

● 金光炎

# 地下水文学初步 与地下水资源评价

D  
ixiashui Wenxue  
Chubu yu Dixia  
Shiziyuan Pingjia

东南大学出版社



# 地下水文学初步与 地下水资源评价

金光炎

东南大学出版社  
·南京·

## 内 容 提 要

本书着重于平原地区浅层地下水资源的评价与计算,包括地下水文学的基本概念、主要定理和常用公式,地下水计算参数的测试和估计,地下水资源总量和可开采量的计算方法,以及地下水资源的质量评价等。简要叙述了平原区深层地下水资源和山丘区地下水资源的评价方法。为便于不同专业人员的应用,书末附有水文频率计算的分析计算方法。读者对象为水利、地质、农业、环境、地理、城建和交通等部门的水文水资源工作者,亦可供高等院校有关专业的师生作参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

地下水文学初步与地下水资源评价/金光炎. —南京:  
东南大学出版社,2009.6

ISBN 978-7-5641-1645-3

I. 地… II. 金… III. ①地下水水文学 ②地下水  
资源—评价 IV. P641.1 TV211.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 061875 号

### 地下水文学初步与地下水资源评价

---

出版发行 东南大学出版社  
出版人 江 汉  
网 址 <http://press.seu.edu.cn>  
电子邮箱 [press@seu.edu.cn](mailto:press@seu.edu.cn)  
社 址 南京市四牌楼 2 号  
邮 编 210096  
经 销 全国新华书店  
印 刷 南京京新印刷厂  
开 本 700mm×1000mm 1/16  
印 张 8.75  
字 数 170 千  
版 次 2009 年 6 月第 1 版  
印 次 2009 年 6 月第 1 次印刷  
书 号 ISBN 978-7-5641-1645-3  
印 数 1—3 000 册  
定 价 18.00 元

---

本社图书若有印装质量问题,请直接与读者服务部联系。电话(传真):025-83792328

# 前 言

1966年秋冬之际,我国北方大部分地区发生了罕见的干旱,并一直延续到第二年的夏初。为此,从中央到地方,有组织地投入了井灌(打井灌溉)工程的建设,形成了新中国成立以来最大规模的井灌建设运动,为抗旱增产起到了积极的作用。在当时的形势下,我被临时抽调出来参加这项工作,初看起来似乎是一个很平常的偶然事件,却意想不到的是从此与地下水结下了不解之缘。

参加井灌工程的建设,有机会与广大的建井队伍一起,获得了许多实践知识。同时,还必须与地下水打交道,需要进行地下水资源的评价与计算。记得在参加井灌工作不久,一次座谈会上,大家都希望知道各个地区的地下水资源量(包括可开采资源量),以便“以水定井”(根据地下水资源量来决定建井的位置、数量、井距和井深等)。当时各有各的说法,但谁也说不清、谁也没把握。这是一个十分普遍而重要的问题,深深地萦绕在我的脑海中。从此在不断的摸索中,考虑到在地表水计算中常用的水量平衡法,将其扩用到地下水计算中,以替代过去沿用的四大储量法,使之更为明晰与实用,此即地下水资源评价和计算中的水均衡法。自20世纪70年代中期开始,《平原地下水资源评价》油印稿编印了多次,最后于1982年正式出版,其中反映了我对地下水资源评价和计算的粗浅体会和认识。

近几十年来,我国大规模建设各类井泉工程,开发利用地下水资源,卓有成效。为了配合这一工程的开展,在20世纪80年代和21世纪初分别进行了全国性的两次水资源评价工作,积累了许多实践经验,理论水平也有所提高。

通过多年的实践,在地下水资源评价和计算方面,有不少新的发现

和认识,表现为以下几个显著的特点:一是用水均衡法替代了四大储量(静储量,动储量,调节储量和开采储量)法,使计算的各个环节中各项要素更为明确;二是将水文学的方法应用到地下水计算中,并与水文地质学的方法相结合,开阔了思路,增加了方法,更利于计算;三是地下水计算参数(水文和水文地质参数)由常值系统转向更符合实际的变值系统,使计算精度大为提高;四是对降水、地表水、土壤水和地下水的四水转化研究,不仅分析了它们之间相互关系和转化规律,而且还解决了水资源评价中的重复量计算问题。所有这些,都是新的创举,不仅有利于地下水资源的评价和计算,而且在理论和实践上具有更重大的意义。

