

地下水非稳定流计算 和 地下水资源评价

张蔚榛 主编

科学出版社

地下水非稳定流计算 和地下水资源评价

张蔚榛 主编

科学出版社

1983

内 容 简 介

本书系统地介绍松散岩层中地下水非稳定流计算和地下水资源评价的方法。全书共七章，依次介绍地下水资源的概念及地下水运动和溶质运移的基本方程，单井抽水和群井抽水时地下水非稳定流计算方法，河渠水位变动影响下附近地下水动态的计算方法，降雨、灌水入渗和潜水蒸发影响下地下水非稳定流计算问题，地下水非稳定流的数值计算方法，以及地下水资源评价的多年均衡和非稳定流计算法，有关部分还有相应的图表和例题。

本书可供水文地质、农田水利、地下水文、工程勘察等专业的工程技术人员和教师参考，也可作为高等院校有关专业研究生的教材。

地下水非稳定流计算 和地下水资源评价

张蔚榛 主编

责任编辑 杨家福

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1983年12月第一版 开本：787×1092 1/16

1983年12月第一次印刷 印张：39 1/2

印数：0001—3,600 字数：922,000

统一书号：15031·537

本社书号：3326·15-1

定 价：6.00 元

前 言

我国北方属于旱半干旱地区,地面水源不足,地下水的开发在工农业生产中具有重要意义。我国南方,就整个地区而言,地面水资源比较丰富,但由于河流分布不均,流量在一年内变化较大,局部地区同样存在着严重缺水情况。随着农业生产的不断增长和现代化工业的迅速发展,用水量势必急剧增加,作为水资源的一个重要组成部分的地下水必将日益发挥巨大作用。近年来,由于大量开发地下水,一些地区出现了水位大幅度下降、水井出水量减少的现象,个别地区甚至发生地面下沉、水质恶化和海水入侵等情况。为了充分发挥地下水资源的效益,满足用水需要,作好地下水资源的分析评价是当前地下水文工作者的一项重要任务。

地下水虽然是一种重要水源,但如若控制不当,也会造成严重危害。我国北方平原地区,如缺乏完善的灌溉排水系统,不修建适当的平原水库或河道蓄水工程,地下水位就会抬高,导致土壤次生盐碱化和雨季渍涝,造成作物减产。南方地区如经常保持较高的地下水位,不仅会影响旱作物的正常生长,也是水稻高产的重要障碍。为此,在地下水埋深过小的地区,采取有效控制措施,是保证农业生产持续发展的重要环节。总之,无论从地下水开发利用的角度出发,还是从地下水动态的调节控制考虑,都需要分析评价地下水资源和研究地下水运动规律。本书就是为此目的而编写的。

近年来,我们在地质部门和水利部门为有关科技工作人员多次举办了“地下水计算”进修班。本书就是在为这些进修班所编写的讲义“地下水非稳定流计算和地下水资源评价”的基础上,经充实补充了一些国内外近期的资料和我们自己的一些研究成果后编写而成的。本书主要介绍地下水非稳定流理论及其应用,和目前国内外一些用非稳定流理论进行地下水资源评价方面的科研成果。为了使读者了解各种理论公式的物理意义,学习和掌握地下水非稳定流计算中常用的数学手段,还深入浅出地介绍了有关公式的推导过程。为了便于实际应用,书中附有有关计算图表。

本书依次介绍了:地下水资源的概念和地下水运动以及溶质运移的基本微分方程;不同水文地质条件下单井和群井在抽水或注水时地下水非稳定流的计算方法;河渠水位变动影响下附近地区地下水运动规律的计算方法;在降雨、灌水入渗和潜水蒸发影响下地下水非稳定流计算方法(以上主要介绍解析解)。由于数值计算是求解复杂水文地质条件和复杂初值边值问题的有效工具,故第六章针对地下水计算中常用的数值计算方法——有限差分法和有限单元法进行了论述。第七章着重讨论地下水资源评价的一些方法和实例。

参加本书编写工作的有张蔚榛、李文渊、沈荣开、叶自桐、张瑜芳、徐玉佩等同志。沈荣开同志参加了统编工作。

北京大学数学力学系萧树铁同志审阅了全稿,并提出了不少宝贵意见。在编写过程中得到了武汉水利电力学院数学教研室彭旭麟同志的帮助,并参考了有关兄弟院校和科研生产单位所提供的宝贵资料。特此表示深切谢意。

