

流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害

杨具瑞 编著

兰州大学出版社

内 容 简 介

本书在分析流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害研究进展的基础上,以统计理论、力学方法以及非线性科学的理论和方法,通过对试验资料与实测资料的分析,对流域发生的水力侵蚀、风力侵蚀、融冻风化侵蚀产生的机理和特性进行了较为系统的分析,建立了水力和风力作用条件下的平面与坡面泥沙起动和土壤侵蚀量计算公式、融冻风化侵蚀公式和融冻风化坍塌侵蚀数学模型,并对沟道泥沙的输移特性进行了研究。同时,探讨了流域侵蚀泥沙进入湖泊和引水枢纽产生的泥沙灾害问题,建立了暴雨径流泥沙淤积模型、暴雨径流水质模型和富营养化动力学模型。

本书可供从事水土保持学、环境科学、土壤侵蚀力学、泥沙运动力学、地理学等专业工作人员、管理人员及高等院校相关专业的师生参考。

目 录

第一章 绪 论	1
1.1 流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害的定义和分类	1
1.2 流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害研究进展	3
1.3 研究的主要内容	13
第二章 坡面流侵蚀产沙	18
2.1 坡面产流模式	18
2.2 坡面流侵蚀产沙机理	19
2.3 坡面流泥沙起动临界条件	25
2.4 坡面流侵蚀输沙率	32
2.5 坡面细沟侵蚀临界性因子	39
第三章 风力侵蚀产沙	48
3.1 风力侵蚀的概念和影响因子	48
3.2 风沙和风沙流的特性	49
3.3 平坦地面风沙起动临界条件	56
3.4 坡面风沙起动临界条件	60
3.5 风沙输移特性	66
第四章 冻融风化侵蚀产沙	
——以砒砂岩区西召沟小流域为例	70
4.1 研究区概况	70
4.2 冻融风化侵蚀机理和侵蚀特性	71
4.3 冻融风化侵蚀试验与观测	74
4.4 小流域冻融风化侵蚀特点	77
4.5 冻融风化侵蚀模型	86

4.6 冻融风化侵蚀模型的应用	88
4.7 沙棘在小流域冻融风化侵蚀中的作用	91
4.8 冻融风化区崩塌侵蚀产沙特性	94
第五章 沟道泥沙输移特性	101
5.1 泥沙运动特性	101
5.2 泥沙起动	103
5.3 泥沙输移	108
第六章 流域侵蚀产沙的非线性特性	115
6.1 侵蚀泥沙运动的非线性特性	115
6.2 泥沙起动的尖点突变模式	117
6.3 泥沙输移的尖点突变模式	124
第七章 流域侵蚀泥沙产生的灾害	135
7.1 概述	135
7.2 流域侵蚀泥沙产生的湖泊水环境危害	136
7.3 流域侵蚀泥沙对内陆河取水枢纽的危害	162

前 言

水土资源是人类生存和发展的重要物质基础，是进行农业生产的基础条件。人口的增加、经济的发展使人类增加了对自然资源的需求，但资源的过度开发利用往往违背了自然规律，加剧了自然资源的破坏，导致生态环境恶化，使可供开发利用的资源日益减少。美国前总统罗斯福曾尖锐地指出，“毁坏自己土壤的国家，最终必将毁掉自己”。据估计，全世界在整个人类历史时期，由于人类活动使过去肥沃的土地变成贫瘠荒漠劣地的面积有 0.15 亿~0.20 亿 km^2 ，现在每年约丧失 7 万 km^2 。土壤侵蚀已成为全世界的严重灾害，人为加速土壤侵蚀问题已构成对人类生存和发展的严峻挑战。近年来席卷中国部分地区的“沙尘暴”就是大自然对人类的惩罚。1988 年 1 月在曼谷召开的第五届水土保持学会上把“为了子孙后代，保护土地资源”作为会标。有关专家指出：“水土流失将成为 21 世纪头号环境问题。”

