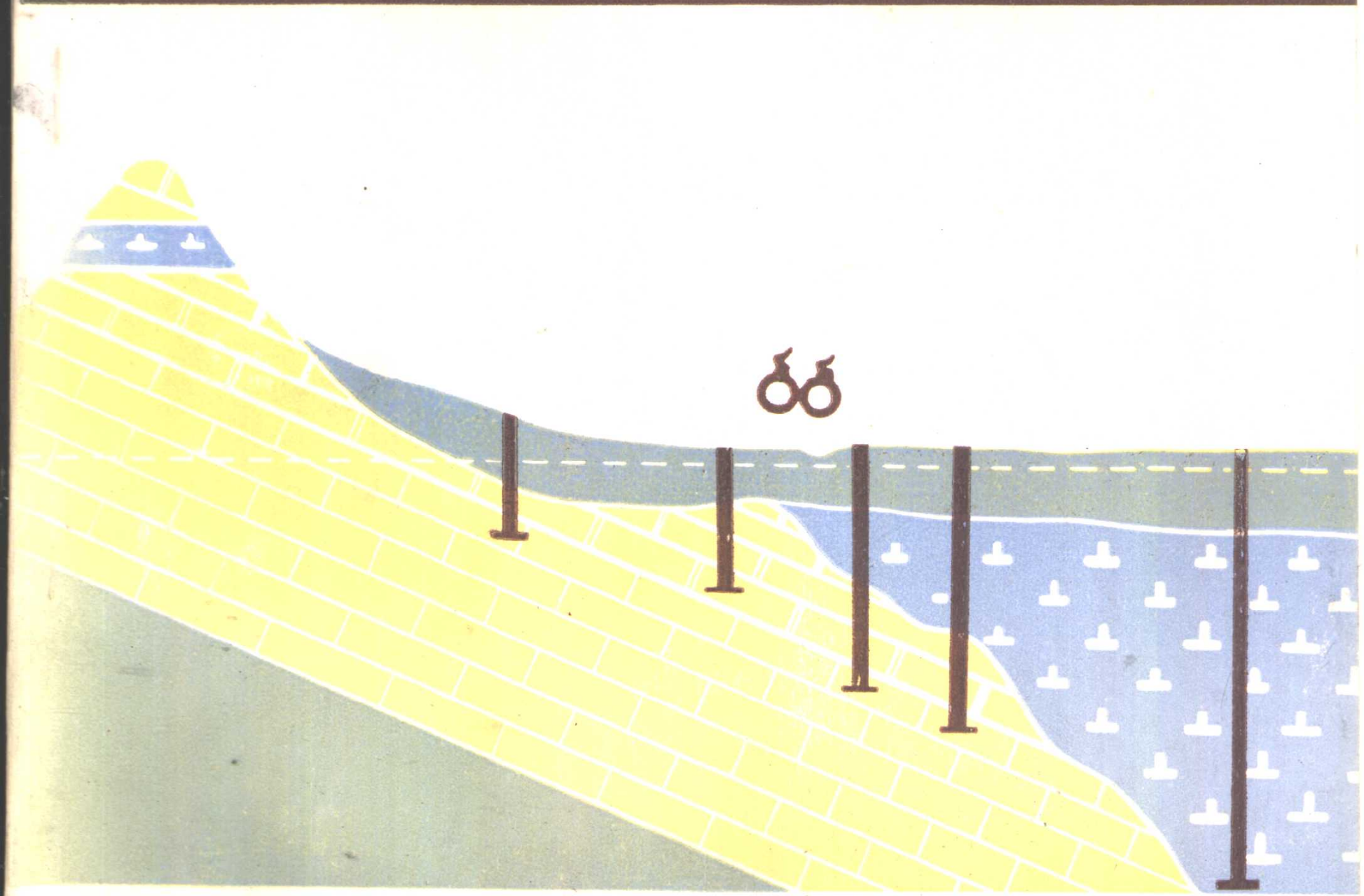


291
高等学校教学用书

水文地质 及 工程地质学

李义昌 郑伦素 编



中国矿业大学出版社

高等学校教学用书

水文地质及工程地质学

李义昌 郑伦素 编

中国矿业大学出版社

内 容 提 要

本书阐述了地下水的形成、储存及运动,物理化学性质,地下水类型及其特征,以及岩土工程地质性质等水文地质学及工程岩土学的基本概念与原理。同时,阐述了矿井充水条件分析,矿井涌水量预测,矿井水的防治等矿井水文地质工作的基本理论和方法,以及煤矿建设和生产过程中出现的主要工程地质问题及其防治措施。内容简练,重点突出,并力求与煤矿生产实际紧密结合,同时又尽可能地反映目前国内外出现的新理论与新方法。

本书可作为高等学校采矿工程、矿井建设、露天开采、矿山通风与安全及矿山测量等专业教材,也可供有关技术人员参考。

责任编辑:周立吾

高等学校教学用书
水文地质及工程地质学
李义昌 郑伦素 编

中国矿业大学出版社 出版 发行
江苏省新华书店 经销 中国矿业大学印刷厂 印刷
开本787×1092毫米1/16 印张 13.25 插页 1 字数 316千字
1988年12月第一版 1988年12月第一次印刷
印数:1—3700册

技术设计:周立钢 责任校对:周俊平

ISBN 7-81021-066-1

P.3(课) 定价:2.65元

前 言

本书是为高等院校采矿工程、矿井建设、露天开采、矿山通风与安全及矿山测量等专业编写的教材，其内容除了介绍水文地质学及工程岩土学的基本概念与原理外，还介绍了矿井水文地质学的基本理论和方法，并涉及了一些煤矿工程地质学的最基本的内容。根据教学计划及教学大纲的精神和要求，水文地质及工程地质部分安排的内容分别为40及20学时，使用时可根据专业要求作适当的取舍。本书共分十章：第一至第四及第七至第九等七章由李义昌编写；第五、六、十章由郑伦素编写。全书由李义昌审查修改定稿。