由于编写时间比较仓促,书中可能还存在不少缺点和欠妥之处,希望读者给予批评指正。

目 录

前言	i
第一章 绪论	1
第一节 地下水资源的概念	1
一、浅层地下水(包括潜水和浅层潜水-承压水)资源	3
二、深层承压地下水资源	12
第二节 地下水运动基本方程	14
一、承压含水层地下水运动基本微分方程	14
二、潜水含水层地下水运动基本方程	17
第三节 地下水含水层中溶质运移基本微分方程	21
第二章 单井抽水时地下水非稳定流计算	26
第一节 承压含水层单井定流量抽水时地下水非稳定流计算	26
一、单井非稳定流计算公式的推导	26
二、单井非稳定流计算公式的应用	32
第二节 承压含水层单井定降深抽水时的地下水非稳定流计算	36
一、任一断面处降深计算公式的推导	37
二、井孔出水流量计算公式的推导	43
第三节 潜水含水层单井定流量抽水时地下水非稳定流计算	46
一、考虑重力释水滞后作用条件下均质各向同性含水层中单井附近 地下水非稳定流计算	46
二、单井自各向异性含水层抽水时地下水非稳定流计算	59
第四节 含水层底板倾斜情况下水井附近地下水非稳定流计算	65
第五节 非完整井附近地下水非稳定流计算	70
第六节 水井自双层结构潜水-承压水含水层抽水时附近地下水非稳定流计算	76
一、不考虑弱透水层释水的情况	77
二、考虑弱透水层释水的情况	81
第七节 水井自三层结构潜水-承压水或承压水含水层抽水时附近地下水非稳定流计算	91
一、与开采含水层相邻的含水层水位保持不变且不考虑弱透水层弹性释水的情况	92
二、考虑弱透水层释水和相邻含水层水位变化的情况	94
第八节 在含水层有边界限制情况下水井附近地下水非稳定流计算	116
一、水流叠加法	116
二、镜象反射法	118
第三章 群井抽水时地下水非稳定流计算	124
第一节 均匀分布的排井附近地下水非稳定流计算	125
一、无限排井	125
二、有限排井	127
第二节 群井在大面积内均匀分布(呈对称网格布置)时地下水非稳定流计算	135
一、大面积群井抽水时单一含水层地下水非稳定流计算	135
二、有越层补给情况下大面积群井抽水时地下水非稳定流计算	142

三、大面积均匀开采条件下三层结构含水层中地下水非稳定流计算	151
第三节 圆形开采区地下水非稳定流计算	168
一、均质含水层情况	169
二、三层结构含水层情况	174
第四节 长方形开采区地下水非稳定流计算	190
一、均质含水层情况	190
二、三层结构含水层情况	200
第四章 河渠影响下地下水非稳定流计算	214
第一节 一侧有河渠边界限制(即半无限)的均质含水层中河渠附近地下水非稳定流计算 ..	214
一、河渠水位迅速上升时附近地下水非稳定流计算	214
二、河渠水位等速上升(或成折线变化)时附近地下水非稳定流计算	231
第二节 两侧有平行边界限制的含水层中河渠附近地下水非稳定流计算	242
一、两侧为河流(或深沟)边界的情况	242
二、含水层一侧为河流边界、一侧为不透水边界(或两侧河道水位变化相同)时地下水的非稳定流运动	260
第三节 河渠发生自由渗流时河渠附近地下水非稳定流计算	274
一、无边界限制的含水层中河渠发生自由渗流时附近地下水非稳定流计算	275
二、渠道一侧为河流边界时的地下水运动	284
三、渠道两侧为河渠(沟)的情况	290
四、渠道一侧为河流,一侧为不透水边界时的情况	292
五、渠道自由渗流情况下计算公式的验证	293
第四节 河网地区地下水非稳定流计算	297
一、河渠发生自由渗流(即河渠单长渗流量已知时)的情况	298
二、全部河渠发生顶托渗流,且各河(渠)水位同步升降的情况	299
三、河渠发生顶托渗流,三侧河渠边界上水位非同步升降的情况	309
四、四侧为发生顶托渗流的河流边界,河渠水位非同步升降的情况	318
第五节 河渠影响下双层结构含水层地下水非稳定流计算	330
一、双层结构含水层中地下水非稳定流基本微分方程	330
二、河渠水位突然升降时附近地下水非稳定流计算公式的推导	331
三、河渠水位等速升降时附近地下水非稳定流计算公式的推导	351
四、公式应用举例	360
第五章 降雨、灌水入渗和潜水蒸发条件下地下水非稳定流计算	365
第一节 无边界限制的含水层中有灌水入渗补给时的地下水非稳定流计算	365
一、灌水入渗地段呈条带状布置时,地下水非稳定流计算	365
二、灌水地段呈长方形布置时地下水非稳定流计算	372
三、潜水蒸发条件下地下水非稳定流计算	373
第二节 含水层一侧有边界限制时灌水入渗补给条件下地下水非稳定流计算	374
一、灌水地段呈条带状布置时的地下水运动	374
二、灌水地段成长方形布置的情况	378
三、潜水蒸发条件下地下水非稳定运动	379
第三节 两侧有边界限制的含水层中降雨和灌水入渗条件下地下水非稳定流计算	384
一、含水层两侧有相互平行的河流限制时的地下水非稳定流计算	384

