



降水入渗补给地下水 系统分析

齐登红 甄习春 王继华 郑拓 朱中道 编著

JIANGSHUI RUSHEN BUJI DIXIA SHUI
XITONG FENXI



黄河水利出版社

降水入渗补给地下水系统分析

齐登红 甄习春 王继华 郑 拓 朱中道 编著

黄河水利出版社

内 容 提 要

本书通过对郑州地中渗透仪观测资料的统计分析、系统响应分析、回归分析和土壤水运移模拟,总结了降水入渗的补给过程、补给模式、动态变化规律和影响因素,探讨了降水入渗补给和影响因素之间的相互作用过程以及降水入渗补给的滞后延迟效应;针对水资源评价中利用降水入渗系数(常数)计算降水入渗补给量的弊端,首次提出了降水入渗补给函数的概念,通过系统响应分析和回归分析,建立了不同水位埋深、不同岩性、不同降水特征、不同时间尺度等变化要素的降水入渗补给函数,用该函数计算的降水入渗量比较符合实际。通过对降水入渗过程的系统分析和模拟,分离了降水入渗补给量中活塞流和优先流的比例;为准确计算降水对地下水的入渗补给量、包气带中的优先补给问题提出了分析方法和途径。

本书可供从事环境、水文地质、农业、水利等工作的科技人员阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

降水入渗补给地下水系统分析 / 齐登红等编著. — 郑州:
黄河水利出版社, 2007.6
ISBN 978-7-80734-205-2

I. 降… II. 齐… III. 降水-水源补给-地下水-系统分析
IV. P641.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 065379 号

策划编辑: 王路平 ☎ 0371-66022212 E-mail: wlp@yrcp.com

出 版 社: 黄河水利出版社

地址: 河南省郑州市金水路 11 号 邮政编码: 450003

发行单位: 黄河水利出版社

发行部电话: 0371-66026940、66026550、66028024、66022620(传真)

E-mail: hhslebs@126.com

承印单位: 黄河水利委员会印刷厂

开本: 787 mm × 1 092 mm 1 / 16

印张: 5.5

字数: 127 千字

印数: 1—1 300

版次: 2007 年 6 月第 1 版

印次: 2007 年 6 月第 1 次印刷

书号: ISBN 978-7-80734-205-2 / P · 68

定价: 15.00 元

前 言

降水是地下水的主要补给来源。受降水、蒸发、包气带岩性、地下水位埋深等多种因素的影响,降水入渗过程异常复杂。为了研究水资源之间的转化关系,从 20 世纪 80 年代初期开始,我国许多部门在不同地区建立了地下水均衡试验场,积累了大量的气象、地下水入渗及蒸发、土壤含水量等资料。但由于经费问题等原因,大多均衡试验场的资料都没有被系统整理分析,对降水入渗过程和影响因素缺乏系统深入的研究。

在对河南省郑州地下水均衡试验场地中渗透仪试验资料进行分析整理的基础上,采用统计分析、系统响应分析、回归分析、土壤水运移模拟等多种方法,系统地研究了降水入渗补给和影响因素之间的相互作用过程、降水的入渗补给滞后延迟效应;建立了不同水位埋深、不同岩性、不同降水过程、不同时间尺度等变化要素的降水入渗补给函数;通过对降水入渗过程的模拟,分离了降水入渗补给中的活塞流和优先流比例。通过以上研究形成了本书的主要内容。

对郑州地下水均衡场内 7 种岩性地中渗透仪降水入渗补给过程的系统分析认为,各种岩性均存在活塞式和捷径式两种降水入渗补给模式。砂性土中入渗模式以活塞式为主,但是降水后,浅部(1 m 埋深以内)立即构成对地下水的入渗。砂性土入渗主要特征是地下水位埋藏较浅时,降水后入渗补给量迅速增大,然后迅速衰减。随着地下水位埋深增大,入渗过程线逐渐变缓,入渗补给流量变小。由于粘性土中普遍存在裂隙或大孔隙,其入渗补给以优先流为主,滞后和延迟的时间大大缩短,即使地下水位埋深达 7 m,在降水量较大时,滞后期也小于 3 d。在枯水期,降水强度小且不连续时,几乎不形成优先流补给,但在该阶段滞留于土壤中的水分在重力作用下缓慢下移,以活塞式入渗方式补给地下水。

郑州试验场地中渗透仪各种岩性都不同程度地存在降水入渗补给滞后和延迟效应,滞后与延迟时间的长短主要与岩性、水位埋深、降水特性和土壤前期含水量有关。对于砂性土,降水入渗补给的滞后和延迟时间随埋深加大逐渐延长,入渗补给延迟最长可达 2~3 个月;随着岩性颗粒的变细,滞后和延迟时间也呈增加趋势;旱季土壤含水量越小,入渗补给滞后时间越长;在汛期连续降水,土壤含水量迅速增加,入渗补给滞后时间则变短。对于亚粘土由于存在裂隙,降水后雨水从裂隙通道直接下渗,每一次降水都对应一个入渗过程,入渗补给滞后不明显,滞后延迟时间很短。