广义的地下水,包括包气带水和饱和带水,因而研究地面以下水体的形成和变化规律十分重要,这是地下水文学的主要研究内容。地下水资源评价和计算,需要有地下水文学的理论指导和方法介入,故了解这方面的知识,很有必要。限于篇幅,注重实用,这里仅对其中最基本的部分作一介绍。

地下水资源评价和计算中,地下水资源的结果同参数的精度密切相关。因此,认识参数的特性和正确测定至关重要,本书侧重于这方面的叙述。如果参数不可靠,即使方法再好,也无法得到可信的结果。下面想提几个比较有意义的问题。

给水度是一个最基本的地下水计算参数,其测定的精度,决定着地下水资源的量值。给水度除与岩性和埋深有关外,还与注水方式有较大的关系。例如,对于降水和灌溉水(自上而下)入渗补给与人工回灌(自下而上)补给时的给水度值,显然不同;对于“强迫释水”式的抽水方式所得的值与上述两者又有区别。其次,给水度是一个比较灵敏的参数,一般它的数值较小,如果略有误差,其影响不可忽视。

潜水蒸发是浅层地下水消耗的主要项,尤其是在埋深较浅时。潜水蒸发量除与气象因素和埋深有关外,还与地表作物的种植、生长情况和土壤输水能力有很大关系。对此,将其计算公式加入有无作物与土

壤输水能力的因素,更为符合实情。

用抽水试验法测定参数,其值随各井孔离主井的距离而变,以往用经验方法来确定,任意性大,现采用所测定参数在主要影响范围内的平均值,是一种新的尝试,有待更多的实例验证。

合适方法的引用,对地下水计算很有帮助。例如,地下水均衡计算中应用多年调节法,可以了解多年水量的均衡状况和获得多年平均的可开采量。不同频率年型的可开采量或可开采系数,可以分别通过典型年附近几个年份进行年调节,用来综合确定不同年型的可开采系数,以避免仅取一个年份调节计算结果的片面性。

本书主要介绍平原浅层地下水资源的评价和计算方法。对深层地下水和山区地下水资源的计算,由于目前资料较少,只作简单的叙述。

书末列有四个附录。附录 A 是关于深层地下水资源问题。其中,将深层地下水资源量的四大组成部分,根据它们的属性,分别给予了含相应意义的定名,这会进一步认识深层地下水资源带来益处,并有利于对其开发利用的规划与实施。由于这是在书稿完成之后写出的,如果加入正文中,可能会打乱原来的结构,故将其放在附录中。附录 B 是水文频率计算,这主要是为水文部门以外的工作者而写的,其中介绍了水资源评价中频率计算的基本知识和方法,叙述了水文频率分析中应注意的事项。附录 C 和附录 D 是频率计算的应用表格,可备查用。

书写过程中,采用了许多五道沟水文水资源实验站的资料,也引用了其他地方的一些成果。为此,对有关单位和同志深表谢意。同时也非常感谢许多专家和同志在工作中给予的关心和帮助。

本书的初稿完成于 2002 年,原为讲稿。整理时略有增删,并补充了地下水质量评价的简要内容和增加了近期出版的几本参考文献,供作参考。限于水平,不当之处,请批评指正。

金光炎

2008 年 10 月

# 目 录

<b>1 地下水文学基础知识</b> .....	( 1 )
1.1 地下水含义简释 .....	( 1 )
1.1.1 潜水 .....	( 1 )
1.1.2 承压水 .....	( 2 )
1.1.3 土壤水 .....	( 3 )
1.2 地下水文学研究对象 .....	( 4 )
1.3 地下水运动基本规律 .....	( 6 )
1.4 非饱和带土壤水的运动 .....	( 7 )
1.4.1 非饱和带的进一步说明 .....	( 7 )
1.4.2 土壤水分特性曲线 .....	( 8 )
1.4.3 土壤水运动的基本方程 .....	( 9 )
1.4.4 垂直水流的非稳定流方程 .....	( 10 )
<b>2 地下水计算参数</b> .....	( 15 )
2.1 给水度 .....	( 15 )
2.1.1 给水度的几个主要概念 .....	( 15 )
2.1.2 测定方法 .....	( 18 )
2.1.3 实例分析 .....	( 22 )
2.1.4 五道沟地区 $\mu$ 值综合比较 .....	( 24 )
2.1.5 各种岩土给水度的参考值 .....	( 25 )
2.2 降雨入渗补给系数 .....	( 25 )
2.2.1 计算 $P_r$ 的常用方法 .....	( 26 )
2.2.2 降雨入渗补给系数的计算 .....	( 27 )
2.2.3 实例分析 .....	( 28 )
2.2.4 各种岩性的降雨入渗补给系数 .....	( 31 )
2.3 潜水蒸发系数 .....	( 32 )
2.3.1 常用方法 .....	( 33 )
2.3.2 实例分析 .....	( 35 )
2.3.3 不同区域的潜水蒸发系数 .....	( 38 )

