

水文地质学

沈照理（主编） 刘光亚 杨成田
孙世雄 陈葆仁 等 编著

科学出版社

水 文 地 质 学

沈照理 (主编) 刘光亚 杨成田
孙世雄 陈葆仁 等 编著

科 学 出 版 社

1985

内 容 简 介

本书共分八篇,前四篇是水文地质学的基础理论部分,既照顾了基本原理的主要方面,又重点突出地阐述了某些问题;后四篇则为水文地质学中与国民经济有关的几个部分,这里没按传统的方式对其各主要部分均作系统叙述,而是重点地介绍几个实际问题。

供毕业于水文地质专业及从事该方面的生产、科研、教学人员以及研究生参阅。

水 文 地 质 学

沈照理(主编) 刘光亚 杨成田

孙世雄 陈葆仁 等 编著

责任编辑 周文辅 邵正华

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

*

1985年1月第一版 开本:787×1092 1/16

1985年1月第一次印刷 印张:54 3/4 插页:3

印数:0001—5,500 字数:1,279,000

统一书号:13031·2754

本社书号:3795·13—14

定价: 13.70 元

前 言

近年来,有关水文地质这一学科已出版了不少新的教科书及教学参考书。但是由于这一学科发展很快,并且出现了不少新的领域。因此,作为现有已出版书籍的补充、综述目前该学科的发展现状,以及在某些方面亦是為了概括地总结某些科研成果,我们编著了这本《水文地质学》。希望它能对已经毕业于水文地质专业和正在从事该学科的科研、生产工作的科技人员以及研究生在水文地质学的基础理论方面,进一步深入与提高有所帮助。

本书共分八篇。第一篇的一、二、四、五章由河北地质学院卫中鼎执笔;第三、六章由刘光亚执笔;第七章由成都地质学院刘俊业执笔。第二篇由成都地质学院孙世雄执笔。第三篇由长春地质学院刘金山执笔。第四篇及第五篇的第二十八章由南京大学陈葆仁、朱学愚、崔光中及高明执笔,第四篇的二十三章第七节由河北地质学院崔光中执笔。第五篇由长春地质学院杨成田执笔。第六篇的第一部分由长春地质学院林年丰执笔;第二部分由武汉地质学院钟佐燊、沈照理执笔。第七篇由武汉地质学院王恒纯、朱立、贾苓希执笔。第八篇由成都地质学院沈治安执笔。

为了编写工作的顺利进行,由武汉地质学院及河北地质学院负责组织协调工作,并由各院校抽出一人(沈照理、刘光亚、杨成田、孙世雄及陈葆仁)组成了编辑小组,担负了本书的编辑工作。沈照理为主编。此外,刘金山亦参加了部分编辑工作。钟佐燊对本书的图件校核做了不少工作。

成都地质学院张倬元为本书的编写组织表示了极大的关心;长春地质学院王秉忱积极参加了本书的编写组织工作,对编写提纲提出了很多宝贵意见;在此表示感谢。

本书编著人员多,内容广,虽然全书篇幅不少,但是由于各部分的字数有限,论述得不够充分。同时,为了保存对某些问题的不同看法,亦使得某些部分内容上有重复。总之,挂一漏万,在所难免。不当之处,乃至错误之处,敬希读者给予指正。

编著者

1982 年

目 录

第一篇 地下水形成概论

第一章 含水层及含水岩组	1
第一节 含水介质的水理性质	1
第二节 构成含水层的条件	7
第三节 含水层的形态及分类	9
第四节 构成含水岩组的条件	10
第五节 含水岩组间的相互联系	13
第二章 蓄水构造	15
第一节 蓄水构造的概念和类型	15
第二节 水平岩层蓄水构造	16
第三节 单斜蓄水构造	18
第四节 褶皱型蓄水构造	21
第五节 断裂型蓄水构造	28
第六节 接触型蓄水构造	35
第七节 风化壳蓄水构造	43
第八节 复式蓄水构造与联合蓄水构造	46
第九节 地下水流系统与地下水域	47
第十节 水文地质单元与水文地质边界	52
第三章 地下水的循环	55
第一节 地下水与大气水、地表水的关系	55
第二节 地下水的补给	56
第三节 地下水的排泄	60
第四节 地下水的径流交替	61
第四章 地下水的动态和均衡	67
第一节 水均衡方程式	67
第二节 盐均衡方程	69
第三节 影响地下水动态的因素	71
第四节 地下水动态的类型和特征	76
第五章 孔隙岩层地下水	79
第一节 孔隙水的基本特征	79
第二节 河谷地下水	80
第三节 山前倾斜平原地下水	82
第四节 冲积平原和沉降平原地下水	88
第五节 山间盆地和内陆盆地地下水	94
第六节 黄土高原地下水	99
第七节 沙漠地下水	105

