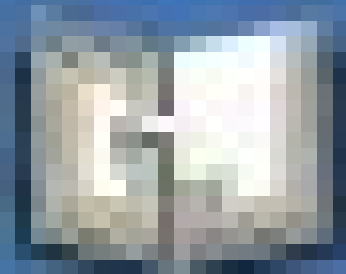


高等学校教材
专科适用

地下水资源计算与评价

江苏水利工程专科学校 张顺联 编





地下水资源计算与评价

—— 地下水资源的定量评价 ——



高等学校教材

//////////////////// 专 科 适 用 //////////////////////

地下水资源计算与评价

江苏水利工程专科学校 张顺联 编

水利电力出版社

(京)新登字115号

高等学校教材

(专科适用)

地下水资源计算与评价

江苏水利工程专科学校 张顺联 编

*

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

北京市京东印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 12.25印张 272千字

1992年6月第一版 1992年6月北京第一次印刷

印数 0001—1790 册

ISBN 7-120-01470-6/TV·530

定价 3.25 元

内 容 提 要

本书系统地阐述区域地下水资源计算与评价的基本原理和方法。全书共分八章。第一、二、三章为地下水基本知识；第四章介绍地下水资源的特点、分类和评价原则以及评价区划；第五章为全书的重点，详细阐述各种水文地质计算参数的确定方法；第六、七两章分别论述我国平原区和山丘区各项地下水资源量的计算原理与方法；第八章着重介绍人工补给地下水的必要性和技术措施。

本书除作为水利类高等专科学校水文与水资源专业的教材外，也可供从事水资源勘测、规划、管理工作的工程技术人员学习参考。

前 言

本书是根据水利部教育司《1990~1995年高等学校水利水电类专科教材选题和编审出版规划》(1989年1月)组织编写的。

地下水资源计算与评价是一门专业课,将在自然地理学、水力学、陆地水文学等专业基础课之后开设。

地下水资源是水资源的重要组成部分,我国许多地区和城市的农业灌溉、工业供水、居民饮水以及畜牧业用水都利用地下水。但是往往由于对地下水资源的形成及其时空分布特点认识不足,盲目布井,超量开采,造成不少环境地质问题。因此,本专业开设地下水资源计算与评价的课程是非常必要的。

本书力求以本学科有关的基本理论、基本概念和基本技能为主,适当反映地下水科学的新成就,使学生通过学习,能了解地下水的形成、埋藏、补给、径流、排泄等方面的基本原理,掌握地下水资源的分析计算和评价方法。

全书由江苏水利工程专科学校张顺联副教授编写,河北水利专科学校张廉钧副教授主审。

在本书编写过程中,许多水利单位和兄弟院校给予了大力支持,并提供了不少可贵的资料和建议;江苏水利工程学校朱成龙老师对有关章节进行了校阅;江苏省水利勘测设计院庄家俊同志描绘了全书插图。谨在此一并表示衷心感谢。

对于本书中存在的错误和欠妥之处,诚恳地希望各校师生和读者提出批评意见,以便今后改进。

编 者

1990年4月

目 录

前 言	
绪 论	1
第一章 地下水的储存	3
第一节 岩土的空隙性	3
第二节 岩土中水的存在形式	5
第三节 岩土的水理性质	7
第四节 含水层	9
第二章 地下水基本类型及其特征	12
第一节 上层滞水	12
第二节 潜水	13
第三节 承压水	21
第三章 不同含水介质中的地下水	25
第一节 孔隙水	25
第二节 裂隙水	34
第三节 喀斯特水	38
第四章 地下水资源的特点、分类和评价原则	43
第一节 地下水资源特点	43
第二节 地下水资源分类	44
第三节 评价区的划分	49
第四节 地下水资源评价的任务和原则	49
第五章 水文地质计算参数的确定方法	52
第一节 给水度	52
第二节 降水入渗补给系数	62
第三节 灌溉入渗补给系数	67
第四节 潜水蒸发系数	69
第五节 稳定流抽水试验法测定水文地质计算参数	73
第六节 非稳定流抽水试验法测定水文地质计算参数	84
第六章 平原区地下水资源计算	119
第一节 补给量的计算	119
第二节 排泄量的计算	128
第三节 可开采量的计算	134
第七章 山丘区地下水资源计算	165
第一节 水文分析法	165
第二节 流量衰减分析法	175

