

地／下／水／资／源／与／环／境



刘尚仁◎编著

中山大学出版社

内 容 提 要

本教材包括绪言和 9 章内容,主要有:地下水的赋存与分类、补给、排泄与径流、动态和均衡,地下水运动计算与弥散理论,地下水水质与水质评价,地下水资源评价,地下热水与医疗矿泉水、饮用天然矿泉水,水利工程的地下水环境问题,采排地下水引起的环境问题,地方病,地下水污染,地下水的人工补给,地下水资源的管理和规划等。其中第一章至第三章第二节主要属于水文地质条件范畴的内容,第三章第三节至第六章主要属于地下水资源范畴的内容,第七章至第九章主要属于水资源开发利用引起的环境问题和地下水资源保护范畴的内容。各章后有思考与练习题。

本书取材新颖,理论深度、广度适中,深入浅出,信息丰富,可作为综合性大学理科以及水利、水电、水资源、建筑工程和环境保护等院校的水资源与环境、陆地水文、资源环境区划与管理、环境科学(地质)等专业或方向的本科学生学习地下水学科的教材,也可供从事与地表水、地下水有关的工程技术人员、教师和科研人员学习、参考。

绪 言	(1)
第一章 地下水的赋存与补给排泄	(4)
第一节 自然界水循环中的地下水	(4)
第二节 岩土中的空隙和水分	(4)
一、岩土中的空隙	(4)
二、岩土空隙中水的存在形式	(6)
三、岩土的水理性质	(8)
第三节 包气带与饱水带、含水层与隔水层	(9)
一、包气带和包气带水	(9)
二、含水层与隔水层的涵义	(10)
三、含水层的类型和地下水分类	(11)
四、含水层的功能	(11)
第四节 潜水和承压水	(12)
一、潜水	(12)
二、承压水	(13)
第五节 地下水的补给、排泄和径流	(15)
一、地下水的补给	(15)
二、地下水的排泄	(18)
三、地下水的径流	(20)
第六节 地下水的动态和均衡	(23)
一、地下水的天然动态	(23)
二、人类活动影响下的地下水动态	(25)
三、地下水均衡方程式	(25)
四、人类活动影响下的地下水均衡	(26)
第七节 水文地质单元	(27)
一、地下径流系统	(27)
二、地下含水系统	(27)
第八节 孔隙水、裂隙水和岩溶水	(28)
一、孔隙水	(28)
二、裂隙水	(31)
三、岩溶水	(32)
思考与练习题	(35)

第二章 地下水运动计算	(40)
第一节 地下水运动的基本规律	(40)
一、饱水带重力水运动的基本规律	(40)
二、结合水的运动规律	(42)
三、包气带水的运动规律	(43)
第二节 渗流基本微分方程	(44)
一、承压含水层中地下水运动的基本微分方程	(44)
二、潜水含水层中地下水运动的基本微分方程	(46)
第三节 地下水向河渠的运动	(48)
一、承压含水层地下水一维流的稳定运动	(48)
二、潜水含水层地下水一维流的稳定运动	(49)
三、有垂向补给和排泄时河间地块中潜水的稳定运动	(50)
四、几种条件下地下水的稳定运动计算	(52)
五、河渠附近地下水的非稳定运动	(54)
六、田面入渗区潜水的非稳定运动	(56)
第四节 地下水向井的非稳定运动	(57)
一、无越流时地下水向无界承压含水层完整井的运动	(58)
二、有越流时地下水向无界承压含水层完整单井的运动	(69)
三、无越流时地下水向无界潜水含水层完整单井的运动	(73)
第五节 地下水向井的稳定运动	(80)
一、具有圆形定水头边界的含水层中地下水向完整井的运动	(80)
二、无界含水层中地下水向完整单井的运动	(82)
三、无界含水层中地下水向完整干扰井群的运动	(83)
四、含水层边界附近的井流计算	(84)
第六节 弥散理论	(87)
一、弥散的基本概念	(87)
二、水动力弥散的弗克定律	(88)
三、溶质运移方程(水动力弥散方程)	(88)
思考与练习题	(90)
第三章 地下水水质和水质评价	(98)
第一节 地下水的物质性质	(98)
第二节 地下水的化学成分和形成作用	(100)
一、地下水的化学成分	(100)
二、地下水化学成分的性质	(101)
三、地下水化学成分的形成作用	(103)
四、地下水化学成分的基本成因类型	(103)
五、地下水化学成分表达式和舒卡列夫分类	(104)
六、摩尔浓度及其与当量浓度的换算	(105)
第三节 饮用水水质评价	(106)

