



山西省地面畦灌优化 灌水技术参数手册

Handbook of Optimized Technical Parameters of
Surface Border Irrigation in Shanxi Province

樊贵盛 郭文聪 冯锦萍/著



科学出版社

山西省地面畦灌优化灌水 技术参数手册

Handbook of Optimized Technical Parameters of
Surface Border Irrigation in Shanxi Province

樊贵盛 郭文聪 冯锦萍 著

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书基于黄土高原区 20 多年来的规模化大田耕作土壤入渗和灌水试验,在充分分析影响土壤入渗参数和灌水效果的各种因素的基础上,建立了地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型,即从土壤水分入渗参数预测开始,通过畦灌灌水过程和效果模拟、灌水技术参数优化等,实现了用易获得的大田土壤常规理化参数直接预测地面畦灌最优灌水技术参数的一体化过程。同时,针对山西省主要土壤类型,提出了可供广大农民直接应用的不同灌水条件下的畦灌优化灌水技术参数。另外,还提出了一些提高特殊灌水条件下灌溉效果的措施。

本书可为基层水利技术人员和广大农民进行地面畦灌提供灌水技术参数,还可为从事农田水利工程设计、灌溉管理技术人员提供强有力的技术支持,同时也可供高等院校有关专业的师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

山西省地面畦灌优化灌水技术参数手册 = Handbook of Optimized Technical Parameters of Surface Border Irrigation in Shanxi Province / 樊贵盛, 郭文聪, 冯锦萍著. —北京: 科学出版社, 2018.12

ISBN 978-7-03-060076-9

I. ①山… II. ①樊… ②郭… ③冯… III. ①畦灌-山西-技术手册 IV. ①S275.3-62

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2018)第 285448 号

责任编辑: 耿建业 崔元春 / 责任校对: 王萌萌
责任印制: 师艳茹 / 封面设计: 无极书装

科学出版社出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

<http://www.sciencep.com>

北京通州皇家印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2018 年 12 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

2018 年 12 月第一次印刷 印张: 29 1/2

字数: 699 000

定价: 258.00 元

(如有印装质量问题, 我社负责调换)

作者简介

樊贵盛，男，1955年生，山西省孝义市人，工学硕士，农学博士，国家二级教授，博士生导师，享受国务院特殊津贴。现于太原理工大学水利科学与工程学院任教，长期从事节水灌溉理论与技术和水土环境控制方面的教学和科学研究工作。主持国家级、省科技厅和省水利厅科研项目数十项，共获山西省科学技术进步奖一等奖、二等奖、三等奖共5项，出版专著7部，发表论文200余篇，培养硕士、博士研究生近百名。



郭文聪，男，1980年生，山西省浑源县人，工学博士，高级工程师。现于山西省水利水电科学研究院工作，长期从事农业节水工程的规划、设计和研究工作，研究方向为节水理论与灌溉技术。参与国家级、省科技厅和省水利厅科研项目10余项，发表论文10余篇，其中EI收录1篇。

冯锦萍，女，1972年生，山西省孝义市人，工学博士，高级工程师。现于山西省农田节水技术开发服务推广站工作，长期从事农村供水及灌溉排水工程的设计、技术审查和研究工作，研究方向为节水理论与灌溉技术。参与国家级、省科技厅和省水利厅科研项目3项，发表论文10余篇，其中EI收录1篇。



前 言

山西省属于黄土高原区的一部分，属于典型的半干旱半湿润温带大陆性季风气候，是我国北方水资源严重短缺地区，人均水资源占有量只有全国平均水平的 1/5。随着经济的发展，产业间“争水”矛盾日益尖锐，水资源紧缺已成为制约社会经济可持续发展的重要因素，开源和节流是该地区破解水资源紧缺和供需矛盾的必由之路。农业是用水大户，2016 年农业用水量占山西省国民经济总用水量的 62%，但是农业用水效率还很低。虽然山西省近年来推动了一系列农业节水技术改造和一定规模的喷灌、滴灌等高效节水灌水技术的应用，但其平均灌溉水有效利用系数仍然不足 0.55。现有的灌水方法仍然以地面畦灌为主，因此，提供适应性强、使用方便、农民易于接受和易于推广的畦灌优化灌水技术便成为快速提高农业用水效率的有效途径之一。