我国是世界上水土流失最严重的国家之一。全国水力侵蚀面积 179.4 万 km^2 ，风力侵蚀面积 187.6 万 km^2 ，冻融侵蚀面积 125 万 km^2 ，其中强度侵蚀以上的面积约占 1/5。根据全国土壤侵蚀强度图统计计算，全国每年土壤流失量为 80 亿~120 亿 t，其中长江流域 22.4 亿 t，黄河流域 22.8 亿 t。黄河是世界著名的多沙河流，据全世界 11 条河流的悬移泥沙统计，每年输送入海的泥沙总量为 60 亿 t，而流域面积占统计河流流域总面积 5.4% 的黄河流域，悬移泥沙量却占总沙量的 28.1%。

黄河流域的土壤侵蚀速度是世界罕见的，在陕北北部和内蒙古东南部的黄土区域侵蚀量可达 3~5cm/a，其中陕北子州团山沟流域侵蚀模数达 23948.1t/ km^2 。西汉末年的张戎曾用“石水而六斗泥”

形容黄河多沙特点，间接反映了黄土高原的强烈侵蚀。有人指出，黄河流的不是泥沙，而是中华民族的财富。黄土高原的侵蚀产沙也是黄河下游河患的根源。据历史文献记载，历史上黄河曾泛滥一千五百多次，其中大改道二十六次。每年通过三门峡下泻的 16 亿 t 泥沙中，有 1/4 淤积在下游河道，使两岸大堤内的河床平均每年抬高 8~10cm，造成了黄河下游的地上“悬河”。明代徐贞明提出的“治水先治源”正是古代人民对土壤侵蚀认识的生动写照。

强烈的土壤侵蚀使水土资源遭受严重破坏，土地日益贫瘠，生态环境严重恶化，给当地的工农业生产带来了巨大影响，是我国农业可持续发展战略和西部大开发战略实施中需要研究解决的重大全局性课题之一。黄土高原区气候干旱，植被稀少，降雨集中，地形破碎、沟壑纵横，生态环境十分脆弱。再加上近年来的工农业发展，人口膨胀，人类活动破坏自然地貌和不合理利用自然资源，加剧了现代土壤侵蚀，使水土流失愈演愈烈。土壤侵蚀及由此形成的一系列灾害，已经对人类社会的发展和进步产生了极大的影响。开展土壤侵蚀的研究，探索土壤侵蚀和产沙机理与规律，对土壤侵蚀的防治和各类泥沙灾害的治理，具有重要的意义。同时，这一研究对丰富和推动地学等科学的提高和发展，亦有着重大的科学理论意义和应用价值。

本书共分七章。第一章绪论，对小流域土壤侵蚀产沙与泥沙灾害的概念进行了论述，介绍了小流域侵蚀产沙和泥沙灾害研究进展以及研究内容；第二章坡面流侵蚀产沙，主要分析了坡面产流模式、坡面流泥沙起动临界条件、坡面流侵蚀输沙率和坡面细沟侵蚀临界性因子；第三章介绍了风力侵蚀产沙特性，包括风力侵蚀的概念和影响因子、风沙和风沙流的特性、平坦地面风沙起动临界条件、坡面风沙起动临界条件和风沙输移特性；第四章以砭砂岩区西召沟小流域为例，对冻融风化侵蚀产沙进行了探讨，通过冻融风化侵蚀试验与观测，对小流域冻融风化侵蚀特点进行

