

21

世纪初期首都水资源可持续利用山西分区科研成果

地面灌溉 优化灌水 技术研究及实用手册

● DIMIAN

● GUANGAI

● YOUHUA

● GUANSHUI

● JISHU

● YANJIU

● JI

● SHIYONG

● SHOUCHE

◎ 李文斌 樊贵盛 李雪转 程建京 著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

21

世纪初期首都水资源可持续利用山西分区科研成果

地面灌溉 优化灌水 技术研究及实用手册

◎ 李文斌 樊贵盛 李雪转 程建京 著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

内 容 提 要

本书所述内容是以 21 世纪初期首都水资源可持续利用的研究成果——大同市农业节水项目为依托,基于大量的野外试验和室内实验,分析研究了影响土壤入渗特性及入渗模型参数的各种因素,建立了土壤入渗能力及入渗模型参数的预报模型。利用地面灌溉水流运动模拟技术和地面灌溉灌水技术参数优化模型,对大同市的各种灌溉条件下的灌水技术参数进行优化,给出了大同地区及各县(区)不同灌水条件下的优化灌水技术参数结果。

本书主要作为大同市基层水利技术人员和广大农民实施地面节水灌溉时的技术指导,同时也可供从事土壤、灌区信息管理的科研人员和工程技术人员及高等院校有关专业的师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

地面灌溉优化灌水技术研究及实用手册/李文斌等著.

北京:中国水利水电出版社,2007

(21 世纪初期首都水资源可持续利用山西分区科研成果)

ISBN 978-7-5084-4697-4

I. 地… II. 李… III. 地面灌溉—研究 IV. S275.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 117884 号

书 名	21 世纪初期首都水资源可持续利用山西分区科研成果 地面灌溉优化灌水技术研究及实用手册
作 者	李文斌 樊贵盛 李雪转 程建京 著
出版 发行	中国水利水电出版社(北京市三里河路 6 号 100044) 网址:www.waterpub.com.cn E-mail:sales@waterpub.com.cn 电话:(010)63202266(总机)、68331835(营销中心)
经 售	北京科水图书销售中心(零售) 电话:(010)88383994、63202643 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	北京纪元彩艺印刷有限公司
规 格	787mm×1092mm 16 开本 14.75 印张 350 千字
版 次	2007 年 10 月第 1 版 2007 年 10 月第 1 次印刷
印 数	0001—2000 册
定 价	39.00 元

凡购买我社图书,如有缺页、倒页、脱页的,本社营销中心负责调换

版权所有·侵权必究

前 言

我国是一个水资源贫乏的国家,水资源供需矛盾非常突出。水问题已经成为制约我国社会经济可持续发展的一个重要因素。随着社会经济的发展,问题将更加突出。当前,水与社会经济发展的关系已成为当今人类共同关心的重要课题,保障持续的水资源供给、防止水污染、减少洪涝灾害是人类共同面临的重大挑战。农业是用水大户,占国民经济总用水量的70%,其中主要为灌溉用水,而我国的灌溉水利用率小于0.5,大大低于发达国家的水平。因此,实行节水灌溉势在必行。这是农业灌溉中一个最基本和最重要的内容。针对目前我国的实际国情,研究出一种投资少、易于推广、农民乐于接受的实用节水灌溉技术,将是水利科技工作者的一项重要工作。

在今后很长一段时间内,地面灌溉仍将是我国主要的灌溉方式。本书是以提高田间灌溉水利用率和实现农业现代化为目标,以方便广大农民应用为目的,从大田试验入手,分析影响土壤入渗能力的各种因素及其机理,利用数学理论和计算机模拟技术,建立地面灌溉效果优化模型,确定不同土壤条件下的地面灌溉优化灌水技术参数,以指导当地农民节水灌溉的实施。

本书绪论由李文斌、樊贵盛执笔;第2章和第3章内容由李文斌执笔;第5章第5.2节和5.4节、第6章、第7章的内容由樊贵盛执笔;第4章、第5章第5.1节、5.3节、5.5节、5.6节、5.7节以及第8章的内容由李雪转执笔;第9章的内容由程建京执笔。附录由李雪转和程建京共同执笔,全书由李文斌、樊贵盛统稿。

在本书所依托项目的实施过程中,山西省大同市水务局的薛俊、御河管理处的温义刚等领导给予极大的关注和支持,大同市阳高县、天镇县等水利局给予有力的配合和热情帮助,御河试验站王永红、张华、张胜、张德全、解文叶、李国梁、党志刚、王志刚、何晓东和太原理工大学邢述彦、郭彩华、解文艳、李红星、郭文聪、杨素宜、李海军、魏铁柱、侯慧敏等同志为野外试验和室内分析工作付出了辛勤的劳动。在此,向他们表示衷心的感谢,并对本书所引用的公开和未

