

中等专业学校教学用书

# 煤矿水文地质学

庞渭舟 刘维周 编

煤炭工业出版社

中等专业学校教学用书

# 煤矿水文地质学

庞渭舟 刘维周 编

煤炭工业出版社

## 内 容 提 要

本书着重围绕煤矿勘探、建设和生产中出现的水文地质问题，从基础理论出发，分析问题的实质，提出解决这些问题的基本方法。全书分为三篇：

第一篇《基础水文地质》，概述地下水的形成、分布、埋藏和运动等一般规律，以及水化学成分。

第二篇《煤田水文地质》，着重介绍煤田水文地质勘探的主要勘探类型和勘探方法，并介绍水文地质资料的搜集、整理和各种水文地质图的绘制方法。

第三篇《矿井水文地质》，专门讲述矿井水的形成条件、矿井涌水量的预测方法和防范矿井水危害的措施，对矿井生产中与地下水有关的工程地质问题，也作了简要的叙述。

中等专业学校教学用书

## 煤 矿 水 文 地 质 学

庞渭舟 刘维周 编

\*

煤炭工业出版社 出版

(北京安定门外和平北路16号)

煤炭工业出版社印刷厂 印刷

新华书店北京发行所 发行

\*

开本787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 印张 15<sup>1</sup>/<sub>4</sub>

字数360千字 印数 1—4,700

1980年9月第1版 1980年9月第1次印刷

书号15035·2313 定价1.60元

## 前 言

本书是根据煤炭部中等专业学校教材建设规划编写的，供煤田勘探及矿井地质专业学生使用。

它是研究煤矿矿区地下水和矿井水的科学。除讲述地下水的形成、性质、分布、埋藏和运动等一般规律之外，还要阐述煤矿与地下水有关的各种问题，介绍合理利用矿区地下水资源和有效排除矿井水危害的基本方法。

在编写过程中，参阅了有关院校水文地质教材、部分煤矿、地质勘探公司的实际资料和国外新资料，为了兼顾煤田勘探及矿井地质的不同特点和对水文地质知识的需求、提高教学质量，选编了一些新的生产实例。

本书是在贵州煤矿学校领导的关心与老师们的大力支持下完成的。在编写过程中，得到煤炭科学院北京开采所，西安煤研所，邯郸治水、煤建指挥部，贵州地质勘探公司的大力支持，北京、徐州、湖南、重庆、浙江等煤矿学校参加了审稿工作，仇德钧、张绍敏两位老师参加清绘插图，在此一并表示感谢！

由于我们水平有限，时间紧迫，缺点和错误之处，敬请批评指正。

编 者

1979年6月

# 目 录

## 第一篇 基础水文地质

第一章 地下水的形成 .....	1
第一节 地下水的来源 .....	1
第二节 地下水的蓄存 .....	6
第三节 地下水的动态和均衡 .....	15
第二章 地下水的物理性质及化学成分 .....	19
第一节 地下水的物理性质 .....	19
第二节 地下水的化学成分 .....	20
第三节 水质分析及其表示方法 .....	23
第四节 地下水化学成分的形成 .....	26
第三章 地下水的类型 .....	29
第一节 地下水分类 .....	29
第二节 潜水 .....	29
第三节 承压水 .....	34
第四节 孔隙水 .....	40
第五节 裂隙水 .....	43
第六节 岩溶水 .....	46
第四章 地下水的运动 .....	53
第一节 地下水的运动要素 .....	53
第二节 地下水运动的分类 .....	55
第三节 地下水运动的基本定律 .....	57
第四节 直线渗透定律的应用——地下水向水井运动 .....	58

## 第二篇 煤田水文地质

第五章 煤田水文地质调查阶段 .....	64
第一节 水文地质调查阶段的划分 .....	64
第二节 煤田水文地质调查的工作类型 .....	66
第六章 煤田水文地质测绘 .....	67
第一节 煤田水文地质测绘种类、方法和要求 .....	67
第二节 野外工作主要内容 .....	69
第七章 水文地质勘探 .....	75
第一节 水文地质勘探的目的、任务 .....	75
第二节 简易水文地质观测 .....	75
第三节 物探在水文地质勘探中的应用 .....	77
第四节 连通试验 .....	83
第五节 水化学试验勘探 .....	83
第六节 水文地质勘探新技术介绍 .....	88