了分析，建立了冻融风化侵蚀模型，并对沙棘在小流域冻融风化侵蚀中的作用和冻融风化区崩塌侵蚀产沙特性进行了研究；第五章通过河流泥沙起动和输移的理论分析，研究了河流泥沙输移特性；第六章小流域侵蚀产沙的非线性特性，从非线性科学角度出发，探讨了泥沙起动和输移的非线性特性；第七章为侵蚀泥沙产生的灾害，从侵蚀泥沙产生的湖泊水环境危害和流域侵蚀泥沙对内陆河取水枢纽的危害方面分析了流域侵蚀泥沙的灾害。总之，本书试图比较科学、系统地论述小流域侵蚀产沙特性及泥沙灾害的理论、方法和发展趋势，其中融入了本书作者近年来的主要研究成果。本书的部分研究内容结合水利部<九·五>“三峡工程泥沙问题研究”课题（编号：95-5-4），国家自然科学基金与中国水利部联合资助重大项目：“江河泥沙灾害形成机理及其防治”（编号：59890200），黄河上中游管理局项目（编号：96-dd-019）、国家自然科学基金（编号：49371016）以及甘肃省水利厅项目（编号：99238）等研究项目，其部分研究工作得到了上述项目的资助。因此，本书的研究内容是上述研究课题的部分成果，也是本书作者在方铎教授指导下完成的博士论文的一部分。

在资料收集及试验工作中，得到了四川大学曹叔尤教授、刘兴年教授、黄河上中游管理局毕慈芬高级工程师、中国水利水电研究院李桂芬教授、内蒙古鄂尔多斯市水土保持研究所的乔旺林所长、李贵所长及三峡工程总公司何文社博士后的指导和帮助，在此表示衷心的感谢！由于作者水平有限，书中的缺点和错误在所难免，敬请广大读者批评指正。

编 者
2003 年 12 月

第一章 绪 论

1.1 流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害的定义和分类

土壤侵蚀是“土壤及其母质在水力、风力、重力、冻融等外力作用下被破坏、剥蚀、搬运和沉积的过程”^[1]。流域产沙是指某一流域或者某一集水区内的侵蚀物质向其出口断面的有效输移的过程。移动到出口断面的侵蚀物质数量为产沙量。“有效输移”不包括雨滴使土壤颗粒朝坡面上方的击溅和分离等。也就是说，有侵蚀发生，不一定就有产沙，但流域产沙归根到底来自于流域内的土壤侵蚀。所以有产沙，就伴有侵蚀，侵蚀是产沙的前提^[2]。土壤侵蚀可分为水力侵蚀、风力侵蚀、融冻风化侵蚀、重力侵蚀等多种类型。

水力作用下的土壤侵蚀与产沙是包括雨滴溅蚀、地面径流冲刷等动力因子所引起的泥沙颗粒的分散、输移和沉积的一种极其复杂的物理学过程。水力侵蚀包括坡面流侵蚀和沟道侵蚀。而坡面水力侵蚀主要有雨滴溅蚀、细沟间面蚀、细沟侵蚀和浅沟侵蚀。雨滴溅蚀是雨滴打击土面所造成的土粒以击溅跃移形式搬运的现象；细沟间面蚀亦称为片蚀或面蚀，是一种流向不稳定的薄层水流侵蚀；浅沟侵蚀为沟床已切穿地表扰动层，进入抗冲刷能力较强的老土层，是一种流向稳定的下切侵蚀；细沟侵蚀处于两者之间，发育于相对疏松的地表扰动层。风力侵蚀是指松散的地表物质被风吹起和搬运的过程和地表物质受到风吹起的颗粒的磨蚀过程，有跃移、蠕移和悬移三种基本运动形式。冻融风化侵蚀是多年冻土在冻融交替作用下发生的土壤侵蚀现象，主要形态有冻缩、冻裂、膨胀和融滑。冻融风化作用的营力有两个方面，一是冻融

层含水量达到饱和状态时，在自身重力作用下的热融滑塌和融冻泥流；另一种是干燥冻融土在风力作用下的剥落侵蚀。重力侵蚀是在土体自身重力作用下发生的土体侵蚀现象，有滑坡、滑塌、崩塌、泻溜、泥流等多种形式，冻融风化土体的热融滑塌和融冻泥流也属于重力侵蚀类型。