第六章 裂隙岩层地下水	108
第一节 岩石的裂隙性	108
第二节 裂隙水	114
第三节 各类岩石分布区地下水特征	121
第七章 喀斯特地区地下水	136
第一节 概述	136
第二节 喀斯特发育机理	138
第三节 喀斯特水	147
第四节 喀斯特水类型的划分	159

第二篇 水文地球化学基础

第八章 绪论	163
第一节 研究水文地球化学的目的和任务	163
第二节 水文地球化学与其它科学的关系	164
第三节 水文地球化学发展简史	165
第九章 元素的水文地球化学性质	168
第一节 电子云的结构及其水文地球化学意义	168
第二节 热力学在水文地球化学中的应用	169
第三节 水文地球化学参数	172
第十章 元素的迁移	179
第一节 元素迁移的概念	179
第二节 元素迁移的基本类型	179
第三节 地下水圈中物质迁移类型的区分	180
第四节 元素迁移的基本方程式	182
第十一章 地下水化学成分及其形成过程	187
第一节 天然水的化学成分	187
第二节 渗入水及其化学成分的形成	189
第三节 沉积水及其化学成分的形成	191
第四节 岩浆水和再生水及其化学成分的形成	196
第十二章 水文地球化学环境及分带	200
第一节 水文地球化学环境	200
第二节 水文地球化学分带	202
第十三章 地下水成矿作用	204
第一节 概述	204
第二节 含矿流体的水文地球化学	205
第三节 矿床形成的古水文地质作用	207
第十四章 水文地球化学找矿	216
第一节 基本原理	216
第二节 金属矿床水文地球化学找矿	216
第三节 盐类矿床水文地球化学找矿	220
第四节 油气田的水文地球化学问题	222

第十五章	水文地球化学中的同位素研究	230
第一节	概述	230
第二节	在自然界中稳定同位素及其分离过程	230
第三节	水及水中元素的同位素成分	233
第四节	同位素研究在水文地球化学上的意义	239

第三篇 地下水运动原理

第十六章	地下水运动方程	242
第一节	基本定律	242
第二节	连续方程	246
第三节	微分方程	248
第四节	定解条件	254
第十七章	排灌区地下水运动理论	257
第一节	稳定流和线性化方程	257
第二节	河渠引渗区的一维流	260
第三节	田面入渗区的一维流	269
第四节	二维流问题	283
第十八章	水井区地下水运动理论	290
第一节	概述	290
第二节	忽略外界补给的井流	292
第三节	考虑垂向补给的井流	306
第四节	考虑侧向补给的井流	316
第十九章	水工区地下水运动理论	329
第一节	概述	329
第二节	坝基渗流	334
第三节	土坝渗流	347
第四节	灌渠渗流	357
第五节	排水渠渗流	364
第二十章	研究地下水运动的数值法	372
第一节	有限差分法	372
第二节	稳定流有限单元法	380
第三节	非稳定流有限单元法	390

第四篇 地下水资源评价

第二十一章	地下水资源概述	407
第一节	地下水资源的概念	407
第二节	地下水资源评价的原则	411
第三节	地下水开采资源的形成	413
第二十二章	地下水资源的形成	417
第一节	地下水径流模数、区域地下径流的多年变化周期	417
第二节	地下水资源的形成	419

