

- 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

共同组织编审

普通高等教育“十三五”规划教材
全国水利行业规划教材

土壤物理 与作物生长模型

王全九 等 编著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

● 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

共同组织编审

普通高等教育“十三五”规划教材
全国水利行业规划教材

土壤物理 与作物生长模型

王全九 等 编著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

内 容 提 要

土壤是作物生长的基本生产资料,作物生长与土壤水、肥、气、热密切相关。本书在介绍土壤中水、肥、气、热传输特征的基础上,详细分析了根系吸水、作物光合特征、植物生长过程模拟模型等方面的基础理论、测试方法和相应数学模型,以期为实现农业水肥高效利用和土地可持续利用提供系统的理论和知识。

本书可作为农业水利工程专业本科生和农业水土工程学科研究生的教材,也可作为从事农业节水灌溉、农业水土资源高效利用和农业生态环境建设与保护等方面学者的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

土壤物理与作物生长模型 / 王全九等编著. -- 北京:中国水利水电出版社, 2016. 2

普通高等教育“十三五”规划教材 全国水利行业规划教材

ISBN 978-7-5170-4130-6

I. ①土… II. ①王… III. ①土壤物理学—高等学校—教材②作物—栽培技术—高等学校—教材 IV.

①S152②S5

中国版本图书馆CIP数据核字(2016)第036242号

书 名	普通高等教育“十三五”规划教材 全国水利行业规划教材 土壤物理与作物生长模型
作 者	王全九 等 编著
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	北京纪元彩艺印刷有限公司
规 格	184mm×260mm 16开本 11印张 260千字
版 次	2016年2月第1版 2016年2月第1次印刷
印 数	0001—2000册
定 价	24.00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

前 言

《土壤物理与作物生长模型》是农业水利工程专业和农业水土工程学科的专业扩展性教材，主要涉及土壤物理、植物生长、水文学、生态环境等相关学科的内容，满足农业水利工程专业和农业水土工程学科所需要掌握的土壤基本物理特征和作物生长模拟的基本知识、基本理论和相关数学模型。根据农田水分高效利用和农田物质传输和转化模拟与调控需要，以物质传输和能量转化为主线，描述了土壤水分运动基本理论、土壤入渗模型及其参数确定方法、根系吸水特征及其模型、土壤气体传输特征和主要动力参数确定方法、田间热平衡和土壤热传递特征、土壤养分迁移转化及其对作物生长的影响、作物光合特征及其模型和作物生长模型包含各模块计算方法等方面的内容。本书在编写过程中，为适应现代农业水肥高效利用需要，着重介绍相关过程新理论和方法以及相关过程定量描述，增强学生对相关物理过程的理解和利用数学知识描述物理过程的能力。

全书包括9部分内容，绪论由西安理工大学王全九编写；第1章土壤水分运动基本原理由河海大学缴锡云教授编写；第2章土壤入渗特征由西安理工大学王全九教授编写；第3章根系吸水由中国农业大学左强教授和石建初教授编写；第4章土壤空气传输由西安理工大学王全九教授和卢奕丽博士编写；第5章田间热量平衡与土壤热传递由中国农业大学任图生教授编写；第6章土壤养分运移转化由西安理工大学周蓓蓓副教授编写；第7章光合作用及其模型和第8章作物生长模型由西安理工大学苏李君博士编写。全书由王全九负责统稿。

由于水平有限，书中难免有不妥之处，诚请广大师生和学者指正。

编者

2015年10月

目 录

前言

绪论	1
复习思考题	2
第 1 章 土壤水分运动基本原理	3
1.1 土壤水分形态	3
1.2 土壤水势	5
1.3 土壤水分运动基本方程	8
1.4 土壤水分运动参数	10
1.5 土壤水分运动基本方程的求解方法	21
复习思考题	27
参考文献	27
第 2 章 土壤入渗特征	29
2.1 土壤入渗过程	29
2.2 物理基础积水入渗公式	31
2.3 降雨入渗公式	40
复习思考题	45
参考文献	45
第 3 章 根系吸水	47
3.1 根系吸水过程	47
3.2 根系吸水的影响因素	48
3.3 根系吸水模型	54
3.4 根系吸水速率的估算	58
3.5 小麦根系吸水与根系特征参数之间的关系	66
复习思考题	70
参考文献	70
第 4 章 土壤空气传输	72
4.1 土壤空气的组成	72
4.2 土壤气体运动	73