二、含水层一侧为河流、一侧为不透水边界时地下水非稳定流计算	396
三、降雨和灌水入渗条件下地下水的稳定运动	402
四、潜水蒸发条件下两侧有边界限制的含水层中地下水非稳定流计算	408
五、含水层两侧有相互垂直的边界限制时地下水非稳定流计算	426
六、降雨和灌水入渗补给条件下,地下水的淡化问题	429
第四节 四侧有边界限制时降雨、灌水入渗和蒸发条件下地下水非稳定流计算	440
一、四侧为河流边界时降雨入渗补给或潜水蒸发强度均匀分布情况下地下水非稳定流计算	440
二、河(沟)网间地段潜水蒸发与地下水埋深成直线(一次方)关系时地下水非稳定流计算	443
第五节 在地下水非稳定流计算中初始条件的处理问题	448
一、瞬时形成初始水面法	450
二、初始水面成因分析法	451
第六章 地下水非稳定流的数值算法	453
第一节 利用有限差分法进行地下水非稳定流计算	453
一、矩形网格的有限差分法	453
二、不规则网格的有限差分法	480
第二节 用有限单元法进行地下水非稳定流计算	494
一、有限单元法的基本概念	494
二、根据结点水量均衡的概念推导有限单元法的基本公式	495
三、用加权余项积分法(Galerkin法)推导有限单元法的计算公式	501
四、用泛函求极值的方法推导有限单元法的基本公式	513
五、有限单元方程在时间上的差分近似格式及其稳定收敛条件	519
六、潜水含水层有限单元方程	531
七、利用有限元法计算地下水水位的程序及算例	536
八、利用有限元法进行地下水含水层中溶质运移的计算	547
第七章 地下水资源的分析计算	554
第一节 地下水资源评价的任务和内容	554
一、地下水资源评价的任务	554
二、地下水资源分析计算的内容	554
第二节 局部开采区地下水资源分析计算	556
一、拟开发利用地区的计算方法	557
二、已开发利用地区的计算方法	558
三、计算实例	559
第三节 区域性地下水资源评价(多年均衡法)	568
一、多年均衡法(地下水库的多年调节)的概念	569
二、多年均衡计算的方法与步骤	571
第四节 区域性地下水资源评价(非稳定流数值算法)	579
一、利用地下水非稳定流数值算法进行地下水资源评价的方法与步骤	580
二、区域性地下水资源评价中边界条件的处理问题	581
三、水文地质参数和水文参数的确定与验证	588
第五节 利用非稳定流数值算法进行区域性地下水资源评价的实例	599

一、例题中采用的计算程序	599
二、地下水资源评价计算实例	603
附录一 Bessel 函数	610
一、Bessel 方程和 Bessel 函数	610
二、虚变量 Bessel 函数	611
三、Bessel 函数的性质	612
四、Bessel 函数的渐近公式和积分表达式	614
附录二 积分变换	616
一、Fourier 变换(傅氏变换)	616
二、Hankel 变换	619
三、Laplace 变换(拉氏变换)	620

第一章 绪 论

第一节 地下水资源的概念

地下水贮存于地球表面沉积层孔隙或基岩裂隙中,根据埋藏深度和存在形式,大致可分浅层地下水(潜水或潜水-承压水)和深层承压水两类。平原地区的深层承压水,是在亿万年前地质构造作用下形成的,其补给和排泄区常远离埋藏区。在垂直方向,由于含水层的开采,在相邻含水层之间形成的压力水头差的作用下,可以通过弱透水层(或天窗)接受相邻含水层的越层补给,但不论是水平方向还是垂直方向,补给都比较微弱,开采之后不易恢复和补偿。浅层地下水埋藏在近代沉积层中,可以直接由天然降雨或其它地表水体补给,水的垂直交替活动和水平运动都十分频繁,开发利用以后可以部分(或全部)得到补偿和恢复。正确认识地下水资源的特点,摸清它在天然状态下和人工开采条件下的运动规律是合理开发利用的关键。

一个时期以来,在地下水资源评价中广泛采用了四大储量的概念;所谓四大储量,是指地下水的静储量、动储量、调节储量和开采储量。

静储量系指天然条件下多年最低水位以下地层中所储存的水量,其值等于地区的面积 A 乘以各土层厚度 m_i 和相应的土层给水度 μ_i 之和,即

$$W = A \sum_{i=1}^n m_i \mu_i$$

式中: n ——基岩以上不同岩性的土层层数;

W ——地下水静储量。

地下水静储量虽然数量很大(例如,我国华北平原冲积层厚度可达 300~1000 米,若采用平均厚度 400 米,平均给水度取 0.05,则在每一亿亩面积的地区内,地下水静储量 = $667 \times 10^8 \times 400 \times 0.05 = 13340$ 亿米³,可见其总量是相当巨大的)。但在实际情况下根据技术经济各因素的考虑,允许的地下水位降有一定的限度,可以开发利用的静储量只占全部静储量中很少一部分。况且,如果忽略了补偿情况,这部分资源和矿藏一样,只能供一次利用。因此,作为天然资源的存在而言,地球上(或一个地区内)地下水的储存量确实是相当丰富的,但若脱离了开发利用的条件去分析研究它就毫无意义。

动储量是指地下水的天然径流量,指含水层在某一垂直地下水流向的横断面上的地下总径流量(储量的提法不妥),即

$$Q = B \sum_{i=1}^n k_i m_i J_i$$

式中: Q ——通过某一断面地层的地下水总流量;