影响降水入渗补给地下水的因素比较复杂,均衡试验场中不考虑地形和植被的影响,主要有降水量、降水特征、包气带岩性、地下水位埋深等。通过对年和月降水入渗补给量与降水量的关系分析可知,在浅埋深的砂性土中它们之间呈显著线性正相关,即降水量越大降水入渗补给量越多。当年降水量过小时,由于降水量中相当一部分要补足包气带中的水分空缺,能补给地下水的有效降水量很少。砂性土降水入渗补

给量随水位埋深的增加呈指数型递减,即降水入渗补给量呈现快速减少后趋于稳定。对于亚粘土,由于其中存在明显的优先流,入渗补给量随地下水位埋深变化较小。在相同的降水特征和水位埋深条件下,不同岩性的降水入渗补给量不同。降水入渗补给量大小,总体而言,开封粉细砂>驻马店亚粘土>许昌亚砂土>南阳亚粘土>安阳亚砂土夹薄层粘土和亚粘土。但是地下水位埋深不同,各岩性入渗补给量的大小顺序发生改变,地下水位埋深较浅时,降水入渗补给量大小变化为:开封粉细砂>许昌亚砂土>驻马店亚粘土>南阳亚粘土>安阳亚砂土夹薄层粘土和亚粘土。

降水入渗补给量受当期及前期降水量、蒸发量、地下水位埋深等因素的影响。特别是随地下水位埋深的变化是非线性的,不能单单利用传统的降水入渗系数和当期降水量的乘积来计算,而且降水入渗补给量存在明显的时间尺度效应。在综合分析降水与各种影响因素的关系基础上,提出了降水入渗补给函数的概念;即通过降水入渗补给与其影响因素之间的关系分析,用一个定量或半定量的数学表达式来描述它们之间的函数关系,并用该函数来计算降水入渗补给量,同时表征降水入渗补给量与其他各因素之间的定量关系。

采用系统响应分析,建立了不同岩性、不同埋深、不同时间尺度的降水入渗补给系统响应函数。用该函数比较准确地计算了相应岩性和地下水位埋深条件下不同降水特征的人渗补给量。在综合考虑多期降水、蒸发和地下水位埋深的基础上,建立了不同时间尺度上(年、月、日)的降水入渗回归模型。总结出年降水入渗补给量与年降水量成正相关,而与地下水位埋深成负相关。月降水入渗补给量主要受本月降水量以及前两个月的降水量影响。地下水月降水补给量与月蒸发量成负相关,其中前月蒸发量的影响大于当月蒸发量。降水入渗补给量随地下水位埋深增大而减小,其中黄土状亚砂土受地下水位埋深的影响最大,依次为亚砂土、轻亚砂土、亚粘土、亚砂土夹薄层亚粘土和粉细砂。而日降水入渗回归的计算误差较大,主要是受降水入渗补给滞后延迟效应的影响。

通过对降水入渗过程的系统分析和模拟,分离各种岩性入渗补给量中活塞流和优先流的比例。具体方法是:建立一维非饱和水分运移模拟模型描述土壤水分的垂向运移规律;若采用均质无大孔隙的岩性参数,则数值模拟是活塞式入渗问题的近似解,若忽略计算误差,则可认为是理论解;用该模型计算的人渗量为活塞式入渗量的理论值;实际入渗补给量高出理论计算值的量,可以认为是优先流的入渗补给量。因此,只要知道某种岩性的水力参数,通过数值模拟得到的理论值与实测值的对比,即可以判断是否存在优先流,并能确定优先流的量。通过对郑州均衡试验场开封粉细砂、新乡轻亚砂土和驻马店亚粘土三种岩性的降水入渗过程的系统分析和数值模拟,发现各岩性中均存在较为明显的优先流现象,岩性不同优先流占的比例不同。

总之,本书通过对郑州地中渗透仪观测资料的统计分析、系统响应分析、回归分析和土壤水运移模拟,总结了降水入渗的补给过程、补给模式、动态变化规律和影响因素,探讨了降水入渗补给和影响因素之间的相互作用过程以及降水入渗补给的滞后延迟效应;针对水资源评价中利用降水入渗系数(常数)计算降水入渗补给量的弊端,首次提出了降水入渗补给函数的概念,通过系统响应分析和回归分析,建立了不同水

位埋深、不同岩性、不同降水特征、不同时间尺度等变化要素的降水入渗补给函数,用该函数计算的降水入渗量比较符合实际。通过对降水入渗过程的系统分析和模拟,分离了降水入渗补给量中活塞流和优先流的比例;为准确计算降水对地下水的入渗补给量以及包气带中的优先补给问题提供了分析方法和途径。

本书是在国家自然科学基金(40472123)研究项目基础上编写的,得到了张宗祜院士、靳孟贵教授的精心指导;刘延锋博士后以及彭涛、林丽蓉、曹英兰、孙蓉琳等博士为本书编写工作提供了支持和帮助。河南省地质环境监测院杨昌生院长、郑拓副院长等给予了大力支持,并提供了大量的资料和建议,在此谨向他们表示衷心的感谢!