第七节	地下水动态的研究 .....	91
第八章	水文地质试验 .....	100
第一节	水文地质孔布置原则 .....	100
第二节	水文地质钻探技术要求 .....	101
第三节	抽水试验分类 .....	103
第四节	抽水试验设备 .....	105
第五节	抽水试验工作 .....	112
第六节	抽水试验资料整理 .....	114
第七节	注水试验 .....	125
第八节	压水试验 .....	126
第九章	煤田水文地质勘探成果 .....	129
第一节	水文地质勘探报告 .....	129
第二节	水文地质图件 .....	134
第三节	水文地质图件编制方法 .....	134
第十章	矿区供水水源调查 .....	139
第一节	供水水源调查的目的与任务 .....	139
第二节	水质评价 .....	140
第三节	需水量的确定 .....	142
第四节	地下水资源评价 .....	143

### 第三篇 矿井水文地质

第十一章	矿井充水条件 .....	147
第一节	充水水源及其影响因素 .....	147
第二节	充水通道及其分析 .....	150
第十二章	矿井水文地质类型 .....	159
第一节	矿井水文地质分类 .....	159
第二节	矿井水文地质类型的一般特征 .....	160
第十三章	矿井水文地质工作 .....	161
第一节	水文地质补充调查 .....	161
第二节	水文地质补充勘探 .....	164
第三节	水文地质试验 .....	165
第四节	水文地质长期观测 .....	165
第十四章	矿井涌水量预计 .....	172
第一节	水文地质比拟法 .....	172
第二节	相关分析法 .....	178
第三节	水均衡法 .....	185
第四节	解析法 .....	187
第十五章	矿井水防治 .....	200
第一节	矿井水预防 .....	200
第二节	矿井水防治方法 .....	201
第三节	地表防治 .....	203
第四节	井下防治 .....	205
第五节	矿床疏干 .....	215

第十六章	淹没井巷处理与注浆堵水 .....	219
第一节	淹没井巷的水文地质工作 .....	219
第二节	注浆堵水 .....	222
第十七章	煤矿工程地质问题 .....	229
第一节	流砂 .....	229
第二节	露天矿边坡稳定性 .....	231
第三节	塌陷 .....	235



# 第一篇 基础水文地质

## 第一章 地下水的形成

地下水是指埋藏于地表以下岩石空隙中的水。它的形成是指各种来源的水，进入岩石的空隙，并在其中贮存运动和变化的过程。研究它的形成，得从自然界的水谈起，水有气态、液态和固态。它们存在于大气圈的称大气水；分布于地球表面的叫地表水。大气水、地表水与地下水是密切联系相互转化的一个统一水体。煤矿地区地下水以液态为主，它的主要来源是大气降水和地表水的渗入补给。如雨水、河水渗入岩石空隙中即转化为地下水，前者是地下水的来源，后者是地下水形成的蓄存条件。

### 第一节 地下水的来源

#### 一、地下水来源

由于岩石所处的自然地理条件和地质条件各不相同，因而地下水的来源各式各样。可归纳为四个方面：第一是渗透补给。大气降水和地表水在渗透作用下进入岩石的空隙中，便形成自由流动的地下水。第二是凝结作用。一般有两种情况，其一是大气中水气进入岩石空隙中，遇冷而凝结成地下水；其二是岩浆活动地区，由于地壳深处高温岩浆上升过程中分异出来的水蒸汽，遇冷凝结成地下水。第三是沉积封存。海相、河相沉积物的形成过程中，在岩石颗粒的孔隙中，被封存的海水或河水，即转变成了地下水。最后，是结晶水脱出。一些矿物如石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）、芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）等含有结晶水，在高温高压作用下，结晶水脱出来形成自由流动的地下水。

地下水的上述四种来源中，后三种只限于局部地区，而且往往被渗透补给水所混合，而地下水的第一种来源则是普遍的、大量的。大气水、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。

#### 二、自然界水的循环

所谓自然界水循环，是指在太阳热能作用下，水自水面（洋面、海面、河湖面）、地表和植物叶面由液态转变为气态进入大气中，在一定条件下大气中的水蒸汽凝结成雨或雪又降落到地表。降落到地表的水，一部分蒸发重返大气中，另一部分则汇入地表的河湖中，还有一部分沿着岩石空隙渗入到地下形成地下水。地下水在岩层中运动遇到适当的条件又流出地表转变为地表水，最终绝大多数流归大海，这样即完成了一次水循环。这种海洋、陆地之间的循环称为大循环或外循环。若水自海洋表面蒸发又复降至海洋表面；或水从陆地上的河湖水面、地表和植物叶面蒸发（或蒸腾）又降落到陆地表面，则完成一次局部的循环。这种只限于海洋或陆地本身之间的循环过程，通常称为小循环或内循环如图1-1所示。