第八章 人工补给地下水	183
第一节 人工补给地下水的概念	183
第二节 人工补给地下水的水源与水质	184
第三节 人工补给地下水的引渗方法	185
参考文献	187

绪 论

凡是储存于地表以下岩土空隙中的水都可以称为地下水。它与大气降水、地表水共同组成地球的水圈，是自然界水循环的一个重要组成部分。

地下水是人类生产和生活中不可缺少的物质基础，是必需经常取用的自然资源。它在某些方面虽没有地表水那样的优势，但是地下含水层具有较大的调蓄能力，水量稳定，受气象条件的影响较小，不易受污染等，在水资源中日益显示其重要性。尤其在在我国北方干旱半干旱地区、沿海城镇和缺水山区，地下水已成为工农业、畜牧业和人们生活用水的主要供水水源，它给国民经济提供了巨大的经济效益。

我国地下水开发利用程度，总的说来，还是比较低的。地下水的开采主要集中在北方平原地区。浅层地下水开采量占综合补给量百分比，最高的是海河流域约为90%，黄河流域约49%，其它地区都不到30%。南方地区就更低了，这是一方面。

另一方面，我国一些地区却开采过量，造成地下水位持续下降，尤其是一些大中城市这方面更为突出。现在，不论北方或南方的大中城市，都普遍超量开采地下水。例如，1985年河北省衡水市地下水降落漏斗面积已扩大到6420km²；沧州市漏斗面积扩展到3850km²，漏斗中心地下水位埋深达75.7m。天津、大连、青岛降落漏斗中心水位已低于海平面，出现海水入侵的严重问题。我国上海市区地面沉降是1930年前后发现的，1956年以后，随着地下水开采量的增加，地面下沉逐渐加剧，到1965年，最大沉降量已达2.37m。1966年以后，采取人工回灌及其它措施，才基本上得到控制。由于超量开采，导致地面沉降已经成为现代许多大中城市的重要公害，它对当地的工业生产、市政建设以及人民生活都有很大的影响，有时还会造成巨大的经济损失。例如，一些地面沉降强烈的地区，伴随着地面垂直沉降，还会发生较大的水平位移，使道路、桥墩和大型建筑物的墙基、立柱等等遭到损坏。

那么，究竟是什么原因导致产生了这些令人感到不安的问题呢？原因是多方面的，其中主要的一个是开采的盲目性。

为了克服盲目性，就必须进行地下水资源评价。地下水资源评价的第一项工作，是在地下水调查的基础上分析计算地下水的资源量；第二项工作是通过供需平衡和技术经济分析，确定可以开发利用的开采量。所以，地下水资源评价实质上就是分析计算地下水的水帐。当然，评价工作还应为地下水的合理开采和科学管理指明方向。

本学科是在水资源问题日益突出、生产上迫切需要的情况下于70年代中期逐步创建发展起来的。它的内容涉及到陆地水文学、水文地质学、地下水动力学等。它是一门比较新兴的应用技术学科，具有广阔的发展前景。

本教材的内容，概括起来可分三大部分：

(1) 地下水的形成、储存、补给、径流、排泄的基本规律以及不同介质中地下水资源的特点;

(2) 水文地质计算参数及其确定方法;

(3) 地下水资源量分析计算和评价方法。

本课程的教学任务,是通过上述内容的讲授与学习,使学生掌握地下水资源计算与评价的基本理论与方法。

80年代以来,地下水资源的评价方法不断有创新,但是,以物质守恒定律为理论基础的水量均衡法始终占主导地位,这也是我国水文部门最常用的方法。本教材即是以此为基础,参照水利部水文局《地下水资源调查和评价工作技术细则》撰写的。这样,有利于学生熟悉“细则”,便于今后工作。