本书在编写过程中，参阅并引用了大量的煤矿、地质勘探单位的实际资料。狄乾生副教授对工程地质部分的编写提出了宝贵的意见。沈文教授审阅了全书。在此，编者对上述同志及提供资料的单位，表示衷心谢意。

由于编者水平所限，书中难免有不少缺点和错误，恳请读者批评指正。

编 者

一九八七年十二月

11/08

目 录

绪 论	(1)
第一章 地下水的形成	(3)
第一节 地下水的来源	(3)
第二节 地下水的储存	(5)
第三节 地下水的循环	(16)
第四节 地下水的动态与均衡	(22)
第二章 地下水的物理性质与化学特征	(25)
第一节 地下水的物理性质	(25)
第二节 地下水的化学特征	(27)
第三节 地下水化学成分的形成作用	(30)
第四节 煤矿地下水的化学特点	(32)
第五节 地下水的污染	(33)
第六节 地下水化学成分的表示方法及水质评价	(35)
第三章 地下水分类及各类地下水的特征	(39)
第一节 地下水的分类	(39)
第二节 按埋藏条件分类的各类地下水特征	(39)
第三节 按含水介质类型分类的各类地下水特征	(44)
第四章 地下水的运动	(54)
第一节 地下水运动的几个基本概念和基本定律	(54)
第二节 地下水运动的基本微分方程	(60)
第三节 地下水运动的基本计算公式	(61)
第五章 矿井充水条件及矿井涌水量预计	(70)
第一节 矿井充水条件	(70)
第二节 矿井涌水量预计	(77)
第六章 矿井水的防治	(97)
第一节 矿井水的预防	(97)
第二节 矿床疏干排水	(115)
第三节 注浆堵水	(124)
第四节 矿井酸性水的防治	(129)
第七章 土的工程地质性质	(131)
第一节 土的物质组成	(131)
第二节 土的结构与构造	(136)
第三节 土的物理和水理性质	(138)
第四节 土的力学性质	(145)
第五节 土的工程地质分类	(149)

第八章 岩石（岩体）的工程地质性质	(152)
第一节 岩石的工程地质性质.....	(152)
第二节 岩体的工程地质特征.....	(158)
第九章 煤矿建设与开采过程中的工程地质问题	(164)
第一节 井巷围岩的稳定性.....	(164)
第二节 边坡岩体的稳定性.....	(172)
第三节 地下采矿引起的覆岩破坏与地面稳定性问题.....	(177)
第四节 与地下水流作用有关的地面稳定性问题.....	(183)
第五节 流砂与潜蚀.....	(185)
第十章 矿井建设时期和生产时期的水文地质与工程地质工作	(190)
第一节 矿井建设时期的水文地质与工程地质工作.....	(190)
第二节 矿井水文地质与工程地质工作.....	(193)

绪 论

一、水文地质学和工程地质学研究的内容

水文地质学是研究地下水的专门科学。它研究地下水在周围环境（岩石圈、大气圈、水圈、生物圈以及人类活动）影响下，数量和质量在时间和空间上的变化规律。主要包括地下水的分布与形成规律、化学成分、运动规律及动态变化等问题，其目的在于如何运用这些规律，更合理地利用地下水资源和更有效地防治地下水的危害。

地下水存在并运动于地表以下的岩土空隙中，因此，地下水的各种特性与运动条件都与所在地区的地质情况——岩性、构造、地貌等密切相关。此外，由于地下水是整个自然界水体的一部分，它与大气降水、地表水之间又有密切的联系，因此，水文地质学是一门综合性的自然科学，它与岩石学、第四纪地质学、地貌学、构造地质学、气象学、水文学及水力学等关系密切。

水文地质学是一门新兴的科学，它是在最近几十年中，随着生产的发展而形成的独立科学。目前，在水资源利用与开发，与矿床开采、地下建筑物有关的地下水研究方面，得到了迅速的发展。

工程地质学是一门和水文地质学紧密联系的地质学科，它专门研究与工程建筑有关的地质问题，如地面建筑与井筒建筑中的地质问题。其主要研究内容是各种建筑物建造的地质条件，建筑物修建后自然地质条件的改变和可能发生的不良地质问题，以及保证建筑物稳定和正常使用的工程地质措施。因此，工程地质学的任务是阐明岩土的工程地质性质和影响岩土强度及变化的地质因素，以及保证岩土稳定性的工程地质措施。

工程地质学和水文地质学一样，也是以地质学为基础，应用数学、力学和胶体化学等学科的知识，来解决与工程建筑有关的各种地质问题。工程地质学与水文地质学的关系尤其密切，在研究工程地质问题时，往往必须考虑地下水的影响。

二、水文地质学及工程地质学在国民经济建设中的作用及其与煤矿建设和生产的关系

水是人类生活和生产中不可缺少的物质。人每天需要饮用水，现代的大城市和大工矿区集中了数十万或数百万、以致上千万人口，不但在数量上需要大量的饮用水，同时在质量上也有严格的要求。地下水由于通过了岩土的过滤作用，在质量上和卫生条件有较多的优越性，所以世界各国大城市，多数尽先利用地下水作为供水水源。

水是发展工农业生产不可缺少的重要自然资源。建立大型工矿企业，不但需要饮用水，工业本身也需要用水，如炼1t钢需低温水6.7t，加工1t石油需水5~15t，生产1t肥皂需水0.5t，生产100m棉布需水3~5t，蒸汽锅炉需用大量软水。这些往往采用地下水，例如，我国蒸汽机车用水约有70%取之地下水。其次，作物生长需要消耗大量水分，据测

定, 生产 1kg 小麦约需耗水 1~1.5t, 1kg 皮棉约需耗水 5t。我国广大的华北、西北地区地表水缺乏, 大气降水量小, 经常受到旱灾威胁, 开发和利用这些地区蕴藏的地下水以满足工农业的需要是非常重要的。