一、生活饮用水水质标准 (GB5749—85)	(106)
二、感官性状和一般化学指标说明	(108)
三、毒理学指标说明	(108)
四、细菌学指标说明	(109)
五、放射性指标说明	(109)
第四节 锅炉用水的水质评价	(109)
一、成垢作用	(109)
二、腐蚀作用	(110)
三、起泡作用	(111)
第五节 工程建筑用水的水质评价	(111)
一、地下水对混凝土的侵蚀性	(111)
二、地下水对铁器的侵蚀	(115)
第六节 农田灌溉水水质评价	(115)
一、农田灌溉水质标准 (GB5084—92)	(115)
二、农田灌溉水质标准的说明	(116)
思考与练习题	(118)
第四章 地下水资源概述	(122)
第一节 地下水资源特征	(122)
一、系统性	(122)
二、可恢复性	(123)
三、宝贵性	(123)
四、复杂性	(124)
第二节 地下水资源分类及其可利用程度分析	(124)
一、补给量	(124)
二、储存量	(126)
三、允许开采量 (可采量、开采资源)	(127)
四、稳定型、调节型、疏干型水源地的开采量组成	(128)
第三节 地下水资源评价概述	(129)
一、地下水资源评价的内容	(129)
二、地下水资源评价的原则	(129)
三、地下水资源评价的阶段和要求	(131)
思考与练习题	(132)
第五章 地下水资源的水量评价方法	(133)
第一节 水量均衡法	(133)
一、水量均衡法的说明	(133)
二、补偿疏干法	(142)
第二节 开采试验法	(145)
一、抽水试验法	(145)
二、试验外推法	(147)

三、降落漏斗法·····	(151)
四、平均布井法·····	(153)
第三节 相关分析法·····	(156)
一、相关分析法概述·····	(156)
二、简单相关·····	(156)
三、复相关·····	(162)
第四节 解析法·····	(163)
一、解析法概述·····	(163)
二、开采强度法的原理和适用条件·····	(163)
三、开采强度法的地下水资源评价·····	(165)
第五节 水文分析法·····	(170)
一、河流流量过程线分割法·····	(171)
二、地下径流模数法·····	(174)
第六节 水文地质比拟法·····	(175)
一、单位降深比拟法·····	(175)
二、开采模数比拟法·····	(176)
第七节 数值法·····	(176)
一、数值法概述·····	(176)
二、定解条件·····	(177)
三、有限差分法·····	(179)
四、有限单元法·····	(190)
五、数值法评价地下水资源的步骤·····	(199)
第八节 电模拟法·····	(202)
一、电网络模拟原理·····	(202)
二、R-C 网络模型布置和实验方法简介·····	(203)
思考与练习·····	(205)
第六章 地下热水和矿水·····	(208)
第一节 地下热水·····	(208)
一、地热异常与地热来源·····	(208)
二、控制地热系统形成和分布的因素·····	(209)
三、地热田·····	(210)
四、地下热水的化学特征·····	(211)
第二节 医疗矿泉水·····	(211)
一、医疗矿泉水的概念·····	(211)
二、医疗矿泉水的水质标准·····	(211)
三、形成矿泉水的有利条件·····	(212)
四、碳酸水、硫化氢水和氡水·····	(213)
第三节 饮用天然矿泉水·····	(214)
一、饮用天然矿泉水的概念·····	(214)

二、饮用天然矿泉水的水质标准 (GB8537—1995)	(214)
三、对饮用天然矿泉水几个组分的说明	(216)
第四节 工业矿水	(217)
思考与练习题	(218)
第七章 水利工程引起的地下水环境问题	(219)
第一节 淹没塌陷	(219)
一、淹没塌陷概况	(219)
二、淹没塌陷形成的条件和机理	(219)
三、淹没塌陷的防治措施	(220)
第二节 湿陷	(220)
一、湿陷的概念	(220)
二、中国湿陷性黄土的分布与危害	(220)
三、如何识别湿陷性黄土	(221)
四、如何对待湿陷性黄土	(221)
第三节 土壤次生盐渍化和沼泽化	(222)
一、土壤次生盐渍化和沼泽化概述	(222)
二、土壤次生盐渍化和沼泽化的防治	(222)
第四节 浸没	(223)
一、浸没可能产生的不良影响	(224)
二、影响浸没的因素	(224)
三、浸没预测计算	(225)
第五节 滑坡	(226)
一、水库水位升降促使滑坡发生的地下水因素	(226)
二、滑坡稳定性计算	(227)
第六节 水库地震	(228)
一、水库地震及其特征	(228)
二、诱发水库地震的条件	(229)
思考与练习题	(230)
第八章 采排地下水引起的环境问题	(231)
第一节 过量开采造成区域性地下水位持续下降	(231)
一、区域性地下水位持续下降的危害	(231)
二、区域性地下水位持续下降的原因	(231)
三、区域性地下水位持续下降的防治	(232)
第二节 开采覆盖型岩溶水引起的地面塌陷	(232)
一、概述	(232)
二、塌陷形成的基本条件	(232)
三、塌陷形成的机理	(234)
四、减少塌陷的措施	(234)
五、预测塌陷的方法	(234)