2.4	灌溉入渗补给系数 .....	(39)
2.4.1	黏性土的灌溉入渗补给系数 .....	(39)
2.4.2	砂性土的灌溉入渗补给系数 .....	(40)
2.4.3	各种岩性的灌溉入渗补给系数 .....	(40)
2.5	河渠渗漏补给系数及渠系有效利用系数 .....	(41)
2.5.1	自由渗漏时的计算方法 .....	(41)
2.5.2	顶托渗漏时的计算方法 .....	(41)
2.5.3	渠系有效利用系数 .....	(42)
2.6	渗透系数与导水系数 .....	(43)
2.6.1	渗透系数 .....	(43)
2.6.2	导水系数 .....	(45)
2.7	作物对降雨的有效利用系数和对地下水的利用系数 .....	(46)
2.7.1	作物对降雨的有效利用系数 .....	(46)
2.7.2	作物对地下水的利用系数 .....	(46)
2.8	抽水试验法测定系数 .....	(48)
2.8.1	稳定流抽水试验法 .....	(49)
2.8.2	非稳定流抽水试验——泰斯法 .....	(50)
2.8.3	非稳定流抽水试验——雅各布法 .....	(55)
2.8.4	非稳定流抽水试验——布尔顿法 .....	(56)
2.8.5	抽水试验法的应用条件与参数测定和改进 .....	(62)
2.9	参数测定应注意的问题 .....	(64)
2.10	注记 .....	(65)
<b>3</b>	<b>平原浅层地下水资源数量评价 .....</b>	<b>(68)</b>
3.1	地下水补给量计算 .....	(68)
3.1.1	降水入渗补给量 .....	(68)
3.1.2	河渠湖库渗漏补给量 .....	(69)
3.1.3	山前与区外侧向补给量 .....	(70)
3.1.4	渠灌田间入渗补给量 .....	(71)
3.1.5	灌溉入渗补给量 .....	(71)
3.1.6	越流补给量 .....	(71)
3.2	地下水排泄量计算 .....	(72)
3.2.1	潜水蒸发量 .....	(72)
3.2.2	其他排泄量 .....	(72)



3.3 地下水资源量和水资源总量 .....	( 72 )
3.3.1 地下水资源量 .....	( 72 )
3.3.2 水资源总量 .....	( 73 )
3.4 地下水可开采量计算 .....	( 73 )
3.4.1 地下水可开采量概述 .....	( 73 )
3.4.2 地下水可开采量的几种计算方法 .....	( 74 )
3.4.3 多年调节计算法 .....	( 75 )
3.4.4 可开采系数的综合分析 .....	( 78 )
<b>4 平原区深层地下水和山丘区地下水资源评价简介 .....</b>	<b>( 82 )</b>
4.1 平原区深层地下水资源评价 .....	( 82 )
4.2 山丘区地下水资源评价 .....	( 84 )
<b>5 地下水资源质量评价 .....</b>	<b>( 86 )</b>
5.1 地下水的主要性质 .....	( 86 )
5.2 地下水质量分类 .....	( 88 )
5.2.1 地下水质量分类概述 .....	( 88 )
5.2.2 地下水质量分类指标 .....	( 89 )
5.3 地下水质量评价方法 .....	( 90 )
5.3.1 地下水质量单项组分评价 .....	( 90 )
5.3.2 地下水质量综合评价 .....	( 91 )
5.4 几类水质标准综述 .....	( 92 )
5.5 地下水质量趋势变化分析 .....	( 96 )
5.5.1 简单计算法 .....	( 96 )
5.5.2 回归分析法——手算法 .....	( 97 )
5.5.3 回归分析法——采用 Excel 计算 .....	( 98 )
<b>附录 A 深层地下水资源的分类属性与分析评价 .....</b>	<b>( 101 )</b>
<b>附录 B 水文频率计算 .....</b>	<b>( 105 )</b>
<b>附录 C <math>\Gamma</math> 分布离均系数 <math>\Phi</math> 值表 .....</b>	<b>( 118 )</b>
<b>附录 D <math>\Gamma</math> 分布模比系数 <math>K</math> 值表 .....</b>	<b>( 121 )</b>
<b>参考文献 .....</b>	<b>( 128 )</b>