当地下水中富集了某种元素时, 可成为有工业价值的矿床。例如, 四川自贡地区地下水为卤水, 西北地区地下水中含有溴、碘元素, 这些地区的地下水可作有用矿产开采。地下水中由于含有特殊成分或有较高的温度, 具有医疗价值, 如北京的汤山、西安的华清池等都是良好的疗养地。此外, 某些地下水中含有硅、锂、锶、锌、钒、铜、钼、钴等对人体健康有益的微量元素, 其水质符合医疗卫生和矿泉水的标准, 这些地下水具有医疗保健作用和较高的经济价值, 如北京门头沟矿、四川重庆市中梁山及铜梁县巴岳山、内蒙古东乌珠穆沁旗额仁高比乡, 以及广东等地均已陆续发现优质的具有较高医疗和经济价值的矿泉水。

近年来, 利用地下热能已成为一个新课题。利用地热实际上就是利用地下热水, 如我国广东某地已利用地下热水发电, 天津市已在取暖、加热等方面开始利用地下热水, 我国有的农村已开始利用地下热水, 以弥补燃料的不足。

综上所述, 水文地质学对人民生活及工农业的发展具有重要的意义, 这是有利的方面。地下水对生产也有不利的影响, 例如, 地下水可引起土壤的盐渍化和沼泽化, 严重地影响土地的合理利用和农作物的生长。水库、水坝、渠道的漏水, 以及地下水对建筑物基础的侵蚀作用, 使水利工程和建筑物遭到破坏。此外, 地下水流入矿井坑道, 不仅要增加矿山排水费用, 影响矿山生产的安全, 甚至还会造成矿井突然淹溺事故。例如, 1984年6月, 河北省开滦范各庄矿发生一起特大突水淹井停产事故, 突水量达 $2053\text{m}^3/\text{min}$, 造成数亿元的经济损失。又如, 1935年, 山东淄博煤矿北大井, 日本帝国主义不顾工人死活, 进行掠夺性的开采, 发生突水淹井事故, 突水量达 $443\text{m}^3/\text{min}$, 井下535名中国矿工无一得救, 造成举世闻名的北大井惨案。有些矿床由于充水条件复杂, 矿井充水性强, 影响已查明的矿产不能早日开采, 如我国太行山东、南麓煤田, 许多太原组煤层都是由于水文地质条件复杂, 目前暂时未能开采。

工程地质学是研究与工程建筑有关的地质问题的科学, 而国民经济建设与国防建设需要建造各种工程建筑物, 因此, 工程地质学与国民经济各部门的关系也很密切。例如, 城市规划和修建大型工业和民用建筑物, 要求对建筑物地基进行详细研究, 选择合适的建筑场地, 确定地基的承载能力, 以及预测建筑物修建后自然地质条件的改变和可能发生的不良地质问题; 露天开采和地下开采分别要考虑边坡和巷道的稳定性; 国防建设中, 修建军港、炮台、地下工程等都必须考虑地质情况。矿井建设是一项复杂的工程建筑, 井筒能否按期建成, 其中与工程地质条件及其研究程度有密切的关系, 如开滦林西矿风井, 地表50m表土层由粘土层、流砂层、细砂层和卵石层等组成, 由于对工程地质条件研究不够, 施工方法选择不当, 曾采用板桩法施工, 木板桩通不过, 而改用铁板桩, 遇到含水流砂层、砂质粘土层时, 又改用化学矽化法施工, 但往下遇到卵石层, 矽化法又不能通过, 不得不把已凿好的16.44m的井筒报废。后来, 改变井筒位置并采用冻结法施工, 才顺利通过。

第一章 地下水的形成

地下水的形成是指各种来源的水，进入土壤岩石中的空隙，并在其中贮存、运动和变化的过程，也就是它不断地接受补给、流动和排泄，持续不断地进行水的交替过程。研究地下水的形成，首先要了解自然界各种水体的情况及它们之间的关系。

第一节 地下水的来源

一、自然界水的循环

自然界的水以不同的状态（气态、液态、固态）存在于大气圈、水圈和岩石圈及生物圈中。总量约 136000 万 km^3 。其中绝大部分（占总水量 97.2%）分布于海洋中，约 132000 万 km^3 。陆地地表水（包括江、河、湖沼及冰川）约 2943 万 km^3 。地下水约 840.7 万 km^3 ，其中 50% 分布于地面以下 1km 范围内的岩土空隙中。大气圈中的水约 1.3 万 km^3 。

分布于地球的不同层圈的水不是孤立存在彼此无关的，而是密切联系，经常不断地相互转化，这种彼此转化的过程即是自然界中水的循环。地表水和地壳浅部的地下水在太阳热力的作用下，蒸发成水汽，被上升的气流带到空中进入大气圈，随着温度的降低凝结成极细的水滴——云，云再变成雨、雪、冰雹，在重力的作用下降落至地面，称它为大气降水或降水。降水降至地面后，一部分渗入土壤岩石中，成为地下水；另一部分则形成地表径流，汇集于江河湖泊形成地表水。地表水有的重新蒸发成水汽，返回大气圈；有的渗入地下，成为地下水；其余的部分则流入海洋。地下水有的通过土面蒸发直接返回大气圈；有的被植物吸收，通过植物叶面蒸发返回大气圈；剩下的部分则形成地下径流。地下径流或直接流入海洋，或在径流过程中泄露地表转化为地表水，然后再返回海洋（图1-1）。地