B ——断面宽度;

m_i, k_i, J_i 分别为第 i 个含水层的厚度、渗透系数和水力坡度。

天然状态下的地下径流量,是地下水在长期的运动中,在一定的补给和排泄条件下形成的地下水流量。在山前冲积洪积扇地区,某一断面地下径流量的大小主要决定于补给区的来水状况及排泄区的状况,开采条件不同,可以截取的地下径流量也就不相同。对于以河流、湖泊为补给源的浅层水地区,地下径流相对微弱,其大小主要决定于排泄的条件,人工开采以后,地下径流将随集水建筑物的取水状况而变化。对于深层承压水,在开采过程中,如果压力水位降的影响范围未抵达补给边界,区域边界地下径流将不会发生变化,此时开采的水量主要是承压含水层中(地下水下降漏斗范围内)的弹性释水(或包括与开采含水层相邻含水层的越层补给)。在压力水位降落漏斗的范围抵达补给边界后,边界地区地下径流状况将随开采条件而发生变化。所以,无论是浅层地下水或深层承压水,如果脱离了开采的条件而单纯地研究天然状态下的地下水径流量,意义是不大的。

调节储量是指在天然条件下,年内最低水位和最高水位之间的土层中所储存的水量,即

$$W = A\mu\Delta H$$

式中: ΔH ——年内高低水位差值;

μ ——土层的平均给水度;

W ——面积为 A 的地区范围内一年的调节储量。

一般认为这是可以调节利用的水量,但实际上天然状况下土层中蓄存起来的人渗补给或地下水的侧向来流量,仅是消耗于地下水的蒸发和出流。人为的开采在一定程度上加强了含水层的调蓄能力,但可以利用多少则决定于补给、排泄(指天然的)和开采的条件。如北方地区,降雨集中,由于降雨补给蓄存在土层中的水量在雨季之后一部分消耗于潜水蒸发(在地下水埋深 < 2.5 米时尤为强烈),一部分消耗于地下水出流(侧向排泄)。在这种情况下,可以利用的水量将小于调节储量。如果地下水埋藏较深,地下水坡降很小,地下水蒸发和出流都较小,在这种情况下,可以利用的水量才接近于调节储量。在降雨比较丰沛且不太集中的地区,如果开采量足够大,地下含水层可以作为调节水库反复使用,此时,可以调节利用的地下水量将大于调节储量。因此,如按照天然条件计算地下水含水层可以调蓄的水量,忽略地下水的开采利用对地下水的来流和出流,人渗补给和蒸发消耗状况的影响将与实际可以调蓄利用的水量有较大的出入。

开采储量一般是指在一定的技术经济条件下,地区内可以开发利用的水量。由于在开采利用的水量中只有一部分来自地层原来储存的水量,故称之为开采储量,其含意不够确切。有些地区根据区域内可能的布井总数(井距根据影响半径确定)、单井出水量和开采天数计算“开采储量”;这一水量仅反映了在开采初期单井出水量条件下,区域内水井可以提取的总水量,在长期开采情况下能否得到保证,还要根据地下水补给条件、储存条件进行分析才能确定。

上述几种储量虽然各自在一定程度上反映地下水资源的情况,有一定的参考价值,但由于它们在分析计算过程中没有考虑开采条件与开采状况,因而其计算结果并不能确切地提供区域内可以长期开发利用的地下水资源的数量。我们知道,地下水资源与矿产资源的最大差别在于它的可补偿恢复性,而这种补偿的情况除与含水层的特性、边界状况有关外,还与开发利用的情况密切相关。在同样的天然条件(即区域水文地质条件、开采区内垂直补给排泄条件、地区边界侧向补给排泄条件、含水层的输水能力和含水层间的相互

补给排泄条件等)下,开采条件(指地下水的取水方式、取水结构、取水建筑物布局、开采强度、开采时间、开采深度等)不同,可供开发利用的地下水资源是不相同的。

生活用水、工矿企业生产用水、农田灌溉用水都是长期的用水部门。在以地下水作为主要水源的地区,为使这些部门的用水得到长期保证,开采利用的地下水应以可补偿恢复的部分为主,这样才能避免资源耗竭。当然,为了解决近期(或一定时期)的急需,在其它水源十分紧张的情况下,动用部分不易补偿和恢复的资源也是允许的;但在这种情况下,对地下水开发利用以后可能出现的问题(如地下水位持续下降,地面沉降,咸水界面下移,海水入侵等),应有一个科学的预测,并应及早采取措施解决补源或开辟其它水源。

开采条件下的地下水资源可分为两部分,即补偿资源和原来储存在含水层中的资源。前者是指开采区开发利用地下水过程中接受垂直方向和水平方向的补给;后者是指开发利用以前存储在含水层的水量。由于浅层地下水与深层承压水的补给来源、释水特性以及排泄状况都有显著差异,以下将分别予以论述。

一、浅层地下水(包括潜水和浅层潜水-承压水)资源

(一) 开采区内部地下水的补给和消耗(即垂直补给或消耗)