降水入渗补给地下水是一个复杂的过程,本书是在分析研究郑州地下水均衡试验场试验资料的基础上编写的,代表性受局限。由于本人知识和能力有限,书中肯定存在不少的问题和错误,恳请得到读者和专家的指正和批评!

作 者

2006 年 12 月

目 录

前 言

第一章 绪 言	(1)
第一节 研究的目的和意义	(1)
第二节 国内外研究现状	(1)
一、降水入渗补给量评价方法	(1)
二、降水入渗补给量与其影响因素之间的关系研究	(3)
三、降水入渗过程模拟研究	(4)
四、降水入渗过程的土壤水分运移研究	(5)
五、降水入渗过程中的优先流研究	(6)
第二章 均衡试验场概况	(8)
第一节 自然地理概况	(8)
第二节 试验场设计	(9)
一、试验场布置	(9)
二、试验装置	(11)
三、试验原理和观测方法	(11)
四、试验成果和资料分析与选取	(13)
第三章 降水入渗补给过程	(14)
第一节 降水入渗补给的概念	(14)
第二节 降水入渗补给模式	(14)
一、降水入渗的一般过程	(14)
二、活塞式入渗模式	(16)
三、优先流入渗模式	(17)
第三节 降水入渗补给过程及规律	(18)
一、降水入渗补给的滞后和延迟	(18)
二、降水入渗补给过程中的优先流	(23)
第四节 小 结	(25)
第四章 降水入渗补给函数	(27)
第一节 降水入渗补给量的影响因素	(27)
一、降水入渗补给量与降水特征的关系	(27)
二、降水入渗补给量与地下水位埋深的关系	(30)
三、降水入渗补给量与岩性的关系	(33)
第二节 降水-入渗补给系统响应模型	(33)
一、降水-入渗补给系统响应分析原理	(33)
二、降水-入渗补给系统响应模型	(34)
第三节 降水-入渗补给回归分析	(45)

一、影响因素选择·····	(45)
二、建模方法及过程·····	(45)
三、降水-入渗补给回归模型·····	(46)
第四节 小 结·····	(51)
第五章 降水入渗过程数值模拟·····	(52)
第一节 数学模型·····	(52)
第二节 数值解法·····	(52)
一、空间离散·····	(52)
二、时间离散·····	(53)
三、边界条件·····	(54)
四、HYDRUS 软件简介·····	(54)
第三节 降水入渗过程数值模拟·····	(55)
一、数值模拟方案·····	(55)
二、数值模拟过程·····	(55)
三、开封粉细砂中降水入渗过程模拟·····	(59)
四、新乡轻亚砂土中降水入渗过程模拟·····	(65)
五、驻马店亚粘土中降水入渗过程模拟·····	(69)
第四节 小 结·····	(72)
第六章 结 论·····	(74)
参考文献·····	(77)

第一章 绪 言

第一节 研究的目的是和意义

水资源是人类赖以生存的物质基础,是人类文明的源泉。水资源既是基础的自然资源,又是战略性的经济资源,是一个国家综合国力的有机组成部分。随着世界经济的迅速发展,水资源开发利用的规模日益扩大,水质污染日趋严重,造成淡水资源严重不足。因此,国际社会对水资源密切关注,越来越重视水科学的基础研究,并加强对水资源的管理,促进全球环境与经济的协调发展。

地下水是水资源的重要组成部分,降水是地下水的主要补给来源,因此研究降水对地下水的入渗补给尤其显得重要。在地下水资源评价中无论采用水量均衡计算法还是数值计算法,其评价的精度和结果是否符合实际,都与降水入渗补给问题的研究程度有密切关系。受气候和人类经济活动的影响,降水入渗补给量不断发生变化,研究降水入渗补给量的变化是预测地下水资源量变化的重要环节。研究降水、土壤水和地下水的相互转换关系,特别是研究降水入渗补给是地下水开发利用研究中的重要课题,在土壤和地下水污染防治中对降水入渗补给问题的研究同样具有重要作用。

受降水、蒸发、气温、风速、湿度、包气带岩性、地下水位埋深等因素的影响,降水入渗过程异常复杂。为了研究水资源之间的转换关系,从 20 世纪 80 年代初期开始,我国许多部门在不同地区建立了水均衡试验场,积累了大量的气象、降水入渗及蒸发、土壤含水量等资料。在水资源转化、土壤水入渗机理等方面取得了一系列研究成果,但这些研究成果都是阶段性的。由于经费和其他原因,大多对降水入渗补给的研究不够深入,而且对降水入渗过程和影响因素缺乏系统深入的研究。

本书在对河南省郑州地下水均衡试验场观测资料分析整理的基础上,采用统计分析、系统响应分析、土壤水运移模拟等多种方法,总结了降水入渗补给和影响因素之间的相互作用过程以及降水在土壤中的入渗过程;建立了不同水位埋深、不同岩性、不同降水过程、不同时间尺度等变化要素的降水入渗补给函数;同时研究降水入渗的优先流和滞后延迟效应;为地下水资源评价提供较为可靠的入渗补给量,为水资源转化规律的研究提供科学依据。