第一章 地下水的储存

第一节 岩土的空隙性

自然界的岩土^①，无论是松散的土（如粘土、砂土、砾石等）还是坚硬的岩石都具有大小不一、形状各异空隙，它们为地下水的形成，提供了空间条件，不仅如此，它们对地下水的分布、补给、径流、排泄甚至化学成分具有十分重要的影响。

岩土空隙的大小、多少、形状、连通情况和分布特点称为岩土的空隙性。岩土空隙的差异，取决于空隙的成因，根据成因的不同，可分为三类（图1-1）：松散沉积物颗粒之间的空隙称为孔隙；坚硬岩石破裂产生的空隙称为裂隙；可溶性岩石由溶蚀作用产生的空隙称为溶隙（大的称溶穴或溶洞）。

一、孔隙

松散沉积物中的空隙往往互相贯通，且呈孔状，所以人们称之为孔隙。衡量其中孔隙多少的定量指标是孔隙率（或孔隙度）。所谓孔隙率系指土样中孔隙体积与相应的土样总体积之比，用下式表示：

$$n = \frac{V_v}{V} \times 100\% \quad (1-1)$$

式中 n —— 土的孔隙率；
 V —— 土样总体积；
 V_v —— 土样中孔隙体积。

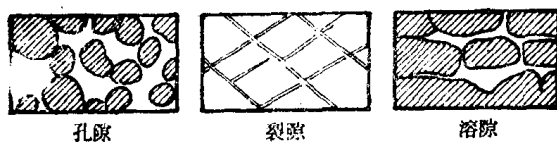


图 1-1 空隙类型

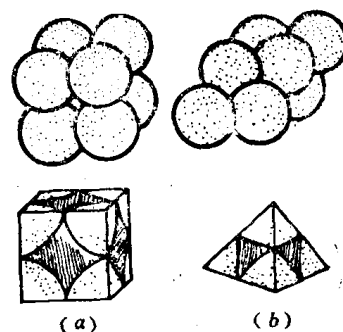


图 1-2 松散岩石的孔隙率

(a) 圆球按立方体排列，空隙率为47.64%；(b) 圆球按四面体排列，空隙率为25.95%（据王太纯等）

土体孔隙率的大小与颗粒密实程度有关，如颗粒为等径圆球，这些圆球排列成四方体[图1-2(a)]，可算得其孔隙率为47.64%；如按紧密状态的四面体排列时[图1-2(b)]，则其孔隙率为25.95%。

上述两种排列是等径圆球相互接触排列时孔隙率的极端情况，前者是最大值；后者是

^① 在水文地质学和工程地质学中把松散的土和坚硬的岩石统称为岩土。

最小值。其它形式排列的孔隙率介于两者之间，平均值约为37%。

两组直径不同的等径圆球分别按立方体排列时，具有相同的孔隙率，这是由于孔隙率是一个比例数的缘故，这就是说孔隙率大小与圆球直径无关。但是应当指出，大直径的空

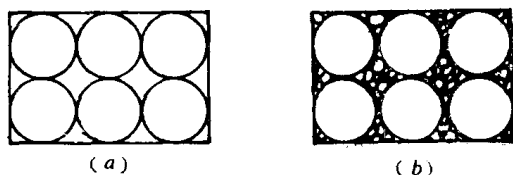


图 1-3 不均匀性与孔隙率的关系
(a)等径圆球按立方体排列，空隙率为47.64%；
(b)圆球按立方体排列，空隙为小颗粒所充填，
孔隙率大为降低

隙体积要比小直径的空隙体积大。滚圆沉积物经过流水分选作用，具有大体相同的粒径，其孔隙率变化范围为25%~47%。

自然界沉积物的颗粒往往是有大有小，大小搭配，具有不均匀性。从而形成大颗粒间空隙中充填小颗粒，使孔隙率降低。土体中颗粒直径变化愈大，孔隙率愈低（图1-3）。

松散沉积物孔隙率的大小，还受颗粒形状的影响。许多颗粒的外形是不规则的，不规则外形颗粒组成的土体，其孔隙率变化是很大的。一般情况，棱角愈明显，排列愈松散，则孔隙率愈大。