1. 降雨补给

降雨补给是浅层地下水的主要补给来源。在地下水埋藏较浅的地区,在地下水水面以上土层中可能蓄存的水量较少,降雨入渗的水量可以直接补给地下水。在地下水埋藏深度较大地方,地面入渗的水量有很大一部分蓄存在地下水水面以上的土层中,补给地下水的水量相对较少。在这种地区,降雨主要是通过汇集径流的沟渠、坑塘、洼地补给地下水。降雨对地下水的补给量,一般均采用经验方法计算,例如根据降雨量乘以降雨补给系数 α

(即降雨补给地下水量与降雨量的比值:

$$\alpha = \frac{P_r}{P}$$
 或降雨与补给量的经验关系求得。

在降雨过程中,如果降雨强度较小或土壤渗透性能较好,降雨强度小于土壤渗吸速度,雨水将全部渗入地下,不会产生地面径流。如果土壤渗透性能较差,或降雨强度较大以至超过土壤渗吸速度,就会产生地面径流。在有田间蓄水设施(如土埂畦田、沟洫畦田等),且降雨量小于田间蓄水工程的设计标准时,地表径流将被全部拦蓄,渗入地下。渗入地下的水量,其中一部分存蓄在土壤孔隙中,超过田间土壤蓄水能力的部分才

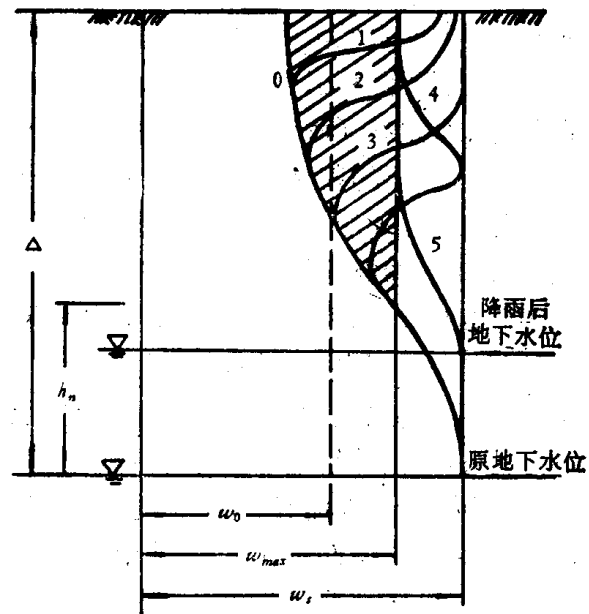


图 1-1

渗入深层补给地下水。降雨入渗过程如示意图 1-1 所示。降雨前土壤剖面原始含水量分布曲线如 0 线所示,该含水量分布曲线可以分为两段,一段为小于悬着毛管水(或田间持

水率 w_{\max}) 的部分,一段为大于悬着毛管水的部分,即地下水面以上上升毛管水(或顶托毛管水)部分。在降雨过程中,土壤含水量在剖面上的变化如曲线 1, 2, 3 所示。雨停后,土壤水继续向下移动,如曲线 4; 最后,部分入渗的水到达地下,引起地下水位的上升。地下水面以上土壤含水率分布如曲线 5。

在土壤剖面上升毛管水段(高度为 h_n) 以上部分,由于雨停后土壤可以保持的含水率为田间持水率,因此,降雨后地下水面以上土壤能够蓄存的水量为图中阴影部分所包含的面积。如果地下水面以上土壤能够蓄存的水量大于降雨入渗量,则降雨入渗的水达不到地下水,因而也不能补给地下水。如果降雨入渗量超过土壤蓄水能力,则多余的水将补给地下水,引起地下水位上升。

根据以上分析,土壤的蓄水能力 V 为:

$$V = (\Delta - h_n)(w_{\max} - w_0) \quad (1-1)$$

式中: Δ ——降雨前地下水的埋深;

h_n ——地下水面以上顶托毛管水上升高度;

w_{\max} ——田间持水率,以土壤体积的比值计;

w_0 ——顶托毛管水以上土层降雨前的平均含水率,以土壤体积的比值计。

一次降雨对地下水的补给量

$$P_r = P - R - (\Delta - h_n)(w_{\max} - w_0) \quad (1-2)$$

式中: P_r ——降雨对地下水的补给量;

P ——降雨量;

R ——地面径流量;

其他符号同前。

以上只是对一次降雨进行分析。由于式中有许多复杂因素,在实际计算中直接应用尚有一定的困难。但从式中可以看到,降雨入渗补给地下水的水量(P_r)一方面决定于降雨时渗入土壤的水量,另一方面又决定于地下水面以上土层能够蓄存的水量 V , 而入渗的雨量又决定于降雨强度和土壤的渗吸速度,后者不仅反映土壤的渗透性能,而且也与降雨前表土的含水率(雨前含水量是前期降雨或灌水入渗的水量经消耗后在土壤中剩余的水量)有关。土层的蓄水能力 V 主要决定于土壤的蓄水性能和地下水的埋深,以及雨前土壤的含水率。在地形条件、土地平整情况、作物覆盖状况、田间工程情况基本相同的前提下,影响降雨入渗补给地下水量的主要因素为降雨(雨量大小、降雨延续时间、降雨强度和前期降雨量的大小)、土壤质地和地下水埋深。