本书以国家自然科学基金项目“区域尺度上土壤入渗参数多元非线性传输函数研究”、863 计划项目“精细地面灌溉集成技术研究”、山西省科技攻关项目(农业)“山西省地面畦灌节水灌水技术参数研究”、山西省水利厅节水型社会建设项目“山西省地面畦灌节水技术参数手册研编”等为依托，基于过去 20 多年来山西省从南到北 30 多个市、区、县积累的 3000 多组大田耕作土壤入渗试验和灌水试验数据，从影响灌溉水有效利用系数的最主要因素——土壤入渗参数的精准预测为切入点，建立和验证了集土壤水分入渗参数预测、畦灌灌水过程和效果模拟、灌水技术参数优化于一体的地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型。以山西省主要土壤质地类型为主线，计算和编制了适用于不同水源条件、土壤状态、耕作条件的地面畦灌优化灌水技术参数手册，同时，提出了一些提高特殊灌水条件下灌溉效果的措施。旨在为广大基层灌溉工作者和农民提供一种快速、便捷、质优的灌水技术参数获取手段和方法，为山西省农业灌溉水有效利用系数的全面提高、实现山西省水资源的可持续利用和社会经济的可持续发展提供技术支撑。

本书第 1 章、第 6 章至第 8 章由樊贵盛执笔；第 2 章和第 3 章的 3.1~3.3 节由郭文聪执笔；第 3 章的 3.4~3.6 节、第 4 章、第 5 章由冯锦萍执笔；附录由冯锦萍和郭文聪共同执笔，全书由樊贵盛统稿。

本书的问世与国家自然科学基金委员会、山西省科学技术厅、山西省水利厅对地面畦灌节水研究理念持之以恒的支持分不开，没有他们的认可和支持，本书不可能问世。在此对这些认可和支持本书理念的领导、专家和学者表示感谢。在本书所依托项目的实施过程中，山西省汾河灌溉管理局、山西省禹门口水利工程管理局、吕梁市文峪河水利管理局、大同市水务局、大同市御河水利管理处灌溉试验站、应县水务局、侯马市水务局、原平市水利局、长子县水利局、泽州县水务局等 40 多个单位的领导和同志给予了很大帮助，没有他们的支持就没有今天的研究成果，在此对他们表示深深的感谢。另外还要感谢为本书的野外试验和室内分析付出辛勤劳动的同事和学生，他们分别是太原理工大学的武鹏林教授、邢述彦教授、郑秀清教授、李治勤副教授、郭彩华高级工程师和历

届硕士、博士研究生。在此，向为本书提供过帮助、支持和服务的所有人员表示衷心的感谢。另外，对本书所引用的文献的作者表示感谢。

虽然本书所涉及的主要土壤是黄土，在地面灌溉技术参数预测模型中，利用土壤常规理化参数对入渗参数预报具有一定的区域性，但是本书所述的土壤水分入渗参数预测方法、手段和理念具有一定的前瞻性。本书提出的地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型及其方法对我国的各类土壤都具有普遍性意义，或许对我国农业灌溉水有效利用系数的提高，以及促进我国水资源的可持续利用具有借鉴的价值。

由于作者水平有限，书中难免有不足之处，恳请读者赐教并指正。

作 者

2017年12月

目 录

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 问题的提出	1
1.2 研究意义	2
1.3 地面灌溉理论的研究动态	3
1.3.1 土壤水分入渗理论与参数研究动态	3
1.3.2 地面灌溉水流运动理论与数值模拟研究动态	14
1.3.3 地面灌溉水流运动效果优化理论研究现状	17
1.3.4 畦灌灌水技术参数优化研究动态	19
1.4 研究方案	21
1.4.1 研究目标	21
1.4.2 研究内容	21
1.4.3 技术路线	21
第 2 章 试验条件与方法	23
2.1 气候条件	23
2.2 研究区土壤条件	23
2.2.1 土壤条件概述	23
2.2.2 土壤质地	25
2.2.3 土壤结构	25
2.2.4 土壤含水率	26
2.2.5 土壤含盐量	26
2.2.6 土壤有机质	27
2.2.7 土壤的其他理化参数	28
2.3 试验方案	29
2.3.1 大田土壤水分入渗参数预测试验方案设计	29
2.3.2 畦灌田面水流运动验证试验方案设计	30
2.4 试验仪器	31
2.4.1 大田双套环垂直入渗仪	31
2.4.2 其他仪器	31
2.5 试验方法	32
2.5.1 大田土壤水分入渗试验方法	32
2.5.2 畦灌灌水试验方法	32
第 3 章 土壤水分入渗参数预测模型	33
3.1 土壤水分入渗特性的主要影响因素	33
3.1.1 土壤质地对土壤水分入渗特性的影响	33
3.1.2 土壤结构对土壤水分入渗特性的影响	37