第二节 国内外研究现状

一、降水入渗补给量评价方法

关于降水入渗补给地下水问题的研究始于 20 世纪 60 年代。主要在进行地下水资

源评价时, 计算降水入渗量和降水入渗系数。利用地下水动态观测资料, 采用公式 $q = \mu(z) \Delta h$ 来计算降水入渗补给量, $\mu(z)$ 为依水位埋深而变的给水度, Δh 为地下水上升或下降的幅度。这种方法概念明确、计算简便, 但降水入渗是一个十分复杂的过程, 要求有较多的地下水动态资料, 而且式中的给水度因测定方法的不同易引起测量误差, Δh 的测定受到地下水侧向径流的影响。

20 世纪 80 年代之后, 在开展大量的室内外试验和野外地下水动态观测工作的基础上。通过降水入渗补给过程和机理的研究, 使降水入渗补给土壤水、地下水的理论和应用研究进入了一个新阶段。近 20 年来引入了能态学的观点, 例如雷志栋、杨诗秀等 1988 年所撰写的《土壤水动力学》, 张蔚榛等人 1996 年所著的《地下水与土壤水动力学》, 都是利用土壤水动力学方法研究土壤水入渗问题, 分析降水在土壤中的入渗规律, 计算降水入渗补给量。归纳起来, 降水入渗补给量的评价方法有以下几种。

(一) 水量均衡法

根据水量守恒定律, 对土壤层(或包气带)可以写出水量平衡方程, 只要能弄清计算区域边界范围内外的水分交换量, 取得水量平衡分量的测定值, 就可以得到所求入渗分量的值。该方法的优点是限制条件少、适用范围大, 方法的精度依赖于各平衡分量测定方法的准确度。在各分量测定中, 有效降水量、土壤水蒸发量较难确定。

(二) 定位通量法

在国内, 雷志栋、杨诗秀、谢森传等(1988)对非饱和土壤水一维流动进行了研究, 利用定位通量法计算潜水入渗补给量和土壤水分蒸发量, 取得了较好的效果。周金龙、姚斐等(1998)主要依据新疆地勘局昌吉地下水均衡试验场不同水位埋深条件下的地渗仪、负压计和中子仪组合观测资料, 分析了定位通量法计算内陆干旱区潜水垂向入渗补给量的适宜性。

(三) 零通量面法

根据土壤剖面上土水势的变化确定土水势变化梯度为零的面(零通量面), 零通量面以下土壤含水量的变化为地下水补给量(含地下水蒸发), 零通量面以上土壤含水量的变化为土壤水蒸发量。方法的精度取决于零通量面的确定和土壤含水量的测定, 这一方法的应用取得了好的成效。邱景唐(1992)用零通量面法计算潜水蒸发量和补给量, 在潜水位深埋区有较好的适用性。但是零通量面法是有条件的, 在雨季频繁降水时期, 土壤很快形成入渗型的水势剖面导致零通量面消失。如果零通量面出现在植物根系层内, 零通量面法也不能应用。如果零通量面消失, 即可利用定位通量法计算入渗补给量。为了弥补零通量面法的不足, 雷志栋等提出了零通量面法和定位通量法相结合的方法。

(四) 蒸渗仪观测法

该方法是直接测定土壤水蒸发、地下水入渗补给和蒸发的有效方法, 其测量结果常用来衡量其他方法效果的好坏。测试仪根据测量对象, 可分为两类, 即用于测量土壤水蒸发的蒸渗仪和用于测量地下水入渗补给和蒸发的地中渗透仪(含蒸发筒)。Aboukhaled(1981)对各种蒸渗仪的设计、建造、性能和缺陷进行了详细总结, Schneider A D 等(1988)对美国称重式蒸渗仪进行了归纳。结果表明, 蒸渗仪精度最高可达 0.01

mm。随着地下水、土壤水和大气水转换关系研究的深入,李宝庆等(1991)设计和制造了同时具有蒸渗仪和地中渗透仪功能的大型称重式蒸渗仪,能够同时测定土壤水蒸发、地下水入渗补给和蒸发,直径 2 m,深 5 m,精度达 0.02 mm,为研究地下水入渗补给和土壤水蒸发开辟了新途径。但蒸渗仪建造耗时长,技术复杂,费用昂贵,需要土方开挖,会对周围土壤和植物生长产生不同程度的影响。另外,蒸渗仪的土壤条件和植物生长受器壁等边界效应的影响与大田有所差异,同时蒸渗仪不能反映由自然因素和人类作用引起的空间变异性。