关于泥沙灾害的定义，景可^[3]等认为，凡是致灾因子是泥沙，或者由泥沙诱发其他载体给人类生存、生存环境和物质文明建设带来危害，给经济带来损失，这样的泥沙事件就构成泥沙灾害。有的学者认为，泥沙灾害是在自然或人为动力条件下，地表物质侵蚀、输移、沉积过程中，导致环境失稳，危及人身安全，造成财产损失的渐近与超临界自然现象^[4]。金德生等采用动力、作用形式、过程速率、出现的地貌部位及社会影响相结合的原则，从地貌学、泥沙运动学及灾害学综合角度出发，对泥沙灾害类型进行逐级分类。根据泥沙灾害不同的物质运动形式、规模及关联耦合影响将其划分为侵蚀型、搬运型、堆积型、复杂型及耦合型五种泥沙灾害类型^[4]。根据泥沙灾害的致灾过程和特征，分为直接灾害和间接灾害。由泥沙为致灾因子形成的灾害为泥沙直接灾害；由泥沙诱发其他载体引发的灾害为泥沙间接灾害。泥沙间接灾害是指因土壤侵蚀形成的泥沙在河道或者水库一年一年的淤积使河床抬高，泄洪能力降低，由不大洪水引发的漫堤、溃决的灾害。泥沙引发的洪涝灾害是不可忽视的泥沙间接灾害，但不能因此把所有的洪水灾害都归咎于泥沙间接灾害。直接的泥沙灾害主要有滑坡、泥石流、坍塌等。间接泥沙灾害的形成原因不仅是泥沙，还决定于其他众多条件，不仅牵涉中游，而且牵涉下游。不仅与侵蚀产沙有关，而且与输沙渠道和堆积环境有关。根据景可等^[3]人的分析，间接泥沙灾害的形成必须具备三方面的条件：一是强烈侵蚀产沙；二是强烈泥沙输移；三是河道泥沙沉积空间受到制约。根据泥沙灾害，无论是直接灾害，还是间接灾害，其泥沙都

是来自土壤侵蚀。

1.2 流域土壤侵蚀产沙及其泥沙灾害研究进展

1.2.1 水力侵蚀产沙研究现状

土壤侵蚀和流域产沙的研究,始于 19 世纪后期,已有百余年历史。最早对侵蚀问题进行较系统的试验研究的是德国土壤学家沃伦(Wollny)在 1877 年至 1895 年间完成的,他第一个通过建立试验小区对土壤侵蚀的特性进行了观测。到 20 世纪初,美国密苏里大学 M.F.Miller 于 1917 年创设了一批试验小区,进行土壤侵蚀的定量研究。1965 年 W.Wischmeier 和 D.Smith 在对美国东部地区 30 个州 10000 多个径流小区近 30 年的观测资料进行系统分析的基础上,提出了著名的通用土壤流失方程 USLE^[5]。自 20 世纪 80 年代以来,一批新的土壤侵蚀理论模型相继产生,其中以美国的 WEPP、欧洲的 EUROSEM、LISEM、澳大利亚的 GUEST 等具有代表性。这些模型在土壤侵蚀的动力学方面存在差异,WEPP 采用了径流剪切力,EUROSEM 和 LISEM 采用了单位水功率,而 GUEST 采用了水流功率。由于这三个动力参数存在明显的差别,使得不同模型所得到的结果也各不相同,这说明在描述土壤侵蚀过程和土壤侵蚀的机理等方面,还需进一步的研究^[6]。

我国于 20 世纪 40 年代初,在甘肃省天水市首次建立径流小区后,先后在西峰、天水、绥德、子州、峨眉、黄冈等地建立了小流域径流试验站,开始土壤侵蚀的观察研究工作。由于大量试验小区研究工作的开展,在土壤侵蚀类型及其分布、单因子对土壤侵蚀的定量影响、土壤侵蚀相关概念等方面取得了一定的进展,这些为我国土壤侵蚀经验统计模型的建立和发展奠定了基础。从 20 世纪 80 年代开始,受 USLE 方程的影响,我国开展了大量的系统研究,在降雨特性、降雨侵蚀力、土壤可蚀性、坡度坡长因子、植被覆盖因子、植被的水土保持效益等方面都取得了一系列的研