第三节 开采松散层承压水引起的地面沉降.....	(235)
一、概述.....	(235)
二、地面沉降形成的条件.....	(235)
三、地面沉降形成的机理.....	(236)
四、地面沉降的治理.....	(237)
第四节 开采地下水造成咸水入侵淡水含水层.....	(238)
一、计算咸淡水界面的公式.....	(238)
二、防治咸水入侵的措施.....	(239)
思考与练习题.....	(240)
第九章 地下水资源保护	(243)
第一节 地方病与自然环境因素.....	(243)
一、氟病和龋齿.....	(243)
二、甲状腺肿.....	(244)
三、大骨节病.....	(244)
四、克山病.....	(245)
五、癌症.....	(245)
第二节 地下水污染.....	(246)
一、地下水污染的概念.....	(246)
二、地下水污染现状评价.....	(246)
三、地下水污染特征.....	(248)
四、几种污染物质与污染物判别原则.....	(250)
五、地下水污染预测评价.....	(252)
六、环境因素对地下水污染的影响.....	(254)
七、地下水资源的水质保护.....	(255)
第三节 地下水的人工补给.....	(256)
一、人工补给地下水的作用.....	(257)
二、进行人工补给地下水的基本条件.....	(257)
三、人工补给地下水的方式.....	(258)
第四节 地下水资源的管理和规划.....	(260)
一、我国开发利用地下水出现的主要问题.....	(260)
二、地下水資源及区域水資源的管理和规划.....	(261)
三、跨流域调配水资源.....	(263)
思考与练习题.....	(263)
参考文献	(266)

绪 言

随着人口增加,经济大发展,人类用水量急剧增长。地下水资源由于水质好,分布广,供水延续,从而显得更为可贵。前苏联 2/3 的城市供水靠地下水,美国和前苏联有 1/2 以上的人口饮用地下水,德国、荷兰、阿尔及利亚、以色列、塞浦路斯、圭亚那、奥地利、马耳他、利比亚和沙特阿拉伯等国家的地下水开采量已占用水量的大半或全部。我国 70% 的人口饮用地下水,北京、上海、天津、西安、太原、沈阳、成都、台北等大城市主要靠地下水供水。目前我国 600 多个市中,有 300 多个缺水,其中 110 多个严重缺水(张瑞等,1997)。我国的用水量从 1949 年的 $1\,031 \times 10^8 \text{ m}^3$ 增长到 1979 年的 $4\,767 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。80 年代我国地下水开采量为 $760 \times 10^8 \text{ m}^3$,仅次于印度和美国,居世界第三位。根据 2000 年我国实现工农业总产值翻两番的要求,年总用水量约达 $7\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。全世界本世纪初年总用水量为 $5\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$,1950 年为 $11\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$,预计本世纪末达 $50\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$ 或更多,世界上至少一半可供利用的水被利用掉。显然,地下水的开采量将进一步增加。在西方某些国家中,水资源的危机已与能源危机相提并论。一些有见识的学者指出,未来世界水资源匮乏将成为比能源匮乏更为棘手的难题。例如,以色列的用水量早已超过天然补给量,地下水位不断下降,水质日益恶化。加上大量移民入境等因素,需水量与日俱增。而增加的需水量是靠对现有水资源进行重新分配,以及开发昂贵的二次水源(废水处理和海水淡化)来弥补的。天然淡水已从灌溉转向市区供水,并发展城市废水回收供给灌溉需要。以色列的水资源现状可能揭示未来世界水资源危机的面貌。中国是水资源不丰富的国家,人均占有的水资源仅 $2\,642 \text{ m}^3/\text{a}$,为世界平均值的 1/4。预计 2000 年我国总用水量为 $7\,345 \times 10^8 \text{ m}^3$,占全国水资源总量的 27%,这是个十分巨大的数量。以上说明,由于人类用水量剧增,可能面临水资源危机。水资源(包括地表水资源和地下水资源)问题将长期存在,而且矛盾日益尖锐,丝毫不得怠慢。