3.1.3	土壤含水率对土壤水分入渗的影响	43
3.1.4	土壤含盐量对土壤水分入渗特性的影响	47
3.1.5	土壤温度对土壤水分入渗特性的影响	49
3.1.6	土壤有机质含量对土壤水分入渗特性的影响	51
3.2	土壤入渗参数线性预测模型	54
3.2.1	线性预测方法与过程	54
3.2.2	Kostiakov 三参数入渗模型和 Philip 入渗模型参数预测精度的比较	59
3.2.3	土壤水分入渗过程预测模型	63
3.3	土壤入渗参数非线性预测模型	73
3.3.1	土壤入渗参数非线性预测模型与方法	73
3.3.2	土壤水分入渗参数的各种非线性预测模型	76
3.4	土壤入渗参数 BP 预测模型	88
3.4.1	BP 预测模型的方法与过程	88
3.4.2	土壤水分入渗参数的 BP 预测模型	95
3.5	土壤入渗参数预测模型的比较	121
3.5.1	预测模型结构	121
3.5.2	预测模型比较分析	122
3.6	土壤水分入渗过程的预测	126
3.6.1	预测方法	126
3.6.2	土壤入渗模型参数预测实例	127
第 4 章	地面灌溉灌水过程模型与数值模拟	131
4.1	地面灌溉灌水过程概述	131
4.2	地面灌溉灌水过程模型	133
4.2.1	地面灌溉水流运动的全水流动力学模型	133
4.2.2	地面灌溉水流运动的零惯量模型	140
4.2.3	地面灌溉水流运动的运动波模型	141
4.3	地面灌溉灌水过程的零惯量模型数值模拟	141
4.3.1	零惯量模型的定解问题	141
4.3.2	灌水条件的近似、假定及有关参数的处理	143
4.3.3	定解问题的数值求解	144
4.3.4	零惯量水流运动模型的模型验证	150
4.4	地面灌溉灌水过程的运动波模型数值模拟	154
4.4.1	运动波模型的定解问题	154
4.4.2	定解问题的数值求解	154
4.4.3	地面灌溉水流运动波模型数值解的验证	156
第 5 章	地面灌溉灌水效果优化模型	159
5.1	地面灌溉灌水效果评价指标	159
5.2	地面灌溉灌水效果优化模型的构建	159
第 6 章	地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型	162
6.1	地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型的功能	162
6.2	地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型的结构	162

6.3 地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型的数据传输	163
6.4 地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型界面设计	164
6.4.1 软件的安装与启动	164
6.4.2 软件菜单	166
6.5 地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型应用实例	175
6.5.1 已知单宽流量条件下的优化畦长	175
6.5.2 已知畦长条件下的优化单宽流量	175
第7章 地面畦灌优化灌水技术参数	220
7.1 灌溉前土壤入渗参数的确定	220
7.1.1 灌溉前土壤理化参数的确定	220
7.1.2 灌水前土壤入渗参数的确定	224
7.2 灌水畦田参数分析与确定	227
7.3 灌水定额与灌水次序类别的确定	228
7.4 畦灌单宽流量参数	228
7.5 给定畦长情况下的优化单宽流量	228
7.5.1 优化方法	228
7.5.2 优化单宽流量结果	234
7.6 给定单宽流量情况下的优化畦长	234
7.6.1 优化方法	234
7.6.2 优化畦长结果	239
第8章 提高特殊灌水条件下灌溉效果的措施	240
8.1 土壤冻结条件下的灌溉	240
8.1.1 冻结土壤及其灌水过程的特点	240
8.1.2 提高冻结土壤灌水质量和效果的措施	261
8.2 强透水土壤条件下的灌溉	266
8.2.1 强透水土壤条件下灌水过程的特点	266
8.2.2 提高强透水土壤灌水质量和效果的措施	267
8.3 特弱透水土壤条件下的灌溉	267
8.3.1 特弱透水土壤条件下灌水过程的特点	267
8.3.2 提高特弱透水土壤灌水质量和效果的措施	268
8.4 洪水补源灌溉	268
8.4.1 洪水补源灌溉与水分补充灌溉	268
8.4.2 提高洪水补源灌溉效果的措施	269
参考文献	272
附录一	278
附录二	370