究成果。与国外相比,我国土壤侵蚀理论模型研究还处于初期阶段,模型中所考虑因素少,形式单一,模型的基本思路是在国外经验模型的基础上发展起来的。国内外研究中随着经验性水土流失预报模型 USLE 逐渐被过程型模型所代替,坡面流及坡面过程的物理机制越来越受到重视。近年来国内外学者在坡面侵蚀过程和侵蚀机理方面也进行了大量的研究,在坡面流动力特性、细沟侵蚀及其临界水动力条件、坡面挟沙能力等方面取得了一定的研究进展。

Horton 第一个从水文学角度对坡面流特性进行了详细研究,将坡面侵蚀发育研究推入一个崭新的阶段,Carson、Kirkby、Michael、Abrahams、Parson、Slaymaker 和 Selby 等分别对坡面流及坡面侵蚀过程从不同的方面进行了研究。关于坡面流态问题的研究虽然较多,但还没有形成统一的认识。1970 年,D.A.Woolhiser 等用动力波模型通过对牧场小流域的多次暴雨资料的分析表明,在相当长的地表径流流程内,水流可保持层流^[7]。Shen 等通过人工降雨室内试验研究认为,坡面流的层流临界雷诺数远比明渠流大,当雷诺数达到 900 时,坡面流才不再保持层流流态^[8]。吴普特根据试验研究认为坡面薄层水流仍属于层流范畴,雨滴打击未能增加其紊动,并定义为拌动层流,其流动形态为超临界流^[9]。丁文峰等根据试验研究认为坡面流雷诺数在侵蚀过程中逐渐由小变大,流态属于层流和紊流的过渡流范围,在流量大时其流态进入紊流流态^[10]。在发生土壤侵蚀但没有形成细沟时的坡面,根据试验资料的分析,认为坡面流为介于层流到紊流的过渡流^[11]。同时,由于坡面流受下垫面和降雨影响,既非稳定又不均匀,有急流特点^[12]。一般情况下坡面流仍然存在有层流、过渡流和紊动流三种流区,但在降雨时层流实际为一种伪层流^[2]。在形成细沟侵蚀的坡面,根据试验分析,考虑到坡面流受边壁扰动的实际特点,结合其雷诺数的大小,可以认为坡面流属于急流

范畴^[13]。目前,坡面流水动力学特征的研究多以缓坡条件为基础,对于陡坡的试验研究和理论研究还很少。

坡面侵蚀往往伴随着细沟的形成,细沟的发生应有一定的水力条件,细沟发生的临界条件可用坡度、Froude 数、径流量、径流水动力、径流剪切力以及土壤抗剪强度等参数来描述,其中径流水动力、径流剪切力应用最多。L.D.Meyer 等的资料表明,存在细沟发生的临界流量^[14]; J.Savat 等认为径流水动力增加是细沟发育的主要原因,并由试验资料表明,当坡面流的 Froude 数 F_r 2~3 时,细沟发育的概率最大^[15]。G.Rauws 和 G.Govers 基于试验资料认为,切应力流速是细沟发生的一种水力学临界值^[16]。细沟发生的机理较为复杂,至今仍然没有一个参数能够完整地反映细沟发生的临界条件。

同时,坡面侵蚀中细沟的形成也应有一定的坡度和坡长等条件,存在着临界坡度和临界坡长问题。在坡面侵蚀临界坡度的研究方面,不同学者确定的临界坡度的值不同。1936 年,雷默(Remer)在美国波依士河流域研究证明临界坡度为 40° , Horton 于 1945 年由曼宁公式,经过简化从理论上分析得到临界坡度为 57° ^[17]。李全胜从不同降雨倾角出发,根据坡面水流的冲击力对坡度的导数得到泥沙输移的临界坡度为 45° ,且随着降雨倾角的不同而不同^[18]。姚文艺等从摩阻侵蚀力的概念出发,根据水动力学的方法得到临界坡度为 40° ^[2]。这些临界坡度值都是在一定条件下的特例,并不能反映坡面侵蚀临界坡度的本质。但也有学者已意识到细沟发生的临界坡度不是某个单一因素的结果,而是降雨条件、土壤特性及侵蚀方式等方面综合作用的结果。王协康等采用坡面有效切应力的方法,推导得到临界坡度与雨强和土壤性质有关的函数关系式^[19]。罗斌等采用拖曳力方法、流速方法、能量方法、坡面流挟沙等方法得到临界坡度在 $35^\circ \sim 43^\circ$ 之间^[20]。胡世雄对试验结果和其他研究者成果经过分析认为坡面以溅蚀为主时,