公开的出版文献的作者表示感谢。

尽管本书仅是对大同市及各县(区)不同土壤类型的地面灌溉灌水技术参数进行优化研究,研究成果具有一定的区域性,但这种对地面灌溉优化灌水技术参数的研究方法和思路适合于其他地区的所有土壤。本书也为实现农业灌溉现代化管理提供了重要的理论基础。书中难免有不少谬误之处,恳请读者赐教指正。

作 者

2007 年 2 月

目 录

前 言

1 绪论	1
1.1 用水管理在灌溉节水中的地位和作用	1
1.2 地面灌溉用水管理研究进展	1
1.3 土壤水分入渗理论的发展及研究进展	3
1.4 地面灌溉水流运动理论与数值模拟研究进展	9
1.5 地面灌溉灌水技术参数优化研究进展	12
1.6 大同市地面灌溉用水管理现状	14
1.7 地面灌溉优化灌水技术研究的目标与内容	14
1.8 地面灌溉优化灌水技术的研究方法和技术路线	15
2 大同市自然与社会经济概况	17
2.1 地理位置	17
2.2 地形地貌	17
2.3 河流水系	18
2.4 气候条件	19
2.5 土壤分布情况	20
2.6 地质及水文地质条件	21
2.7 水资源状况	23
2.8 社会经济概况	29
3 试验方案及试验条件	31
3.1 试验仪器与设备	31
3.2 试验方案和方法	32
3.3 大同市各县(区)大田土壤试验地点的选取	34
3.4 各县(区)试验地点土壤条件	35
4 土壤水分入渗试验数据及分析	53
4.1 大同市各县(区)土壤水分入渗试验数据	53
4.2 大同市各县(区)土壤入渗模型参数数据	53
4.3 大同市各县(区)土壤入渗能力概述	57
5 土壤水分入渗能力及入渗参数的实时预报模型	59
5.1 影响土壤入渗特性的因素分析	59

5.2	土壤水分入渗能力的预报模型	78
5.3	土壤水分入渗能力的实时预报模型实例	81
5.4	土壤入渗模型参数的预报模型	84
5.5	土壤水分入渗过程的预报方法	85
5.6	大同市各县(区)的土壤入渗能力及入渗参数的实时预报模型	90
5.7	大同市土壤入渗能力与入渗参数的实时预报模型	91
6	地面灌溉灌水过程数值模拟技术	100
6.1	地面灌溉水流运动模拟模型选择及其定解问题	100
6.2	灌水条件的近似、假定及有关参数的处理	102
6.3	定解问题的数值求解	103
6.4	模型验证	106
7	地面灌溉灌水效果优化模型	108
7.1	地面灌溉的水流特性	108
7.2	灌溉效果评价指标	109
7.3	地面灌溉灌水效果分析	110
7.4	地面灌溉效果优化模型	111
7.5	引洪补源的灌水技术参数优化模型	113
8	地面灌溉灌水技术参数优化	115
8.1	地面灌溉灌水技术参数优化方法概述	115
8.2	地面灌溉灌水技术参数优化程序应用	116
8.3	整个大同市地面灌溉灌水技术参数优化结果	128
8.4	大同市分县(区)地面灌溉灌水技术参数优化结果	129
8.5	提高清水灌溉效果的管理措施	130
8.6	提高引洪灌溉补源效果的管理措施	134
9	实用节水灌溉技术手册的应用方法	137
9.1	查表法	137
9.2	程序法	139
附录I	大同市优化单宽流量结果表	142
附录II	大同市优化畦田长度结果表	151
附录III	南郊区优化灌水技术参数结果表	160
附录IV	大同县优化灌水技术参数结果表	169
附录V	天镇县优化灌水技术参数结果表	177
附录VI	阳高县优化灌水技术参数结果表	187
附录VII	广灵县优化灌水技术参数结果表	197
附录VIII	浑源县优化灌水技术参数结果表	205
附录IX	新荣区优化灌水技术参数结果表	213
附录X	左云县优化灌水技术参数结果表	221
参考文献		227

1 绪 论

1.1 用水管理在灌溉节水中的地位和作用

水是一切生命过程中不可替代的基本要素，水资源是国民经济和社会发展的基础资源。我国是世界上 13 个贫水国之一，人均水资源占有量 2300m^3 ，只有世界人均水平的 $1/4$ ，居世界第 109 位。据预测，在 2030 年左右，我国人口将达到 16 亿人高峰，届时需要粮食增长到 6.4 亿~7.2 亿 t。为了满足这种粮食需求，灌溉面积需要发展到 9.0 亿亩，此时灌溉用水量将从现状的 4000 亿 m^3 增长到 6650 亿 m^3 。从目前我国水资源供需状况来看，如此大量的农业水资源供给是不可能的。因此，要解决我国农业缺水，根本的出路在于发展节水型农业，提高有限水资源的利用率。目前，我国灌溉水的有效利用率平均为 0.45 左右，如果将灌溉水的有效利用率提高 0.1% 左右，就可在维持现有农业总供水量的情况下生产出足够 16 亿人食用的粮食，由此可见农业节水的重要性。