第1章 绪 论

1.1 问题的提出

我国是世界上13个贫水国之一，人均水资源占有量约为 2300m^3 ，仅为世界人均水平的 $1/4$ 。据预测，到2030年左右，我国人口将达到16亿高峰，届时年粮食产量需求将增长到6.4亿t以上。为了满足粮食需求，届时全国的灌溉面积需要发展到9亿亩^①以上，灌溉用水量将从2016年的3800亿 m^3 增长到6650亿 m^3 。但是，从我国目前的水资源供给状况来看，如此大的农业水资源供给量难以实现。同时，我国农业用水效率水平比较低，2016年全国平均灌溉水有效利用系数仅为0.54左右。如果将灌溉水有效利用系数提高10%左右，那么就可在维持现有农业总供水量的情况下，满足16亿人食用的粮食所要求的水量，由此可见农业节水的重要性^[1]。另外，现阶段农业用水仍是社会用水的大户，农业灌溉用水占总用水量的 $2/3$ ，在我国的华北、西北等地区，许多城市和农村处于严重或极度缺水状态，水资源短缺已经严重制约了社会经济的发展，节水已经迫在眉睫。因此，要从根本上缓解我国未来的缺水难题，出路在于发展农业节水，提高灌溉水有效利用系数，降低农业用水在社会用水中的比重。

在我国推广和应用的节水灌溉方式中，地面节水灌溉技术仍然占主流地位。要提高地面灌溉水有效利用系数(包括渠道水有效利用系数和田面水有效利用系数)，就必须从输水和灌溉两个方面入手：第一个方面是对输水系统进行改进，减少灌溉水在输送过程中的水量损失，提高渠道水有效利用系数；第二个方面是尽可能将更多的水分保持在作物根系层，以促进作物吸收利用，提高田面水有效利用系数。第一个方面的主要措施是工程措施，通过渠道防渗或者使用管道输水就可以将输水损失降到最低；第二个方面对于地面灌溉来说，主要是优化灌水技术参数，以得到更优的灌水效果，实现田面水有效利用系数的提高。

地面灌水技术参数的研究和应用由来已久，我国科技工作者借助几十年的实际灌水经验，总结了许多经验和成果，即根据田面实际灌水情况提出了很多更合理的灌水单宽流量和畦田尺寸^[2]，当然最重要的就是进行地面灌水过程的模拟。对于地面灌水过程的模拟而言，土壤水分入渗参数是模拟预测模型的输入参数，一般来说需要实现两方面的预测，即灌溉过程模拟和有关灌水效果指标的预测，其中灌溉过程模拟包括水流推进、消退过程的预测。目前，无论是对土壤水分入渗参数的研究，还是对地面灌溉过程模拟模型的研究，都是分开进行的，很少见将土壤水分入渗参数的预测模型和地面灌溉灌水过程模型结合在一起进行研究的报道，而将地面灌溉灌水效果优化模型与上述两种模型结合的研究更是少之又少。这给地面灌溉节水灌水技术参数应用和田面水有效利用系

① 1亩 $\approx 666.67\text{m}^2$ 。

数的提高带来了诸多不便和很大的局限性。尤其是大多数地面灌溉模拟方法都是以土壤水分入渗参数作为直接输入变量，而有效获取实时土壤水分入渗参数是较困难的。鉴于此，实现以土壤常规理化参数作为输入变量，进行灌水技术参数优化和灌水过程的模拟十分必要。本书基于研究团队过去 20 多年在山西省从南到北 30 多个县、市、区积累的 3000 多组大田耕作土壤入渗试验和灌水试验数据，以影响灌溉水有效利用系数的最主要因素——土壤水分入渗参数的精准预测为切入点，建立了集土壤水分入渗参数预测、畦灌灌水过程和效果模拟、灌水技术参数优化于一体的地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型。同时，以山西省主要土壤质地类型为主线，计算编制适应不同水源条件、土壤状态、耕作条件的地面畦灌优化灌水技术参数手册，旨在为广大基层灌溉工作者和农民提供一种快速、便捷、质优的灌水技术参数获取手段和方法，为山西省农业灌溉水有效利用系数的全面提高及实现山西省水资源的可持续利用和社会经济的可持续发展提供技术支撑。