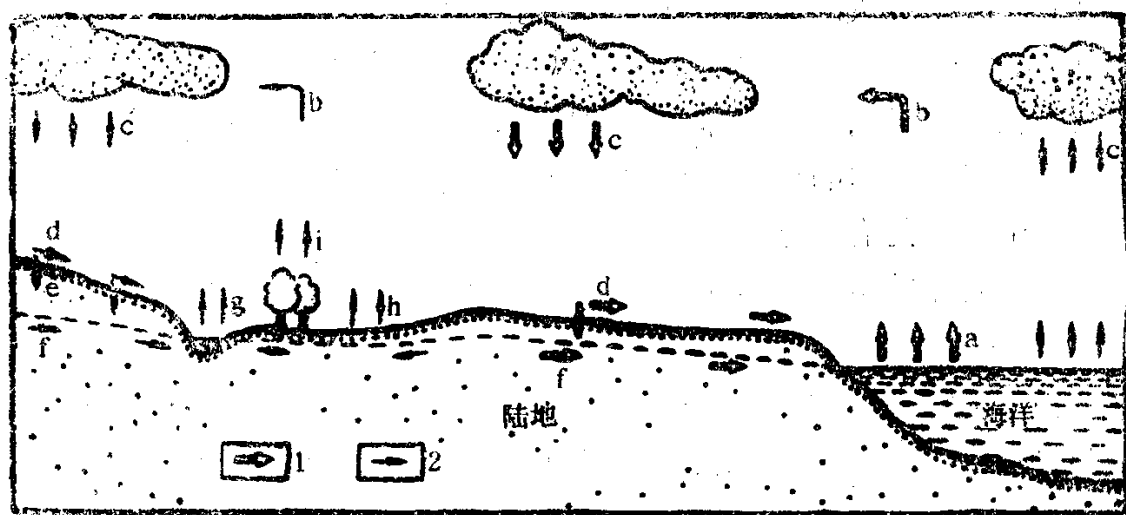


图1-1 自然界的水循环

1—大循环各环节；2—小循环各环节；a—海洋蒸发；b—大气中水汽转移；c—降水；d—地表径流；e—入渗；f—地下径流；g—水面蒸发；h—土面蒸发；i—叶面蒸发（蒸腾）

壳表面和浅部的水分就是这样长期不断地互相转化运动着，从而使地下水得以不断地接受补给、流动和排泄，因此，地下水除了极少数外，都是在不断演化和继续形成的过程中。在研究地下水形成时，不仅要研究地下水本身，还要研究与地下水形成有密切相关的自然界中的其它水体，还要研究地下水随时间不断变化的过程。

自然界的水循环按其途径不同，可分为小循环与大循环。大循环是指在海洋和陆地之间，在整个地球范围内的循环，又称外循环，水从海洋表面蒸发，水汽随气流带到大陆上空，以降水的形式降至地面，再通过径流（地表的及地下的）返回海洋的过程；大循环受全球性气候的控制。小循环是指陆地和海洋本身的内部循环，又称内循环，水从海洋面上蒸发，又以降水形式降回海洋，或者由大陆表面（包括陆地水体表面、地面和植物叶面等）蒸发的水汽，仍以降水的形式降回大陆上；它受局部气象因素的控制，是地区性的。如果大陆上的不同地区，来自海洋上的水量相等，但小循环强的地区降水可多于小循环弱的地区，因此，调节小循环条件，加强小循环的频率和强度，能够起到增加降水量，改造自然的目的，至于对大循环条件的改变，目前仍为人力所不及。

蒸发、降水和径流是水循环过程中的主要环节。降水能够渗入地下，形成地下水，其渗入量的大小，除决定于降水量的大小外，还与降水强度、地面坡度、地表岩土性质及植物覆盖等有关，例如，暴雨降至坡度大、岩土透水性差、又无植物覆盖的地区，渗入量小；反之，则大。在实际工作中测定地下水的储量，常用水的均衡法，其理论基础是自然界水的循环，水的均衡就是从数量上研究水的循环。

二、地下水的来源

降水和地表水等渗入地下形成地下水，称为渗入水。渗入水是地下水最普遍、最主要的来源，但它并不是唯一的来源。除了渗入水之外，还有凝结水、埋藏水、初生水和脱出水等。

凝结水 夏季的白天，大气和土壤都吸热增温；夜晚，土壤散热快而大气散热慢，地温降至比气温低。当地温降到一定程度时，在土壤孔隙中的水汽达到饱和、凝结成水滴，绝对湿度随之降低。由于此时气温较高，大气中的绝对湿度较土中的大，水汽由大气向土壤孔隙运动，如此不断补充，不断凝结形成地下水。

一般情况下，凝结形成的地下水有限，但在某些地区，如高山、沙漠地区，对凝结水不能忽视。例如，我国内蒙古沙漠地带，在风成的细沙中不同深度均有凝结水，对于这些降水稀少、地表径流贫乏而昼夜温差较大的地区，凝结补给也是地下水的主要来源之一。

埋藏水 在有些沉积物的形成过程中，和沉积物同时生成的地下水，或海水渗入到原生沉积物的空隙中而被封存的地下水。

初生水 在地壳深处熔融的岩浆上升过程中分异出的水蒸汽，遇冷凝结而成的地下水。

脱出水 有些矿物含结晶水，如石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）、芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、蛋白石（ $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）等，在高温高压的条件下，所含的结晶水脱出而成自由水，在地下也可形成地下水。

应该指出，地下水的上述几种来源，以第一种渗入水为最主要的来源，其余的几种来源只限于局部地区，其量也有限，而且往往被渗入水所混合。同时，大气降水、地表水渗入补给形成地下水的过程，不过是自然界水循环全过程中的一个环节。

第二节 地下水的储存

地下水的储存,是指地下水在岩土层中的储存条件、储存过程以及赋存状况,它决定于岩土的水文地质性质和地质构造。

一、岩土的空隙和水理性质

(一) 岩土的空隙性

在水文地质学和工程地质学中,岩土是指疏松的土(如粘土、砂土、砾石等)和坚硬的岩石(未经强烈风化的火成岩、沉积岩和变质岩)的总称,而岩土是由固体(固相)、液体(液相)和气体(气相)三部分组成的。岩土的性质决定着岩土的空隙性,而岩土的空隙又为地下水的储存和运动提供了必要的空间条件。空隙的大小、多少、形状、连通情况和分布规律,即岩土的空隙性,对地下水的分布和运动具有重要的影响。

将岩土空隙作为地下水储存场所和运动通道研究时,可分为松散土中的孔隙、坚硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的岩溶(喀斯特)(图1-2)三类。

1. 孔隙

松散土是由大小不等的颗粒组成的。颗粒或颗粒集合体之间的空隙,称为孔隙。它一般相对较小而均匀(图1-2中的1~6)。

土中孔隙体积的多少或者说孔隙的发育程度是影响地下水储容能力的重要因素,可用孔隙度(n)表示。孔隙度就是土中孔隙的体积(V_v)与包括孔隙在内的岩土总体积(V)之比,以小数或百分数表示,即