农业节水技术主要有生物技术、工程技术、农艺技术和管理技术。实践表明，节水潜力的 50% 在管理上。用水管理是整个灌溉管理工作的中心环节。田间灌溉用水管理就是在现有的水利工程基础上，采用合理的灌溉技术，提高田间灌溉水有效利用率。例如，根据陕西省洛惠渠管理局的统计，实行小畦灌溉比大水漫灌可降低灌溉定额的 17%~35%。在入畦单宽流量为 $3\sim 5\text{L}/(\text{s}\cdot\text{m})$ 时，灌水定额的大小随着畦田长度而变化，当畦田长度由 100m 改为 30m 时，灌水定额减少 $150\sim 204\text{m}^3/\text{hm}^2$ ；当畦田长度 30~100m 时，入畦单宽流量从 $2\text{L}/(\text{s}\cdot\text{m})$ 增加到 $5\text{L}/(\text{s}\cdot\text{m})$ ，灌水定额可降低 $150\sim 225\text{m}^3/\text{hm}^2$ 。又据文献报道，在半干旱地区，用塑料软管代替水沟进行长畦分段灌溉，比一般的长畦灌溉可省水 40%~60%。采用窄畦大流量地面灌水可节约灌溉用水量 15%，灌水均匀度可提高 10% 左右。因此，研究现代地面灌溉用水管理技术、改进田间灌溉管理方式具有重大的现实意义和深远的历史意义。

1.2 地面灌溉用水管理研究进展

地面灌溉是将灌溉水通过田间渠沟或管道输入田间，水流在田面上呈连续薄水层或细小水流沿田面流动，主要借重力作用和毛细管作用下渗湿润土壤的灌水方法。地面灌溉具有操作简单、运行费用低、投资省、维护保养方便等特点，是世界上最主要的灌溉方式。据统计，我国现有的灌溉面积中有 95% 以上属于地面灌溉，其中除水稻外，小麦、玉米、棉花、油料等主要旱作物大多采用畦灌或沟灌。在发达国家，地面灌溉也是主要的灌水方法，如美国，地面灌溉面积仍占总灌溉面积的 50.7%。传统的地面灌溉方法往往存在灌溉均匀度差、田间灌水效率低、水量损失严重等问题，有时还会导致地下水位上升、土壤

渍害和盐碱化。但是,实践表明,如果灌溉时运用技术得当,地面灌溉的灌水效果也能达到较高的水平。因此,地面灌溉灌水方法更要注重灌溉用水管理和提高其灌水技术,以达到节水、稳产、高产和降低成本的目的。

1.2.1 地面灌溉用水管理技术研究进展

世界各国一直把地面灌溉用水管理技术的重点放在加强对灌溉全过程的控制和管理上。近几十年来地面灌溉用水管理技术已有较大的发展,其中最重要的进展之一就是建立了地面灌溉的田间评价方法,通过对地面灌水全过程内的不同阶段进行量化观测,了解和分析现有系统中可能存在的问题和不足,找出影响地面灌溉效果的主要因素,为改进地面灌溉系统的性能提供科学依据,地面灌溉的田间评价方法在国外已得到广泛应用。其二是地面灌溉实时反馈控制技术,它是通过对田间水流运动过程的监控,利用田间观测数据反求地面灌溉的控制参数,制定高效节水的地面灌水技术,并对地面灌溉过程实施反馈控制,实现对地面灌溉全过程的精细控制。随着计算技术的发展,利用数学模型对地面灌溉全过程进行分析已成为改进地面灌溉技术的重要手段。

地面灌溉条件下水流在田间运移的过程较为复杂,不同土壤条件下、不同田面条件下的田间水分运移规律不同,为寻求不同土壤、不同田面条件下地面灌溉的田间水分运移规律,目前研究最多的是利用计算机模拟技术,对各种条件下的田面水分运移过程进行数值模拟,利用计算机技术对地面灌溉灌水技术进行优化。

1.2.2 我国地面灌溉用水管理现状

据初步统计分析,我国目前灌溉渠道水利用系数为 $0.4\sim 0.8$,田间水利用系数为 $0.6\sim 0.7$,灌溉水利用系数为 $0.24\sim 0.5$,远远低于发达国家。因此,我国的农业、水利专家得到如下共识:

- (1) 农业灌溉节水的重点在地面灌溉,地面灌溉节水潜力大,见效快。
- (2) 地面灌溉节水成本低。
- (3) 地面灌溉节水的重点在田间,田间节水的重点又在田间灌溉用水的管理。

近20年来,我国水利部门和广大农民在输配水系统中采取了各种各样的防渗措施,对提高灌溉水的利用率起到了很积极的作用,但防渗措施属于一种耗资较大的节水措施,在我国经济实力条件下,这些措施的进一步推广和应用受到一定经济程度的限制。因此,田间用水管理节水便成为我国目前乃至今后很长一段时期内农业灌溉节水的主要途径。田间灌溉水利用系数低的主要原因是:①广大农民大水漫灌的灌水习惯难以根除;②由于畦田地形条件、土壤条件和耕作措施等因素的时空变异性和复杂性、研究手段和方法的局限性,科技部门尚不能提供广大农民能操作的、适应多变灌水条件下的合理的灌水技术参数(畦田长度、畦田宽度、入畦流量、封口成数等)。