自然界的水，就是这样密切联系相互转化运动着。大气水和地表水在一定条件下才渗



入地下转化为地下水，从而使地下水获得水量，这个过程称为地下水的补给。正因为地下水不断地获得补给，所以它才能不断地在岩石空隙中运动，这个过程称为地下水的迳流。而地下水的水量减少的过程，则是地下水的排泄。地下水的补给、迳流和排泄及其变化的全过程，称为地下水的形成。在地下水的形成过程中，受到气候、水文、地形等自然地理条件的影响。

### 三、影响地下水形成的自然地理因素

#### (一) 大气降水和蒸发

在气象诸要素中，降水与蒸发对地下水形成的影响最大。

大气降水下渗是地下水的主要来源；蒸发是地下水排泄的重要途径(见图1-2)。

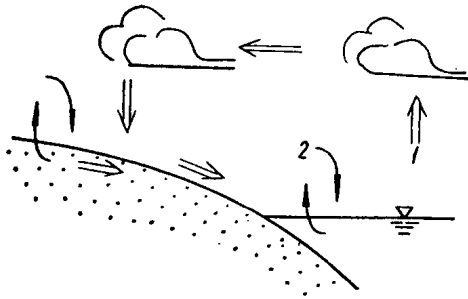


图 1-1 自然界中水循环示意图

1—大循环；2—小循环

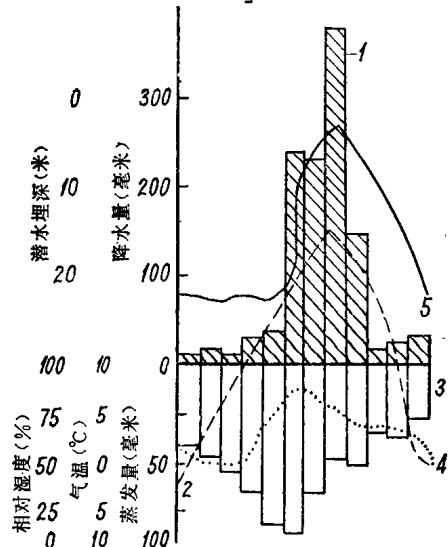


图 1-2 气象要素及潜埋深变化图

1—降水量；2—气温；3—蒸发量；4—相对湿度；5—潜埋藏深度

降水是空气中的水汽达到饱和状态后，剩余的水汽便开始凝结成液态小水滴或固态的微粒降到地表。大气降水的数量是由降水量来衡量，一般用雨量计进行测量。将测量得到的体积值换算成单位面积的水层厚度（高度）用毫米表示。对雪（固态）来说，则以收集在雨量计中的雪经融化后所得到的水层厚度（毫米）表示。某地区某一时期降水的厚度，即表示该时期的降水量。

大气降水下渗，用渗入系数来衡量，取小数表示。

渗入系数是大气降水渗入地下的水量与降水量之比，它的大小与地形、饱气带岩性和大气降水形式、强度、持续时间有关。常见岩石渗入系数经验值列于表1-1中。

其计算方法是，在降水补给的地区，每次雨后，地下水位显著上升，随后又因排泄而下降。升高的水位反映了渗入补给地层中的水量，而这一数值与降水量均能通过观测获得，二者之比，即为渗入系数（ $a$ ）。

$$a = \frac{Q}{x} = \frac{\Delta h \cdot F \cdot \mu}{x \cdot F} = \frac{\Delta h \cdot \mu}{x}$$