在实际工作中，人们发现粘土的孔隙率有时超过50%，甚至达到80%以上，这是由于细小的粘土颗粒表面带有电荷，颗粒与颗粒相连接时，形成比颗粒直径本身大得多的结构孔隙的缘故。

自然界主要松散沉积物的孔隙率见表1-1。

表 1-1 松散沉积物孔隙率参考数值

岩 土 名 称	砾 石	砂 土	粉 砂	粘 土
孔 隙 率 (%)	25~40	25~50	35~50	40~70

二、裂隙

坚硬岩石中呈裂缝状的空隙称为裂隙（图1-1）。它们是由各种地质作用产生的，可按成因的不同，分为成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

成岩裂隙主要是指岩浆岩生成过程中岩浆冷却收缩而产生的裂隙，此外，沉积岩中由粘土的固结干缩所产生的裂缝也是一种成岩裂隙。

构造裂隙是岩石在构造变动中受构造应力作用而产生的，这种裂隙受构造作用控制，具有方向性，大小悬殊（由隐蔽的节理到大的断层），在岩体中分布不均一。

风化裂隙是岩石受到风化作用后破裂而产生，主要分布在地壳表层，发育稠密，但自地表向下逐步减少。

衡量裂隙多少的定量指标是裂隙率，可用下式表示：

$$n_r = \frac{V_r}{V} \times 100\% \quad (1-2)$$

式中 n_r ——岩石裂隙率；

V_r ——岩石中的裂隙体积；

V ——岩石总体积。

由于测定裂隙体积比较困难，通常测定一定的岩石面积上所分布的裂隙面积，估算其裂隙率（称为面裂隙率）。面裂隙率的测定多在岩石出露处或坑道中进行。其方法是量出岩石露头的面积 F ，逐一测量该面积上裂隙的长度 L 与平均宽度 b ，然后用下式计算

$$n_r = \frac{\sum Lb}{F} \times 100\% \quad (1-3)$$

三、溶隙（或溶穴）

可溶性岩石如石灰岩等在水流长期溶蚀作用下形成的空隙称为溶隙，有的发育成溶穴，甚至成为巨大的溶洞。溶隙与裂隙相比，在形态和大小等方面显得更加千姿百态，小的溶隙直径仅几毫米，大的溶洞宽度达数百米、高数十米、长数十公里，成为地下水良好的储存场所和运动通道。

自然界岩土空隙发育状况相当复杂，其空隙类型很难截然分开，例如松散沉积物固然以孔隙为主，但某些粘土中还有干缩产生的裂隙。坚硬岩石发育构造裂隙，但在漫长的地质年代里又被风化作用所改造。可溶性岩石以发育溶隙和溶孔以及溶洞为主，但有时可能保留有大量原生的裂隙。所以，研究岩土的空隙时，必须细致地查明它们的各种成因，从而了解其发育规律，这对分析地下水的形成，储存和运动条件是十分重要的。储存在不同岩土层中的地下水，由于含水介质特征不同，具有不同的分布和运动特点，关于这个问题，今后还要作详细的论述。