目前,我国地面灌溉灌水技术参数的确定一般情况下是根据当地地形条件和水源水量的大小来确定的,它没有考虑土壤的透水性、灌水次数、灌水定额、地面坡度等因素的影响,所以灌水技术参数不太合理,田间水浪费严重。本书就是针对我国当前的经济体制和广大农民的经济实力,以方便农民使用为目的,以提高田间水利用率为目标,从研究土壤水分入渗机理开始,系统地分析了不同土壤条件下的各种因素对土壤水分入渗能力的影响机理,利用数学理论对各种条件下的土壤水分入渗能力及入渗参数进行实时预报,应用计算机模拟技术,建立地面灌溉水流运动模拟及地面灌溉效果优化一体化模型,利用该模型

对不同土壤条件下的地面灌水技术参数进行优化,使地面灌溉效果达到最好,最后给出不同土壤条件下的不同灌水次数的优化灌水技术参数,方便农民灌溉时参考使用。

1.3 土壤水分入渗理论的发展及研究进展

土壤水分入渗是指水分进入土壤形成土壤水的过程,它是降雨、地面水、土壤水和地下水相互转化的一个重要环节。研究这一问题对于减少地表径流、增加土壤入渗、防止土壤侵蚀和搞好生态环境建设等方面具有重要的理论意义和现实意义。

1.3.1 土壤水分入渗理论的发展过程

水分入渗过程是非饱和和土壤水分的运动过程,属于广义渗流理论的研究范畴,其理论基础是法国工程师 Darcy 提出的达西定律。

Darcy (1856) 通过饱和和砂层的渗透试验,得出通量 q 和水力梯度成正比,即达西定律:

$$q = K_s \Delta H / L \quad (1.1)$$

式中 L ——渗流路径的直线长度;

ΔH ——渗流路径始末断面总水头差;

$\Delta H / L$ ——相应的水力梯度;

K_s ——饱和导水率。

Richards (1931) 将达西定律引入非饱和土壤水流动为

$$q = -K(\psi_m) \nabla \psi \text{ 或 } q = -K(\theta) \nabla \psi \quad (1.2)$$

式中 $K(\psi_m)$ 、 $K(\theta)$ ——非饱和导水率;

$\nabla \psi$ ——总水势梯度。

式 (1.2) 成为研究非饱和土壤水流动的基本定律。

达西定律是多孔介质中液体流动所应满足的运动方程,质量守恒是物质运动和变化普遍遵循的基本原理,将质量守恒原理具体应用多孔介质中的液体流动即为连续方程。将土壤视为一种固相骨架不变形、各向同性的多孔介质,达西定律和连续方程相结合便可得到描述非饱和土壤水分运动的基本方程,即 Richards 方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [K(\theta) \nabla \psi] \quad (1.3)$$

取单位重量土壤水分的水势,则 $\psi = \psi_m + z$, 将上式展开为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.4)$$

由于滞后作用,基质势 ψ_m 和土壤含水量 θ 不是单值函数,土壤吸湿过程和脱湿过程不同,Richards 基本方程只用于吸湿和脱湿的单一过程。运用式 (1.4) 基本方程解决实际问题时,根据实际情况的不同及求解方便,基本方程可以有多种形式。

1. 以基质势 ψ_m 为因变量的基本方程

非饱和土壤导水率 K 和比水容量 C 均可表示为土壤含水量 θ 的函数 $K(\theta)$ 和 $C(\theta)$,也可表示为基质势 ψ_m 的函数 $K(\psi_m)$ 和 $C(\psi_m)$, 式 (1.4) 可改写为

$$C(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \quad (1.5)$$

2. 以土壤含水量 θ 为因变量的基本方程

非饱和土壤水分扩散率 $D(\theta)$ 定义为非饱和土壤导水率 $K(\theta)$ 和比水容量 $C(\theta)$ 的比值, 即:

$$D(\theta) = K(\theta)/C(\theta) \quad (1.6)$$

D 同样是土壤含水量 θ 或基质势 ψ_m 的函数, 则式 (1.4) 可改写为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.7)$$

对于一维垂直流动, 基本方程简化为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.8)$$

对于一维水平流动, 基本方程简化为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (1.9)$$

3. 以位置坐标 x 或 z 为因变量的基本方程

为了求解方便, 有时将位置坐标 x 或 z 作为未知函数, 土壤含水量 θ 以隐函数形式表示。对于一维垂直流动基本方程为

$$-\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \theta} \left[D(\theta) / \frac{\partial z}{\partial \theta} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta} \quad (1.10)$$

对于一维水平流动基本方程为

$$-\frac{\partial x}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \theta} \left[D(\theta) / \frac{\partial x}{\partial \theta} \right] \quad (1.11)$$