4.3	土壤导气率变化特征	76
4.4	温室气体排放特征	77
	复习思考题	80
	参考文献	80
第5章	田间热量平衡与土壤热传递	82
5.1	地表能量平衡	82
5.2	土壤热传输	85
5.3	土壤热特性	87
5.4	土壤温度	93
	复习思考题	96
	参考文献	97
第6章	土壤养分运移转化	99
6.1	土壤养分基本特性	99
6.2	土壤养分运移	104
6.3	作物生育期养分的迁移转化	115
	复习思考题	120
	参考文献	120
第7章	光合作用及其模型	122
7.1	太阳辐射及作物对其吸收	122
7.2	作物光合作用基本特征	123
7.3	光响应曲线	127
7.4	光合-气孔导度-蒸腾模型	130
7.5	作物冠层尺度生理生态模型	133
	复习思考题	140
	参考文献	140
第8章	作物生长模型	142
8.1	气象模块	142
8.2	作物模块	146
8.3	土壤根区含水量模块	159
8.4	葡萄生长模型	162
	复习思考题	168
	参考文献	168

绪 论

随着世界人口增加，水资源安全、土地安全、粮食安全和生态环境安全成为社会可持续发展的重要保障。土壤作为农业发展的基本生产资料，承担着为作物生长提供和调节所需要各种营养元素的任务，提高和维持土地生产能力成为现代农业发展的主要内容。作物生长受到众多因素影响，如气象条件、土壤状况、水资源状况、科技发展和经济状况等影响，综合了解作物生长与土壤物理特征间的关系，有助于发展节水灌溉技术和农田物质综合调控方法，实现水土资源高效而可持续利用、农业高产高效和可持续发展。

0.1 土壤

土壤是由矿物质、有机质、水分、空气和生物等所组成的能够生长植物的地球疏松表层。土壤是由固体颗粒、液体和气体构成的多孔介质，可以传输和存储作物生长的各种营养元素。土壤中热量来自太阳，并通过在土壤中传递，改变土壤温度，为根系发育和微生物活动提供热量。土壤中水分、养分和气体通过作物根系进入作物体内参与各种物理、化学和生物过程。土壤物理就是以研究土壤的物理性质以及土壤中的物理现象、过程和能量转化为主要任务，并兼顾与土壤中化学和生物过程有关耦合机制。

由于土壤可存储作物所需一些营养元素，因此土壤具有肥力。把土壤具有的能同时不断地供应和调节植物生长发育所需的水、肥、气和热等生活要素的能力称为土壤肥力。按照土壤肥力形成过程把土壤肥力分为自然肥力和人为肥力。自然肥力是指由自然因素形成的土壤所具有的肥力。自然肥力的高低决定于成土过程中诸成土因素的相互作用，与土壤母质、气候条件和生物的作用有关。人为肥力是指由耕作、施肥、灌溉、改土等人为因素形成的土壤所具有的肥力。人为肥力的高低，与人类农业活动和土地利用有关。按照土壤肥力实际功效，可将土壤肥力分为有效肥力和潜在肥力。有效肥力是指在当季生产上发挥出来并产生经济效果的肥力。潜在肥力是指受环境条件和科技水平限制不能被植物直接利用，但在一定生产条件下可转化为有效肥力的那部分肥力。

土壤生产力是指在特定的耕作管理制度下，土壤生产特定的某种（或一系列）植物的能力。土壤生产能力与土壤肥力不同，土壤肥力属于土壤自身特征，而生产能力不仅与土壤自身特征有关，而且与发挥肥力能力的外部条件有关，如气候条件、灌溉技术、种植技术、田间管理，以及科技发展水平等有关。

0.2 作物

作物是指所有利于人类而由人工栽培的植物。作物生长过程是利用绿色植物进行光合作用，制造和积累大量的有机物质，实质是把太阳能转化为化学能的过程。因此，作物生长是以作物有机体作为生产工具，作物本身又是产品，作物生长发育过程就是产品形成过程。作物生长主要通过光合作用形成生物体，因此提高光合效率，才能提高产量，进而提

高水肥利用效率。

0.3 土壤与作物关系

(1) 土壤是农业生产的基本资料。作物生长所需五大基本营养元素除光和热来自太阳，肥、水、气主要来自土壤，因此土壤是农作物生长的基地和基本资料。

(2) 土壤是农业生态系统组成部分。生态系统是指在一定时间和空间内的生物和非生物的成分之间，通过不断的物质循环和能量流动而相互作用相互依存统一体。在农业系统中，植物、动物、微生物、土壤就构成一个生态系统。人类通过各种活动来干预系统物质循环和能量流动，使其向有利于农业生产可持续方向发展。因此，人类可以通过调节土壤中物质组成、状态和形式，为作物生长提供良好环境，实现农业高效而可持续发展。