我国发现的最古老的水井是浙江省余姚河姆渡井,距今 5 700 年,是个结构精巧的用圆木衬护的井。人类凿井取水,分散开采,抽水量小,只求单井获得更多水量,对地下水的认识尚多停留于经验性及臆测性阶段。那个时代持续近 6 000 年或更长时间。欧洲产业革命后,需水量增加,随着大量打井,提出计算水井涌水量的要求。1856 年法国水力学家达西通过实验提出了著名的达西定律,奠定了地下水定量计算的基础,作为地质学分支的水文地质学开始建立。接着,裘布依等人完善与发展了以达西定律为基础的地下水稳定流理论。这是与当时生产力的发展水平相适应的;因为在开采量不大的条件下,可以只注意单井而不必涉及整个区域,而且井中的水位一般说来很快就会出现稳定。这是地下水学科的初期阶段,以寻找地下水为核心课题,属找水水文地质学阶段。进入 20 世纪,开采地下水的规模继续扩大,一些开采井动水位不断下降,人们慢慢才认识到地下水不是“取之不尽、用之不竭”的,在某一范围内可以长期取用的地下水量是有限的。就在这时,地下水资源的概念才逐步建立起来。这时进入地下水资源(或资源水文地质

学)阶段,地下水资源学者的任务不单是找水,弄清楚某一范围内的可供长期取用的地下水量成为核心问题。从寻找地下水阶段发展到地下水资源阶段,其标志是1915年美国首先出现“安全抽水量”这一术语。本世纪30年代,美国地下水开采规模进一步扩大,地下水的天然状态不断受到破坏,一些地区地下水位持续下降,地下水的运动表现出明显的随时间变化的特征。于是人们开始注意地下水运动的不稳定性和承压含水层的弹性储水性质:1935年泰斯利用热传导理论中的现成结果,建立著名的泰斯公式,把地下水的定量计算大大推进了一步;随后,雅柯布及汉图什等对承压含水层的越流现象进行了研究;华尔顿等首次应用电子计算机进行水文地质计算;数值法被引入,使长期无法求解的问题获得解答。上述地下水学科的理论 and 计算方法已应用在地下水资源评价中。地下水资源成为水文地质学的核心问题,在我国是在70年代经过争论才较好地建立起来的。

自从出现以来,人类就在地球上以各种方式改变着自己生存的环境。尤其是第二次世界大战后,生产力和高科技迅速发展,人类活动对环境的改造已十分显著,不再是可忽略的因素。本教材后面几章将讲述与水资源工程有关的各种环境问题。这些环境问题已经严重干扰、破坏人类正常的生产生活,甚至危及人类的生命财产的安全,已经到了要花很大气力才有可能防治的时候了。世界上许多国家,尤其是工业化国家,把水资源问题 and 环境问题联系起来研究已成为一个重要的趋势。这就是说,近20年来已由地下水资源阶段进入第三阶段——地下水资源与环境(或资源-环境水文地质学)阶段了。既要充分利用地下水资源,又要控制、调节地下水,使之处于对人类生活和生产最有利的状态,已成为该阶段的核心课题。这也是对每一个水资源工作者的时代要求。

建国以来,我国的水文地质学从零起步,现在已经能够独立地解决生产建设中的各种地下水问题。然而,在此过程中也曾出现过三次明显的失误:①50年代末期华北平原灌溉引起大面积次生盐渍化,严重减产。②60年代中期北方干旱,在个别扩泉“成功经验”的激励下,很快兴起了扩泉高潮。为了扩大泉流量,有的在几 km^2 的范围内打了100个钻孔,以图沟通含水通道。一两年以后,消耗储量引起的暂时性泉流量增大结束了,泉流量又恢复到原来大小。然而,为扩泉投入的人力、物力和财力都浪费了。③70年代前期过高地评价华北平原深层孔隙承压水资源。由于该含水砂层厚度大、颗粒粗、水头高、初期单井水量大,便误认为其水资源丰富。差不多在10年以后,人们才比较普遍地接受了该地区深层水资源贫乏这一结论。认识上的偏差,使得天津市迟至1983年才开始通过引滦济津来解决水荒,并在引黄济津中多花费数以亿计的钱财。以上失误的重要原因之一,是决策者对地下水资源与环境的基本理论不大了解。作为一个水资源工作者,如果只知道地表水,不了解地下水,只知道水资源,不了解与地表水和地下水资源有关的环境问题,必然会给工作带来损失。

尽管以地下水资源与环境为核心的水文地质学发展得很快,但以往的研究多侧重于宏观规律方面,对地下水有关过程的微观机理尚缺乏认真深入的研究。因此,关于地下水资源与环境方面的研究应抓住下列薄弱环节:①裂隙水和岩溶水供水机理的研究。渗流理论是在研究孔隙水的基础上发展起来的,对于裂隙水和岩溶水是否完全适用,尚需深入研究。②包气带水、盐运移理论的研究。地下水的补给、地下水污染以及土壤改良等都涉及包气带水。③水质点运移机理的研究。以往地下水动力学实际上主要研究了地