4. 以 z 轴为轴的柱坐标系的基本方程

将平面坐标系化为柱坐标系, 式 (1.4) 可改写为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\gamma} \frac{\partial}{\partial \gamma} \left[\gamma D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial \gamma} \right] + \frac{1}{\gamma^2} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \pm \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.12)$$

根据实际情况的不同, 选用上述基本方程的适当形式, 针对具体初始、边界条件和水分运动参数, 用解析或数值方法对基本方程求解, 就可得到土壤含水量 θ 或基质势 ψ_m 的空间分布及随时间的变化, 即水分运动模型。

1.3.2 经验入渗模型的研究及应用概况

1. Green—Ampt (1911) 模型

Green—Ampt 模型研究初始干燥土壤在薄层积水条件下入渗问题。基本假定是, 入渗时存在明确的水平湿润锋面同时具有固定不变的吸力 s_f , 土壤含水率 θ 的分布成阶梯状, 湿润区为饱和含水量 θ_s , 湿润锋前为初始含水率 θ_i 。由达西定律得出地表处入渗率为

$$i = K_s \frac{z_f + s_f + H}{z_f} \quad (1.13)$$

式中 i ——地表入渗率, cm/min;

s_f ——湿润锋处的土壤水吸力, cm;

z_f ——概化的湿润锋深度, cm;

H ——积水深度, cm。

对于入渗时间较短, 基质势吸力 s_f 起主要作用, 式 (1.13) 可简化为

$$i = K_s \frac{s_f}{z_f} \quad (1.14)$$

根据模型假定和水量平衡原理, 可得出累积入渗量 $I(t)$ 为

$$I = (\theta_s - \theta_i) z_f \quad (1.15)$$

对于入渗时间较长而 z_f 较大或 H 较小, 式 (1.13) 可化为

$$I = K_s [1 + (\theta_s - \theta_i) s_f / I] \quad (1.16)$$

Green-Ampt 模型入渗公式简单, 且有一定的物理模型基础, 可应用于均质与非均质土壤或初始含水率不均匀的情况, 均有较好的结果。缺点是湿润锋处的土壤基质吸力 s_f 的确定较为困难, 不能描述水分实际分布情况。

2. Kostiakov (1932) 模型

该模型是 Kostiakov 提出:

$$f(t) = at^{-b} \quad (1.17)$$

式中 $f(t)$ ——入渗速率;

t ——入渗时间;

a 、 b ——由试验资料拟合的参数。

当 $t \rightarrow \infty$ 时, $f(t) \rightarrow 0$, 当 $t \rightarrow 0$ 时, $f(t) \rightarrow \infty$, 而当 $t \rightarrow \infty$ 时, 只有在水平吸渗情况下才出现, 垂直入渗条件下, 显然不符合实际。但在实际情况下, 只要能确定出 t 的期限, 使用该公式还是比较简便而且较为准确。

因此, Kostiakov-Lewis 公式成为更普遍的大田土壤入渗公式:

$$I(t) = Kt^\alpha + f_0 t \quad (\text{当 } f_0 = 0 \text{ 时, 为 Kostiakov 公式}) \quad (1.18)$$

式中 $I(t)$ ——累积入渗量;

K ——入渗系数;

α ——入渗指数, K 和 α 由试验资料回归分析得出;

f_0 ——相对稳定入渗率, cm/min, 由试验资料中最后进入稳定阶段的入渗率来确定。

Kostiakov-Lewis 入渗公式能够很好地预测入渗过程, 特别是对于长历时入渗, 较其他公式具有更高的预测精度, 目前人们较多应用的仍然是以 Kostiakov 和 Kostiakov-Lewis 公式为基础的入渗模型。

3. Horton 公式

Horton 从事入渗试验研究, 按照他对渗透过程的物理概念理解, 得出方程:

$$i = i_c + (i_0 - i_c) e^{-kt} \quad (1.19)$$

式中 i_c 、 i_0 和 k ——特征常数;

i_c ——稳渗速率;

常数 k ——决定着 i 从 i_0 减小到 i_c 的速度。

这种纯经验性的公式虽然缺乏物理基础, 但由于其应用方便, 至今在许多试验研究仍然沿用。

4. Philip (1957) 模型

Philip 将一维水分垂直运动基本方程取解的无穷级数形式为

$$I = St^{0.5} + At + Bt^{1.5} + \dots \quad (1.20)$$

式中 S ——吸湿率, $\text{cm}/\text{min}^{0.5}$;

A ——稳渗率, cm/min ; A 、 B 系数逐渐递减且相邻两系数相差 1~2 个数量级, 通常取两项即为常用的 Philip 一维垂直入渗公式:

$$I = St^{0.5} + At \quad (1.21)$$

取第一项即为忽略重力作用的 Philip 一维水平吸渗公式:

$$I = St^{0.5} \quad (1.22)$$

相应入渗率分别为

$$i = \frac{1}{2}St^{-0.5} + A \text{ 和 } i = \frac{1}{2}St^{-0.5} \quad (1.23)$$