第三节 水均衡要素的地理分布及典型地区的水均衡过程	434
第二十三章 地下水资源评价方法	437
第一节 地下水资源评价的一般程序	437
第二节 数学模型的建立	439
第三节 应用解析法评价地下水资源	446
第四节 应用有限差分法评价地下水资源	462
第五节 应用有限单元法评价地下水资源	473
第六节 概率统计分析方法在地下水资源评价中的应用	491
第七节 相似模拟方法在地下水资源评价中的应用	510
第八节 地下水资源评价的其他方法	534
第二十四章 水文地质计算参数的确定	542
第一节 利用地下水动态观测资料求含水层的水文地质计算参数	543
第二节 采用地下水水位观测资料反求水文地质参数方法的分类及其评述	552

第五篇 地下水开发及人工补给

第二十五章 地下水开发的数量标准	569
第一节 均衡开采量的概念及类型	569
第二节 最大开采量的概念及有关问题	571
第二十六章 开发地下水所产生的危害	575
第一节 区域性地下水位降	575
第二节 区域性水位降带来的几种危害	577
第二十七章 地下水的开发	585
第一节 地下水开采地段及取水构筑物	585
第二节 正确处理管井结构增加井的出水能力	591
第三节 加强成井技术增加井的出水能力	601
第四节 改变井周围的渗透条件增加井的出水能力	604
第二十八章 地下水人工补给	608
第一节 地下水人工补给的效益	608
第二节 地下水人工补给的方法及其适用的水文地质条件	610
第三节 人工补给条件下的水文地质计算	617
第四节 地下水人工补给中的某些问题	621

第六篇 环境水文地质问题

第一部分 原生环境水文地质学与地方病

第二十九章 原生环境水文地质学的研究内容及意义	626
第一节 原生环境水文地质学的研究历史与现状	626
第二节 原生环境水文地质学的研究内容及意义	628
第三十章 原生环境水文地质学的基本理论问题	630
第一节 自然环境中元素迁移聚集和分布的规律	630
第二节 腐殖质在环境中的形成分布与作用	637
第三节 自然地理条件与元素的迁移	641

第四节 天然水的化学成分	643
第三十一章 水文地球化学环境的地带性特征	647
第一节 概述	647
第二节 水文地球化学环境的地带性特征	647
第三节 生物地球化学地方病病带	650
第三十二章 水文地球化学环境与地方病	653
第一节 大骨节病	653
第二节 克山病	656
第三节 氟病和龋齿	659
第四节 地方性甲状腺肿	661
第五节 心血管病	662
第六节 脑溢血症	664
第七节 癌症	666
第三十三章 原生环境水文地质学的研究方法	669

第二部分 地下水污染

第三十四章 地下水污染研究现状和内容	673
第三十五章 地下水水质与人体健康	674
第一节 饮用水水质标准	674
第二节 一般组分与人体健康的关系	674
第三节 有毒组分与人体健康的关系	675
第四节 病原体与人体健康的关系	677
第三十六章 地下水污染概述	678
第一节 地下水污染概念与特点	678
第二节 地下水污染主要途径和方式	679
第三节 地下水污染源和污染物	681
第四节 地下水污染评价	683
第三十七章 几种类型的地下水污染	685
第一节 固体废物填坑的污染	685
第二节 农业污染	686
第三十八章 污染物在包气带和含水层中迁移的环境水文地球化学特性	688
第一节 影响污染物在包气带和含水层中迁移的各种作用	688
第二节 污染物的环境水文地球化学特性	689
第三十九章 地下水污染预测	695
第一节 弥散作用概述	695
第二节 地下水污染预测的初始微分方程及参数	697
第三节 参数的实验室研究	700
第四节 地下水污染预测的实际方法	707
第四十章 废物处理地点的水文地质条件评价	712
第一节 污水和污泥的特征和化学成分	712
第二节 污水地面处理系统	712