在土质和地下水埋深相同时,降雨量愈大,降雨强度愈均匀,渗入土壤的雨量愈多,入渗补给地下水的水量愈大;前期雨量愈多,土层雨前含水率愈高,降雨时土层进一步蓄水的力量愈小,因而补给地下水的水量愈大。

砂性土壤渗透性能好,入渗速度大,田间持水能力低(即 w_{\max} 小),蓄水能力 V 也小,因而,在其它条件相同时,砂性土壤地区比粘性土壤地区降雨入渗补给地下水的水量要大。

地下水的埋深直接决定地下水位以上土层的蓄水能力。一般说来,地下水埋深愈大,降雨对地下水的补给量愈小。当然,如果地下水埋深过小,表层土壤含水率过高,地下水位以上土层蓄水能力有限,降雨量的大部分都将形成地面径流。因而,地下水埋深过小

时,区域内平均降雨入渗补给量反而减小。

降雨入渗补给量除在有条件的地区能采用专门的观测试验具体测定外,常根据本区或相邻类似地区的实测资料首先确定降雨入渗补给系数 α ,然后据以推求入渗补给量。我国水文地质部门和水利部门在地下水动态均衡观测(主要是采用地中入渗仪直接观测入渗补给地下水量)的基础上曾提出一些地区降雨入渗补给系数 α 的数值。现将有关单位提出的降雨补给系数与地下水埋深及气候条件的关系介绍如下:

(1) 降雨入渗补给系数与土质和地下水埋深的关系。

北京水文地质一大队根据北京西郊廖公庄均衡试验场资料,提出了几种地下水埋深和五种土质的年降雨入渗补给系数 α ,如表 1-1 所示。

表 1-1 各种岩性多年平均降雨入渗补给系数 α (以降雨的%计)

地下水埋深 (米) 岩 性	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0
黄土质粘砂(亚砂土)	56.9	42.6	34.1	28.7	25.2
粘 砂(亚砂土)	46.4	36.9	31.4	28.0	—
粉 细 砂	56.6	48.7	43.7	39.1	—
砂 砾 石	65.7	67.6	68.7	69.0	64.4
砂 粘(亚粘土)	47.0	35.1	28.1	23.7	20.8

对于地下水埋深较大的降雨补给情况,目前尚少研究。有些作者认为,在同一地区随着地下水埋深的增大,降雨量相同时,补给量将减小,地下水埋深增大至一定程度后,降雨对地下水的补给将显著减小。根据这一情况,北京水文地质一大队提出各种岩性的降水入渗补给作用深度数值如表 1-2 所示。

表 1-2 降水入渗补给作用深度(米)

岩 性	降水入渗补给作用深度(米)
黄土质粘砂(亚砂土)	5.6
粘 砂(亚砂土)	4.5
粉 细 砂	8.4
砂 砾 石	无限制
砂 粘(亚粘土)	3.8

另一些作者则认为,随着地下水埋深的增大,表层土壤的蓄水能力虽然有所增加,但在有降雨和灌水补给的情况下,深部土层中蓄存的水量消耗较少,土壤含水量接近田间持水率,降雨时深层土壤的蓄水能力有限,因此,地下水埋深增大至一定程度后,地下水面上层土的蓄水能力将不再增加,降雨对地下水的补给量也不再随地下水埋深的增加而减小。

(2) 降雨入渗系数与土质、地下水埋深和气候条件的关系。

河南省水文地质大队根据封丘均衡场资料,提出了不同气候条件下降雨补给系数,如表 1-3 所示。

(3) 降雨入渗系数与地下水埋深和年降雨量的关系。

根据石家庄(表土为亚粘土,以下为亚砂、粉砂)均衡场试验资料,河北地质局水文地

表 1-3 不同气候条件下降雨入渗补给系数(以%计)

地下水埋深(米)		1~2		2~4		4~6		7~	
土 质		亚 砂	亚 粘	亚 砂	亚 粘	亚 砂	亚 粘	亚 砂	亚 粘
气候条件	丰水年	—	26	26	22	21	19	21	18
	平水年	—	21	20	18	17	15	17	14
	干旱年	—	16	14	13	12	11	12	10

表 1-4 不同降雨年份降雨入渗补给系数(以%计)

地下水埋深 (米)	年降雨量 (毫米)	年降雨量(毫米)						
		300	400	500	600	700	800	900
0.5		39.0	39.5	41.0	44.0	48.1	52.1	55.2
1.0		12.0	20.0	26.0	32.1	38.9	44.6	48.9
2.0		0	6.2	13.2	19.7	26.0	31.3	35.2
3.0		0	3.8	10.4	16.1	21.4	25.8	29.2
4.0		0	1.3	7.6	13.0	18.0	22.3	25.6