(五)化学示踪法

在国外用化学示踪法计算降水入渗补给量。常用的天然示踪剂有 ^3H 、 ^{14}C 、 ^{36}Cl 、 ^{18}O 、 ^2H 、 ^{13}C 和 Cl 。其中 ^3H 、 ^2H 和 ^{18}O 本身是水分子的组成元素,用于模拟地下水分运动是最精确的。环境中氯离子具有较高的溶解性和稳定性,是一种理想的天然示踪剂,在国外广泛应用于研究干旱、半干旱气候条件下的降水入渗补给量以及包气带中水分运移过程。氯离子平衡方法的应用是一种最简单的示踪方法,成本较低,能综合反映包气带中影响水分运动的各种过程;但是它只能对地下水补给量进行间接估算,且不能克服地下水补给的时空变异问题。Eriksson 于 1969 年提出氯离子均衡法,根据质量守恒定律,求出降水量的大小和降水输入的氯离子浓度与入渗补给量及土壤中氯离子浓度之间的关系式,用该式可计算降水入渗补给量。Allison 等(1994)在干旱半干旱地区(年降水量小于 700 mm),提出了利用氯离子浓度积累剖面法计算入渗补给量。陈植华、徐恒立(1996)介绍了国外氯离子示踪的原理和方法、使用的前提条件以及如何用氯离子示踪法确定干旱-半干旱地区降水入渗补给量等。

二、降水入渗补给量与其影响因素之间的关系研究

在降水入渗补给与影响因素的关系分析研究方面,定性分析和定量分析的成果都比较多。常用的分析方法为:选择影响降水入渗的诸因素中若干主要因素,绘制关系曲线进行对比或用数理统计方法来研究它们之间存在的数量关系、降水入渗规律。例如,许志荣(1980)等利用地下水动态观测资料,研究了降水入渗补给地下水的规律和影响因素;利用降水-潜水水位上升值相关法和水量均衡法求取降水入渗补给量和降水入渗系数,用于商丘地下水资源评价研究中。降水入渗补给不仅同岩性、降水量有关系,而且同地下水位埋深、前期土壤含水量、植被和作物种类等有关。张平(1999)根据野外现场测定资料绘制给水度与地下水位埋深的关系曲线图,来研究降水量、水位埋深、降水入渗补给量等因素之间的关系。李文兴(1997)依据动态观测资料分析了有效降水和无效降水,确定了门限值,认为当降水量较小时,降水只能湿润浅层包气带,雨停后又很快耗失于蒸发,对地下水均无补给;但当降水量大时,土壤含水量增加形成重力水向下补给潜水,形成有效补给;当降水量很大超过重力水补给强度时,形成地表径流,通过分割潜水水位过程线、试验方法以及用统计模拟方法求取无效降水门限值。刘廷玺(1999)采用变步长模拟优选法、非线性规划法及回归分析对降水量与较大地下水位埋深的关系进行了研究,建立了它们之间的关系式。

降水入渗补给过程中存在着明显的滞后和延迟效应。在降水入渗滞后和延迟的研

究方面, Rubin J 和 Steihardt R(1999)依据动态观测资料建立的一阶自回归模型, 利用这一关系模型研究降水入渗滞后补给和其他因素之间的关系。Viswanathan(1984)所建入渗模型通过引进“遗忘”因子和采用最小二乘法估算模型研究降水入渗补给的滞后延迟效应和入渗补给规律。李云峰(1997)对降水入渗补给潜水的滞后分配进行了研究。将降水入渗补给过程用一条正偏态分布曲线来描述, 把每次的降水看做是潜水入渗系统的一次“脉冲式”输入, 选用瑞利分布的概率密度函数来描述潜水对降水入渗的响应过程。求出该函数之后, 即可计算考虑滞后的单位时间入渗补给量。吴金全等(1989)考虑了蒸发对补给过程的影响, 在用 γ 分布研究一次降水补给地下水的基础上利用叠加原理得到一系列降水对地下水补给的响应函数模型, 来研究降水入渗的滞后补给。陈崇希(1998)以包气带地下水非饱和理论为基础, 考察不同水位埋深和岩性条件下, 某时段降水对该时段及其后时段补给强度的分布特征。当潜水位埋深较大时入渗强度是一单峰函数, 当埋深较小时可能是单调减函数。用各月的入渗补给系数与总入渗系数的比值作为滞后补给权函数, 经反复研究选用一离散函数来表征滞后入渗补给的权函数分布, 绘制典型的权函数曲线图, 用该图可计算降水入渗滞后补给量。王增银、李世忠(1998)对中深层地下水降水入渗延迟补给进行了系统分析, 研究了在中间存在弱透水层相隔的孔隙含水系统, 降水先补给潜水, 然后经弱透水层再渗透补给中深层水的问题。采用系统分析法求得降水延迟补给权系数方程, 则可求得降水量延迟补给分配问题。

在水资源转换的研究中, 开展了很多野外及室内的试验工作。最有代表性的试验是利用地中渗透仪观测资料, 配合气象观测资料研究降水入渗补给量和影响因素之间关系。周金龙(2002)根据新疆多个地下水均衡试验场的观测资料总结出降水入渗补给的影响因素。分析了降水量与入渗补给量之间的关系, 研究了不同水位埋深、不同岩性降水入渗量的变化关系。周旻、靳孟贵等(2003)利用郑州地中渗透仪资料对降水入渗进行了研究, 总结出入渗补给规律。