临界坡度应小于 22° ；以面蚀为主时在 $22^\circ \sim 26^\circ$ 左右；以沟蚀为主时，临界坡度会超过 30° ；以重力侵蚀为主时会更大。此外，还可利用能量方法得到临界坡度与水深和土壤性质有关的计算区间值^[21]。因此，坡面侵蚀临界坡度不是定值，应与土壤特性等有密切的关系。

对于临界坡长，R.E.Horton、S.C.Finkner 和 M.A.Nearing 等人认为，坡面侵蚀力是随着坡长的增加而增加的；而 A.C.Lawson、李鲁明和 D.B.西蒙斯等认为，坡面侵蚀力是随着坡长的增加而减小的^[2]。孔亚平等通过室内模拟降雨试验，在研究坡长对侵蚀产沙过程的影响时指出，侵蚀量与坡长呈指数函数关系^[22]。罗来兴等根据调查资料分析认为，土壤侵蚀沿坡长呈强弱交替变化^[23]。一般研究表明，在坡度一定的情况下，坡长越长，径流流速越大，侵蚀力也越大。但坡长对于侵蚀的影响并非简单的线性关系，而是复杂的非线性关系。蔡强国等对坡长的研究认为，侵蚀量随着坡长先增加，超过一定坡长后逐渐减小^[24]。由于坡面坡度的影响，坡面承雨发生变化，发生细沟侵蚀的临界坡长与坡度存在明显的关系。郑粉莉根据坡面细沟发生的试验资料发现，细沟发生时的坡长具有临界值，且发生细沟时的临界坡长和临界坡度之间存在二次抛物线关系^[25]。目前，关于坡长对侵蚀影响的研究虽然不少，但对其机理和规律的研究还不够深入。

水力侵蚀研究中的一个重要问题是坡面径流侵蚀量。1992 年 Govers 在对坡面径流挟沙能力的研究中发现，坡面流挟沙能力与水流剪切力的 2.457 次方成正比。Julien 和 Simons 在分析了 14 种泥沙输移公式后认为，大多数河流泥沙输移公式无法准确地预测坡面径流挟沙力，建议采用坡度、流量和切应力的幂函数计算坡面流挟沙力；Lu 等在研究土和粉壤土输沙关系时发现，用 Bagnold、Cassol、Engelund-Fredsoe、Meyer-Peter 和 Muller 等河流泥沙输移公式分析的结果相近^[26]。一般来说，因为坡面流

水深很小, 很难用河流挟沙力公式直接计算坡面径流挟沙能力。Govers 和 Rauws 研究了土壤切应力和单位水流功率对挟沙力的影响, 表明用切应力和单位水流功率可以预测径流挟沙能力; Govers 用水槽研究挟沙力时发现, 输沙率与切应力的关系比较合理^[27]。Abrahams 和 Gary 等人认为用水流功率更能描述水流挟沙力^[28]。由于坡面挟沙力的试验研究一般都是在坡度角在 20° 以下条件下进行的, 所得到的公式对缓坡比较合理。但我国 20° 以上的坡耕地所占比例很大, 是水土流失的重要地段, 因此, 进行陡坡条件下土壤侵蚀计算方法, 还需进一步的试验研究。