0.4 “土壤物理与作物生长”课程知识架构

由于不仅作物生长所需要水、肥、气来自于土壤，而且作物根系生长发育和微生物活动及养分转化所需要温度环境也与土壤理化性质有密切关系。同时土壤热、气、养分传输、转化与存储与水分密切相关，因此本书首先介绍土壤水分运动基本理论、土壤入渗过程和根系吸水数学描述，然后介绍土壤气、热传递特征，再介绍土壤养分迁移转化特征。在掌握土壤水、气、热、养分传输特征基础上，介绍作物光合特征和作物生长和生物量累积特征。最后介绍将土壤物理特征与作物生长有机结合典型作物生长模型。

复 习 思 考 题

1. 理解土壤的定义及其为作物所能提供的主要营养元素。
2. 理解土壤肥力和生长能力的定义及其相互关系。
3. 理解土壤生态系统定义及其功能。

第 1 章 土壤水分运动基本原理

非饱和土壤中的水分是植物赖以生存的源泉，也是连接地表水与地下水的纽带。在经典物理学中，把物质所具有的能量分为动能和势能，而土壤水分运动速度较慢，一般不考虑其动能，因此土壤水分能量通常是指势能。根据土壤水分存在状况，及其与土壤固液相的相互作用，将土壤水所具有的势能分为重力势、基质势、压力势和溶质势。无论土壤水分处于何能量状态，水分运动服从于热力学第二定理，即从能量高的地方向能量低的地方运动，同时也服从于质量守恒定理。因此，质量守恒定理、能量守恒和热力学第二定理是土壤水分运动和状态转化遵循的基本原理。

1.1 土壤水分形态

1.1.1 土壤水分状态

土壤是由固、液、气三相组成的多孔介质体，其中固体颗粒构成的土壤骨架，固体颗粒间形成空隙，水分和空气填充土壤空隙。当水分进入土壤后，土壤具有储存水分的空隙和保持水分的能量。由于土壤水分所具有的能量不同，水分所具有的形态和对作物的有效性也不尽相同。根据水分在土壤中存在的形态，将水分分为气态水、固态水和液态水。气态水主要以水汽形式存在于土壤空隙中，特别大孔隙成为气态水存在的主要空间；固态水主要以冰、化合水和结晶水形式存在；液态水与作物生长关系最为密切。根据液态水存在形式，可将土壤中的水分分为吸湿水、薄膜水、毛管水和重力水。

(1) 吸湿水。吸湿水是土壤中固体颗粒表面直接从空气中吸取的水分。在绝对干燥的空气中，吸湿水含量很小。在饱和水汽条件下，吸湿水达到最大值。吸湿水含量与土壤质地、有机质含量和溶质含量等有关。吸湿水紧紧被束缚在土壤颗粒上，不能自由运动，难以被植物吸收利用。

(2) 薄膜水。土壤颗粒吸附水汽分子达到最大吸湿量以后，土壤颗粒吸收更多液态水分，并使颗粒间水膜相互连接形成连续的水膜，包在吸湿水外部的水膜称为薄膜水。薄膜水吸附在吸湿水外部，受到土壤颗粒吸附力较小，可以从水膜厚的地方向水膜薄的地方移动。薄膜水也称为最大分子持水量。

(3) 毛管水。当土壤含水量达到最大分子持水量后，土壤水分继续增加并充填土壤的毛管孔隙，保持在土壤的孔隙中，称为毛管水。毛管水受力较小，具有较强移动能力，可以被植物吸收利用。

毛管水具有溶解土壤中所含有的化学物质的能力，也是土壤中化学物质的溶剂和载体。根据土壤水分与地下水的连接程度，可将毛管水分为毛管上升水和毛管悬着水。当地下水埋深较浅，地下水通过毛管力的作用沿毛管上升到一定高度，这种毛管水称为毛管上

升水。毛管上升水是地下水对土壤水分补充的一种主要形式，也是植物吸收利用地下水的一种形式。毛管水垂直上升高度与毛管直径存在函数关系，可用公式表示为

$$h = \frac{3}{D} \quad (1.1)$$

式中： h 为毛管水上升高度，cm； D 为毛管直径，cm。

降雨或灌溉后水分从上层土壤向下层运动，一部分水分在重力作用下从大孔隙移动到深层，而一部分水分受毛管力作用而保持在上层土壤中，并呈现悬着状态，这部分水分称为毛管悬着水。