下水水量的传递规律。为了解决地下水污染预测、含水层蓄能等问题，要了解清楚水所携带的物质或热量是否与水同步迁移。④粘性土的渗透机理研究。深层孔隙承压水的越流补给、地面沉降都与此有关。⑤人类活动对地下水位、水量、水质的影响及由此产生的环境效应的预测研究。但可以看出，以地下水资源与环境为核心课题的水文地质学，其发展趋势是明显的：①由主要研究天然状态的地下水，转向更重视人类活动影响下的地下水，以及由此出现的环境问题；②由研究饱水带的含水层，扩展到包气带及“隔水层”。

思考与练习题^①

现在和今后，地下水资源与环境为什么是水文地质学的核心问题？

① 本书的思考与练习题由刘尚仁、钟恩清编写。

第一章 地下水的赋存与补给排泄

第一节 自然界水循环中的地下水

在太阳热及重力的作用下，地球上的水由水圈进入大气圈，然后降落到岩石圈表层（以及生物圈），再返回水圈，如此不断地循环。水循环的上限在地面以上 8~18 km，即大气圈的对流层；下限可达地面以下 10 余 km 深度，即地壳上层存在空隙的部分。自然界水循环大致可用大气降水、地表水、地下水的三水转换来表征。正是水循环中的三水转换，使地下水从降水、地表水经常获得入渗补给，成为可更新、恢复的资源。

自然界水循环中的地下水，其运移条件与大气水、地表水很不一样。地下水是在岩土空隙中运动的，其过程最为复杂和缓慢。按平均更新期计，大气水 8 天，河水 16 天，而地下水为数月至若干万年。与地表水相比，地下水有其特点和优点：①空间分布广泛。由于地球上处处有水循环，地壳表层处处有岩土空隙，所以处处有地下水，只是水量、水位深度和水质有差异罢了。②时间上持续。旱季，间歇性地表水流干枯了，而地下水仍旧存在，所以受到地下水补给的河流常年有水。地下水的水位、流量、水质动态变化比较小。③含盐量略高。地下水与岩土接触时间长，溶解的矿物质就多。④不容易受污染。有空隙的岩土可滤去一些污染物。由此可见，地下水在一定程度上弥补了降水在时间分配上的不均匀，弥补了地表水在空间分布上的不均匀，使人们在非降水季节以及没有地表水的地方有水可用；水中的盐量过低对人体有害，一般地下水的含盐量较适合人体需要，加上岩土层有自然净化作用，因此，地下水在化学成分和洁净程度方面常比地表水优越。

地下水是地球上水循环的地下环节。开采利用地下水原则上是取用参与水循环地下过程中的水。积极参与水循环的地下水才可能是淡水，并成为重要的供水水源。水循环过程的无限性和参与循环水量的有限性，决定了可利用的地下水在该数量限度内，才是取之不尽、用之不竭的。这是地下水资源理论的一个基本观点。

第二节 岩土中的空隙和水分

一、岩土中的空隙

自然界水循环和三水转换是地下水获得补给的外部条件，而岩土中存在空隙则是地下水储存和运动的内部因素。岩土的空隙分为三类，即松软土的孔隙、坚硬岩石中的裂

隙（或节理）和可溶岩的溶隙（或溶穴）。

1. 孔隙

孔隙是土粒之间或土粒集合体之间的空隙。孔隙的多少用孔隙度（ n ）表示。孔隙度是孔隙体积（ V_n ）与包括孔隙在内的土体积（ V ）之比。表示孔隙多少的另一参数是孔隙比（ e ）。孔隙比是孔隙体积（ V_n ）与土粒体积（ V_s ）之比。当涉及地下水储容与流动时，采用孔隙度；当涉及土的变形时，常用孔隙比。由于 $V = V_n + V_s$ ，故孔隙比与孔隙度有如下关系：

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (1-2-1)$$

测定土的孔隙度，是在实验室测得土的干容重（单位体积干土的重量， γ_d ）和比重（ Δ ）后，按下式计算：

$$n = \frac{1 - \gamma_d}{\Delta} \quad (1-2-2)$$

孔隙度的大小，主要取决于土粒大小的均匀程度和排列情况，颗粒形状及胶结充填情况也会影响孔隙度。土粒的一般孔隙度为：砾石 25%~40%，砂 25%~50%，粉砂 35%~50%，粘土 40%~70%。

孔隙大小对地下水运动影响很大。土粒愈大，孔隙愈大。大小颗粒混杂的土，由于粗颗粒形成的孔隙被细小颗粒充填，故孔隙大小取决于细小土粒。等粒球状土粒呈立方体排列时，最小孔隙直径 $d = 0.414D$ （ D 为土粒直径）；呈四面体排列时， $d = 0.155D$ 。决定粘性土孔隙大小的不仅是土粒大小及排列方式，粘粒聚合的集合体所形成的较大孔隙（结构孔隙）可能比该土粒还大，粘性土中的虫孔、根孔、干裂缝等次生孔隙也都影响粘性土的孔隙大小。