第三节	废物地面处理地点的水文地质条件评价	715
第四节	废物地下处理问题	717

第七篇 地热及地下水

第四十一章	地热概论	723
第一节	地球的热源	723
第二节	地球热场	727
第四十二章	地热异常及地热田类型	736
第一节	地热异常	736
第二节	地热田类型及其特征	741
第四十三章	地下热水	748
第一节	地下热水的温度	748
第二节	地下热水的气体成分	750
第三节	地下热水的化学成分	753
第四节	引起地下热水化学成分变化的主要因素	755
第五节	地下热水的同位素	759
第六节	地下热水的形成和分布	766
第四十四章	地热田的勘查	779
第一节	目的与任务	779
第二节	地质-水文地质调查	779
第三节	地球化学方法	780
第四节	地球物理勘探法	786
第五节	钻探	792
第四十五章	地热资源的利用及其评价	795
第一节	地热发电	795
第二节	工农业上的应用	798
第三节	提取和回收化工原料	799
第四节	医疗	800
第五节	存在的问题	800

第八篇 地下卤水

第四十六章	形成卤水的基本地质特征	804
第一节	卤水的展布与埋藏特征	804
第二节	形成卤水的地质构造特征	805
第三节	形成卤水的古地理条件	809
第四节	形成卤水的物理化学条件	809
第五节	卤水的保存条件	810
第四十七章	卤水的储集条件	813
第一节	碎屑岩含卤层	813
第二节	碳酸盐岩含卤层	815
第三节	岩石的裂隙对含卤层的作用	817

第四十八章 卤水的水文地球化学基本特征.....	818
第一节 卤水的物理性质和化学成份	818
第二节 卤水的水文地球化学分带	834
第四十九章 卤水的富集规律.....	837
第五十章 卤水的成因.....	842
第一节 卤水的成因学说	842
第二节 卤水的形成机理	847
第三节 卤水的分类	852
第五十一章 卤水的成矿机理.....	857
第一节 卤水成矿的机理	857
第二节 卤水成矿的实例	858

第一篇 地下水形成概论

第一章 含水层及含水岩组

含水层是指贮存有地下水(主要是重力水)并在天然条件或人为条件下,能流出水来的岩石,由于含水岩石大都是呈层状的,所以叫做含水层。但是有些含水的岩石并不是层状,而呈带状、甚至脉状、块状等复杂的形状,因此,有的研究者认为应分别称为含水带、含水水体等等。对一些复杂的含水层的组合又称为含水岩组、含水岩系、含水综合体……等。研究含水层,首先必须了解含水介质的水理性质。

第一节 含水介质的水理性质

岩石与水接触后有关的性质即与水分贮存和运移有关的岩石性质,可称为含水介质的水理性质。它包括容水性和给水性,贮水性和释水性,持水性,透水性以及毛细性等。

一、容水性、持水性和给水性

岩石的容水性是指在常压下岩石空隙中能够容纳若干水量的性能。衡量该性能的指标常用容水度。容水度: 岩石空隙中能够容纳水量的体积与整个岩石体积之比,用小数或百分数表示(它相当于饱和体积含水量,也称为水容度)。如果岩石的空隙能被水完全充满,则容水度的值可以等于空隙度(包括孔隙度、裂隙率和喀斯特率)。但实际上岩石中可能存在有密闭空隙,或当岩石充水时,有的空气不能逸出而形成压缩气泡,则容水度的值常小于空隙度。另一方面,对于饱水以后具有膨胀性的粘土、淤泥等来说,容水度可大于空隙度。

岩石的持水性是岩石颗粒表面对水分子的吸引力而保持若干水量的性能,所保持的这种水不受重力支配。衡量这种性能的指标称为持水度。持水度是指岩石能够保持不受重力支配的最大水量的体积(或饱水岩石在重力作用下排水后还能保持住的水体积)与该岩石体积之比,或用这部分水的重量与干岩石重量之比,均用小数或百分数表示。持水量所保持的水主要是结合水(包括强结合水或吸着水和弱结合水或薄膜水),所以它接近于最大分子水容度。但除了结合水以外,它还可能孔角(或珠角)毛细水和悬挂毛细水,因而实际上持水度往往大于最大分子水容度。岩石中持水量的多少主要取决于岩石颗粒直径和空隙直径的大小。因此,岩石颗粒愈细、空隙愈小则持水度就愈大。对于坚硬岩石来说,一般持水度都非常小,甚至可以忽略不计。