# 1 地下水文学基础知识

## 1.1 地下水含义简释

地表以下的水,统称为地下水。以潜水面为界,可把地下水分为两个部分:潜水面以上为包气带水或非饱和带水,潜水面以下为饱水带水或饱和带水。

存在于土壤孔隙内、吸附于土壤颗粒上的水统称为土壤水。广义的土壤水应指全部土层中所含的水,但在水文学中主要是指狭义土壤水,即地表至植物根系分布附近这层土壤内的水。这一层次位于包气带的上部,受气象因素和人类活动的影响很大,其厚度相对较小,它是土壤含水量的强烈变化带,下面将对此作简要叙述。先介绍潜水和承压水的含义。

### 1.1.1 潜水

潜水是地表以下第一个稳定隔水层(相对隔水层)以上含水层中的重力水,其表面为潜水面,相应的水位为潜水位,在此面上所受的压力为一个大气压。潜水面离地表的距离叫做潜水位埋藏深度,习惯上称为地下水位埋深,或简称埋深。

潜水大都为无压水,具有自由水面,当埋深较浅时,潜水通过包气带与地表相通。大气降水、凝结水和地表水可通过包气带渗入,直接受到补给。潜水主要消耗于蒸发、径流和人工开采。由于潜水位接近地表,易受气象因素和人类活动等的影响,具有明显的季节性变化。

潜水层中,局部地方可能存在夹有似饼状的、分布有一定范围的黏土层,叫做透镜体,如图 1.1。在透镜体之下,会出现微承压水。如果打穿透镜体设一观测孔,其水位(水头)会略高于潜水位。若穿过透镜体开凿较多的井孔,并经常抽水,这种微承压的性质会逐渐减低,甚至消失。

一般,称潜水部位的水为浅层水,而把相对隔水层以下的承压水叫做深层水(有的地方还有中深层水和深层水之分,两层之间也有相对隔水层)。当浅层水开发利用或有其他消耗时,潜水

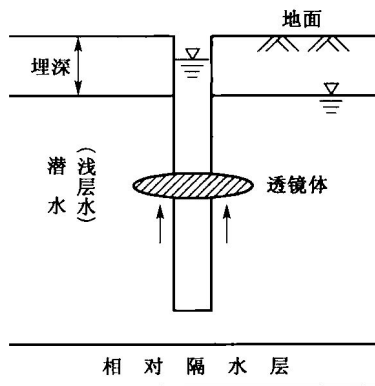


图 1.1 潜水层示意图

位降低,若水位明显低于深层水的水位(水头),则深层水会通过相对隔水层向浅层补给,这就是越流补给(越层补给)。

上面提到了含水层和相对隔水层的两个概念,这里作些说明。含水层是位于地下水面以下能充入一定水量的、大致为层状分布的透水岩土层。通常认为,渗透性能较好的砂层、砾石层、多裂隙的石英岩层和岩溶发育的石灰岩层等,都能成为含水层。一些渗透性能较差的黏性土,如砂质黏土(亚黏土)和黏质砂土(亚砂土),亦能含水,特别是在裂隙较为发育的土壤中。实践表明,许多民用小口浅井,深度较浅,坐落在黏性土层中,亦能从中取出水来,因而这类土壤亦可在一定程度上视为含水层。若干个含水层可组成含水层组,其累计厚度愈大,富水性愈好,这是富水性好的一个条件。其另一个条件是要有好的补给,如果没有足够的和及时的补给,即使砂层再厚,也抽不出多少水来,不能作为富水的含水层。这样,只有上述两个条件都满足时,才能称之为有好的富水性。我们常常把富水性好的地区叫做富水区,与其相对的为贫水区,介于两者之间的为中等富水区。例如,在沙漠上层打井,虽然那里砂层很厚,但没有补给,就称不上富水区了。

渗透性能很弱的黏土或泥岩层,即使其中充满了水,但水难以在其中运动或流动性很差,称其为隔水层或不透层。含水层和隔水层是相对的,有些黏性土虽然渗透性较差,当水力坡度加大(如抽水形成大的水力坡度)时,仍有一定的水量能通过,故称其为弱透水层(弱含水层)或相对隔水层。浅层水与深层水之间,往往存在有一个层次较厚的黏性土层,这就是相对隔水层。地下水能通过该层次从水头低处向水头高处流动,形成越层流,这是越流补给的通道。