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

影响孔隙度大小的因素很多,如颗粒的排列情况、分选程度、颗粒形状及胶结充填情况等。对于粘性土,结构及次生孔隙常是影响孔隙度的重要因素。因此,不同土的孔隙度可相差很大。如果组成土的颗粒是均匀等粒的圆球,则孔隙度大小仅决定于排列方式,根据几何方法计算,当颗粒成立方体排列时(图1-3a),孔隙度可达47.64%,当呈四面体排列时(图1-3b),孔隙度只有26.95%,自然界中松散土的孔隙度常介于此两者之间,对于这种等粒圆球,当其排列方式相同时,虽然直径不同,但孔隙度则完全相同。自然界并不存在完全等粒的松散土,分选度愈差,颗粒大小愈悬殊的松散土,孔隙度就愈小。细小颗粒充填于粗大颗粒之间的孔隙中,会大大降低其孔隙度(图1-2中3、4)。当某种土由两种大小不同的颗粒组成,

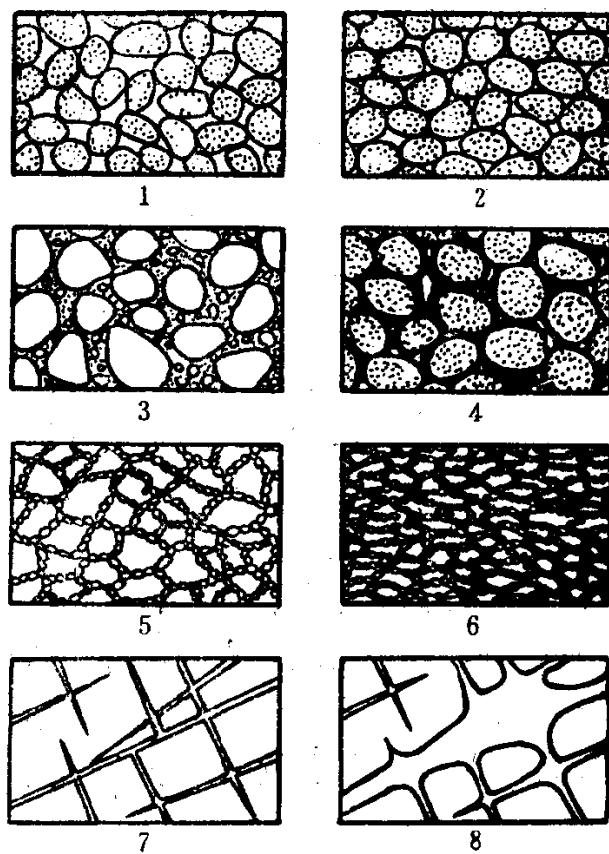


图1-2 岩土中的各种空隙(据迈因策尔图修改)

- 1—分选良好,排列疏松的砂; 2—分选良好,排列紧密的砂; 3—分选不良的,含泥、砂的砾石; 4—经过部分胶结的砂岩; 5—具有结构性孔隙的粘土; 6—经过压缩的粘土; 7—具有裂隙的岩石; 8—具有溶隙及溶穴的可溶岩

且粗大颗粒之间的孔隙，完全为细小颗粒所充填时，则此土的孔隙度等于由粗粒和细粒单独组成时土的孔隙度之乘积。自然界土的颗粒形状多为不规则，组成土的颗粒形状愈不规则，棱角愈明显，通常排列就愈松散，孔隙度就愈大。对于某些粘土和黄土，具有特殊的结构，孔隙度往往可超过上述最大的理论值，如粘土颗粒表面常带电荷，粘粒集合而构成颗粒集合体，可形成直径比颗粒本身还要大的结构孔隙(图1-2中5、6)。此外，粘性土中往往还发育虫孔、根孔、干裂缝等次生空隙，其孔隙度可达60%，而淤泥的孔隙度甚至可达90%。因此，对于粘性土，孔隙度的大小不仅决定于颗粒的大小及其排列，结构孔隙及次生空隙的影响也是不可忽视的。

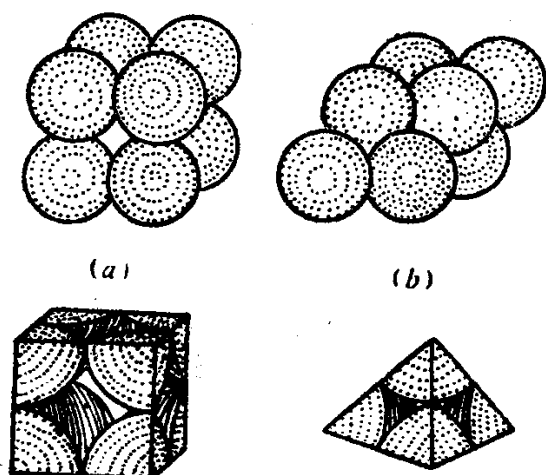


图1-3 颗粒的排列方式(据格雷通图)
a—立方体排列；b—四面体排列

自然界主要松散土的孔隙度见表1-1。

表1-1 松散土孔隙度参考数值(据Freeze R A)

岩土名称	砾石	砂	粉砂	粘土
孔隙度(%)	25~40	25~50	35~50	40~70

2. 裂隙

固结的坚硬岩石，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩，由于岩浆的冷凝作用，内力的褶皱断裂作用和外力的风化剥蚀作用，在岩石中产生了各种各样的裂缝，称为裂隙，按其成因可分为成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

成岩裂隙是岩石在成岩过程中，由于冷凝收缩(岩浆岩)或固结干缩(沉积岩)而产生的；岩浆岩中的成岩裂隙比较发育，特别是玄武岩中柱状节理最有意义。构造裂隙是岩石在构造变动中受力而产生的；这种裂隙具有方向性，大小悬殊(由隐蔽的节理到大断层)，分布不均一。风化裂隙是风化营力作用下，岩石破坏而产生的；主要分布在地表附近且具有区域性，发育稠密。有关各种成因裂隙的形成、分布规律详见第三章第三节。