三、降水入渗过程模拟研究

随着土壤非饱和水流理论的发展以及近代物理学、数学的渗入, 土壤水分运动的数值模拟得到了迅速发展。随着高效的有限单元法、控制体积法和快速计算机的出现, 使得可以解决诸如饱和-非饱和变化、土壤物理性质的空间变异性、植物根系吸水等复杂的非稳定流问题(Simunek 等, 1996; Heinen 等, 1998)。降水入渗过程模拟研究是在土壤水分运移理论基础上于 20 世纪 80 年代初发展起来的, 在求解土壤水入渗、地下水补给和蒸发方面取得了较好成果。Philip(1969)在 Richard 方程(1931)的基础上完善了入渗理论, 建立了土壤水运动方程和土壤水热运动方程。Hilled(1977)通过野外试验, 求得了计算裸露土壤蒸发条件下土壤水分运动的上边界条件, 并用数值模拟的方法通过实例, 分析了降水蒸发条件下层状土壤剖面土壤水分运移和相互转化关系。张蔚榛、张瑜芳(1984)对垂直一维均质土壤在降水入渗及蒸发条件下土壤水分运动进行了数值模拟。雷志栋(1988)全面概括了数值模拟方法的理论、发展和应用情况。在特定边界条件和初始条件下, 求解土壤水运动方程获得了简单情况下地表入渗率或

地下水补给量的解析解或半解析解,为理解土壤水分运动机理提供了有利条件。随后采用有限差分法或有限单元法模拟在较复杂的边界条件和初始条件下的土壤水分运动,以了解入渗、补给的动态变化。Chanzy(1993)利用土壤水热运移方程和有限单元法研究了地表土壤含水量和土面蒸发量的关系,提出一个输入参数较少的计算公式。吴金全等(1996)利用有限单元法模拟结果按潜水位埋深将地下水分为三类,并对每类地下水建立了降水和地下水补给之间的关系。该方法的不足之处在于所建立的数值模型都需要土壤水分运动参数(如非饱和渗透系数、比水容量等),例如非饱和渗透系数是土壤含水量或土水势的函数,无论室内还是野外测定都存在困难,特别是在土壤干燥的情况下,含水量的微小变化会引起非饱和渗透系数的很大差异,因此数值模拟方法对于复杂条件下的土壤水分运动问题有待深入研究。

用数值模拟来刻画降水入渗过程的实例很多。王文焰等(1995)根据能量原理对砂层在黄土中的入渗特性进行了一维土柱的入渗试验研究和数学模拟。结果表明,在黄土中设置砂层不仅具有良好的阻水性,使下渗水流在一定限度内滞留于砂层以上的土体内,增加了上层土壤的持水能力;而且还有减渗性,使下渗水量及入渗锋面的湿润速度明显减小;还可将入渗的非线性过程转化为线性过程,从而使整个入渗过程进入一个具有较小入渗速率的稳渗阶段。张光辉(1992)将大气水、包气带水和地下水视为统一体,以水量和能量双重观点来模拟研究“三水”垂直转换关系。建立数值模拟关系式,通过 $Q \sim \Delta Q$ 坐标图系来描述“三水”定量转化关系及其时空分布规律(其中: Q 为地下水补给量与蒸发量的差值; ΔQ 为土壤水含水量的变化量)。冯绍元等(1998)选择野外田间做人工降水入渗试验,设计四种降水强度,分别为 0.8 mm/min、0.74 mm/min、0.60 mm/min 和 0.45 mm/min,并对降水入渗过程进行数值模拟,认为不同降水强度条件下的降水入渗系数无明显的差异性;在数值模拟的基础上,建立了初始土壤入渗速率与累计入渗量关系表达式,提出了初始土壤含水率分布均匀时降水-入渗-径流过程的简便分析计算方法。

四、降水入渗过程的土壤水分运移研究

降水入渗补给地下水过程中,必须经过包气带介质——土壤,因此研究降水入渗机理就是研究降水在土壤中的运移机理。土壤水分的运移是十分复杂的,由于问题的复杂性,在相当长的时期内,只能处于定性的描述或用各种经验的方法来分析研究生产实践中不断遇到的土壤水分运移问题。自从 1907 年白金汉(Buckingham)提出毛管势理论,1931 年理查兹(Richards)导出非饱和流方程,数学物理方法被逐步引入了土壤水的研究,使该领域的研究有了长足的进步,逐步由静止走向动态、定性描述走向定量、经验走向机理(Jacob Bear, 1966)。国际潮流上有用能态观点研究土壤水逐步地取代以形态学观点与方法(以苏联 A A 罗戴为代表)研究的趋势。《土壤水》(Nielsen、D R Jackson, 1972)一书,较系统地介绍了用水势观点研究土壤水分运移的机理。Hillel D 编著的《土壤和水》(1971)、《土壤水动力学的计算模拟》(1977)、《土壤物理学的应用》(1980)等在 20 世纪 70~80 年代陆续发表,90 年代以来更有许多新成果问世,使土壤水分运移研究进入了一个新阶段。