第二节 岩土中水的存在形式

储存在岩石空隙中的地下水有多种形态，可分为气态水、液态水和固态水三类。液态水又可分为结合水、毛细水与重力水。

一、气态水

气态水是指以水蒸气状态存在于未饱和岩土空隙中的水。它主要来自地表大气中的水气。

气态水运动的主要方式是扩散，它的运动方向取决于岩土中的水气压梯度（即单位距离内两端水气压之差）。

当岩土空隙中的水汽达到饱和或周围温度降低而达到它的露点时，气态水开始凝结成液态水。

二、结合水

结合水是指被岩土颗粒吸附，且吸引力大于其自身重力，不能在重力作用下自由运动的水。

据科学研究，土粒表面带有负电荷，在它周围形成一个静电引力场。而水分子是偶极体，一端带正电荷，另一端带负电荷，因此它在土粒静电引力场作用下被紧紧地吸附在土粒表面，形成一层水膜。这种被固体表面吸附的水分子，不能在自身重力作用下运动，它失去了自由活动的能力（图1-4）。

水分子与固体表面相距愈近，两者之间的结合则愈紧密。根据吸附力的强弱，结合水

可分为强结合水和弱结合水。

强结合水是最紧靠固体表面的一层水膜。据研究，它所受到的吸附力相当于1013.25 MPa，其力学性质近似于半固体，具有粘滞性、弹性和抗剪性，不能流动，只有在吸收了足够的热能（温度达到105~110℃）时，才能转化为气态水而迁移，这种结合水不能为植物所吸收。

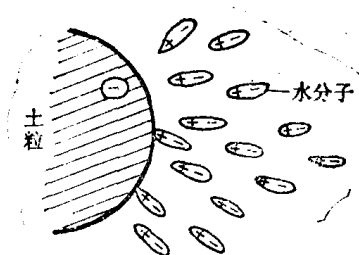


图 1-4 颗粒表面的水分子

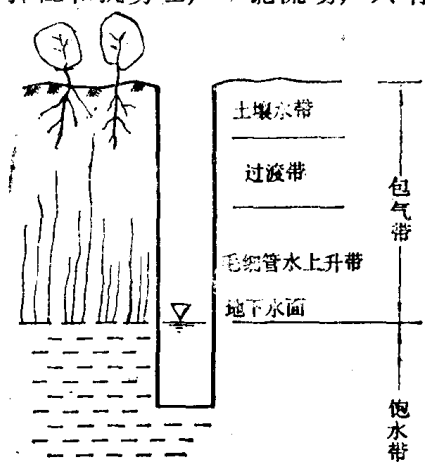


图 1-5 毛细管水上升带

弱结合水位于强结合水的外层，与固体表面相距稍远，使吸引力大为减弱，具有一定的自由活动性。弱结合水的水分子能由水膜较厚的部位向较薄的部位移动，这是由于两个相邻颗粒表面上弱结合水所受的引力不等而引起的，它不是重力作用引起的。

岩土中结合水的含量，取决于颗粒表面的吸附能力，而吸附能力的大小与岩土颗粒表面积的大小有关。质量相等条件下颗粒越细者，其颗粒表面的总面积就越大，结合水的含量也就越多；颗粒越粗者则相反。例如，粘性土颗粒比砂性土颗粒细，因此，粘性土的结合水含量比砂性土的多。据有关资料指出，粘土中结合水占岩土总体积的16%~45%，有的甚至达到63%；而砂土中的结合水含量约为2%。具有大孔隙和裂隙的坚硬岩石中结合水含量更少，没有什么实际意义。

必须指出，粘土的空隙基本为结合水所占有，而结合水在自身重力下又不能运动，因此粘土层可视为不透水土层。但当粘土层处于承压状态时，在一定水头差的作用下，粘土层也能产生渗透现象，成为弱透水层。

三、毛细水

岩土中直径小于1mm的孔隙或宽度小于0.5mm的裂隙称为毛细管空隙。被毛细管引力吸附在毛细空隙中的水就称为毛细水（有的书上称之为毛细水）。

毛细水既受毛细管引力的作用又受重力的作用，如果毛细管引力大于其自身的重力，在地下水面以上毛细管空隙中的毛细水产生上升现象，在土层中形成毛细管水上升带，如图1-5所示。

当毛细水上升到某一高度，毛细管引力与重力相平衡时，上升停止，这一高度称为最大毛细管水上升高度。在一定的范围内，毛细水上升高度与毛细管直径成反比，而毛细管直径又与粒径有关，见表1-2。