### 1.1.2 承压水

潜水含水层底部的相对隔水层之下的地下水,常常是承压的,这种地下水,称为承压水。如果将隔水层打穿,并设置观测孔,水因有压力会上涌至一定的高度,其上升后的水位(水头)通常高于潜水位,有的还会高出地面,成井后水会自行流出即成自流水。

承压水受气象、水文因素的影响较小,流动缓慢,不易补给。这一层次越是封闭、越是远离补给区,则越是不易补给。如果大量开采承压水,而不能及时得到补给,则会降低压力、疏干井泉周围的含水层,形成水位降落漏斗,并会引起地面沉陷等不良后果。

封闭条件较好的承压水在未开采前,一直埋藏在地下,主要由弹性水和重力水组成。水是有弹性的,由于长期外力的作用,能使水的体积压缩,一旦失去压力,水会弹性释放复原。这样出来的水称为弹性释放水,当然其水量是不大的。

同样,当深层水的水位(水头)低于潜水水位时,潜水能通过相对隔水层补给深层水,这是浅层水向深层的越流补给,在大量开发利用深层水时,常常会出现这种情况。

### 1.1.3 土壤水

土壤水的存在形式:土壤中存在有气态水、吸湿水、薄膜水、毛管水和重力水,现分述如下。

(1) 气态水。它和空气一起存在于土壤孔隙中,与大气中所含的水汽性质完全一样,并和大气中的水汽相互联系着。气态水的活动性很大,可以随着空气一道在土壤孔隙中运动。这种气态水在活动过程中,一部分被较干的土壤分子所吸收,成为吸湿水;另一部分仍在继续运动,当土壤受到压缩(或受其他压力)时,它可随空气逸出,或被压缩在土壤围闭的孔隙中。气态水所占的比例很小,一般只占千分之一或几万分之一。

(2) 吸湿水(吸着水)。它是被土壤分子引力吸附在土壤颗粒表面的水分,其吸附力很强,远远超过重力。据说吸附力可达 1 000 个以上的大气压。吸湿水不受重力影响,不传递静水压力,不溶解盐类,不易冻结,无导电性,不能被植物吸收,只有在加热到  $105 \sim 110^{\circ}\text{C}$  时,才能变为水汽离开土粒。吸湿水的密度大于  $1\text{ g/cm}^3$ ,含水量一般小于 15%,重质黏土可达 10%~15%,而中粗砂仅有 1% 左右。

(3) 薄膜水。当土壤水分不断增加,土壤颗粒所吸附的水分也逐渐增多,水就包围在吸湿水外面,形成水膜,此即薄膜水。这种水不受重力作用,黏滞性大,溶解盐类的能力低,不传递静水压力,只能从薄膜厚的地方向薄的地方缓慢移动,直至厚度相同为止。薄膜水一般不能被利用,但最外层的水分可被植物吸收。

(4) 毛管水(毛细管水)。因孔隙中存在连通的孔隙,具有毛管的性质。当孔隙直径小于 1 mm 或裂隙宽度小于 0.25 mm 时,水可由毛管力支持而充满土壤的毛管孔隙,这就是毛管水。毛管水的形成有两种情况:一种是与潜水面有水力联系,饱和带的地下水在毛管作用下上升到一定的高度,称为毛管上升水,是连续的;另一种与潜水面没有联系,水源来自大气降水等,由地表渗入并悬于土壤孔隙中,称为毛管悬着水,一般是断续的。

现简述毛管水上升的原理。如图 1.2,在毛管内,土壤分子与水分子之间有吸附力(沿土壁

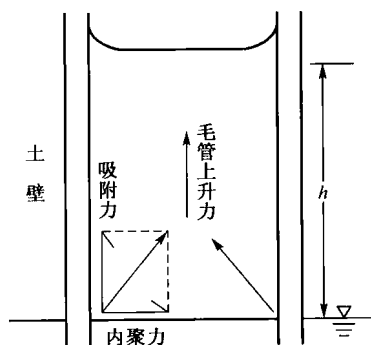


图 1.2 毛管上升图

上升的力),水分子相互之间有吸引力(内聚力或表面张力)形成图中左边的合力,同样也有右边的合力。两边合力相加,则成毛管上升力,水沿毛管上升。当毛管水上升到一定高度时,毛管上升力和重力平衡,即停止上升,此即毛管最大上升高度。若毛管均匀而规则,最大毛管水上升高度  $h$ (以 cm 计),约可表达为<sup>[4]</sup>:

$$h = \frac{0.30}{d} \quad (1.1)$$

式中:  $d$ ——土壤孔隙的直径(cm)。

实际情况中,土壤并不均一,故上式仅能作为参考。

毛管水由于存在毛管力引起的,一般是孔隙愈细,毛管力愈大,毛管水上升的高度愈高。对于黏性土,虽然它的孔隙很细,但因孔隙的连通性不好,常有堵塞,故上升高度受到限制。不同土层的毛管水上升高度的大致范围如表 1.1<sup>[16]</sup>。已如上述,由于黏性土常易堵塞及水流不畅,故实际的上升高度要比表 1.1 中所列的值为小。毛管水上升的高度还同水的矿化度和湿度有关。矿化度大、湿度低,水的黏滞性增大,毛管上升高度要减小。毛管水可传递静水压力,能被植物吸收。

表 1.1 各种土壤的最大毛管水上升高度

土壤类型	上升高度(cm)	土壤类型	上升高度(cm)
黏土	200~400	沙土	50~100
黏壤土	150~300	泥炭土	120~150
沙壤土	100~150	碱土或盐土	120

在毛管水最大上升的高度及范围内,各处的含水量是不同的,离地下水面愈近(远)的地方,毛管水愈多(少),土壤含水量愈大(小)。通常把毛管水上升最为强烈的范围称为毛管水强烈上升高度。一般,这种高度约为毛管水最大上升高度的一半或更少,例如对亚黏土、亚砂土约为 1.0~1.5 m。

(5) 重力水。能在重力作用下发生向下运动的自由水,称为重力水。例如降雨和灌溉入渗的水在重力作用下可补给饱和带的地下水,地下径流和井泉中的地下水都是重力水。

(6) 固态水。当土壤及其周围的温度均低于 0℃ 时,孔隙中的水结成冰,成为固态。冬季土壤冻结,其中的液态水变为固态水。

## 1.2 地下水文学研究对象

地下水文学(地下水水文学)是水文学的一个分支,是一门运用水文循环和水

量平衡原理来研究地下水形成、运动、循环、水情和地下水资源的学科,包括研究地下水量和水质以及与其他水文要素之间的相互关系。

地下水文学和水文地质学的关系十分密切。水文地质学是把地下水当作自然界的一个地质体,侧重于地质学的方法来研究地下水,主要是研究地下水起源、类型、分布、运动、化学成分和地质环境等,与地下水文学的研究内容各有侧重,也有交叉。地下水文学常常是在地质条件相对固定情况下进行研究和分析计算。

地下水文学的主要研究内容如下:

(1) 地下水的形成。地下水主要来自大气降水和地表水的入渗,在灌区还有灌溉水的入渗。入渗的水在地下经过重新分配,如成为包气带土壤中的蓄积、壤中流、土壤蒸发和植物吸收后散发、地下径流的水平排泄以及成为重力水补给饱和带的地下水。这样,组成了自然界中水文循环的一部分。地下水文学研究地下水在水循环中的作用,研究地下水与降水、地表水之间的联系和转化(通常称为三水转化,如果加入土壤水,即为四水转化),研究地下水的补给、排泄和径流以及与此有关的地下水计算参数(即水文和水文地质参数,如给水度和降水入渗补给系数等),并研究与地下水资源评价等的有关问题。

(2) 地下水运动。地下水在重力和压力的作用下产生渗流运动,其运动的基本定律是达西定律。根据质量守恒原理和达西定律可推导出不同条件下地下水运动的数学物理方程。应用一些基本的方法求出数学物理方程在各种初始条件和边界条件下的解,利用其解可以计算给水度和导水系数等地下水计算参数、预测未来某时某地的地下水位等水文要素,为地下水资源评价和计算提供依据。

(3) 地下水水情。亦称地下水动态,是指地下水位、水量、水质和水温等要素在自然和人为因素影响下发生的变化。研究这些变化规律,可建立各要素在时间和空间上的定量关系。通常利用观测站点或试验场,进行观测和试验,必要时配以调查、统测,取得资料进行分析计算,得到地下水计算参数,评价地下水资源的补给量、储存量和可开采量以及监测地下水水质,为各有关部门提供必要的信息。