岩石的给水性是指在重力作用下,饱水的岩石能够流出若干水量的性能。同样,衡量给水性的指标可用给水度(或称重力给水度),即在常压下从饱水岩石中流出水的体积与

该岩石总体积之比,用小数或百分数表示,也可用重量之比表示,即

$$\mu = \frac{V_w}{V} \quad \text{或} \quad \mu = \frac{V_w}{V} \times 100\%$$

式中: μ 为给水度(或称重力给水度),小数或百分数; V_w 为由重力排出来的水体积(升或立方米); V 为岩石体积(升或立方米)。

由定义可见,给水度等于容水度减去持水度。所以当岩石的容水度愈大,持水度愈小时,则给水度愈大。对于粒状结构岩石来说,一般容水度相差不太大,而持水度却差别显著,因此持水度小的粗粒结构岩石(砂、砾石)的给水度大,而持水度大的细粒结构岩石(粘性土)则给水度很小,甚至等于零。故常把含水量很高而给水度小的粘土视为没有实用价值的含水介质。对于坚硬岩石来说持水度一般都很小,可以忽略不计,故一般来说,裂隙率、喀斯特率便大致相当于给水度和容水度,这三者是差别不大的。

重力给水具有延时性的特征。当水压降低后,重力水不是立即排泄出来,而是逐渐慢慢地流出,即水量的释放在时间上滞后于水压的降低,称为延迟给水。这点与承压含水介质的弹性释放瞬时完成是不同的,这一问题在地下水动力学中有详细的讨论。

给水度是定量评价地下水资源的一个重要参数之一,不仅用实验的方法,而且往往要用野外试验或动态均衡研究的方法来确定它。

二、贮水性或释水性

上述容水性和给水性对于埋藏不深、厚度不大的潜水(无压水)来说是适合的,但对于埋藏较深的承压含水介质则不适宜。在早些时候,人们对这点认识不足,以为岩石的压缩性很小,即使有,可压缩性也是在地质年代中早已完成,孔隙的体积已经固化。水的压缩性也很小,可视为不可压缩的。因此认为从承压含水介质中开采出来的水,是从远方补给区流来的,或从该含水介质上下岩石中,通过顶底板的缺口而流来的。后来人们详细地研究了一些采水的过程,才发现在某些地区弹性释放不可忽略。例如我国华北平原的深部承压水,距补给区很远,所开采的水量主要来自含水介质的弹性释放。又如据美国迈因策尔和哈德的研究^[3],在南达科他州埃伦代尔地区达科他砂岩中的自流井井群,在38年内平均排水量达3000加仑/分,仅有约500加仑/分来自补给区,而其余的2500加仑/分是由于承压水头降低使支持负载的压力逐渐降低,而从含水介质的弹性贮存中排出来的。据现代的理论,认为承压含水介质中释放出来的水,除了承压含水介质本身的弹性释放以外,还有来自水的弹性膨胀,以及来源于含水介质内部或其附近粉砂、粘土透镜体与夹层的非弹性压缩而释放出的水。因此,承压含水介质贮存水或从中释放水的性能与潜水或无压水含水介质不同,埋藏愈深,承受压力愈大则差别就愈显著。

衡量承压含水介质贮水性能的数量指标是贮水系数或释水系数。首先是由泰斯在解地下水非稳定运动的微分方程时,对承压含水介质的贮水性能作了定量的解释(1935年)。泰斯的定义是:当水头变化为一个单位时,从单位面积含水介质柱体中释放出来(或存入)的水体积数称为释水(或贮水)系数,它是一个无量纲的参数,常用符号 S 表示(这与一般的水位降深符号 s 容易混淆,所以也有用 μ^* 表示的)。单位厚度含水介质的释水(或贮水)系数称为释水(或贮水)率 S_s ,量纲为 L^{-1} ,两者的关系是:

$$S = S_s M$$

这里 M 为含水介质的厚度。

无压含水介质也有释水性, 与其给水性相比是很小的。因为绝大部分的水量是由重力作用从含水介质的贮存中排出来的, 仅有极少部分水来源于含水介质的弹性释放和水本身的膨胀。只有巨厚的无压水层才必须考虑它。