土壤侵蚀经过百余年的研究, 已经取得了不少重要的研究成果。自 20 世纪 80 年代以来, 人们注意到研究领域里的两个值得注意的趋势和特点。一是一些学科前沿难点课题的突破, 大多得益于学科间的交叉渗透。另一个是一些新理论、新方法日益活跃地渗入或者被引入到各个学科中来。模糊数学、重正化群理论、自组织临界性、突变理论、分形分维理论、仙农熵方法、神经网络方法等新方法和新理论的应用受到日益增长的关注。非线性科学的突变理论在地学及侵蚀产沙研究中的应用日益得到重视。李如忠等采用突变理论方法对露天矿排土场泥石流产生的机理进行了研究^[29]。熊传祥、龚晓南等对高速滑坡临滑时的变形能采用突变理论进行了计算^[30]。张业民等对软粘土流动性采用突变理论方法进行了预测计算^[31]。1993 年, 崔鹏等将非线性科学的突变理论应用于泥石流的起动研究中^[32]。1999 年, 王协康等应用非线性科学中的突变理论证明了泥沙起动属于尖点突变类型^[33]。杨具瑞等采用突变理论方法, 通过坐标变换和拓扑变换, 得到泥沙起动和输移的尖点突变模型^[34, 35]。以上的研究成果为流域侵蚀产沙研究引入了新方法和新理论, 开辟了新领域, 有些方法和理论已显示出其重要的应用前景。

1.2.2 风力侵蚀产沙研究现状

自 20 世纪 30 年代,在北美平原区,随着长期干旱后出现的严重土壤侵蚀,以及与之有关的尘暴和沙暴后,风蚀危害开始引起全世界的注意。20 世纪 30 年代末期现代流体力学的创立使风蚀的定量化研究成为可能,拜格诺(Bagnold)应用冯·卡门(Von Karman)、普朗特(Prantl)及谢尔德(Shield)建立的现代流体力学理论,以丰富的野外观测和风洞模拟试验资料创立了“风沙物理学”,其代表作《风沙和荒漠沙丘物理学》标志着土壤风蚀定量研究的开始。切皮尔(Chepil)、米尔奈(Milne)开始系统地研究土壤风蚀,研究工作涉及风速梯度、土壤颗粒在风力作用下运动的力学机制、土壤特性等对风蚀强度的影响。在此基础上,于 20 世纪 60 年代提出了风蚀方程,成为美国官方用于预报土壤风蚀的正规模式^[36]。20 世纪 50 年代中期前苏联的雅库波夫等通过野外观测和风洞模拟试验,对土壤风蚀与微地形、土壤、植被等环境条件的关系以及防止土壤风蚀的综合农业措施进行了系统研究。20 世纪 70 年代,围绕风蚀方程的应用,数理分析方法、计算机处理技术等被引用到土壤风蚀研究中。20 世纪 90 年代以来,国外风蚀的研究开始与全球气候变化预测结合起来,研究气候变化对风蚀的影响和开展土壤与环境之间的关系。

中国科学院于 20 世纪 60 年代末建立的风洞实验室标志着我国风沙研究的全面展开。随着西方近代土壤侵蚀科学的传入,我国学者开始对土壤风蚀问题进行调查、成因分析及分类,提出了一些防止农田风蚀的方法。20 世纪 50 年代末,中国科学院治沙队对风蚀、风沙活动的自然条件、风蚀地形发育以及风沙运动规律开展了系统的研究,建立了一批试验站,开展农田风蚀沙害的防治、交通线风沙灾害的研究工作^[37]。20 世纪 60 年代后期,结合大型工程建设任务进行防止风蚀沙害的试验研究,以宏观调查和定性分析方法,从宏观上基本搞清了我国风沙灾害的空间分布、

危害方式及其区域差异。对引起土壤风蚀的自然与人为因素及其常态或加速作用方面的认识更为深化,从风的吹蚀与土壤水分蒸发、干裂等理化过程上分析风蚀机制。20 世纪 70 年代以来,随着全球对土地沙漠化、环境退化等重大问题的关注,土壤风蚀研究也进入了一个新的阶段。这个时期的研究,广泛采用遥感手段、实地调查、定位观测、室内试验模拟等现代技术方法,对风蚀的动态变化以及大型工程中风蚀过程及其相互作用机制,从宏观与微观相结合上开展研究。1995 年,刘贤万编著的《实验风沙物理与风沙工程学》是一部重要著作,基本上代表了我国风沙物理的研究水平。