2. 裂隙（或节理）

按成因，裂隙可分为成岩裂隙、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，主要发育在岩浆岩中，尤以玄武岩柱状节理最有意义；构造裂隙是岩石在构造运动中受力产生的节理、断层；风化裂隙是岩石受风化破坏而产生的，主要分布在地表附近。裂隙的多少以裂隙率（ K_f ）表示。裂隙率是裂隙体积（ V_f ）与包括裂隙在内的岩石体积（ V ）之比。裂隙率可在岩石面上测量，用面裂隙率（选定面积内每条裂隙宽度和长度的乘积与该面积之比）来表示。

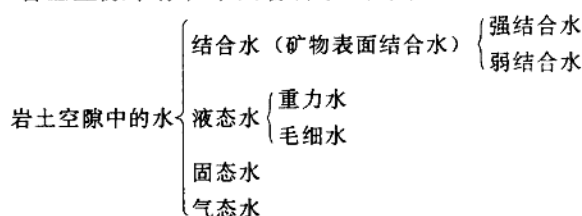
3. 溶隙（或溶穴）

溶隙是可溶岩受溶蚀作用加宽的裂隙和洞穴。溶隙的体积（ V_k ）与包括溶隙在内的岩石体积（ V ）之比称为岩溶率（ K_k ）。岩溶率也可用钻孔的溶洞总高与该可溶岩进尺之比的线岩溶率来表示。

储存在孔隙、裂隙和溶隙的地下水分别称为孔隙水、裂隙水和岩溶水，这是按岩土空隙类型的地下水基本分类。由于岩土孔隙特征不同，孔隙水的分布与流动比裂隙水的均匀，裂隙水又比岩溶水均匀。从实用角度来说，开采孔隙水的井，命中率较高；而开采岩溶水的井，风险最大。在岩溶区日出水量近万 m^3 的岩溶井旁几 m 远钻一口新井，可能出水量仅有数 m^3 ，原因是该井没有打中储水的溶隙。

二、岩土空隙中水的存在形式

岩土空隙中存在下面各种形式的水：



1. 结合水

由于松软土土粒表面及坚硬岩石壁面不可能保持完整的结晶格架，因此带电荷，水分子又是偶极体，氧端带负电，氢端带正电，所以固相表面具有吸附水分子的能力。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（图 1-2-1）。结合水不能在自身重力作用下运动。最接近固相表面的结合水称强结合水（或吸着水）。强结合水有几个或几千个水分子的厚度。它受到固相的吸引力可达 $1\,000\sim 2\,000\text{ MPa}$ ，其力学性质与固体相同，平均密度 2 g/cm^3 左右，不能流动，高温时可转化为气态水而移动。在强结合水外层是弱结合水（或薄膜水），它受固相表面的吸引力比强结合水弱，水分子排列不如强结合水规则和紧密，密度 $1.3\sim 1.74\text{ g/cm}^3$ ，溶解盐类的能力较低，其外层能被植物吸收利用。当水力坡度足够大时，外层结合水发生流动，施加的外力愈大，发生流动的结合水层厚度也加大，这是粘性土由隔水层转化为含水层的原因。土中结合水的含量与土粒大小有关，土粒愈小，其表面积愈大，受吸引的结合水愈多。如粘土中所含的强结合水和弱结合水分别为 18% 和 45%，而砂土中其含量不到 0.2% 和 0.5%。

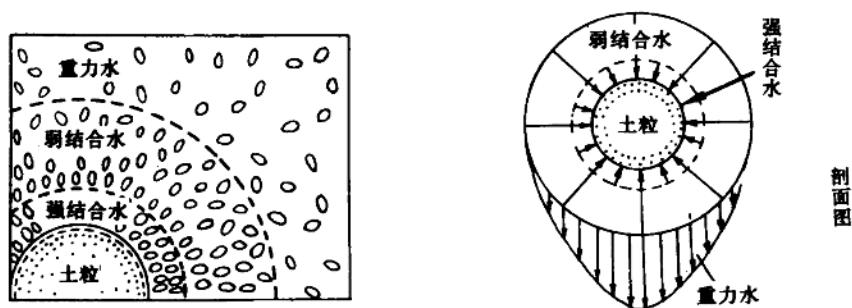


图 1-2-1 土粒周围的强结合水、弱结合水以及重力水

2. 重力水

距离固相表面更远的那部分水分子，重力对它的影响大于固相表面对它的吸引力，因而在自身重力影响下运动，这部分水就是重力水。如井、泉出露的孔隙水、裂隙水和岩溶水都是重力水，它是本教材讲授的主要对象。