1.2 研究意义

实践结果表明，一般灌水过程的节水潜力都在用水管理上，用水管理是整个灌区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的基础上，采用合理的灌溉技术参数，提高田间灌溉水有效利用系数的过程。以陕西省渭南市洛惠渠管理局的实测统计数据来看，实施小畦灌溉比大水漫灌可降低灌水定额 17%~35%。在单宽流量为 $3\sim 5\text{m}^3/(\text{s}\cdot\text{m})$ 时，灌水定额随畦长变化而发生变化，当畦长由 100m 减少为 30m 时，灌水定额可减少 $150\sim 204\text{m}^3/\text{hm}^2$ ^①；当畦长由 30m 增加到 100m 时，单宽流量从 $2\text{m}^3/(\text{s}\cdot\text{m})$ 增加到 $5\text{m}^3/(\text{s}\cdot\text{m})$ ，灌水定额可减少 $150\sim 225\text{m}^3/\text{hm}^2$ 。据其他文献报道，在半干旱地区，用塑料软管代替灌水沟进行长畦分段灌溉，比一般的长畦灌溉可节约灌溉用水量 40%~60%。采用窄畦大流量地面灌水可节约灌溉用水量 15%，灌水均匀度提高 10% 左右。因此，通过研究地面畦灌优化灌水技术参数实现田间灌溉方式的改进，这种灌溉用水管理模式对农业节水而言具有重大的科学意义。

1) 缓解我国水资源供需矛盾

水资源短缺是 21 世纪全球面临的重大问题之一，在我国，它已成为制约国民经济发展的重大因素。相对工业用水而言，农业用水面临的形势更严峻。随着城乡居民生活水平的提高，以及工业经济的发展，城乡居民生活用水和工业用水在总用水量中所占的比例与日俱增，从而使农业用水的短缺形势日益严重。为缓解农业用水的供需矛盾，实施农业高效节水势在必行。

农业高效节水就是要充分有效地利用自然降水和灌溉水，其根本目的是通过水利、农业、管理、生物等措施，最大限度地减少水源通过输水、配水、灌水直至作物耗水过程中的损失，最大限度地提高单位耗水量的产量和产值。随着人们对农业高效节水认识的提高，国内外学者达成如下共识：农业、水利、生物及管理相结合的综合节水技术是

^① $1\text{hm}^2=10000\text{m}^2$ 。

实现农业高效节水的根本途径。对于水利学科来讲,工程技术节水和管理技术节水是其主攻方向。通过工程技术节水固然重要,如采用喷灌、滴灌、管灌这些先进灌水技术可大大提高灌溉水的利用率和单位耗水量的利用率,但通过管理技术节水也不容忽视,其效果也不容低估。试验研究表明,采用合理的灌水技术参数进行灌水,可以将田间灌溉水有效利用系数提高10%~20%,据此,我国每年农业灌溉可节水155亿 m^3 以上。

2) 全面提高地面灌溉质量和效果的要求

有关专家指出,今后世界灌溉的发展趋势如下:一是灌溉方法仍然以地面灌溉为主,喷灌、微灌面积会有较大发展;二是为提高渠道水有效利用系数,渠道衬砌和管道输水等节水输水技术将日益发展起来;三是灌溉自动化程度得到提高,灌溉管理技术日益先进,电子计算机、激光、红外线遥测、遥控等新技术将得到广泛应用。从世界灌溉发展趋势来看,地面灌溉仍然是各种灌水方法中的主要方法。