大部分承压含水介质的释水系数大约从 10^{-5} 变化到 10^{-3} , 对于单位厚度的含水介质来说(即贮水率), 大约为 10^{-6} 。而大部分无压含水介质的给水度约为 $0.1 \sim 0.3$ 之间, 平均为 0.2 。对比起来相差 $3 \sim 4$ 个数量级。

贮水系数的组成可用雅柯布公式(1940年)来表示, 假定由承压含水介质顶底板释放出来的水量很小可以忽略不计, 贮水系数 S 可表示为:

$$S = \theta r b \left(\frac{1}{E_w} + \frac{C}{\theta E_s} \right) \quad [\text{无因次}]$$

式中 θ 为孔隙度; r 为单位面积的比重, 吨/立方米; b 为厚度, 米; E_w 为水的体积弹性模量, 吨/平方米; E_s 为承压含水介质固体格架的体积弹性模量, 吨/平方米; C 为无量纲比值, 在非胶结的粒状岩石中该比值为 1, 在坚硬岩石含水层中, 例如在具有管状溶沟的石灰岩中 C 等于空隙度。对于砂岩, C 值变化在孔隙度和 1 之间, 其具体数值与砂岩的胶结程度有关。

对 $C = 1$ 的弹性含水介质(松散岩石), 上式可简化为

$$S = \theta r b \left(\beta + \frac{\alpha}{\theta} \right)$$

式中 $\beta = 1/E_w = 3.3 \times 10^{-5}$; $\alpha = 1/E_s$ 。

由此可见, 贮水系数主要由两部分组成, 一部分是水本身的膨胀 ($\theta r b \beta = \theta r b / E_w$), 另一部分是弹性含水介质的压缩 ($r b \alpha = r b / E_s$)。

贮水系数是水文地质计算中不可少的重要参数之一, 一般都要用野外抽水试验来测定。当要求不高时也可以取经验数值。

三、渗透性或透水性

岩石的渗透性是指在一定压力差(压力梯度)的条件下, 岩石让流体透过岩石自身的性能, 它是岩石的一种属性。岩石渗透性的好坏主要取决于岩石空隙的大小。当水在细粒物质组成的微小孔隙中运动时, 不仅由于流体与孔壁的摩擦阻力影响难于通过, 而且还由于细小颗粒吸附了相当厚的一层粘度很大的结合水水膜, 这种水膜几乎占满了整个孔隙, 在水力梯度较小时, 水是很难通过的, 只有当水力梯度大于该岩石的起始水力梯度(使粘土颗粒周围的弱结合水开始运动的最小水力梯度)时, 水才能够通过。而在坚硬岩石中, 结合水一般都很少, 所以其透水性不仅决定于裂隙、溶隙的大小, 同时更与裂隙率、喀斯特率有关。

岩石的渗透性不仅与岩石本身的空隙性有关, 同时还与流体的种类和性质有关。同样空隙的岩石, 对石油和水的渗透性能就不同, 对不同温度和矿化度的水, 渗透性能也不同。因此, 衡量岩石渗透性能的指标也不同。

渗透率 k 是与液体性质无关的岩石介质本身的属性。可用公式表示为

$$k = \frac{q\eta}{dP/dl}$$

式中 k 为渗透率, 达西; q 为流过单位面积的液体流量, 立方厘米/秒; η 为液体动力粘滞系数, 达因·秒/平方厘米; dP/dl 为压力梯度, 即液体流动方向上单位长度压力的变化, 达因/立方厘米。

从上式定义: 当液体动力粘滞系数 η 为 0.01 达因·秒/平方厘米时, 如果在 1 厘米长度岩样上施加 1 大气压 (1.0132×10^6 达因/平方厘米) 的压力差, 那末通过流线法向单位断面的流量为一个单位 (立方厘米/秒) 时的岩样渗透率即为 1 达西。渗透率单位达西的量纲可以归结如下:

$$\begin{aligned} 1 \text{ 达西} &= \frac{[\text{厘米}^3][0.01 \text{ 达因} \cdot \text{秒} \cdot \text{厘米}^{-2}]}{[\text{厘米}^2 \cdot \text{秒}][1.0132 \times 10^6 \text{ 达因} \cdot \text{厘米}^{-3}]} \\ &= 0.987 \times 10^{-8} \text{ 平方厘米} = 0.987 \text{ 平方微米} \end{aligned}$$