过去土壤水分运移的研究,主要引用苏联罗戴为代表的形态学观点。20世纪70年代末期,随着我国改革开放,各种学术流派百花齐放。最具有代表性的是在第一次全国土壤物理学学术讲座会上(1977年12月杭州),土壤水分运移的能量学观点首次被介绍到国内(庄季,1977),使人耳目一新。20世纪80年代开始,我国科技工作者在吸收国际学术界各种有益的学术观点基础上,相继开展了土壤水分运移的理论与试验研究,学术气氛十分活跃,国际、国内间的交流也日益增多。这20年是我国土壤水分运移研究发展最快的时期。除了一批译著的出现外,国内的有关土壤水(或以土壤水分运动为其重要内容的)专著或著作陆续问世。例如,雷志栋、杨诗秀等所撰写的《土壤水动力学》(1988),荆恩春等(1994)著的《土壤水分通量法实验研究》,康绍忠、刘晓明、熊远章(1994)等所著《土壤—植物—大气连续体水分传输理论及其应用》,张蔚榛等人所著的《地下水与土壤水动力学》(1996),杨邦杰等(1997)所著《土壤水热运动模型及其应用》,李韵珠、李保国(1998)编著的《土壤溶质运移》,靳孟贵等(1999)所著《农业—水资源—环境相协调的可持续发展》等,都反映了我国近20多年来此方面研究成果的丰硕。我国土壤水分运移研究近20多年的发展,使我们已从国际上土壤水学科中脱颖而出。研究的特点亦从单学科走向学科交叉;从均质走向非均质,从点的研究走向面(或区域)的研究,从理论研究推进到应用研究。

五、降水入渗过程中的优先流研究

优先流的研究是基于对土壤水分运动机理研究时提出的,多在实验室从微观上来研究优先流。优先流通常分为三类,即大孔隙流、指流、漏斗流。目前,对优先流已有一些理论研究和试验成果,在理论上亦推导出一些模型。20世纪70年代中期以后,两域或多域模型被广泛用于描述大孔隙土壤中的水流和溶质运移(Edwards, 1979; Beven, 1981; Germann, 1985; Lee Earthworms, 1985; Boonsta、Bhutta, 1996)。Workman和Skaggs(1990)模拟了含有一个理想圆柱形大孔隙土壤的积水入渗问题,他们使用Hagen-Poiseuille定律来描述大孔隙流,从大孔隙向基质的入渗则使用一个包含压力头梯度作为驱动力的经验项来模拟(Greke和VanGenuchten, 1993),以简代繁,提出了一种新的数值双重孔隙模型。该模型假定在两个孔隙系统对水流都能应用Richards方程,从而统一了二域之间的计算。对于二域之间的水和溶质的质量传输,则采用准经验一阶速率方程来描述。通过模拟非饱和和结构性多孔介质中的非稳定水流和溶质传输的研究,提出了双重孔隙的概念,探讨了流动参数的选择对模型结果的灵敏度以及在实际应用中模型的有效性。但总的说来,优先流的机理仍在探索阶段。

国内对土壤中优先流的研究,只是近几年的事,如秦耀东等(1998)根据二域模型,讨论了大孔隙对田间耕层土壤饱和和导水率的影响。想要弄清楚大孔隙流的运移机理还需较长的时间,大孔隙在土体中是随机分布的,因此应用随机模型而不是确定性模型来描述土壤水和土壤溶质的运移过程,目前对大孔隙流的研究应采用以随机的研究方法(如传递函数模型)为主,同时对大孔隙流的运移机理进行有益的探索。

综上所述,国内外学者就降水入渗问题的研究,对认识降水入渗补给规律和入渗机理、计算降水入渗补给量、提高地下水资源评价的计算精度起到了重要作用。但是,

很多研究都是围绕某项课题或单项试验进行的,对降水入渗补给过程缺乏系统深入的研究,同时对于降水入渗补给的滞后和延迟效应以及降水入渗补给优先流问题的研究也较少。

第二章 均衡试验场概况

第一节 自然地理概况

均衡试验场位于河南省郑州市西南郊中原区卧龙岗村(见图 2-1)。郑州市地处中原,北临黄河,西依嵩山,是河南省省会,中部地区重要的人流、物流集散地,是我国重要的交通枢纽,中原腹地最大的航空港,公路四通八达,交通便利。地理坐标东经 $113^{\circ}26' \sim 113^{\circ}40'$, 北纬 $34^{\circ}36' \sim 34^{\circ}57'$ 。郑州市区辖中原、金水、二七、管城、惠济等五个区,面积 $1\,010.3\text{ km}^2$, 城建区面积 170 km^2 , 人口约 239.85 万人。郑州古为商代都邑,已有 3 000 多年的历史。近年来经济发展势头强劲,郑州市国民经济以年均 15% 的速度增长,2004 年国民生产总值达 530.08 亿元。成为内陆对外开放和历史文化名城,跻身于全国综合实力 50 强城市行列。