(4) 重力水。当土壤中的水分超过毛管力作用后，水分在重力作用下，通过大毛管而向下移动。在重力作用下运动的水分称为重力水。重力水具有液态水分的基本特征，因此可被植物吸收利用，但由于受重力作用而自由移动，不易保持在作物根区，大多数重力水难以被植物吸收利用。

1.1.2 土壤水分常数与水分有效性

按照土壤形态学原理，土壤所保持各种水分的能力可以用数量表示。在一定条件下，土壤中某一类型水分的数量相对稳定。这种土壤水分类型和性质的数量特征称为土壤水分常数。

(1) 吸湿系数。吸湿系数也称为最大吸湿量，是指土壤吸湿水达到最大数量时的土壤水分。

(2) 最大分子持水量。当薄膜水达到最大厚度时的土壤含水量，包括吸湿水和薄膜水。一般土壤最大分子持水量为最大吸湿量的 2~4 倍。

(3) 凋萎系数。作物产生永久凋萎时的土壤含水量称为凋萎系数。此时土壤含水量处于不能补偿作物耗水量的水分状况，常将其看成可被植物吸收利用水分的下限。

(4) 田间持水量。毛管悬着水达到最大量时的土壤含水量称为田间持水量，包括吸湿水、薄膜水和毛管悬着水。田间持水量是土壤能够保持的灌溉水和雨水的最高水分含量，是农田灌溉设计中确定灌水定额的基本参数。它与土壤质地、土壤结构和土壤有机质含量有关。一般地，质地愈黏重，田间持水量愈高。

(5) 毛管断裂含水量。由于作物吸收和土面蒸发，毛管悬着水不断减少，当减少到一定程度，其连续状态发生断裂，并停止运动。毛管断裂时的土壤含水量称为毛管断裂含水量。毛管断裂含水量一般被认为是水分对植物有效性的转折点，常将其作为灌溉水分的下限。

(6) 饱和含水量。当土壤空隙被水分充满时的土壤所含的水分称为饱和含水量，包括吸湿水、膜状水、毛管水和重力水。

(7) 土壤水分有效性。土壤水分有效性是指土壤水分被植物利用的可能性及难易程度。土壤水分有效性不仅与土壤水分存在的形态、性质和数量有关，而且与作物吸收水分能力有关。一般认为凋萎系数是土壤有效水分的下限，而田间持水量是土壤有效水分的上限，因此土壤有效水分就是田间持水量至凋萎系数。为了维持作物的正常生长，农业生产中往往将毛管断裂含水量作为灌溉水的下限，并将田间持水量至毛管断裂含水量间水分称为易有效水分。

1.2 土壤水势

1.2.1 土壤水势的定义

土壤水势是一种衡量土壤水能量的指标,是指在土壤水平衡系统中单位质量的水在恒温条件下移到参照状况的纯自由水体所做的功,简称为土水势。参照状况一般规定为标准状态,即大气压下,与土壤水具有相同温度的情况下,以及在某一固定高度的假想纯自由水体。在饱和土壤中,土水势高于或等于参照状态的水势;在非饱和土壤中,土壤受吸附力和毛细作用的限制,土水势低于参照状态的水势。

1.2.2 土壤水势的组成

土水势一般由重力势、基质势、压力势和溶质势 4 部分组成。土壤水的总势可表达为

$$\psi = \psi_G + \psi_M + \psi_P + \psi_S \quad (1.2)$$

式中: ψ 为土水势,即土壤水的总势能; ψ_G 为重力势; ψ_M 为基质势; ψ_P 为压力势; ψ_S 为溶质势。

1. 重力势

土壤水的重力势由重力场的存在而引起,是将单位质量的水从土壤水的高度 z 移到参考高度 z_0 所做的功。

重力势的大小与参考点位置和坐标轴的方向有关。在具体研究土壤水分问题时,为了方便起见,根据需要选取合适的坐标原点位置,使标准状态的重力势为零(即 $z_0 = 0$)。通常坐标原点选在地表或地下水位处。坐标方向根据研究方便可取上或下,坐标轴的方向不同,重力势的表达也有所不同。若 z 坐标轴向上为正,重力势的值为

$$\psi_G = z \quad (1.3)$$

若 z 坐标轴向下为正,重力势的值为

$$\psi_G = -z \quad (1.4)$$

2. 基质势

土壤颗粒具有巨大的表面积和表面能,以及由于土壤空隙所形成的毛管力对土壤水分具有吸持能力。这种吸持力降低了土壤水分能量状态。吸持作用愈强,土壤水势愈小。因此,土壤水的基质势由土壤基质对水的吸持作用和毛管管作用而引起,是将单位质量的水从非饱和土壤中一点移到标准参考状态所做的功。