裂隙的特征如方向、宽度、长度、连通性和充填情况等，各地差异悬殊，表现为明显的不均一性，它们对地下水的储存和运动具有重要的影响。

裂隙的特征如方向、宽度、长度、连通性和充填情况等，各地差异悬殊，表现为明显的不均一性，它们对地下水的储存和运动具有重要的影响。

衡量裂隙发育程度的指标是裂隙率(K_r)，它是裂隙体积(V_r)与包括裂隙在内的岩石总体积(V)之比，以小数或百分数表示，即

$$K_r = \frac{V_r}{V}$$

或

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

此外，还可面裂隙率(K_s)或线裂隙率(K_l)来表示。

面裂隙率是单位面积岩石上裂隙面积所占的比例，即

$$K_s = \frac{\sum b_i L_i}{F}$$

或

$$K_s = \frac{\sum b_i L_i}{F} \times 100\% \quad (1-3)$$

式中 $\sum b_i L_i$ ——在测量面积内每根裂隙宽度 b_i 和长度 L_i 乘积的总和；

F ——进行裂隙测量的岩石面积。

线裂隙率，即与裂隙走向垂直的方向上，单位长度内裂隙所占的比例，即

$$K_l = \frac{\sum b_i}{L}$$

或

$$K_l = \frac{\sum b_i}{L} \times 100\% \quad (1-4)$$

式中 $\sum b_i$ ——裂隙宽度总和；

L ——测量的线段长度。

2. 岩溶（喀斯特）

岩溶是可溶岩石（如石灰岩、白云岩、某些砾岩、岩盐和石膏等）的空隙特征，它是在地下水溶蚀下产生的空洞，称之为岩溶（喀斯特）。岩石中的岩溶其不均一性较裂隙更甚，大的溶洞，体积可达数十万 m^3 以上，而小的溶孔直径仅几 mm 。

衡量岩溶发育程度的指标为岩溶率 (K_k)，它为可溶性岩石中的空隙体积 (V_k) 与包括岩溶空隙在内的岩石总体积 (V) 之比，即

$$K_k = \frac{V_k}{V}$$

或

$$K_k = \frac{V_k}{V} \times 100\% \quad (1-5)$$

自然界岩土空隙发育状况相当复杂，其空隙类型也不能截然分开。如松散土固然以孔隙为主，但某些粘土干缩产生的裂隙，其水文地质意义，甚至超过其原有的孔隙。我国中生界的红色岩系中，有些砾岩，砾石成分以石灰岩为主，并常为钙质胶结，致使溶洞发育，可同时存在溶洞、裂隙和孔隙。可溶岩石可有溶洞和裂隙，有时还保留原生的孔隙与裂缝。所以，研究岩土的空隙时，必须由查明它们的成因及控制因素着手，从而了解其发育规律，这对分析地下水的形成、储存和运动条件是极其重要的。贮存于不同岩层中的地下水，由于含水介质特征不同，具有不同的分布与运动特征，因此，按岩土的空隙类型将地下水划分为孔隙水、裂隙水和岩溶水三种类型。

（二）岩土中水的存在形式

地壳岩土中的水有存在于岩土空隙中的水，和存在于岩土“骨架”中的水，即矿物中的化学结合水。水文地质学重点研究的对象是前者，按它在物理性质上的差异，又可分为气态水、结合水、毛细水、重力水和固态水。

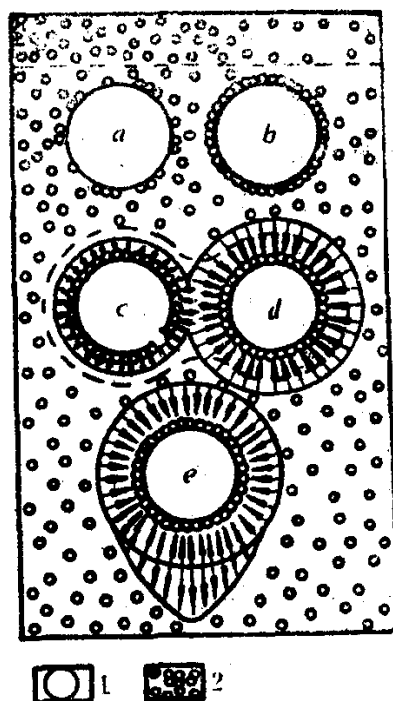


图1-4 土中水的存在形式

1—土粒；2—气态的水分子；a—非饱和吸湿度；b—最大吸湿度；c、d—带有弱结合水的土粒；水从d向c移动；e—带有重力水的土粒

1. 气态水

气态水即水汽，它和空气一起充填在岩石的未饱和水的空隙中，其活动性很大，可随空气流动而流动。另外，即使空气不流动，它也能从水汽压力（绝对湿度）大的地方向小的地方迁移。气态水的这种迁移，引起水在岩石中的重新分配。例如，夏季气温高于地温，大气中的绝对湿度大于岩石中的绝对湿度，于是水蒸汽由大气向岩石中运动，可促进岩石中水汽的饱和，而使气态水凝结，增加地下水量，冬季则相反。气态水在一定温度、压力条件下，与液态水可以互相转化，两者之间保持动平衡。气态水不能直接为植物所吸收。

2. 结合水

松散土的颗粒表面和坚硬岩石空隙壁面均带有电荷，而水分子又是偶极体，由于静电吸引，固体表面具有吸附水分子的能力，离固相表面近的水分子受静电引力就大，随着距离增加，吸引力减弱，水分子受自身重力的影响就愈显著。受固相表面的引力大于水分子自身重力的那部分水，称为结合水。由于固相表面对水分子的吸引力从内向外逐渐减弱，结合水的物理性质也随之发生变化，因此，将最接近固相表面的结合水称为强结合水（又称吸着水），其外层称弱结合水（又称薄膜水）。