Philip 模型具有明确的物理意义, 对于短历时的入渗情况较精确。缺点是只适用于均质土壤, 在长历时的入渗情况下计算值与实际有较大偏差, 对参数精度要求较高。

5. Ghosh (1980) 入渗公式

Ghosh 分析常用的 Philip 一维垂直入渗公式及 Kostikov 经验公式得出, 随着入渗时间的延长, 两者预测的入渗过程与实际入渗过程逐渐偏离, 对于长历时入渗, 难以满足精度要求。因此, Ghosh 将两者综合考虑提出新的入渗公式为

$$I = at^b + K_s t \quad (1.24)$$

式中 a 、 b ——常数, 与土质及土壤含水量有关;

K_s ——饱和导水率。

应用这一公式时, 需要预先已知 K_s 值并根据土壤含水量确定出 a 、 b 值。

Ghosh 入渗公式能够很好地预测入渗过程, 特别是对于长历时入渗, 较其他公式具有更高的预测精度。但由于公式中含有 3 个参数, 尤其当饱和导水率 K_s 未知时, 公式应用较繁琐且精度难以保证。

6. 其他入渗经验公式

在研究和解决实际问题计算过程中, 一些形式简单、方便实用的入渗经验公式得到了广泛应用。

(1) Holtan 公式。Holtan 入渗公式表示的是入渗率与表层土壤蓄水量之间的关系为

$$i = i_c + a(w - i)^n \quad (1.25)$$

式中 i_c 、 a 、 n ——与土壤及作物种植条件有关的经验参数;

w ——厚度为 d 的表层土壤在入渗开始时的容许蓄水量。

该公式仅适用于 $i < w$ 的情况。

总的说来, Holtan 入渗公式难以精确的描述一个点的入渗特征, 但用它来估算一个流域的降雨入渗也许是适用的。

(2) Smith 公式。Smith 根据土壤水分运动的基本方程, 对不同质地各类土壤, 进行了大量的降雨入渗数值模拟计算, 提出了一种入渗模型:

$$\begin{aligned} i &= R & t \leq t_p \\ i &= i_{cc} + A(t - t_0)^{-a} & t > t_p \end{aligned} \quad (1.26)$$

式中 i_{cc} 、 A 、 t_0 、 a ——与土壤质地、初始含水量及降雨强度有关的参数;

R ——降雨强度；

t_p ——开始积水时间。

(3) 方正三公式。方正三在 Kostiakov 公式的基础上，对大量野外实测资料进行分析，提出入渗公式：

$$k_t = k + k_1/t^\alpha \quad (1.27)$$

式中 k 、 k_1 、 α ——与土壤质地、含水率及降雨强度有关的参数。

(4) 蒋定生公式。蒋定生在分析 Kostiakov 和 Horton 入渗公式的基础上，结合黄土高原大量的野外测试资料，提出了描述黄土高原土壤在积水条件下的入渗公式：

$$f = f_c + (f_1 - f_c)/t^\alpha \quad (1.28)$$

式中 f —— t 时间时的瞬时入渗速率；

f_1 ——第 1min 末的入渗速率；

f_c ——土壤稳渗速率；

t ——入渗时间；

α ——指数。

当 $t=1$ 时，式中左边等于 f_1 ；当 $t \rightarrow \infty$ 时， $f=f_c$ ，因而该式的物理意义比较明确。但该公式是在积水条件下求得的，与实际降雨条件还有一定的差异。

上述各入渗模型公式，无论是理论得出的、还是经验得出的，在一定程度上都反映了土壤水分入渗规律，因而都有其使用价值。

1.3.3 土壤入渗特性的试验研究进展

1. 双套环试验方法的发展和应用

这是一种传统的直接测定方法，利用专用设备（双套环入渗仪）在田间进行土壤入渗过程测试，然后用实测数据拟合表征土壤入渗过程的经验模型或半经验半理论模型（Green - Ampt, 1911; Kostiakov, Kostiakov - Lewis, 1932; Philip, 1957; Smith, Parlange, 1972; 国内外得到广泛应用的是 Kostiakov 和 Kostiakov - Lewis 模型）的待定参数，即表征土壤入渗能力的入渗参数。

一维野外土壤入渗试验常用的仪器有传统的比较简陋的双套环，其供水方式多为人工加水，为了保持内环具有一个稳定的水深，每一时段的加水量即为该时段的土壤入渗水量。由于试验人员为目测判断内环水位的高低，此处通常采用的内环直径 D 大多大于 30cm，其积水面积大于 707cm²，在入渗试验中，如果内环的稳定水深由于目测发生 1mm 误差，引起入渗水量误差将大于 70.7mL。针对这种问题，西安理工大学水资源研究所于 1991 年对其进行改进，研制出双套环土壤入渗仪。这套仪器在设备配制上增加了马里奥特容器（简称马氏桶）供水装置和内套。马氏桶的配备使双套环入渗仪实现了内环自动供水和积水入渗水层水位的自动控制。内套的配备提高了内环水量控制精度和试验整体精度，该仪器整体精度较简陋双套环提高 200 多倍。通过对几百组土壤入渗资料的分析可知：对于一般土壤，内环、外环插入地表以下 10cm 深度即可满足精度要求；而对于特别疏松土壤（如犁后未进行任何农事作业的土壤），内环、外环最好插到犁底层深度，否则，由于地表特别疏松，内环、外环之间在入渗过程中会出现水量交换，影响试验精度或导致试验失败，因此，应根据土壤情况确定下环深度。