(4) 地下水合理开发利用和管理。地下水开发利用应在地下水资源评价的基础上统筹安排、合理规划,以补(补给)定水(资源)、以水定井,补给与消耗达到平衡。地下水管理除制订切实可行的规则之外,还要进行水资源的合理配置、规定开采地下水的技术要求,保护水源、防止污染,以保证长期安全供水,做到地下水的可持续开发利用。

地下水文学的研究途径有下列几个方面。一是物理途径,即根据地下水水位、水量、水质以及渗流等因素,分析它们之间的物理关系,一般用物理模型来表达。二是统计途径,即根据大量的实测资料(包括试验资料),用概率统计方法进行分析和计算,常用的是频率分析法和回归计算法。三是经验途径,当人们参加了多年的

实际工作后,积累了丰富的实践经验,能在一定程度上判断出地下水各要素的变化规律和它们之间的关系。这三种途径不是相互独立而是相辅相成的。

不论用何种途径得到的结果,由于观测有误差、方法有简化、计算过程中有不确定性,一般其计算结果只是初值,尚需通过合理性分析进行综合、平衡和调整,然后才能取用。

地下水文学是一门新兴的水文分支学科,尚需收集更多的资料、积累实践经验以及创建合适的模型和方法,为其发展提供更有利的条件。

### 1.3 地下水运动基本规律

地下水的运动形式,一般有层流和紊流运动两种。地下水在土壤或岩石的孔隙中流动,即为渗透或渗流,其流动的速度远较地表水流为慢。通常,地下水的运动以层流为主要形式,只有在宽大裂隙或空洞中才有可能出现紊流现象。

1856年,法国水力学家达西(Darcy. H)通过实验,发现了层流运动的基本规律。他利用装满砂子的金属圆筒,做了大量实验,得出了渗流速度  $v$  与水力坡度  $I$  成正比的关系,即

$$v = KI \quad (1.2)$$

式中:  $K$ ——渗透系数(或水力传导度),其单位与渗流速度相同,一般以 m/d 或 m/h 表示。

由此可见渗透系数并非水在土壤中的实际渗流速度,只有在  $I = 1$  时两者才相等。把水力坡度  $I$  写成水头差  $\Delta h$  与相应渗流长度  $L$  之比,即  $I = \Delta h/L$ ,则式(1.2)化为:

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \quad (1.3)$$

如果水力坡度随距离而变,以导数的形式表示为  $I = dh/dL$ ,则有:

$$v = K \frac{dh}{dL} \quad (1.4)$$

达西用砂样进行实验发现了此定律,照理讲其结论仅适用于砂。以后,经过大量的实验,发现水在其他类型土壤孔隙中运动速度不大时,也能适用。并且这个定律不仅适用于饱和带,而且也适用于非饱和带,故达西定律成为地下水层流运动的基本定律。

1931年,理查兹(Richards. L. A.)将达西定律推广至非饱和土壤水的流

动,即

$$v = K(\theta) \frac{dh}{dL} \quad (1.5)$$

式中:  $K(\theta)$ ——与土壤含水率  $\theta$  有关的渗透系数。当  $\theta$  为饱和含水率  $\theta_s$  时,  $K(\theta) = K_s$ , 否则  $K(\theta) < K_s$ ; 当  $\theta = 0$  时,  $K(\theta) = 0$ 。

将  $v$  与  $I$  的关系绘如图 1.3, 其中  $c$  点为直线与曲线的交点。当  $I$  不大时(设  $0 < I < I_c$ ), 有  $v = KI$ , 即直线关系, 此时符合达西定律,  $I_c$  是应用该定律的水力坡度的上限, 故把  $0 < I < I_c$  称为它的有效范围。当  $I > I_c$  或关系直线过  $c$  点之后, 关系线为曲线, 即渗流运动出现紊流(如在溶洞和大裂隙中流动), 不能再应用式(1.2)。遇到这种情况, 可用谢才(Chezy. A.)公式计算:

$$v = K_c \sqrt{I} \quad (1.6)$$

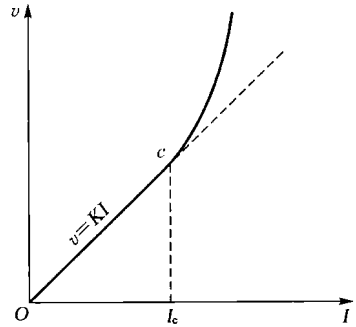


图 1.3 达西定律的适用范围

式中:  $K_c$ ——紊流时的渗透系数。

实际上, 当  $I$  很小时, 由于水有黏滞性以及靠近土粒的水所受吸附力很大, 这时渗流速度为零。也就是说, 虽然  $I$  不等于零, 但水并不流动, 对于这种情况的临界水力坡度, 称之为限度坡度。