渗透系数 K 与渗透率 k 的区别在于 K 包括了天然地下水的属性在内, 但通常又认为地下水的粘滞系数等变化不大, 对渗透性的影响可以忽略不计。渗透系数的定义是由达西定律而得。在数量上等于地下水在岩石中流动时, 当单位流动途径上水头降落一个单位的条件下, 单位时间内通过流线法向单位断面的流量。渗透系数的量纲可写为

$$K = -\frac{q}{dh/dl} = \frac{\text{立方米}}{\text{平方米} \cdot \text{日}} = \text{米/日}$$

式中 dh/dl 为水头梯度。其他符号同前。

K 与 k 的关系可表示为

$$\frac{K}{\rho g} = \frac{k}{\eta},$$

即

$$K = \frac{\rho g}{\eta} \cdot k$$

式中 ρ 为液体的密度, 克/立方厘米;

g 为重力加速度, 厘米/秒·秒, 其余符号同前。

渗透系数 K 也是研究地下水在含水介质中运动的重要参数之一, 可以用实验室方法测定或用野外各种水文地质试验方法确定。在常压下透水介质和隔水介质常用渗透系数指标来划分。各种岩石大概的渗透系数范围和级别可见有关著作。

导水系数或导水率 (T) 是指具有一般粘滞度的地下水, 在单位水头梯度作用下, 通过单位宽度含水介质的单位流量。它与渗透系数的差别仅仅在于将单位过水断面改为单位宽度含水介质, 所以在数值上等于渗透系数与含水介质厚度的乘积, 即

$$T = K \cdot m \quad \text{平方米/日}$$

式中 T 为导水系数或导水率, 平方米/日; K 为渗透系数, 米/日; m 为含水介质的厚度, 米。

导水系数不仅反映岩石导水的性能和水的性质, 同时还反映了含水介质厚薄的性质, 它相当于单位水力坡度下含水介质的单宽流量。

压力传导系数 (a) 或称为导压系数, 对于承压水是由下式定义的:

$$a = \frac{T}{S} = \frac{K \cdot m}{S} \quad \text{平方米/日}$$

式中 a 为压力传导系数,平方米/日; S 为贮水系数,无量纲;
其余符号同前。

对于潜水叫做水位传导系数,由下式定义:

$$a' = \frac{T}{\mu} = \frac{Kh_{cp}}{\mu} \quad \text{平方米/日}$$

式中 μ 为重力给水度; h_{cp} 为含水介质平均厚度;
其余符号同前。

强传导性承压含水介质的压力传导系数为 10^5 — 10^9 平方米/日,而弱传导性承压含水介质只有 10^3 — 10^4 平方米/日。压力传导系数和水位传导系数的物理意义不很明确,因此有些人认为这一参数没有实用价值。

四、毛细性

岩石的毛细性主要是指松散岩石存在毛细孔隙,从而具有孔隙毛管作用的性质。在潜水面(无压水面)上部常出现一个毛细上升带。受毛细力作用支持的水称为毛细水。研究岩石的毛细性,对于土质改良、农田灌溉等都有重要的实际意义。

毛细现象发生于气相、液相和固相的分界面上,发生这种现象的物理基础一方面是液体分子之间的作用力,另一方面是液体分子与固体分子之间的吸引力。在液气分界面上有表面压力和表面张力。

液体分子和固体分子之间的作用力称为液体对固体的湿润性,其作用力的大小表现在湿润角上。例如将一滴液体滴于干净固体的平滑表面上,则此液滴处于三种力的作用之下:①重力,它将力图使液滴变为扁平,即力图使液滴的厚度达到最小值;②固体分子和液体分子之间的引力,它也力图把液滴拉开使厚度减小到单分子层;③液滴的表面张力,它力图使液滴的表面收缩成球形。在以上诸力作用平衡后,从三相接触点引液体表面的切线与固体表面形成一个 θ 角,称为湿润角(如图 1.1)。 θ 角愈大,湿润性愈小,反之,则增大。