强结合水的厚度，一般认为相当于几个分子的直径。由于固相表面对水分子的吸引力很大（相当于1013.25MPa），远远超过水分子自身的重力，因此，强结合水具有一系列不同于一般液态水的特征，它不受重力的支配，不流动，不传递静水压力，密度很大，平均可达 2g/cm^3 左右，在 -78°C 低温才能冻结成冰，不能溶解盐类，无导电性。因此，这部分水无法被利用，也不为植物所吸收。

弱结合水处于强结合水的外层，占水膜的主要部分，受到固相表面的引力比强结合水弱，且随距离增加吸引力减弱，故弱结合水能以水膜的形式极缓慢地由厚层处向薄层处移动（图1-4中的c和d）。水分子排列不如强结合水规则和紧密，但其密度仍较大，且具较高的粘滞性，溶解盐类的能力较低，不能传递静水压力，冰点低于 0°C ，且水膜愈薄冰点愈低。弱结合水的厚度变化较大，故测得的数值很不一致，测定值为几十、几百或几千个水分子的厚度。弱结合水一般也无法被利用，但其外层能被植物所吸收。

结合水的含量取决于颗粒的总表面积，颗粒愈细，总表面积愈大，则含量也愈大。例如，粘土中所含的强结合水与弱结合水分别为18%和45%，而砂土中则不到0.5%和0.2%。对于具有裂隙和溶洞的坚硬岩石，其含量就甚微，以致没有什么实际意义。

3. 毛细水

毛细水是在毛细力作用下充满于岩石毛细空隙中（一般指直径小于1mm的孔隙和宽度小于0.25mm的裂隙）的水。毛细水同时受到重力和毛细力的作用，如果毛细力作用超过重力作用，则毛细水能上升到地下水面以上的某一高度，形成毛细水带（图1-5）；当毛细力和重力平衡时，毛细水则停止上升，这一高度称为最大毛细上升高度（ h_0 ），它与毛细空隙的直径 D 成反比，即

$$h_0 \approx \frac{0.03}{D} \quad (1-6)$$

式中 D ——毛细空隙的直径，mm；

h_0 ——最大毛细上升高度，m。

大最毛细上升高度与土颗粒的直径有关，颗粒细，最大毛细上升高度大，反之则小（表1-2）。此外，还与水的矿化度及温度有关。

表1-2 土的最大毛细上升高度

土 名	最大毛细上升高度 (cm)	注
粗 砂	2 ~ 5	据西林—别克丘林 1958年
中 砂	12 ~ 35	
细 砂	35 ~ 70	
粉 砂	70 ~ 150	
粘性土	>200 ~ 400	

毛细水同时受重力和毛细力作用，可传递静水压力，略低于0℃，即可冻结，并可为植物吸收。

4. 重力水

距离固体表面更远的那部分的水分子，重力

对它的影响大于固体表面对它的吸引力，因而能在自身重力影响下运动，这部分的水就是重力水。岩土空隙中的重力水能够自由流动，井、泉、矿井中的水都是重力水，它是水文地质学研究的主要对象。

5. 固态水

当岩土的温度低于0℃时，空隙中的液态水便可转变成固态水。我国北方冬季常形成冻土，东北及青藏高原，有一部分地下水多常保持固态，这就是所谓多年冻土，其中存在固态水。

除上述形式的水外，还有存在于矿物结晶内部及其间的水，称沸石水、结晶水和结构水。如方沸石($\text{Na, Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot n\text{H}_2\text{O}$)中就含沸石水，含结晶水的如石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)，含结构水的如白云母 $[(\text{K, H})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ 。这些水与矿物结合得非常紧密，只有破坏了矿物的结构时，才能使其从矿物中分离出。

地表以下一定深度上存在着地下水面。地下水面以上，称为包气带；地下水面以下，称为饱水带（图1-5）

在包气带中，空隙壁面吸附有结合水，在细小的空隙中保持着毛细水，空隙未被占据的部分包含空气及气态水。空隙中的水超过吸附力和毛细力所能支持的重量时，剩余的水便以重力水的形式下渗，所有上述的水统称为包气带水。包气带的顶部植物根系活动土壤层中所含的水称土壤水，底部为毛细水带，它们之间有个中间带。包气带水对成壤作用及植物生长具有重要意义，同时对地下水的形成也有重要意义。

饱水带岩土空隙全部为液态水所充满，既有重力水，也有结合水。饱水带中的重力水是开发利用或矿井排除的主要对象，也是水文地质学研究的重点。

（三）岩土的水理性质

岩土空隙的大小和多少与水分的储容和运移密切相关，特别是空隙的大小具有决定性的意义。在一个足够大的空隙中，从空隙壁面向外，依次分布着强结合水、弱结合水和重

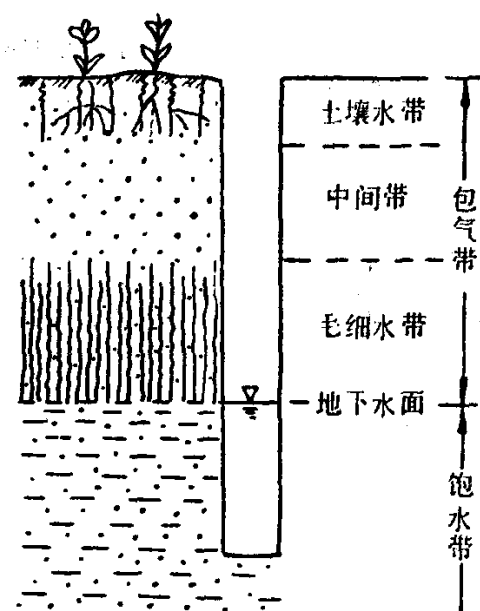


图1-5 包气带和饱水带

力水。空隙愈大，重力水占的比例愈大；反之，结合水占的比例就愈大，当空隙直径小于结合水层厚度的两倍时，空隙中全部充满结合水，而不存在重力水。例如，粘土的微小孔隙或基岩的闭合裂隙中，几乎全部充满着结合水；而砂砾石或具有宽大裂隙或溶洞的岩层中，重力水所占的比例很大，结合水的数量则微不足道。因此，空隙大小和数量不同的岩土，它容纳、保持、释出及透过水的能力有所不同，水文地质学把这些与水分储容和运移有关的岩土性质，称作岩土的水理性质，包括容水性、持水性、给水性、透水性等。