截至目前,我国90%以上的灌溉面积仍采用传统的地面灌水方法,而且可以预测,在今后很长时间内,地面灌水方法在农业灌溉中占绝对的主导地位。此外,与世界先进国家相比,我国灌溉管理水平还比较低。因此,我国的农业、水利专家达成如下共识:一是农业节水的重点在于地面灌溉,节水潜力大、见效速度快;二是地面灌溉节水成本较低;三是地面灌溉节水的重点在田间,田间节水的重点在于对灌溉水的管理。

近年来,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,在我国目前的经济实力条件下,这些措施的进一步推广和应用受到了一定程度的限制。因此,工程技术节水和管理技术节水便成为我国目前乃至今后很长时间内农业灌溉节水的主要途径。田间灌溉水利用率低的两个主要因素是: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,科技部门尚不能为广大农民提供能操作的、适应多变灌水条件的合理的灌水技术参数(畦长、畦宽、入畦流量、封口成数等)。

本书基于地面畦灌灌水试验,将计算机模拟技术和最新的畦灌效果多参数择优模型相结合,研制了地面畦灌优化灌水技术参数一体化预测模型,为水利管理部门和广大农民提供便于应用操作的,适合地形条件、土壤条件、耕作条件变化的地面畦灌灌水技术参数的获取工具,全面推动了我国农业节水灌溉向纵深方向发展。

1.3 地面灌溉理论的研究动态

1.3.1 土壤水分入渗理论与参数研究动态

1. 土壤水分入渗理论研究动态

入渗是指水分进入土壤的过程,严格来讲,应该是水分通过地表(入渗界面)进入土壤的过程。在畦灌、沟灌等灌水方法之下,灌溉地面水通过地表这个入渗界面进入土壤,而在渗灌条件下,灌溉水通过地下管道周围的土壤界面进入土壤。

人们对土壤入渗的认知基于经典毛管理论和土水势的势能理论。经典毛管理论是用

于研究土壤水分运动最早的理论，即把土壤看成是小球体的集合或假想为平行的小扁平体的集合，更多的是将土壤孔隙近似为直径大小不一的毛细管束，即毛管模型，用来分析土壤中水分运动的某些现象，如入渗、蒸腾、蒸发等。

势能理论是在毛管理论之后发展起来的土壤水分运动理论，即势能理论是根据土水势推导出的扩散方程，用于研究土壤的水分运动。Buckingham 于 1904 年首次提出了毛管势的概念，为土壤入渗的研究奠定了更精确的理论基础。之后，众多国内外研究学者在毛管势理论的基础上对土壤入渗特性进行了更深层次的研究，建立了各类具有不同意义和用途的土壤水分运动模型。其理论基础源于法国工程师 Darcy 提出的达西定律^[3]。

Darcy^[3]于 1856 年通过饱和砂层的渗透试验，得出水分通量 q_w 和水力梯度成正比，即达西定律：

$$q_w = K_s \Delta h / L \quad (1.1)$$

式中， L 为渗流路径的直线长度； Δh 为渗流路径始末断面总水头差； $\Delta h / L$ 为相应的水力梯度； K_s 为饱和土壤导水率。

非饱和状态下的土壤水与饱和沙土一样，也遵循热力学第二定律，水分从水势高处自发地向水势低处运动。一般认为，适用于饱和土壤水流动的达西定律在很多情况下同样适用于非饱和土壤水流动。Richards^[3]于 1931 年将达西定律引入非饱和土壤水流动中，表示为

$$q_w = -K(\Psi_m) \nabla \Psi \text{ 或 } q_w = -K(\theta) \nabla \Psi \quad (1.2)$$

式中， $K(\Psi_m)$ 、 $K(\theta)$ 分别为非饱和土壤导水率 K 关于基质势 Ψ_m 和土壤含水率 θ 的函数； $\nabla \Psi$ 为土壤水的总土水势梯度。

虽然表示非饱和土壤水流动的达西定律与表示饱和土壤水流动的达西定律的表达式形式相同，但其土水势和土壤导水率却有不同含义和特点。

首先，尽管饱和土壤水和非饱和土壤水流动都是由水势差的存在而引起的，但二者土水势的组成却有区别。

对于饱和多孔介质：任一点的土水势 Ψ 为重力势 Ψ_g 和压力势 Ψ_p 之和，它们分别由该点相对参考平面的高度和地下水面以下的深度来确定。习惯上用负压水头 $h_{负}$ 表示土水势 Ψ ，即总水头等于位置水头和压力水头之和，可以说水由总水头高处向总水头低处流动。