由于参考状态是自由水,在此过程中土壤水要克服土壤基质的吸持作用,所以所做的功为负值。对于饱和土壤,土壤水的基质势与自由水相当,基质势为零;而对于非饱和土壤,基质势小于零。

土壤基质吸持作用的大小随土壤基质吸水量的增加而减少,这一特性与土壤质地和结构密切相关,所以土壤基质吸力与土壤含水量的关系是土壤最为重要的水力特性之一。关于这一问题,将在关于土壤水分特征曲线部分详细讨论。

3. 压力势

土壤水的压力势是由上层土壤水的重力作用而引起,为在上层的饱和水对研究点单位

质量土壤水所施加的压力。

因为参考压力通常为大气压，所以压力势的值为

$$\psi_p = z - z_{up} \quad (1.5)$$

式中： z 为研究点的垂直坐标，向下为正； z_{up} 为上层饱和-非饱和土壤界面的垂直坐标。

土壤水的压力势只在饱和区可能为正，因为在非饱和条件下，由于土壤孔隙的连通性，各点土壤水承受的压力均为大气压，所以非饱和土壤水的压力势为零，但土壤密闭孔隙中的水承受的压力可能不同于大气压，而具有非零压力势。

4. 溶质势

溶质势是土壤水中所含溶质使土壤水的势能所发生的能量变化，是水分子和溶质离子间相互作用的势能，也称渗透压势。

土壤水中溶解有各种溶质，不同离子和水分子之间存在吸引力，由于这些力的作用，所产生的势能就低于纯水的势能。纯水的溶质势等于零；含有各种溶质的土壤水溶液，溶质势为负值。

含有一定溶质的单位质量土壤水的溶质势可用下式表示：

$$\psi_s = -\frac{c}{Mg}RT \quad (1.6)$$

式中： c 为单位体积溶液中含有的溶质质量（即溶液浓度）； M 为溶质的摩尔质量； g 为重力加速度； R 为普适气体常量（ $8.3143\text{ J} \cdot \text{mol}/\text{K}$ ）； T 为热力学温度。

当土-水系统中存在半透膜（只允许水流通过而不允许盐类等溶质通过的材料）时，水将通过半透膜扩散到溶液中去，这种溶液与纯水之间存在的势能差为溶质势，也常称为渗透压势；当不存在半透膜时，这一现象并不明显影响整个土壤水的流动，一般可以不考虑。在植物根系吸水时，水分吸入根内要通过半透性的根膜，土壤溶液的势能必须高于根内势能，否则植物根系将不能吸水，甚至根茎内水分还被土壤吸取。因此，土壤含盐量较大时即使土壤含水率较高，植物也难以从土壤中吸收水分。

1.2.3 土水势及各分势的计算

土壤水势（土水势）是一个相对值，并非绝对值，因此在计算土壤水势时首先应该确定参考面，也就是确定重力势的参考位置。参考面选择既考虑水势计算的简单性，又要考虑后期分析的方便性。下面分两种情况，简单说明水势计算过程。

1. 平衡条件下土水势的计算

由于土壤系统中能量处于平衡状态，水分不发生运动，所以各点水势相等。如一个垂直土体长为 1 m ，土体上表面用塑料布覆盖，不发生土面蒸发。在土体下段供水，经过一段时间后水分不发生运动，计算土面处、土面下 50 cm 和 100 cm 处土水势及各分势。

计算土水势时，首先应确定参考面，而参考面可选择任意位置。如将参考面选择在土体下端，即供水位置，则该点的重力势为 0 ；由于其与水体直接接触，一般认为土壤处于饱和状态，基质势为 0 ；由于土壤一般不存在半透膜效应，因此溶质势为 0 ；水面以上的土体处于非饱和状态，因此该点压力势也为 0 。于是，土体下端的土水势为 0 。由于土体处于平衡状态，各点土水势为 0 ，可计算出各点分势。在土体表面处，重力势为 100 cm ，压力势为 0 ，溶质势为 0 ，基质势为 -100 cm 。同样可得到土面下 50 cm 处各分势，重力势

为 50cm，压力势为 0，溶质势为 0，基质势为 -50cm。

如将参考面选择在土体表面处，则土体表面重力势为 0，50cm 处重力势为 -50cm，土体下端重力势为 -100cm。不考虑半透膜作用，各点溶质势为 0；由于土体未饱和，各点压力势为 0；由于土体下端土壤处于饱和状态，基质势为 0，于是土体下端处土水势为 -100cm。由于能量平衡，各点土水势为 -100cm。因此，土体表面处的基质势为 -100cm，50cm 处的基质势为 -50cm。