1. 容水性

岩土的容水性系指岩土空隙中能够容纳一定水量的性能。衡量该性能的指标常用容水度表示，它是指岩土完全饱水时，能够容纳的最大水体积与岩土总体积的比值。可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）。当岩土中的空隙能被水完全充满时，则容水度的值等于空隙度（包括孔隙度、裂隙率和岩溶率）。但实际上岩土中可能存在密闭空隙，或当岩土充水时，有的空气不能逸出而形成压缩气泡，因此，容水度的值常小于空隙度。另一方面，对于具有膨胀性的粘土、淤泥等，充水后体积扩大，容水度则可大于空隙度。

2. 持水性

岩土的持水性是岩土固相表面对水分子的吸引力，而能在岩土空隙中保持一定水量的性能，所保持的这种水不受重力支配，不能自由释出。衡量岩土持水性大小的指标称为持水度，它是指岩土能够保持不受重力支配的最大水量的体积（或饱水岩土在重力作用下释水后，岩土中保持的水的体积）与该岩土的体积之比，或用该水的重量与干岩土重量之比，用小数或百分数表示。持水性所保持的水主要是结合水（包括强、弱结合水），所以它接近于最大分子水容度。但是，除了结合水以外，还可能有一部分的毛细水，因而实际上持水度往往大于最大分子水容度。岩土中持水量的多少主要取决于岩土颗粒和空隙直径的大小。例如，颗粒细小的粘土，它的表面积（单位体积中固相表面的面积）大，结合水含量大，持水度也大，有时可接近于容水度，此时，在重力作用下几乎不释水。砂的持水度较小，而砾石和具有宽大裂隙或溶洞的岩石，持水度可忽略不计。

3. 给水性

给水性是饱水的岩土，在重力作用下能自由释出一定水量的性能。衡量给水性指标用给水度（或称重力给水度） μ 表示，即在常压下从饱和岩土中释出水的体积（ V_w ）与该岩土总体积（ V ）之比，以小数或百分数表示，即

$$\mu = \frac{V_w}{V}$$

或

$$\mu = \frac{V_w}{V} \times 100\% \quad (1-7)$$

这里所指的岩土中释出的水是在地下水位变动范围内饱水岩土及毛细带中的水，在常压的条件下，当地下水位下降时，因重力作用而下移并部分释出的水。给水度要注意与第四章的贮水系数或释水系数的区分。

由定义可知，给水度在数值上等于容水度减去持水度，所以，岩土的容水度愈大，持水度愈小，则给水度愈大。岩土空隙的大小和多少不同，给水度也不同，尤其是岩土空隙大小的影响更为显著。对于松散土，一般容水度相差不十分大，但持水度却差别很大，因

此，给水度相差很大。粗粒土（如砂、砾石等）空隙大，持水度小，因此给水度大，其值可接近容水度；细粒土（如粘性土）尽管孔隙度与容水度均大，但由于孔隙一般甚小，持水度大，因此给水度很小，甚至接近零。对于坚硬岩石，由于持水度一般很小，可以忽略不计，因此，容水度、给水度和裂隙率（或岩溶率）三者差别不大，在数值上大致相等。

给水度是重要的水文地质参数之一，往往要用野外试验或地下水位动态观测的方法来确定，具体方法可参阅“供水水文地质手册”第二册。表1-3列出一些松散土的给水度参考值。

4. 透水性

岩石的透水性是指在一定的压力差（压力梯度）的条件下，岩石允许水透过自身的能力。表征岩石透水性的指标是渗透系数，它将在第四章专门讨论。岩石透水性的好坏主要取决于岩石空隙的大小。当水在细颗粒物组成的微小孔隙中运动时，不仅由于水与

表1-3 一些松散土的给水度

土 的 名 称	给 水 度
砾 石	0.35~0.30
粗 砂	0.30~0.25
中 砂	0.25~0.20
细 砂	0.20~0.15
极细砂	0.15~0.10

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结合水膜，它几乎占满了整个孔隙，这样水是很难通过的。在坚硬岩石中，结合水一般很少，所以其透水性决定于裂隙、岩溶的大小，同时还与裂隙率、岩溶率有关。

根据岩石透水性的好坏，可将岩石分为透水岩石、半透水岩石和不透水岩石三类：

透水岩石 如砾石、粗砂，以及裂隙和岩溶发育的岩石等；

半透水岩石 如亚砂土（或黄土）、粉细砂，以及裂隙和岩溶发育不良的岩石等；

不透水（隔水）的岩石 如粘土，以及裂隙和岩溶不发育的岩石等。

二、含水层与隔水层

饱水带岩层按其透过和给出水的能力，可划分为含水层和隔水层。

（一）含水层

含水层是指能够透过并给出相当数量水的岩层。严格地说，地壳中没有绝对不含水的岩层，但又不能说所有的岩层都是含水层，要构成含水层并不在于岩层是否含水，关键是所含水的性质。空隙细小的岩层（如致密粘土层、裂隙闭合的页岩），含的几乎全是结合水，结合水不受重力支配，在通常条件下是不能移动的，水不能自由流出，实际上水难于透过这类岩层，一般不能构成含水层。空隙较大的岩层（如砂砾石层、岩溶发育的可溶岩），主要含有重力水，在重力作用下，能透过和给出水，就可构成含水层。根据岩石富水性可将含水层进一步划分为不同的等级，目前我国生产实际中，常用通过野外抽水试验获得的钻孔单位涌水量来划分含水层的富水性强弱。所谓单位涌水量是当钻孔水位每降低1m时，单位时间流入钻孔中的水量，即

$$q = \frac{Q}{S} \quad (1-8)$$

式中 Q ——钻孔涌水量，L/s；
 S ——钻孔水位降深，m；
 q ——钻孔单位涌水量，L/(s·m)；
 L ——升。