质观测总站提出了不同降雨量情况下降雨入渗系数,如表 1-4 所示。

降雨补给系数确定之后,即可根据一定年份的降雨量推求该年的降雨补给量。

应当指出,以上资料大部分都是根据各地均衡场地中入渗仪观测数据求得的,在有地形起伏、洼地和沟渠入渗的情况下,表列的数值可能偏小,仅供参考。在有长期地下水动态观测资料的地区,降雨入渗补给系数或补给量,应根据动态资料求得^[4]。

2. 潜水蒸发

分析地下水资源时,除考虑补给因素外,还必须考虑消耗于潜水蒸发的水量。在地下水埋深较小的地区,潜水蒸发可以达到相当的数量,是一项不可忽视的因素。潜水蒸发强度与土壤输水性能、地下水的埋深和气候条件有着密切关系。在地下水埋深较小的情况下,潜水蒸发主要决定于蒸发力(以水面蒸发表示)。随着地下水埋深的增大,土壤向地表输水的能力减弱,蒸发量的大小则主要决定于土壤的输水能力。根据山东水利科学研究所打鱼张灌区六户试验站资料,在轻质土(粉砂壤土)地区,潜水蒸发强度 ϵ 与地下水埋深和水面蒸发 ϵ_0 之间的关系如表 1-5 所示。

根据各地资料,一般潜水蒸发强度也可以近似地用以下公式表示:

$$\epsilon = \epsilon_0 \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0}\right)^n \quad (1-3)$$

式中: ϵ ——潜水蒸发强度;

n ——与土壤质地有关的指数,一般 $n = 1 - 3$;

ϵ_0 ——水面蒸发强度;

Δ ——地下水埋深;

Δ_0 ——地下水蒸发极限深度(或潜水停止蒸发深度)。

根据北京水文地质一大队资料,各种土质潜水蒸发极限深度如表 1-6 所示。根据山东水利科学研究所资料,轻质土停止蒸发深度为 2.9~3.0 米,粘质土为 1.5~1.7 米。

表 1-5 轻质土潜水蒸发(毫米)与水面蒸发及地下水埋深关系

水面蒸发 (毫米)	潜水埋深 (米)	0.50	0.90	1.40	1.80	2.20	2.50
2~3		—	—	1.62	1.36	1.21	0.38
3.1~4.5		4.18	3.85	2.08	1.97	1.22	0.34
4.6~6.0		4.26	3.38	3.13	2.62	1.12	—
6.1~7.5		6.13	4.04	3.31	2.76	1.10	—
7.6~9.0		6.30	5.12	2.39	2.77	0.73	—
9.1~10.5		7.09	5.35	2.79	2.80	0.42	—
>10.5		7.47	—	3.71	2.66	0.011	—

表 1-6 潜水蒸发极限深度

土 质	潜水蒸发极限深度(米)
亚粘土	5.16
黄土质亚砂土	5.10
亚砂土	2.95
粉细砂	4.10
砂砾石	2.38

(1-3)式可写成以下形式:

$$c = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} = \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0}\right)^n \quad (1-3')$$

c 称潜水蒸发系数。

潜水蒸发强度和一定时段或全年潜水蒸发量，可以近似地根据实测的潜水蒸发系数进行推算。例如，北京水文地质大队根据观测资料得出的多年平均潜水蒸发系数 c 如表 1-7 所示。

表 1-7 潜水蒸发系数(以%计)

土 质	地下水埋深 (米)	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0
亚 粘 土		52.9	29.8	14.7	8.2	4.6
黄土状亚砂土		80.1	43.1	19.4	8.7	2.8
亚 砂 土		74.3	25.5	3.2	1.7	—
粉 细 砂		82.6	47.2	16.8	4.4	—
砂 砾 石		48.6	41	1.4	0.4	0.1

表 1-8 潜水蒸发系数(以%计)

地面覆盖 情况	地下水埋深 (米)	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0
无 作 物		33.0	14.5	5.3	3.4	2.9	2.1	1.9	1.7
有 作 物		63.4	38.5	13.9	7.0	4.3	2.9	2.0	1.7

根据河北地质局长观总站资料(表土以下为亚粘土、亚砂土和粉砂土),年潜水蒸发系数如表 1-8 所示。

3. 河流和大型沟渠对地下水的渗漏补给或排泄

河流和大型骨干沟渠对地下水的补给量(渗漏流量)一般可以根据河流水文测验和渠系测水资料确定,也可以根据河流和沟渠两侧地下水观测井(垂直于河流或沟渠布设的排井)资料估算。在后一种情况下,单位长度河流(或沟渠)向一侧补给的渗漏流量可用下式推求:

$$q = k\bar{h}J \quad (1-4)$$

式中: \bar{h} ——地下水含水层平均厚度;