将上述两种情况下计算的土水势和各分势见表 1.1。

表 1.1 平衡条件下的土水势及各分势 单位：cm

参考面	位置	土水势	重力势	压力势	溶质势	基质势
土体表面	土体表面	-100	0	0	0	-100
	50cm 处	-100	-50	0	0	-50
	土体下端	-100	-100	0	0	0
土体下端	土体表面	0	100	0	0	-100
	50cm 处	0	50	0	0	-50
	土体下端	0	0	0	0	0

由表 1.1 可以看出，随着参考面变化，土水势和重力势发生变化，而压力势、溶质势和基质势未发生变化，因此参考面仅对土水势和重力势的值产生影响，对其他分势无影响。需要特别注意的是，并非在所有能量平衡条件下的土水势和各分势都可以计算。对于上面例子，如果土体下端不供水，土体能量处于平衡状态，则仅能计算重力势、压力势和溶质势，无法计算土水势和基质势。只有给定某位置基质势或土水势，才能计算相应的土水势或基质势。

2. 非平衡条件下土水势的计算

一般情况下，在未给定土壤水分特征曲线情况下，无法计算土体各点的土水势和基质势，但对于一些特殊点也可以计算。如进行垂直一维积水入渗实验时，土体高度为 100cm，表面积水深度为 10cm。当选择土体表面为参考面时，则表面处重力势为 0，压力势为 10cm。如不考虑半透膜作用，该处的溶质势为 0。由于为积水入渗，所以表面处土壤一般认为处于饱和状态，其基质势为 0。于是，土壤表面处土水势为 10cm，而其他位置的土水势和基质势只有给定土壤水分特征曲线和土壤含水量才能进行计算。

如果在上述积水入渗的同时，土体下端也进行供水（无正压），一部分水分从表面向下运动，一部分水分从下端向上运动，此时土体表面和下端处的土水势和各分势也可以计算。如选择土体下端作为参考面，则土体表面和下端的土水势和各分势见表 1.2，而其他位置的土水势和基质势仍无法计算。

表 1.2 非平衡条件下的土水势及各分势 单位：cm

参考面	位置	土水势	重力势	压力势	溶质势	基质势
土体下端	土体表面	110	100	10	0	0
	土体下端	0	0	0	0	0

随着积水入渗过程的进行, 土体含水量逐渐增加, 土体被饱和, 水分从土体下端流出, 处于稳定出流状态, 而且出流处压力为大气压。如不考虑水流动能, 则饱和渗透状态下土体各位置的土水势和各分势见表 1.3。

表 1.3 饱和渗透状态下土水势及各分势 单位: cm

参考面	位置	土水势	重力势	压力势	溶质势	基质势
土体下端	土体表面	110	100	10	0	0
	50cm 处	55	50	5	0	0
	土体下端	0	0	0	0	0

由表 1.3 可以看出, 在土壤饱和条件下, 如水流处于稳定流, 那么水流过程消耗一定能量, 各点压力势并非按照静水压力势进行计算, 需要考虑能量消耗。

1.3 土壤水分运动基本方程

土壤水分运动服从质量守恒定理和能量守恒定理, 并从能量高的位置向能力低的位置运动。目前普遍采用达西定律和 Richards 方程来描述土壤水分运动特征。

1.3.1 达西定律

达西根据饱和沙柱渗透试验, 得出了著名的达西定律, 即

$$q = K_s \frac{\Delta h}{l} \quad (1.7)$$

式中: q 为土壤水分通量, LT^{-1} ; K_s 为饱和导水率, LT^{-1} ; Δh 为土柱两端势能之差, 以水头表示, L ; l 为土柱长度, L 。

式 (1.7) 描述了一维情况下水分通量, 而对于二维或三维空间的土壤水分运动, 达西定律则可表示为

$$q = K_s \nabla h \quad (1.8)$$

达西定律描述了饱和土壤水分通量与能量梯度和土壤导水能力间关系, 为分析土壤运动速度和数量提供了理论依据。达西定律是在饱和条件下建立的, 而自然界土壤大部分处于非饱和状态。饱和与非饱和土壤水分运动存在显著差异, 主要表现在如下几个方面: 首先饱和土壤的孔隙全部被水充满 (不考虑封闭气体), 而非饱和土壤空隙部分被水分填充, 因此导水空隙存在明显差异; 其次, 饱和与非饱和土壤水分所具有能量不同, 饱和土壤基质势为零, 仅具有重力势、压力势和溶质势, 而非饱和土壤水分具有基质势、重力势、压力势和溶质势; 再次, 饱和土壤导水率为常数, 而非饱和土壤导水率并非常数, 是含水量的函数。因此非饱和土壤水分运动比饱和土壤水分运动要复杂得多。