在粘土中，由于粒间孔隙极其微小，再加上结合水水膜占去一定的空间，尤其当孔隙直径小于结合水膜厚度的两倍时，孔隙中毛细水将无法上升，所以，粘土中的毛细管水上

升高度并不与毛管直径成反比。

表 1-2

孔隙度为41%的土样中72天后的毛细上升高度

样 品 物 质	粒 径 (mm)	毛细上升高度 (cm)	样 品 物 质	粒 径 (mm)	毛细上升高度 (cm)
细 砾 石	5~2	2.5	细 砂	0.2~0.1	42.8
极 粗 砂	2~1	6.5	粉 砂	0.1~0.05	105.5
粗 砂	1~0.5	13.5	粉 砂	0.05~0.02	200
中 砂	0.5~0.2	24.6			(72天后仍上升)

(据A.阿特伯格)

四、重力水

在岩土较大的空隙中，远离固体颗粒表面的水分子，几乎不受颗粒表面静电引力场的影响，它受重力作用的控制，这部分水称为重力水，它具有液态水的一般特性，能传递静水压力。从井中取出或从泉眼中流出的水都是重力水，它是地下水开发利用的主要对象。

五、固态水

当岩土的温度低于0℃时，空隙中的液态水便成为固态水，在多年冻土区和季节性冻土区可以见到这种固态水——冰的存在。

综上所述，岩土中存在不同形态的水。它们的分布是很有规律的。例如挖井时，最上部的岩土比较干燥，但实际上已有气态水和结合水存在；再向下，发现岩土颜色变暗，并有潮湿的感觉，说明已挖到毛细管水上升带；继续下挖就会出现渗水，并逐渐在井内形成一个水面，这就是重力水。在重力水面以上的土层，空隙未被水饱和，这部分土层通常称为包气带；以下则被水饱和，称为饱水带。

在包气带中，空隙壁面吸附有结合水；在毛细管空隙中可能存在毛管水；在未被水分占据的空隙中还有气态水与空气。如果空隙直径较大时，局部地段可能还有重力水。

在饱水带中，空隙全部为水所充满，既有重力水，也有结合水，饱水带中的重力水是我们研究的重点。

第三节 岩土的水理性质

岩土的空隙性不仅为地下水的储存提供了空间条件，而且使其中的地下水形成许多独特的物理性质。在水文地质学中，把岩土与水接触过程中表现出来的各种物理性质称为岩土的水理性质。它包括容水性、持水性、给水性、透水性等。它们对地下水资源评价具有十分重要的意义。

一、容水性

岩土能容纳一定水量的性质称为岩土的容水性。在数量上，容水性以容水度来表示。容水度是岩土空隙中能够容纳的水量体积与相应岩土总体积之比，即饱和土体单位体积内的含水量。它也称水容度。如果岩土的空隙能被水完全充满，则容水度的值等于孔隙率。但实

际上岩土容水度常小于孔隙率,这是因为某些空隙互不连通或空隙中存在被水封闭的气泡。

二、持水性

饱和岩土,在重力排水后其内部仍能保持一部分水量的性质称为岩土的持水性,这是由于颗粒或隙壁表面对水分子具有吸附作用的缘故,被吸附在岩土颗粒表面的水,不受重力支配,因而重力不能使之排出。

衡量持水性的数量指标是持水度,持水度是指在重力作用下岩土空隙中所保持的水量体积与相应的岩土总体积之比值,即

$$S_r = \frac{V_r}{V} 100\% \quad (1-4)$$

式中 S_r ——岩土的持水度,用百分数表示;

V_r ——在重力作用下保持在空隙中的水量体积;