式中  $\Delta h$ ——降水后渗入水量使地下水位升高的高度，米；

$\mu$ ——计算地段的给水度（取平均值）；

$x$ ——观测时间内的降水量，米；

$F$ ——渗入区的面积，米<sup>2</sup>。

表 1-1 渗入系数  $\alpha$  的经验值

岩石名称	$\alpha$ 值	岩石名称	$\alpha$ 值	岩石名称	$\alpha$ 值
亚粘土	0.01~0.02	砂砾石	0.24~0.30	裂隙岩石(裂隙极深)	0.20~0.25
亚砂土	0.02~0.05	砂卵石	0.30~0.35	岩溶化极弱的灰岩	0.01~0.10
粉砂	0.05~0.08	坚硬岩石(裂隙极少)	0.01~0.10	岩溶化较弱的灰岩	0.10~0.15
细砂	0.08~0.12	半坚硬岩石(裂隙较少)	0.10~0.15	岩溶化中等的灰岩	0.15~0.20
中砂	0.12~0.18	裂隙岩石(裂隙度中等)	0.15~0.18	岩溶化较强的灰岩	0.20~0.30
粗砂	0.18~0.24	裂隙岩石(裂隙度较大)	0.18~0.20	岩溶化极强的灰岩	0.30~0.50

降水对地下水的补给与降水性质(如降水强度、降水持续性)有关。降水强度,即单位时间内的降水量。当降水强度小于岩石当时可能最大吸收强度(单位面积、单位时间的吸水量)时,降水全部被岩石吸收渗入地下。在这种情况下,随着降水强度的增加,渗入量也相应增加。只有当降水强度超过当地当时的吸收强度,超过的部分,才形成地表迳流。因此,降水历时短的暴雨不利地下水的补给,大部分形成了地表迳流。

降水的持续性,是指降水连续的时间。我国的降水主要随季风而来,不但降水量南、北方相差悬殊,随空间的变化很大、分布不均,而且降雨时间多集中于某些月份,形成明显的湿、干季节。如我国南方的黄梅雨,阴雨天可持续数十天,因此降水下渗比例较大,那时常成为一个地下水位较高的时期。如果降水强度太小,持续时间又短,则基本上被蒸发。

蒸发,是在常温下,水自液态变为气态进入大气中的过程。蒸发对自然界的水循环起着很大的作用,因为蒸发和降水这一对矛盾的斗争,促使水不断的转化,促使着地下水的形成和发展。某一地区蒸发能力强,蒸发的水量就多,相对地降水渗入地下的水量减少。在一定条件下,蒸发也是地下水排泄的一种重要途径。

衡量蒸发的数量指标是蒸发量。通常用一定时间单位面积上所蒸发的水层厚度(毫米)来表示。应当指出,在各地气象站搜集到的蒸发资料,为水面蒸发量,仅表示某一时期从某地蒸发的相对强度,故名为蒸发度。但是,大部分陆地表面并非水体。因此,一个地区的真正蒸发量必然远较水面蒸发量值(蒸发度)小,所以在应用资料时,要注意到这一情况。

蒸发的速度和数量取决于许多因素(气温、气压、湿度、风速、水温……等),其中主要决定于空气的温度和绝对湿度的对比关系。

大气中所含水分构成空气的湿度。由于水汽具有重量,所以有压力。这种压力称为水汽弹性。某一时刻空气中水汽的弹性(压力),其量称为空气的绝对湿度( $e$ )。用水银柱的高度毫米表示。同样,某一时刻一米<sup>3</sup>空气中水汽的数量,用克来表示,这个数值也称绝对湿度。

在某一温度下,水汽弹性只能增加到某一极限值( $E$ ),这个极限值,称为最大水汽弹性,或饱和水汽弹性。它随着温度的增高而很快增加。某一时刻最大水汽弹性与空气的绝对湿度之差,称为饱和差。蒸发的速度与饱和差成正比,即饱和差愈大,蒸发的速度愈大,反之则小。