在风沙受力研究方面,一般认为气流经过水平地表时施于地表颗粒的力有拖曳力、上升力、沙粒重力、颗粒之间产生的内聚力、颗粒表面与其它表面产生的粘滞力。然而不同学者对各力在风沙运动中作用和地位则有不同的认识。Shields、White、Bagnold、Karlinske 认为在风沙运动中升力不重要,因而在实验和理论中可以忽略。Chepil、White 由风洞试验观察到,沙粒开始运动时,几乎是垂直地离开地表面,他们用升力产生的 Bernoli 效应及脉冲动力来解释这种现象。Kadib 研究了风沙运动后认为,引起风沙运动的基本力是升力。Einstein、El Samni、Bisal 与 Nielsen 的试验表明,在湍流中风速与风向的大幅度波动所产生的升力足以使沙粒脱离地表,他同时给出了升力的计算公式^[38]。在我国,凌裕泉和吴正在风洞试验中用普通电影摄影和高速电影摄影,对沙粒受力运动过程进行了动态摄影观测,并对受到的主要作用力进行了概要的计算,分析了沙粒在运动过程中各力的作用^[39]。刘贤万根据分析认为,对于作用于颗粒的上升力,在颗粒细小、球面光滑的假设下,可以忽略^[40]。

在风沙起动的研究中,国内外学者已经注意到地表形态、颗粒在地表的位置及粒径特征对风沙起动产生影响。拜格诺在解释

天然混合沙的流体起动值存在初始起动值和最终起动值时指出, 初始起动值是由于地表上存在暴露的风沙, 而最终起动值决定于沙床中所含有的最粗颗粒。董治宝根据风洞试验对均匀沙和具有不同粒度参数混合沙的起动风速的测定结果表明, 混合沙起动风速不同于均匀沙, 起动风速的大小取决于粒径或平均粒径, 在粒径和平均粒径相当的条件下, 混合沙的起动风速较小^[41]。陈渭南等在观测不同高度的均匀沙和天然沙的起动风速时指出, 混合沙的起动风速与均匀沙的起动风速存在明显差别, 混合沙的起动风速随着粒径的不同而不同^[42]。王训明等指出, 天然沙的起动风速与下垫面的组成因素, 如沙物质粒度和矿物质成分、地面坡度、植被盖度等有关^[43]。粗颗粒风沙, 特别是大于 0.25mm 的风沙, 沙粒起动风速的解释比较一致, 主要取决于重力, 一般认为起动风速与粒径成正比。对细颗粒风沙则存在分歧, 由于细颗粒风沙起动风速在粒径小时速度增大, Bagnold 认为这并非内聚力的影响, 他用颗粒的摩阻雷诺数来解释。而 Miller、Iverser 则认为细沙起动流速主要取决于内聚力^[44]。虽然人们认识到地表形态、颗粒在地表的位置及粒径特征对风沙起动产生影响, 但现在的研究中仍然以 Bagnold 起动公式为准, 在沙粒起动中没有考虑粒径特征, 特别是坡面风沙颗粒起动的理论研究和试验研究更少。目前, 在河流泥沙运动的理论研究和试验研究都取得了系统全面的成果, 采用河流泥沙研究理论和方法对风沙运动进行研究有重要作用。王兆印分析认为, 与河流泥沙运动和河床演变相比, 风沙和沙漠地貌演变的研究需大力加强^[45]。

1.2.3 冻融风化侵蚀研究现状

冻融风化侵蚀是多年冻土在冻融交替作用下发生的土壤侵蚀现象, 其研究报导国内外还较少。1830 年, 法国人彼得堡交通工程学院教授加李里也里·南梅等采用潜热排出的热传导原理来