## 1.4 非饱和带土壤水的运动

### 1.4.1 非饱和带的进一步说明

非饱和带的定义, 一般有下列三种:

(1) 已如上述, 以潜水位为界。潜水位以上为非饱和带, 潜水位以下为饱和带。

(2) 以土壤含水率  $\theta$  为准。设  $n$  为土壤的孔隙率,  $\theta < n$  的区域为非饱和带,  $\theta \geq n$  的区域为饱和带。

(3) 以压强  $p$  (单位面积上的压力, 单位用 MPa,  $1 \text{ MPa} = 10.197 \text{ kgf/cm}^2$ , 或  $1 \text{ kgf/cm}^2 = 0.0980665 \text{ MPa}$ ) 来分。  $p < 0$  的区域为非饱和带,  $p = 0$  的地方为潜水位,  $p > 0$  的区域为饱和带。  $p$  可换算为压力  $\psi$ , 即

$$\psi = \frac{p}{\gamma} \quad (1.7)$$



式中： $\gamma$ ——密度(如单位用  $\text{kg}/\text{cm}^3$ )。

故压力  $\psi$  为水柱高度。在非饱和带  $\psi < 0$ ，称为负压或吸力。为使用方便，常用吸力  $S$  来表示：

$$S = -\psi \tag{1.8}$$

再说一下与土壤含水率  $\theta$  有关的几点。在饱和带  $\theta = \theta_s$ 。对于一定的土壤  $\theta$  为常数。在非饱和带  $\theta < \theta_s$ ，不是定值，而随土壤的干湿程度而变。测定土壤含水率，一般用重量比法，但在分析研究时，常需用体积比的土壤含水率，此时可把重量比的土壤含水率乘以土壤容量，即得体积比的土壤含水率。土壤在湿润过程(或吸湿过程、湿化过程)中，能保持的最大水量(超过此量即产生重力水)时的含水率称为田间持水量。

### 1.4.2 土壤水分特性曲线

土壤水的吸力  $S$  是随着土壤的含水率  $\theta$  而变化的。土壤饱和时，土壤水的吸力为零。如果对土壤施加一微弱的吸力，土壤中无水流出。当吸力加大到超过某一临界值  $S_c$  时(此时的吸力也称进气吸力)，土壤大孔隙中的水开始排出，含水量开始减小。当吸力继续增加，土壤中更多孔隙中的水分排泄出来，土壤含水率进一步减小。这一过程，可以一直进行下去，并称之为干化过程(或脱湿过程)。由此可见，土壤含水率是随吸力的增加而减小的，这种吸力和含水率之间的关系，是土壤水分特性曲线中的一种。反过来，可使较干燥的土壤不断加水进行湿化过程(吸湿过程)，则得到另一条吸力与含水率的关系曲线。图 1.4 为某地砂性土的吸力  $S$  和土壤含水率  $\theta$  的关系。

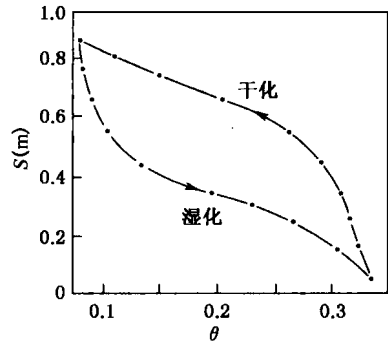


图 1.4 S 与  $\theta$  关系图

可以看到，干化和湿化过程明显表现为两条不同的曲线。因为在吸力平衡时，土壤含水率在干化过程中比在湿化为高，这种现象称为滞后现象。又由于土壤孔隙呈一连串念珠状分布，当含水率一定时，水在其中运动，干化过程的吸力较湿化为高。国外文献中称其为“量水瓶”或“墨水瓶”效应(ink effect)，这就是念珠状作用的同义词，但后者更形象化。

同样，可以画出另一条特性曲线。把渗透系数  $K$  和吸力  $S$  的关系如图 1.5，干化和湿化过程的曲线也是不同的。可是，当绘制渗透系数  $K$  与土壤含水率  $\theta$  的关系时，发现干化和湿化过程的两条曲线非常接近，如图 1.6，应用  $K-\theta$  曲线，会給研