沙量则分别占入库总沙量的 5.95%、12.42%、35.46%和 46.16%。由三峡库区土壤侵蚀图面积量算,库区内中度侵蚀以上的土壤面积已达库区总面积的 69.4%。

7) 荒漠化问题

荒漠化是当前全球最严重的环境问题之一。1994 年 10 月在巴黎签署的荒漠化防治国际公约(INCD 1994)指出,荒漠化是由于气候变化和人类活动在内的各种因素所造成的干旱、半干旱和具有干旱影响的半湿润地区的土地退化。其中

分析与思考

1. 坡耕地侵蚀在三峡库区总侵蚀量中所占的比例。