毛细现象就是由于管壁周围的湿润作用使管内液体形成一曲面,称为弯液面。湿润良好时 ($\theta < 90^\circ$) 曲面是凹面,则其表面压力小于平面的表面压力,形成负压力;在湿润不良的情况下 ($\theta > 90^\circ$) 则是凸面,表面压力大于平面。由于这种曲面的曲率半径通常

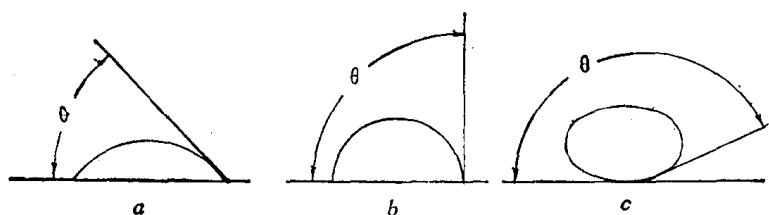


图 1.1 湿润角示意图

a. 湿润良好; b. 湿润中等; c. 湿润不良

都非常小,故弯液面只能在直径很小的毛管或岩石孔隙中才能形成,当管径太大时,仅在管壁附近形成湿润弯曲面,而中间仍是平面,故不能产生负压力。

表面压力可用拉普拉斯方程表示

$$P_i = P_0 + \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

式中 P_i 为在该表面曲率下的压力值; α 为表面张力值; R_1 和 R_2 为表面两个主要曲率半径; P_0 为标准表面压力,即当表面是平面时的表面压力值。

如果液体表面呈凸形,则 R_1 和 R_2 的值为正,即 $P_i > P_0$; 若表面呈凹形,则 R_1 和 R_2 的值为负,即 $P_i < P_0$ 。当 $\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} = 0$ 时,即液体表面是平面,则 $P_i = P_0$ 。当液面呈球形时,则 $R_1 = R_2 = R$,

$$P_i = P_0 + \frac{2\alpha}{R}$$

因此,凸形球面的附加压力

$$\Delta P_s = P_i - P_0 = \frac{2\alpha}{R}$$

反之,孔隙中完全湿润的凹形球面的负压力为

$$\Delta P_s = P_i - P_0 = -\frac{2\alpha}{R}$$

水与岩石颗粒间的湿润角小于 90° , 因此毛细管内弯液面出现负压力,它使水上升到一定高度 H , 如图 1.2 所示, 弯液面的曲率半径 (R) 和管子半径 (r) 的关系为:

$$r = R \cos \theta, \quad \text{和} \quad R = \frac{r}{\cos \theta}$$

式中 θ 为湿润角。

弯液面所形成的负压力应与管内毛细上升的水柱压力平衡。令水的密度为 ρ , 重力加速度为 g , 则

$$\frac{2\alpha}{R} = H\rho g$$

用 $R = \frac{r}{\cos \theta}$ 代入得

$$\frac{2\alpha \cos \theta}{r} = H\rho g$$

$$H = \frac{2\alpha \cos \theta}{r\rho g}$$

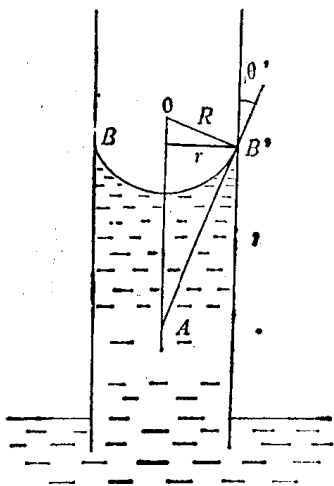


图 1.2 毛细上升现象示意图

对于水在岩石中的毛细现象来说, θ 、 α 、 ρ 、 g 等常常可视为常数。由上式可见,毛细上升高度与毛管的半径成反比,即茹林 (Жюрен) 定律。

松散岩石的孔隙(大部为毛管孔隙)大小与颗粒直径有关,所以地下水在岩石中毛细上升带的高度大致与粒径成反比(表 1.1)。

在毛细带以上包气带中也有毛细作用和毛细力支持的水,包括孔角毛细水和悬挂毛细水。