V ——岩土总体积。

岩土空隙中能够保持的水分主要是结合水,因此,持水度主要表明岩土中结合水的含量。岩土空隙中所能保持的最大结合水含水量称为最大分子容水度或最大分子水容度。

但有时岩土空隙中除保持结合水外,还可能有毛管水,此时的持水量通常称为田间持水量。

一般情况下,岩土颗粒愈细,持水度愈大。颗粒细小的粘土,总的表面积较大,吸附的结合水量较多,持水度就大;砂的持水度较小;具有宽大裂隙或溶穴的岩石,持水度更小,甚至微不足道。

三、给水性

饱和岩土在重力作用下能自由排出一定水量的性能称为给水性。表征岩土给水性大小的数量指标是给水度。给水度为饱和岩土在重力作用下排出的水量体积与岩土相应体积之比,即

$$\mu = \frac{V_d}{V} \quad (1-5)$$

式中 μ ——岩土的给水度;

V_d ——在重力作用下饱和岩土排出的水量体积;

V ——岩土总体积。

给水度表征饱水岩体在重力作用下单位体积中能排出的水量。这个数愈大,表明能够被人们利用的地下水量也相对地愈多。因此,它是地下水资源分析评价的基本参数。松散沉积物的给水度值如表1-3。

表 1-3 松散沉积物的给水度值

土 名	给 水 度	土 名	给 水 度
砾 石	0.35~0.30	细 砂	0.20~0.15
粗 砂	0.30~0.25	极细砂及粉砂	0.15~0.05
中 砂	0.25~0.20	粘性土	0~0.05

四、透水性

岩土透水性是指岩土允许水通过的性能。衡量岩土透水性强弱的定量指标是渗透系数，即水力坡度等于1时的地下水渗透流速（m/d）。渗透系数愈大，表明岩土透水性愈强；反之，则岩土透水性愈弱。

岩土透水性的强弱，主要决定于空隙大小及其连通程度。砾石类土空隙较大，透水性最强；砂性土次之；粘性土最弱。粘性土颗粒四周吸附着结合水，占去的无效空间比例很大，而能够让重力水在其中渗透的有效空间却很小，阻力很大，只有当水力坡度大于粘性土的起始水力坡度（使粘性土颗粒周围的弱结合水开始运动的最小水力坡度）时，水才能通过。因此，粘性土层常被视为不透水层。一些岩土的渗透系数经验值见表1-4。

表 1-4

松散沉积物渗透系数经验数值表

岩 土 名 称	渗透系数(m/d)	岩 土 名 称	渗透系数(m/d)
重亚粘土	<0.05	细 砂	1~5
轻亚粘土	0.05~0.10	中 砂	5~20
亚 砂 土	0.10~0.50	粗 砂	20~50
黄 土	0.25~0.50	砾 石	50~150
粉 砂	0.50~1.0	卵 石	100~500

渗透系数的大小不仅与岩土的性质有关，还与渗透水的物理性质（如粘滞性等）有关。通常情况下由于水的物理性质变化不大，因此，可把渗透系数视为单纯说明岩土渗透性的参数。

根据岩土透水性的好坏，可将岩土分为三类：

透水岩土——砾石、粗砂、裂隙和溶隙发育的岩石；

半透水岩土——亚砂土、粉细砂、裂隙和溶隙发育不良的岩石；

不透水岩土——粘土、裂隙和溶隙不发育的岩石。

第四节 含 水 层

一、透水层与隔水层

凡能透水的岩土层称为透水层，如砂砾层、粗砂层等。凡不能透水的岩土层就称为隔水层。

隔水层可分为两类：一类是未经风化的致密岩石，其中很少存在空隙，它既不能含水，也不能透水。例如未经风化的花岗岩、片麻岩和致密坚硬的各种沉积岩；另一类是空隙率大而孔隙很细，空隙中存在大量结合水的土层，在常压下水不能自由流出，也不能有效地传输重力水，例如粘土层就是这类隔水层。

透水层与隔水层之间没有绝对的分界线，一般认为，渗透系数大于或等于0.001m/d的岩土层，划入透水层；小于0.001m/d的，划归隔水层。