2. 灌水过程法的发展和应用

灌水过程法是 20 世纪 80 年代提出的一种间接获取土壤入渗参数的新方法,它基于地面灌溉水量平衡方程,利用灌溉水流的推进及消退过程、畦首流量、田面水深等观测资料来推求入渗模型参数。

灌水过程法首先由 Elliott、Walker (1982) 报道,他们提出了采用大田灌水过程法推求 Kostikov-Lewis 入渗模型参数的两点法 (Two-Point Method),该方法仅需要分别观测水流分别推进到沟长的一半、沟末端的时间及相应的畦首水深,便可计算入渗参数;Maheshwari 等 (1988) 提出了采用模式搜索技术 (Pattern-Search Technique) 来推求畦灌入渗参数的方法。Shepard 等 (1993) 提出了沟灌条件下推求 Philip 模型入渗参数的一点法 (One-Point Method);一点法、两点法的观测、计算简单,但由于观测的数据量较少所以精度较低,并且一点法只能对 Philip 入渗模型进行参数估算,适用性受到了限制。

Esfandiari 等 (1997) 提出了利用水流推进过程和沿沟长上若干点地表水深的变化过程,根据水量平衡原理,采用模式搜索技术来估算沟灌入渗参数的方法;由于该方法采用类似于试算的模式搜索法进行计算,所以计算量大,计算效率较低。缴锡云等 (2000) 对 Esfandiari 法在数据处理方法上进行了改进,变原来的模式搜索法为直接计算。

Maheshwari 等 (1988) 利用水流推进过程和畦首地表水深的变化过程,引用地表储水形状系数并取其值为 0.75,采用类似于试算法的模式搜索技术来估算畦灌入渗参数;该方法可以仅通过一个畦田的水流推进过程、畦首地表水深等试验数据来估算入渗参数,试验工作量较小,但由于该方法采用类似于试算的模式搜索法进行计算,所以计算量大,计算效率较低。

缴锡云等根据水量平衡方程,针对 Kostikov 入渗模型,通过数学推导,对 Maheshwari 法加以改进,得到了利用水流推进过程、畦首的地表水深等观测资料来估算畦灌入渗参数的简捷计算方法。

3. 土壤水分参数传递方法的发展与应用

从 20 世纪 70 年代以来,许多学者对土壤水力性质与土壤理化性质的关系作了大量研究,试图利用一些易获得的土壤理化参数来估算土壤水力性质的方法。这些估算方程可统称为土壤转换函数,又称土壤传输函数,即 PTFs。PTFs 法是用统计模型由土壤基本性质预测土壤水分运动参数的方法,即由已知的土壤水分运动参数和与之相对应的土壤基本理化性质建立多元回归方程,用此回归方程结合土壤基本理化性质来预测土壤的水分运动参数。

随着表征土壤过程模型和计算机模拟技术的发展,从 1989 年起,土壤水力参数传输函数的研究越来越受重视,尤其在美国和欧洲有关研究成果被广泛报道,包括美国 (Rawls et al., 1982)、英国 (Mayr and Jarvis, 1999)、荷兰 (Wosten et al., 1995)、德国 (Scheinost et al., 1997b)、澳大利亚 (Williams et al., 1992; Cresswell and Paydar, 1996; McKenzie and Jacquier, 1997; Minasny et al., 1999)。尽管大多数土壤传输函数为预测土壤水力特性的研究,但其研究范围不限于水力传输函数。用来预测土壤物理、化学、机械和生物特性的传输函数也有研究,如 J. P. Absalom (2001) 用土壤粘粒含量、K⁺浓度、pH 值、有机质含量预测放射性铯从土壤到植物体的传输量; Q. van de

genachte, D. mallants (1996) 在田间尺度上用土壤基本特性预测了土壤入渗模型参数等。

我国在土壤传输函数理论方面的研究起步较晚, 20 世纪末我国学者开始报道有关研究成果。2003 年中国科学院南京土壤研究所朱安宁、张佳宝根据土壤基本物理性质和土壤持水数据建立了 Van Genuchten 模型的参数的土壤传递函数模型。同年, 刘建立、徐绍辉利用颗粒大小分布、干容重等资料, 估计了位于黄淮海平原河南封丘地区土壤样品的土壤水分特征曲线模型参数。