在同一温度下,空气中水汽弹性与饱和水汽弹性之比,这种比例量为相对湿度。它表示潮湿的空气离饱和还差多远。如相对湿度100%,表明水汽完全饱和。相对湿度为50%,

说明水汽饱和了一半。相对湿度为10%，表示空气很干燥。显然，相对湿度愈小，则饱和差愈大，蒸发速度也愈大。空气和土壤的温度愈高，风力愈强，蒸发速度也愈大。

为了说明某一矿区气象对地下水形成的影响，应从当地的气象站搜集各种气象要素随时间变化的资料，然后绘制成气象要素对比图（见图1-2）。

## （二）地表水的下渗与迳流

地表水下渗是地下水的重要来源。

大气降水一部分消耗于蒸发，另一部分下渗补给地下水，剩余的部分在重力影响下则沿地表流动，即构成了地表迳流。

几乎所有的河流都与地下水有密切的联系。河流上游，地形切割强烈，两岸地下水补给河流，当河流流经透水岩层、而且地下水水面埋藏较深时，必然有河水的下渗。当流经岩溶发育的地区时，河流时而补给地下水，时而排泄地下水，水交替甚为迅速，但总的趋势是排泄地下水。到河流下游，它往往成为地下水的主要补给来源。尤其是流经矿区的河流，由于井下采矿和排水，不仅改变了地质条件，也改变了水动力条件，往往导致岩层开裂，地面沉陷，极其有利于河水下渗。因此，河流对地下水的形成起着重要作用。所以在研究地下水时要同时研究地表水的特征。

1. 流域。河流是归属于河系的。所谓河系乃是指汇集于某一干流的全部河流的总称，它包括一条干流和数条汇于这个干流的支流。两相邻水系或相邻河流之间的高地，为分水岭。分水岭上最高点的连线则为分水线，而分水线包围的区域即为流域。流域的全部面积，称为集水面积（汇水面积）。在同一个流域内，不仅全部地表水都汇集于一个水系之中，往往地下水也汇集于此河系。所以地下水与地表水一样也有其流域范围。这往往需要根据流域范围内地层岩性和地质构造并结合地形地貌进行分析研究，才能确定。

当地下流域分水线与地表流域分水线不一致时，则其间的地区为漏水区。这种情况，在透水地层与不透水地层相间分布地区，由于地形和地质构造的不同，往往出现地下分水线与地表分水线差异较大。如图1-3所示的向斜谷地，地下水的流域范围B-B'就大于地表水的流域范围A-A'。反之，图1-4所示的背斜谷地，则出现了地下水流域小于地表水流域的情况。图中A-B和A'-B'两地段为漏水区。

在我国南方煤田中，石灰岩岩溶都很发育，在适当的条件下岩溶溶洞可以将整条河流潜入地下，流向相邻的另一个流域中，在这种情况下，给采矿带来很大困难。

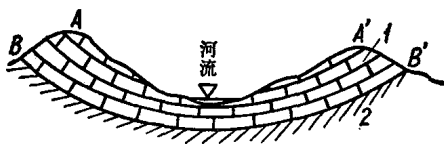


图 1-3 向斜谷地漏水区  
1—透水岩层；2—不透水岩层

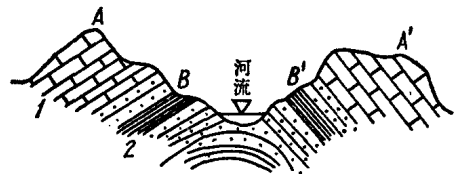


图 1-4 背斜谷地漏水区  
1—透水岩层；2—不透水岩层

2. 迳流。迳流是指从地面、地下流域汇流至河流，从而排出水量的过程。其在地面上称地表迳流；在地下的称为地下迳流。降水后，一部分水在地表水流域范围内顺坡而下，汇集成流，一部分下渗，在地下流域范围沿着含水层流动，最终汇于河流，则构成了河流的流量(Q)。

所谓流量(Q)是单位时间内通过某测站断面的水量,单位为米<sup>3</sup>/秒,用下式计算:

$$Q = F \cdot v$$

式中 Q——流量,米<sup>3</sup>/秒;

F——河床过水断面,米<sup>2</sup>;

v——通过该断面的河水平均流速(米/秒)。

测量流量的方法很多,可根据具体情况分别采用:流速仪、浮标法和堰测法等。这将在后面讲述。

为了表示迳流量与流域面积的关系,介绍一下迳流模数。

迳流模数(M),它是地表流域内单位集水面积上的流量。即:

$$M = \frac{Q \cdot 1000}{F}$$

式中 M——迳流模数,升/秒·公里<sup>2</sup>;

Q——测站测得的流量,米<sup>3</sup>/秒;

F——测站以上的集水面积,公里<sup>2</sup>。

地下水迳流模数(m<sub>1</sub>),是指地表面积为一平方公里范围内补给地下水的大气降水量,用下式表示:

$$m_1 = 0.0116 \frac{Q}{F_1}$$

式中 Q——地下迳流量,米<sup>3</sup>/日;

m<sub>1</sub>——地下迳流模数,升/秒·公里<sup>2</sup>;