对于非饱和土壤水：在无须专门考虑溶质势 Ψ_s 、温度势 Ψ_T 及压力势 Ψ_p 时，任一点的土水势只包括重力势 Ψ_g 和基质势 Ψ_m 。若以单位质量的土壤水计算，土水势单位用水头表示，那么，非饱和土壤水的总水头就等于位置水头和基质势水头（或称负压水头）之和。前者取决于相对参考平面的高度，后者取决于土壤的干湿程度。但对于非饱和土壤水，不能笼统地说水由位置高处流向位置低处，或水由湿处流向干处，流动遵循的唯一的原则是自土水势高处向土水势低处运移。

其次，非饱和土壤水流动和饱和土壤水流动的另一个重要区别在于土壤导水率。当土壤处于饱和状态时，全部孔隙都充满了水，因而具有较高的导水率，且其为常数。非饱和土壤导水率 K 又称为水力传导度，由于土壤中部分孔隙被气体充填，其值低于饱和土壤导水率。

饱和-非饱和土壤达西定律都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到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:

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

取单位质量土壤水分的土水势,则 $\Psi = \Psi_m + z$, 将式(1.3)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 和土壤含水率 θ 不是单值函数,土壤吸湿过程和脱湿过程不同, Richards 方程只用于吸湿和脱湿的单一过程。运用上述基本方程解决实际问题时,根据实际情况的不同及为了求解方便,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率 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) 以土壤含水率 θ 为因变量的基本方程

非饱和土壤水分扩散率 D 关于土壤含水率 θ 的函数 $D(\theta)$ 定义为

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

$D(\theta)$ 同样是土壤含水率 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,土壤含水率 θ 用隐函数形式表示,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) 以位置坐标 z 为因变量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

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

式中, γ 为柱坐标系中任一点的半径; ϕ 为柱坐标系中任一点的角度。

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, 就可得到土壤含水率 θ 或基质势 Ψ_m 的空间分布及其随时间的变化, 即水分运动模型。

以基质势水头 Ψ_m (或负压水头 h) 为因变量的基本方程是土壤水分运动方程的主要方程之一。其优点是可用于同一系统的饱和-非饱和土壤水分运动问题的求解, 也适用于分层土壤的水分运动计算。但方程中用到非饱和土壤导水率 $K(\Psi_m)$, 因该参数值随土壤基质势或含水率的变化范围太大, 常造成计算困难并引起误差。

以土壤含水率 θ 为因变量的基本方程求解得出的土壤含水率分布及随时间的变化比较符合人们当前的使用习惯。这些方程中的非饱和土壤水分扩散率函数 $D(\theta)$ 随土壤含水率变化的范围较非饱和土壤导水率要小得多, 因此, 此种形式的基本方程常为人们使用。但是, 对于层状土壤, 由于层间界面处土壤含水率 θ 是不连续的, 以土壤含水率 θ 为因变量的扩散型方程则不适用。在求解饱和-非饱和土壤水分运动问题时, 这种形式的方程也不宜使用。

2. 经验-半经验入渗模型

上述基于土壤土水势的理论模型概念清楚, 有明确的理论依据, 但由于时间、空间和土壤水分参数的复杂性和非线性, 解析解的难度和精度决定了其真正应用的局限性, 数值计算方法和技术给其提供了广阔的应用前景。人们基于上述毛管理论和势能理论, 从入渗和便于应用的角度提出了不少经验入渗模型和理论入渗模型, 经验入渗模型的建立不是基于明确的物理基础, 如 Kostiakov 模型、Horton 模型^[4]及 Holtan 模型等, 而理论入渗模型是建立在明确的物理基础之上的, 能够明确表征目标参数与土壤物理性质之间的特征关系, 如 Green-Ampt 模型、Philip 入渗模型^[5]及 Smith 模型等。

1) Green-Ampt 模型

Green-Ampt 模型研究初始干燥土壤在薄层积水条件下的入渗问题^[6]。其基本假定是: 入渗时存在明确的水平湿润锋面, 同时具有固定不变的土壤水吸力 s_f , 土壤含水率 θ 的