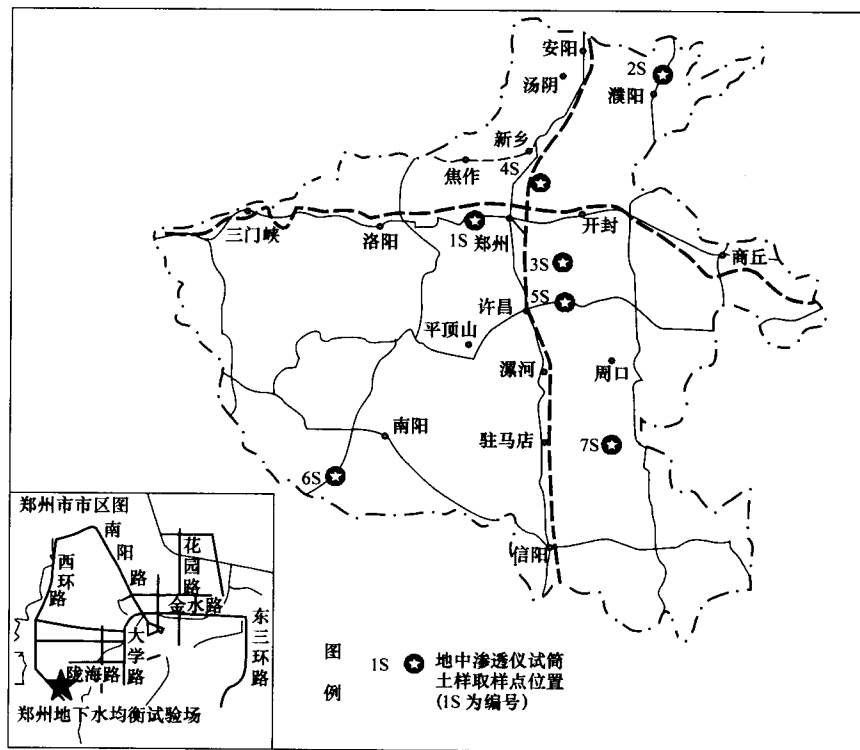


图 2-1 河南省郑州地下水均衡试验场及地中渗透仪试筒土样取样点位置

郑州市处于豫西丘陵岗地与黄河冲积平原接合部。地形为西南高、东北低，自西南向东北倾斜。以京广铁路为界，分为西部侵蚀堆积地貌和东部堆积地貌。西部侵蚀堆积地貌由黄土台塬、塬前冲积岗地和冲洪积平原组成；东部堆积地貌由黄河冲积平原和风积沙丘、沙地组成。

郑州属暖温带半干旱气候，四季分明，春季干旱风沙多、夏季炎热雨集中、秋高气爽日照长、冬季寒冷雨雪少为其主要特征。多年平均气温 14.25℃，冬季(12月至翌年2月)气温最低，夏季(6~8月)气温最高，年温差 27℃。极端最高气温可达 43℃(1966年7月19日)，极端最低气温-17.9℃(1971年12月27日)。该区为季风区，夏季盛行南风，秋末冬初盛行西北风，冬季以东北风和西北风为主，多年平均风速 2.95 m/s，最大风速 20.3 m/s(1980年12月1日)。郑州降水量适中，但年际变化较大，年内分配不均。据郑州市气象局 1951~2003 年资料统计，多年平均降水量 601.5 mm，最大 1 041.3 mm(1964 年)，最小 339.4 mm(1997 年)。降水多集中在 7~9 月，平均降水量 335 mm，占多年平均降水量的 53%，1 月、2 月、3 月三个月降水量只有 30 mm，不足全年降水量的 5%。多年平均蒸发量 2 058.6 mm，相对湿度 66%。郑州市多年平均气象要素，见图 2-2。

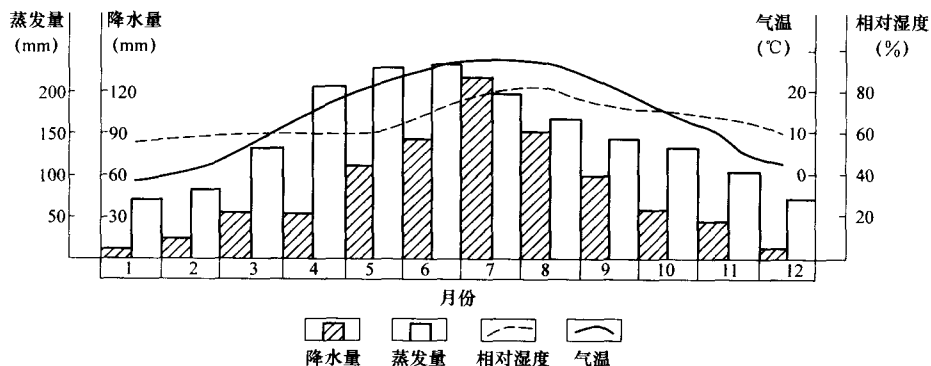


图 2-2 郑州市多年平均气象要素图

第二节 试验场设计

一、试验场布置

郑州地下水均衡试验场建于 1983 年，1984 年试验场开始运行。均衡试验场的设计由地中渗透仪和气象观测场两部分组成，试验场的总体布置见图 2-3。

地中渗透仪地下观测室为一直径 8 m、高 11.5 m 的碉堡式半地下建筑。地中渗透仪共 35 套，呈环形排列在地下观测室周围(见图 2-4)。