F<sub>1</sub>——补给集水面积,公里<sup>2</sup>。

含水层单位面积内的地下水迳流量,称为含水层的地下迳流模数。其公式:

$$Q = 86.4 m_2 F_2$$

$$m_2 = 0.0116 \frac{Q}{F_2}$$

式中 m<sub>2</sub>——含水层迳流模数,升/秒,公里<sup>2</sup>;

F<sub>2</sub>——含水层分布面积,公里<sup>2</sup>;

其他符号同前。

河流、迳流和流域面积,都与地形息息相关。

### (三) 地形与地下水

地形是影响地下水补给、迳流、排泄的重要条件。

首先是地形的起伏程度和切割情况(图1-5)。

这种情况决定着降水量聚积和地表水体分布,决定了它们的渗入量大小和范围。就一个矿区来说,由四面环山所抱的洼地称盆地。由三面环山所抱的洼地,为簸箕形洼地。此类洼地控制了降水集水面积、地表水流向和迳流途径,在地形上,有利于地表水和浅层地下水的汇集,在这种情况下,集水面积越大,接受的降水补给量越大。若地形深切,沟谷

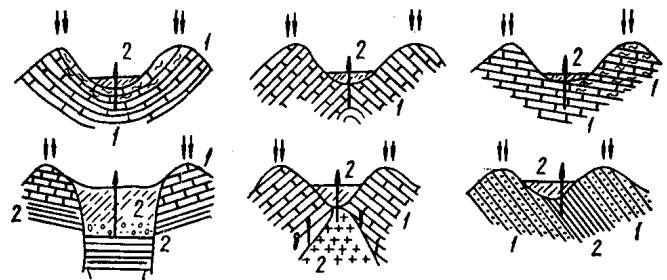


图 1-5 岩层出露与渗入、补给关系示意图

1—透水层; 2—隔水层; ↑—孔位; ↓↓—降水

纵横，河流密布，利于地表水汇集，在一定条件下，又会使地下水通畅排泄。

其次是地势和坡度，在沟谷发育的山区，以及分水岭地带，地势高而陡，地面坡度很大，不利于降水和地表水的渗透作用。所以地下迳流占的比例很小。山区迎风坡，由于地势高峻，迫使气流上升，遇冷而降水，这就是常说的山区迎风坡的地形降水。在山区，从山麓到山顶都可以观察到气温、降水随地形的垂直变化而不同。在丘陵和平原区，地形平缓，植被覆盖，相对地说，地表迳流强度减弱，有利于降水的渗入，而地下迳流也缓慢。

在地下水的形成过程中，不仅受到自然地理条件的影响，也严格受到地质构造条件的控制。如果说，前者影响着地下水的来源，后者则决定着地下水的蓄存。

## 第二节 地下水的蓄存

地下水的蓄存，是指由岩石的水文地质性质和地质构造条件所决定的地下水在岩层中蓄存过程和赋存状况，即含水层的形成条件。

在影响地下水蓄存的诸因素中，地层岩性是地下水储存的物质基础；地质构造则是控制地下水埋藏、分布和运动的主导因素。

### 一、岩石的性质及空隙性

在水文地质学中，把松散沉积物和坚硬的基岩统统称为岩石。而岩石的性质，决定着岩石的含水性以及后期构造变动中的变化条件。如柔塑性岩石（粘土、页岩），在构造运动中，由于塑性变形不易产生裂隙。硬脆岩石，如石灰岩、砂岩，在构造变动或人为活动影响中，易产生碎裂。特别是可溶性的硬脆岩石（如石灰岩）破碎后易风化溶蚀，形成溶蚀裂隙，更有利于水的储存和运动。因此，岩性条件就决定了岩石的含水或是隔水的本质。不同的岩性，有着不同的空隙性。

所谓岩石的空隙性，是指在地壳岩石中贯穿或大、或小、或多、或少形状不一的空隙。这些空隙的联通程度以及分布状况千差万别。如坚硬岩石在裸露和靠近地表部分，普遍发育有风化裂隙；区域应力作用形成的节理；地层错动形成的断层。而砂、砾岩具有孔隙，页岩、板岩有层间裂隙，石灰岩有岩溶等等。就其性状和成因可分为三类，即松散沉积物中的孔隙、坚硬岩石的裂隙和可溶岩石的岩溶（见图1-6）。