为了描述非饱和土壤水分运动, Richards (1931) 借助达西定律的形式, 通过改写导水率和势梯度, 将达西定律引入非饱和土壤水分运动中, 获得非饱和土壤水分运动的达西定律, 并表示为

$$q = -K(\theta) \nabla \psi \quad (1.9)$$

式中: q 为土壤水分通量, LT^{-1} ; $K(\theta)$ 为非饱和导水率, LT^{-1} ; θ 为土壤体积含水率;

ψ 为土水势, L。

1.3.2 基本方程的主要形式

土壤中的水分运动符合达西定律和质量守恒定律, 可用 Richards 方程描述, 因变量可以是土壤含水率, 也可以是土水势或土壤吸力, 坐标系可以是直角坐标系, 也可以是柱坐标系或球坐标系。因此, 土壤水分运动基本方程有多种形式, 常用的为直角坐标系下以土壤含水率或吸力为因变量的形式, 在某些情况下为了简化求解也会用到柱坐标系下以土壤含水率或吸力为因变量的形式。球坐标系下方程的形式较少用到。

1. 直角坐标系下的 Richards 方程

根据达西定律和质量守恒定理, 可以得到三维土壤水分运动基本方程:

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

或

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (1.11)$$

其中, $c(h)$ 为土壤容水度, 即

$$c(h) = -\frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (1.12)$$

式中: θ 为土壤体积含水率; t 为时间, T; h 为以水头表示的土壤吸力, L; x 、 y 、 z 为直角坐标系下的坐标, 规定 z 向下为正, L; $K(\theta)$ 为非饱和导水率, LT^{-1} ; $D(\theta)$ 为非饱和扩散率, L^2T^{-1} 。

于是, 常用的以含水率为因变量的土壤水分一维垂直运动、一维水平运动的方程分别为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.13)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (1.14)$$

2. 柱坐标系下的 Richards 方程

为了实际应用的方便, 常将具有柱状特征水分运动利用柱坐标来描述, 这样减少自变量数量。具体表示为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.15)$$

或

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r K(h) \frac{\partial h}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (1.16)$$

式中: θ 为土壤体积含水率; h 为以水头表示的土壤吸力, L; t 为时间, T; r 为柱坐标系中的径向坐标, L; z 为柱坐标系中的垂向坐标, 以向下为正, L; $K(\theta)$ 为非饱和导水率, LT^{-1} ; $D(\theta)$ 为非饱和扩散率, L^2T^{-1} ; $c(h)$ 为土壤容水度, L^{-1} 。

1.3.3 基本方程的定解条件

利用土壤水分运动基本方程描述特定条件下土壤水分运动时, 需根据具体情况确定土

壤水分运动的定解条件, 即初始条件和边界条件。

1. 初始条件

初始条件为初始时刻计算区间内各节点的土壤含水率或基质势, 即

$$\theta(x, y, z, t_0) = \theta_{in}(x, y, z) \quad (1.17)$$

$$h(x, y, z, t_0) = h_{in}(x, y, z) \quad (1.18)$$

式中: 下标 in 表示初始已知量; t_0 为初始时刻, 一般取 0; 其余符号意义同前。

2. 边界条件

边界条件是在外界因素作用过程中, 研究土体边界所具有的特定限制条件。根据外部因素引起水分运动的实际情况, 通常将边界条件分为三种类型:

(1) 第一类边界条件 (浓度型)。在土壤水分运动过程中, 土壤供水边界维持恒定的土壤含水量或土壤基质势, 这样边界条件可以表示为

$$\theta(x_0, y, z, t) = \theta(y, z, t) |_{x=x_0} \quad (1.19)$$

或
$$h(x_0, y, z, t) = h(y, z, t) |_{x=x_0} \quad (1.20)$$

式中: $\theta(y, z, t) |_{x=x_0}$ 表示给出的上边界 ($x=0$) 处的含水率; $h(y, z, t) |_{x=x_0}$ 表示给出的上边界 ($x=0$) 处的土壤吸力; 其余符号意义同前。

(2) 第二类边界条件 (通量型)。土壤供水表面的供水强度维持不变, 而且不形成表面径流的边界条件为

$$-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} = v |_{x=0} \quad (1.21)$$