纵观土壤传输函数的研究历史和现状, 目前应深入研究的主要内容包括: ①创新地构建更好的传输模型; ②寻找最有影响力的输入变量; ③提高预测精度; ④研究可替换或可选的土壤传输函数参数求解或拟合方法等。

有关利用土壤基本特性预测土壤入渗模型参数的报道甚少, 从检索到的很有限的关于利用土壤基本特性预测土壤入渗模型参数的文献的分析认为, 在土壤入渗参数传输函数研究方面存在的主要问题有:

(1) 建立传输函数所基于的资料样本的代表性差。一方面样本容量过小 (仅 25 个), 另一方面实验资料在田间尺度上获得, 各输入变量的取值范围很有限。

(2) 传输函数模型结构简单。现有研究所采用的传输函数为多元线性模型, 很难以反映输入变量与预测量间的非线性本质。

(3) 传输函数输入变量不全面。输入变量没考虑土壤温度, 尤其没考虑地表 (0~10cm) 以下土壤特性的影响。

(4) 预测精度不理想。

据检索到的文献可知, 所采用的线性传输模型的 R^2 值在 0.38~0.76 之间, 这与以上所谈的三个问题直接相关。由此可见, 在利用土壤基本特性预测土壤入渗模型参数方面的研究还很薄弱, 很有必要进行广泛而深入的研究。

1.4 地面灌溉水流运动理论与数值模拟研究进展

地面灌溉田面水流属于透水底板上的明渠非恒定渐变流。对于地面灌溉水流运动的研究, 人们首先从边界条件比较简单的畦灌着手, 基于畦田是棱柱体和畦田底坡相对较小的假定, 有描述透水底板上非均匀渐变流的圣维南基本方程组, 即:

$$\begin{cases} \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \end{cases} \quad (1.29)$$

$$\begin{cases} \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial x} = S_0 - S_f + \frac{v}{2g} \frac{1}{y} \frac{\partial z}{\partial t} \end{cases} \quad (1.30)$$

式中 y ——地表水深;

v ——地表水流平均流速;

q ——地表水流单宽流量;

x ——沿地面水流运动方向的距离;

z ——土壤累积入渗量;

S_f ——水流运动阻力坡降;

S_0 ——地面坡降;

g ——重力加速度;

t ——时间。

人们对地面水流运动的研究,经历了从简单边界条件到复杂边界条件;从单个水量平衡方程到描述地表水流运动的圣维南方程组的研究过程。基于水量平衡方程及圣维南方程组,结合地面水流运动特性,采取不同程度的假定和近似,目前模拟地面灌溉水流运动的数学模型有水量平衡模型、完整水流动力学模型、零惯量模型和运动波模型四种模型。

1. 水量平衡模型

水量平衡模型是人们最早提出的地面灌溉水流运动数学模型,早在1913年Parker等人对地面灌水方法开始研究以来,人们首先开始采用水量平衡模型对地面灌溉水流运动进行研究。水量平衡模型是在假定田面积水深度不变,且不计蒸发损失的情况下,根据质量守恒原理,认为进入到灌水区的总水量应等于地面积水量与土壤中蓄水量之和。即:

$$qt = \int_0^x y(s, t) ds + \int_0^x z(s, t) ds \quad (1.31)$$

基于地面积水深沿畦田长度方向为常量的假定有式(1.32)。

$$qt = \bar{y}x + \int_0^x z(s, t) ds \quad (1.32)$$

$$\bar{y} = \sigma_y y_0 \quad (1.33)$$

式中

q ——流入灌水畦、沟的流量;

t ——放水时间;

x ——水流推进距离;

$y(s, t)$ 、 $z(s, t)$ ——地表水深和入渗水深的时空分布函数;

$\bar{y}$ ——考虑畦、沟水深沿水流方向形状系数的平均水深;

y_0 ——畦沟入口处的水深,假定是与流量、地表坡降、糙率、水力半径有关的正常水深;

σ_y ——地表水面曲线形状系数。

进一步简化后有式(1.34):

$$qt = \sigma_y y_0 x + \sigma_z z_0 x \quad (1.34)$$

式中 σ_z ——沿水流方向入渗水深剖面形状系数;

z_0 ——入口处入渗水深。

水量平衡方程模型以沿水流方向的平均水深代替了水流动量方程,没有从水流运动现象的本质出发考虑问题,所以精度较低,但由于其结构、原理简单,在灌水实践中的应用较广泛。

2. 完整水流动力学模型

完整水流动力学模型以质量守恒和动量守恒为原则,它反映了明渠非恒定流的圣维南方程。该模型是Wilke在1968年首先提出的,并首次将该模型用于研究沟灌水力学问题,接着1972年Kincaid kruse、1974年Sakkas和Theodor strelkoff等人先后利用数值求解的特征线法对该模型进行求解,用来模拟畦灌水力学问题。1977年Katopodes和strelkoff利用特征线法对该模型进行了综合研究和评价,且结合田间实验取得了较满意的结果。1981年Souza成功地模拟了沟灌的灌水全过程,1984年Hale将该模型用于解