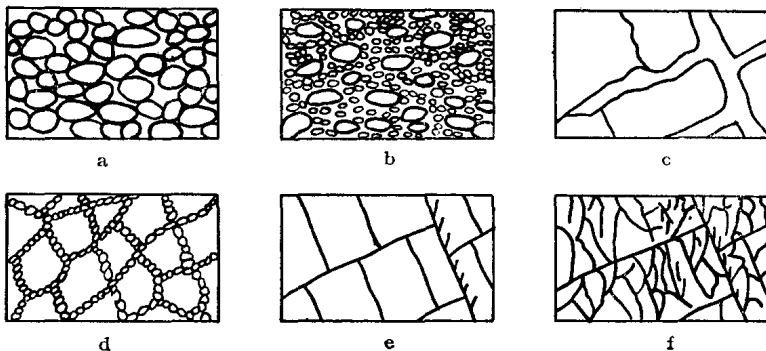


图 1-6 岩石空隙的形式示意图

a—砾石孔隙；b—不均匀砂砾孔隙；c—裂隙岩溶化；d—大孔隙黄土；e—坚硬岩石裂隙；  
f—坚硬岩石的风化裂隙

基于上述，可将岩石划分为孔隙岩石、裂隙岩石和岩溶岩石。此外，还有各种过渡类

型的岩石，如胶结不好的沉积岩以及具有气孔的喷出岩（如玄武岩）等，可称为孔隙-裂隙岩石。至于可溶的石灰岩等，多数情况下，实际上都是裂隙-岩溶岩石。它们分布于地表时是降水和地表水下渗的主要通道；分布于地下时，决定地下水的储存和运动。下面分别介绍：

1. 孔隙——松散岩石颗粒形成的空隙。它一般细小而均匀。用孔隙度（ $n$ ）表示孔隙的多少。孔隙度就是岩石中孔隙的体积与岩石总体积之比，并以百分数表示，即

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\%$$

式中  $n$ ——松散岩石的孔隙度；

$V_n$ ——松散岩石中孔隙的体积；

$V$ ——松散岩石的总体积。

影响孔隙度大小的因素很多，如颗粒的排列情况、分选程度以及胶结情况等。

应当指出，孔隙度只表示空隙的多少而不能表示孔隙的大小，不能把它与岩石孔隙本身大小混为一谈。孔隙的大小，往往与组成它的颗粒粗细有直接关系，颗粒粗的比细的孔隙要大。而孔隙度往往随颗粒的粒径增大而减小。如砂砾石孔隙度为20~30%，粘土为60%。一般孔隙多而大的孔隙岩石，透水性好，降水渗入补给地下水的量越多。

2. 裂隙——它是坚硬岩石在内外应力作用下发生破裂，从而破坏了岩石的完整性和连续性。若发生的破裂没有明显位移的称节理；有明显的大幅度位移的称断层；如果是呈一定宽度的破裂集中的碎裂岩带，一般称破碎带。裂隙按成因可分为风化裂隙、成岩裂隙和构造裂隙三类。

裂隙的一些特征如宽度、长度、开度和联通性，各地差异悬殊，表现为明显的不均一性。显然，裂隙岩石的裂隙愈发育，则岩石的透水性愈好，愈有利地下水的储存和运动。

裂隙发育程度，用裂隙率（ $K_T$ ）来衡量，裂隙率是裂隙的体积（ $V_T$ ）与包括裂隙在内的岩石总体积（ $V$ ）的比，用百分数表示：

$$K_T = \frac{V_T}{V} \cdot 100\%$$

或以单位面积上，裂隙面积所占的百分比来表示。

$$K_T = \frac{\sum L \cdot b}{F} \cdot 100\%$$

式中  $L$ ——单个裂隙的长度，米；

$b$ ——单个裂隙的宽度，米；

$F$ ——统计裂隙的岩石面积（一般取1~2米<sup>2</sup>）。

其测定方法是：在岩石露头处或是坑道中，选择一块出露良好，有代表性的岩石，清整表面，量好面积（ $F$ ）后，逐一量出露头上各条裂隙的长度（ $L$ ）与宽度（ $b$ ），便可按上式计算裂隙率（ $K_T$ ）。