J ——实测地下水水力坡降;

k ——含水层渗透系数。

在缺乏资料的情况下,灌溉渠道的渗漏还可以用近似的方法进行推算。

应当指出,一些地上河(如我国的黄河、永定河)或某些河流的高水位时期以及具有一定水位控制高程的地上输水干渠,通过渗漏可以补给地下水。常年水位低于附近地下水位的河道以及为了防止土壤盐碱化而修建的排灌结合的地下输水沟渠,在水位低于附近地下水位时,不仅不能补给地下水,反而成为地下水的排泄出路。在大面积开发利用地下水的情况下,地下水位不断下降;当水位下降至河流(或沟渠)水位以下时,原来起排水作用的河流或沟渠,将转而补给地下水。这些情况在地下水资源分析中也需要予以考虑。

4. 灌溉水的补给

灌溉对地下水的补给包括两部分:一部分是由田面灌水入渗补给地下水;另一部分是灌溉渠系渗漏补给地下水。

(1) 田面灌水入渗补给。

在田面灌水时,如果灌水量超过地下水面上层土层的蓄水能力,就会对地下水进行补给。除田面保持较深水层的格田漫灌以外,灌水入渗的过程与降雨入渗规律基本相同。但由于灌溉水量不大,且有田间工程措施,一般不会产生径流(而降雨则产生径流),且灌水前土壤含水率一般都在允许的最小含水率附近(而降雨前土壤含水量则与前期降雨量有关)。因此,灌水入渗的影响因素比较简单,其入渗补给地下水的数量除决定于土壤条件外,还与灌水定额(一次灌水量)、灌水前的地下水埋深有关。根据原北京水利水电科学研究院及河南省引黄人民胜利渠新乡忠义灌溉试验站资料,不同灌水量与地下水补给量的关系如表 1-9 和图 1-2 所示。

表 1-9 灌溉水入渗补给量(以毫米计)

灌水定额(米 ³ /亩)	地下水埋深 1.6 米	地下水埋深 1.8 米
40	6	—
50	12	6
60	18	12
70	24	18
80	30	24

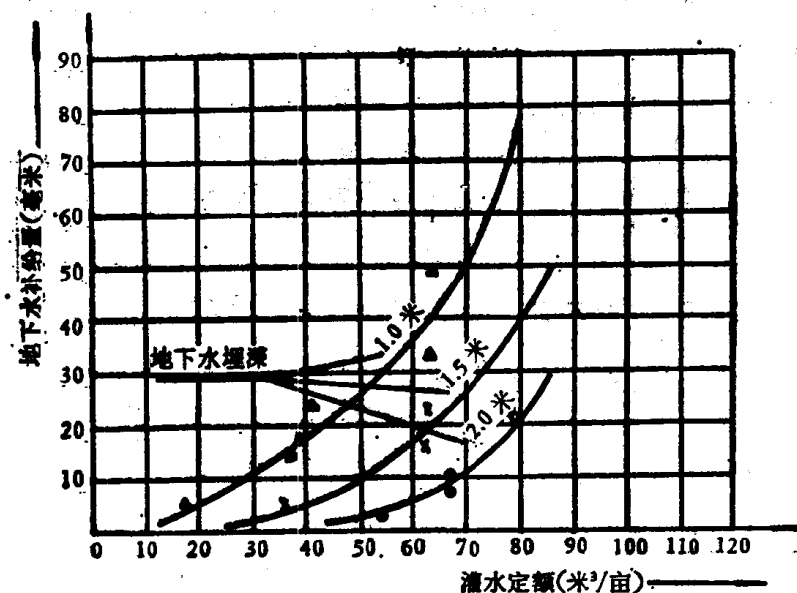


图 1-2 灌水定额与地下水补给量的关系

从表 1-9 可以看出,小定额的灌水不能补给地下水或只能有限地补给。随着灌水量的加大,补给量也不断加大。在大定额漫灌的情况下,灌溉对地下水的补给可能达到很大数量。

(2) 灌溉渠道渗漏补给。

大型沟渠渗漏对地下水的补给,主要集中在渠道沿线,为此需单独进行计算,其计算方法已如前述。支斗渠以下各类小型沟渠,特别是田间灌溉渠道(如农渠、毛渠等),数量很多,且分布比较均匀,不必逐条渠道计算其补给量。一般可根据渠系有效利用系数进行估算。计算公式可写成补给流量和总量两种形式:

$$Q_s = Q(1 - \eta) \quad (1-5)$$

$$W_s = W(1 - \eta) \quad (1-5')$$

式中: Q_s, W_s 分别为支(或斗)渠以下渠系补给地下水的流量和一定时段的补给总量;

Q, W 分别为渠系引进的流量和总水量;

η 为渠系有效利用系数,其值可参照灌溉渠道设计中的经验数字确定。

平均在单位面积上的补给模数或补给水量

$$\varepsilon = \frac{Q_s}{A} \quad (1-6)$$

或:

$$w = \frac{W_s}{A} \quad (1-6')$$

式中: ε, w 分别为渠系补给地下水模数和补给水量;

A 为渠系控制的面积。

5. 越层补给

潜水与其下部的承压含水层之间虽有弱透水层阻隔,但当潜水开采以后,潜水位低于相邻承压含水层的压力水位时,两含水层间形成一定的水头差(见图 1-3),此时,下部含