3. 毛细水

毛细水是由毛细力支持并主要储存在岩土的毛细空隙（孔径 $0.001\sim 0.5\text{ mm}$ ）中的

水(图1-2-2);若在超毛细孔隙(孔径 $>0.5\text{ mm}$,如卵砾石的空隙)中,则以孔角毛细水(图1-2-3)的形式存在。毛细力(或弯液面力)是在固、液、气三相界面上,单位空隙面积的表面张力沿毛管方向的合力,指向液面凹侧。毛细力 P_c 的计算式:

$$P_c = \frac{\alpha \pi D}{\frac{\pi D^2}{4}} = \frac{4\alpha}{D} \quad (1-2-3)$$

式中: P_c ——毛细力,Pa; α ——表面张力系数, $\alpha=73\times 10^{-3}\text{ N/m}$; D ——空隙平均直径,mm。

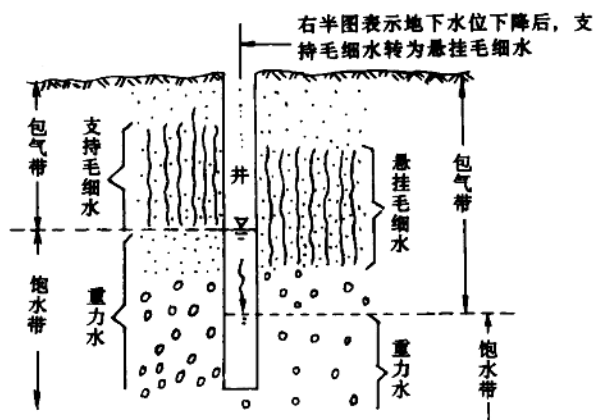


图1-2-2 支持毛细水与悬挂毛细水

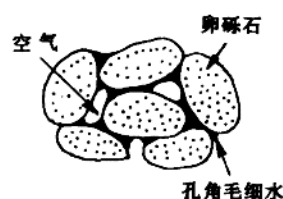


图1-2-3 孔角毛细水

因此,毛细水的存在,除了要有大小适宜的空隙外,还必须有三相界面。在毛细力作用下,饱水带的水沿毛细空隙上升到最大毛细上升高度 H_c ,地下水面以上的这部分水称为支持毛细水;由于降水、灌溉等下渗过程或地下水位下降,在毛细空隙中保留着与地下水面不连接的水,称为悬挂毛细水。毛细水受重力和毛细力共同作用,并在弯液面处平衡。如用水柱高度 H_c 来表示毛细力,则

$$H_c = \frac{P_c}{\gamma_w} = \frac{4\alpha}{\gamma_w D} = \frac{0.03}{D} \quad (1-2-4)$$

式1-2-4适合于砂、亚砂土类。亚粘土、粘土的孔隙虽然小,但多被结合水充满。各类土的最大毛细上升高度为:粗砂2~5 cm,中砂12~35 cm,细砂35~70 cm,粉砂70~150 cm,粘性土200~400 cm。毛细水能溶解盐类,可传递静水压力并为植物吸收。

4. 固态水

岩土温度在零度以下(如北方的季节冻土和多年冻土)时,空隙的液态水冻结成冰,成为固态水。固态水阻碍各种地下水运动;在人类活动影响下,固态水与液态水相互转化,还会产生若干不利于生产生活环境问题。限于篇幅,这里不作介绍。

5. 气态水

在未被水饱和的空隙中存在气态水,以水汽状态存在。气态水既可随空气流动,也可向湿度小的地方迁移,并在温度、压力适宜条件下与液态水相互转化,两者之间保持动态平衡。气态水与地下水的凝结补给、蒸发排泄等作用有关。

岩土空隙中,水的存在形式随岩土水分的增减而变化:岩土较干燥时,因吸附空气中的气态水形成了强结合水,当被气态水饱和时,弱结合水产生了;如果水分充足,在固、液、气三相界面附近的毛细空隙和超毛细空隙中的孔角形成毛细水,而在地下水位以下的这些空隙中形成重力水。岩土空隙中,水的存在形式又随空隙大小而变化:如果水分充足,一个足够大的空隙,从隙壁向外,依次分布着强结合水、弱结合水、重力水,空隙愈大,重力水占的比例愈大。这是岩土中空隙愈大,透水性愈好的原因。如果空隙微细,其直径小于结合水厚度的两倍,即使水分再多,也只能存在结合水,而无重力水。

三、岩土的水理性质

岩土的水理性质是岩土与水接触后有关水分储容和运移的岩土性质,与空隙的大小和数量有关。岩土的水理性质包括:

1. 容水度

容水度是岩土充分饱水时所能容纳的水体积与该岩土体积(包括空隙在内)之比。一般来说,容水度在数值上与其空隙度(孔隙度、裂隙率和岩溶率)相等。

2. 含水量

含水量是岩土实际含水多少的指标。岩土孔隙中所含的水重量(G_w)与干燥岩土重量(G_s)的比值,称为重量含水量(W_g);岩土含水的体积(V_w)与包括空隙在内的岩土体积(V)的比值,称为体积含水量(W_w)。若水的比重为1,岩土的干容量为 γ_s 时,重量含水量与体积含水量的关系为:

$$W_w = W_g \gamma_s \quad (1-2-5)$$

岩土的容水度与体积含水量之差值称为饱和差,体积含水量与容水度之比值称为饱和度。

3. 持水度 (S_r)

持水度是饱水岩土在重力作用下排水之后,岩土中保持的水体积与包括空隙在内的岩土体积之比。这时岩土空隙中保持住的水包括结合水、孔角毛细水和悬挂毛细水。粘性土结合水含量大,故持水度大,而卵砾石和具有宽大裂隙或溶隙的岩石持水度很小。持水度又称田间持水量,该水量最有利于植物生长。

4. 给水度 (μ)

给水度是饱水岩土在重力排水作用下释出的水体积与包括空隙在内的岩土体积之比,故给水度等于容水度减去持水度。或者说,地下水位下降一个单位深度,单位水平面积的岩土柱体在重力作用下排出的水体积称为给水度。如果 $\mu=0.1$,表示地下水位下降2 m时,从单位面积岩土柱体中排出的水体积为0.2 m水柱高度。各类土的给水度值参考表1-2-1。

给水度、持水度与空隙度的关系是:

$$S_r + \mu = n \quad (1-2-6)$$

表 1-2-1 岩土给水度参考值

名 称	给水度	名 称	给水度
粘 土	0.01~0.02	卵砾石	0.03~0.35
亚粘土	0.02~0.04	弱裂隙岩层	0.000 2~0.002
亚砂土	0.04~0.05	强裂隙岩层	0.002~0.01
粉 砂	0.05~0.15	弱喀斯特化岩层	0.005~0.01
细 砂	0.15~0.20	中等喀斯特化岩层	0.01~0.05
中 砂	0.20~0.25	强喀斯特化岩层	0.05~0.15
粗 砂	0.25~0.30		

5. 透水性

透水性是岩土允许水透过的能力,其定量指标是渗透系数(K)。在下一章将专门讨论渗透系数。这里仅研究影响岩土透水性的因素:①空隙度一定而空隙直径愈大,结合水占据的空间愈小,则过水断面愈大,水流速也愈大,透水性愈好。当空隙直径小于两倍结合水厚度时,在寻常条件下就不透水。决定透水性好坏的主要因素是空隙大小。因此,岩溶化石灰岩、成岩裂隙发育的火山熔岩和砂砾卵石透水性好,而粘性土透水性差。②透水空隙大小相同时,空隙度愈大,透水面积就愈大,透水性就愈好。③与给水度不同,岩土的透水性不取决于平均空隙直径,在很大程度上取决于该通道最小的直径。④空隙通道愈是曲折,水质点实际流程就愈长,克服隙壁摩擦阻力所消耗的能量就愈大,致使空隙通道的水流速降低,透水性变差。

第三节 包气带与饱水带、含水层与隔水层

由地表到地下水面的地带称为包气带,地下水面以下的地带称为饱水带。

一、包气带和包气带水

通常包气带自上而下可分为三部分:①土壤水带,由地表至植物根系活动下界,发育着土壤层。土壤富含有机质和团粒结构,使该带透水性较好,其中所含的水称为土壤水,包括结合水、悬挂毛细水、孔角毛细水和气态水。降水、灌溉形成的大量的悬挂毛细水维持着植物长生。土壤水带受气候和人类活动影响,水量变化大。②中间带,由土壤水带下界至支持毛细水上界,通常含结合水、气态水和孔角毛细水,包气带厚时可能含悬挂毛细水和上层滞水。当包气带中有局部隔水层时,其上积聚着重力水,成为上层滞水含水层,接受大气降水的下渗补给,有蒸发和向隔水层边缘排泄两种排泄方式;当其分布范围较小而补给量少时,旱季上层滞水消失,只能作暂时性供水水源。在我国多雨的岩溶山区,因溶隙雨季时接纳大量降水,在具备缓慢排泄条件下,旱季多不枯竭,成为缺水石灰岩山区重要的生活供水水源。利用上层滞水作饮用水源时,要特别注意防止污染。③毛细水带,含支持毛细水和结合水。该带下部有时为毛细饱和带。由于毛细力