或

$$K(h) \frac{\partial h}{\partial x} = v |_{x=0} \quad (1.22)$$

式中: $v |_{x=0}$ 表示给出的左边界 ($x=0$) 处的渗吸速率; 其余符号意义同前。

(3) 第三类边界条件 (混合边界条件)。对于降雨入渗过程而言, 在降雨初期, 土壤入渗能力大于雨强, 土壤表面不发生积水。随着降雨历时增加, 土壤入渗能力降低, 并逐步小于雨强, 土壤表面发生积水, 并产生地表径流。这种边界条件可以分成两个阶段: 一是在土表积水以前, 降雨全部入渗, 入渗强度等于降雨强度, 属于通量型; 二是在土壤表面发生积水后, 表面处于饱和状态, 边界条件可以看成是浓度型。

1.4 土壤水分运动参数

土壤水分运动参数包括土壤水分特征曲线、非饱和导水率和土壤水分扩散率, 是利用土壤水分运动基本方程分析土壤水分运动特征不可缺少的参数。

1.4.1 土壤水分特征曲线

1.4.1.1 土壤水分特征曲线的定义与影响因素

土壤水的基质势或土壤水吸力是随土壤含水率而变化的, 其关系曲线称为土壤水分特征曲线, 也称为土壤持水曲线, 反映了土壤水分静态能量特征。由于土壤水基质势一般为负值, 为了应用方便起见, 将负的基质势称为土壤水吸力。因此土壤水分特征曲线也可解

释为土壤水吸力与含水量之间函数关系。随着土壤含水量增加，土壤水吸力降低。该曲线表示土壤水的能量和数量之间的关系，反映了土壤水分的基本特性，如图 1.1 所示。

由图 1.1 可以看出，当土壤中的水分处于饱和状态时，含水率为饱和含水率 θ_s ，而吸力 h 为零。

土壤水分特征曲线斜率的倒数，即单位基质势的变化所引起的含水量变化，称为比水容量，用 c 表示。 c 值随土壤含水率 θ 或土壤水吸力 h 而变化，所以也表示为 $c(\theta)$ 或 $c(h)$ 。比水容量 c 是分析土壤水分运动的重要参数之一。

土壤水分特征曲线受到众多因素的影响，主要包括土壤质地、容重、结构、温度、有机质含量、湿润方式等。一般而言土壤黏粒含量愈高，同一吸力对应的土壤含水量愈高。土壤质地不仅影响土壤含水量所对应的土壤吸力大小，而且影响土壤水分特征曲线形状。对于砂质土壤而言，一般在高吸力区曲线比较陡，而在低吸力部分土壤水分特征曲线比较平缓。随着容重增加，同一吸力相应土壤含水量升高，土壤饱和含水量减少，土壤水分特征曲线变陡。随着土壤有机质含量增加，土壤团粒结构增加，高含水量段变缓。土壤温度通过改变土壤水分黏滞性和表面张力而影响土壤水分特征曲线。一般随着温度升高，基质势增加。土壤水分特征曲线与土壤水分变化过程也存在密切关系。

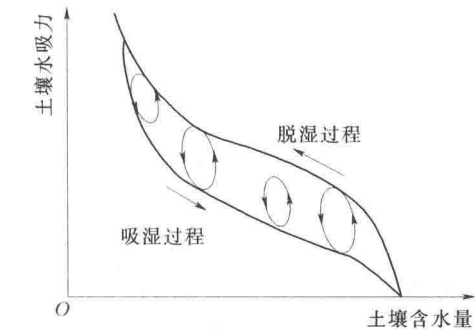


图 1.2 土壤水分特征曲线滞后现象示意图

在其他条件一致的情况下，在脱湿和吸湿过程中测定的土壤水分特征曲线也存在明显差别。在同样含水量条件下，脱湿过程的吸力较吸湿过程要大，将这一现象定义为滞后效应，如图 1.2 所示。滞后现象在轻质土壤中表现较为明显，其形成机制较为复杂。目前对滞后效应的解释存在三种理论，即瓶颈理论、接触角理论和弯月面延迟形成理论。

1.4.1.2 土壤水分特征曲线的函数形式

由于土壤水分特征曲线的影响因素复杂，至今尚没有从理论上建立土壤含水量和土壤基质势之间的关系，通常用经验公式来描述。常用的公式有如下几种形式：

(1) Gardner 模型

$$h = a\theta^{-b} \tag{1.23}$$

式中： h 为土壤吸力，L； θ 为土壤含水率； a 、 b 为经验参数。

(2) Brooks - Corey 模型

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_d}{h} \right)^N \tag{1.24}$$