分布呈阶梯状, 湿润区饱和含水率为 θ_s , 湿润锋前初始含水率为 θ_1 。由达西定律得出地表入渗速率为

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

式中, i 为地表入渗速率, cm/min; s_f 为土壤水吸力, cm; z_f 为概化的湿润锋深度, cm; H 为积水深度, cm。

当入渗时间较短, 土壤水吸力 s_f 起主要作用时, 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 为

$$I = (\theta_s - \theta_1) z_f \quad (1.15)$$

当入渗时间较长而 z_f 较大或 H 较小时, 式(1.13)可转化为

$$i = K_s [1 + (\theta_s - \theta_1) s_f / I] \quad (1.16)$$

Green-Ampt 模型的入渗公式简单, 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。其缺点是土壤水吸力 s_f 的确定较为困难, 不能描述水分实际分布情况。

2) Kostiakov 模型

该模型的 Kostiakov 公式如式(1.17)所示:

$$i(t_{\lambda}) = at_{\lambda}^{-b} \quad (1.17)$$

式中, $i(t_{\lambda})$ 为入渗速率; t_{λ} 为入渗时间; a 、 b 为由试验资料拟合的参数。

当 $t_{\lambda} \rightarrow \infty$ 时, $i(t_{\lambda}) \rightarrow 0$; 当 $t_{\lambda} \rightarrow 0$ 时, $i(t_{\lambda}) \rightarrow \infty$; 而 $t_{\lambda} \rightarrow \infty$ 的情况, 只有在水平吸渗情况下才会出现, 在垂直入渗条件下, 显然不符合实际。但在实际情况中, 只要能确定出 t_{λ} 的期限, 使用该公式还是比较简便而且较为准确的。

因此, Kostiakov 三参数 (Kostiakov-Lewis) 公式成为更普遍的大田土壤入渗公式:

$$I(t_{\lambda}) = kt_{\lambda}^{-\alpha} + f_0 t_{\lambda} \quad (\text{当 } f_0=0 \text{ 时, 为 Kostiakov 公式}) \quad (1.18)$$

式中, $I(t_{\lambda})$ 为累积入渗量; k 为入渗系数; α 为入渗指数, k 和 α 由试验资料回归分析得出; f_0 为稳定入渗率, 由试验资料中最后进入稳定阶段的入渗率来确定。

Kostiakov 三参数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^[7], 目前人们应用较多的仍然是以 Kostiakov 公式和 Kostiakov 三参数公式为基础的入渗模型。

3) Horton 模型

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

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

式中, i_c 、 i_0 均为特征常数, 其中, i_c 为稳渗速率, i_0 为初始速率; p 为常数, 决定入渗速率 i 从 i_0 减小到 i_c 的速度。

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中仍然沿用。

4) Philip 入渗模型

Philip 将一维水分垂直流动基本方程取解的无穷级数形式表示为

$$I = St_{\text{入渗}}^{0.5} + At_{\text{入渗}} + Bt_{\text{入渗}}^{1.5} + \dots \quad (1.20)$$

式中, S 为吸湿率, $\text{cm}/\text{min}^{0.5}$; A 为稳渗率, 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:

$$I = St_{\text{入渗}}^{0.5} + At_{\text{入渗}} \quad (1.21)$$

取第一项即为忽略重力作用的 Philip 一维水平吸渗公式:

$$I = St_{\text{入渗}}^{0.5} \quad (1.22)$$

相应的入渗速率分别为

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

Philip 入渗模型^[8]具有明确的物理意义, 在短历时的入渗情况时较精确。其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值有较大偏差, 对参数精度要求较高^[9]。

5) Ghosh 模型

Ghosh 分析常用的 Philip 一维垂直入渗公式及 Kostiakov 公式得出, 随着入渗时间的延长, 二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 等^[10]将二者综合考虑提出了新的入渗公式:

$$I = at_{\text{入渗}}^b + K_s t_{\text{入渗}} \quad (1.24)$$

式中, a 、 b 均为与土壤质地及土壤含水率有关的常数; K_s 为饱和土壤导水率。应用这一公式时, 需要预先已知 K_s 值并根据土壤含水率确定出 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。但由于公式中含有三个参数, 尤其当饱和土壤导水率 K_s 未知时, 公