3. 岩溶——岩溶是可溶岩的空隙特征，它是在可溶岩石各种裂隙（风化裂隙、成岩裂隙和构造裂隙）的基础上，在地下水的长期作用下形成，并在气候、水文、地形、地质诸条件的有机配合下促进着它的发育。因此，岩溶较之坚硬岩石的裂隙来说就其大小、分布更不均匀，联通差异性更大。有的地下河长达数十公里，而有的溶蚀裂隙非常细微，有

的溶洞高达数十米，但有的溶孔很小。岩溶的发育程度用岩溶率 ( $K_K$ ) 来表示。

岩溶率 ( $K_K$ ) 为可溶性岩石中的空隙体积 ( $V_K$ ) 与岩溶岩石总体积 ( $V$ ) 之比，用百分数表示。即

$$K_K = \frac{V_K}{V} \cdot 100\%$$

自然界中岩溶率的变化范围很大，由小于百分之一到百分之几十，在煤矿巷道中常常是同一水平相邻近处的岩溶发育绝然不同。煤田勘探邻近的钻孔中也往往遇到岩溶化显然不同的情况。

总之，岩石空隙（孔隙、裂隙、岩溶）的大小、多少、均匀性和联通程度决定了地层含水或隔水。一般空隙越小岩石的透水性就越差。岩石的空隙分布一般是不均一的，这种不均一性在裂隙岩石和岩溶岩石表现更为突出。其根本原因在于区域的构造应力和岩石应变的关系。所以，在研究岩石的裂隙和岩溶时，首先要区分出是区域性的，还是局部性的。前者在成因上包括风化裂隙，区域性的构造裂隙（如节理）等，它们在同一岩层中分布较均匀，在不同的岩层中发育程度是有差异的。后者在成因上包括断层破碎带，不同岩性地层接触带以及岩溶强烈发育带的大溶洞等，它们一般呈脉状、带状分布（见图1-7）。

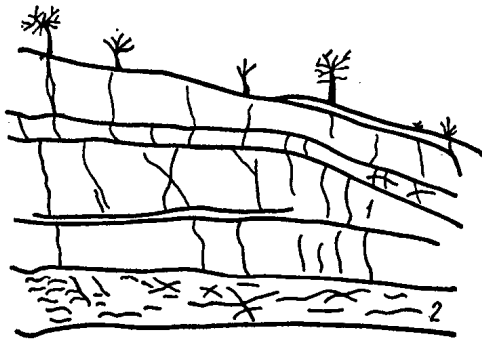


图 1-7 脆性厚层岩石与塑性岩石裂隙发育示意图

1—脆性岩石；2—塑性岩石

可见，地壳中岩石空隙的分布、发育相当复杂，以致不同类型的空隙，并非截然分开。有的岩石存在孔隙同时也存在裂隙，有的可溶岩层中常是溶洞和裂隙共存。所以，研究岩石的空隙时，必须从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。

## 二、岩石的透水性、含水性 and 给水性

岩石的空隙是降水、地表水下渗的通道、地下水储存的场所和运动的空间。

近地表岩石空隙中存在各种形态的水，对降水、地表水在透水岩石中的下渗，有一定

影响。

大气降水和地表水沿透水岩石的空隙下渗，通常称为渗透作用。渗透作用是相当复杂的过程。起初水在其重力、水柱压力和毛细管力的影响下，在岩石空隙中运移，当岩层空隙完全被水充满之后，毛细管力作用停止，水继续在其重力和水柱压力作用下垂直向下运动，逐渐形成一个地下水面（为研究问题方便，暂不考虑地下水位的变化情况），这就形成了重力水。所谓重力水，是指在重力作用下能自由运动于岩石空隙中的水。如渗入矿坑或钻孔中的地下水。我们讲的渗透作用就是指重力水在岩石空隙中的运动。

由重力水形成的稳定水面，其上，到地表面，在岩石的空隙中包含着空气，故名包气带；其下，岩石的空隙全部充满了水，故称饱水带（见图1-8）。正因为包气带的存在，降水和地表水下渗才出现了相当复杂的过程。不论是包气带还是饱水带，由于岩石成因性质不同，空隙性不同，它们的渗水性、含水性和给水性有着明显的差异。



### (一) 透水性

岩石让水通过本身的这一性能称为透水性。在数量上以渗透系数(K)来衡量。渗透系数是岩石的水文地质参数,它不仅是衡量岩石透水性强弱的指标,而且是评价地下水资源和计算涌水量的重要参数。因此,后面有专门章节介绍。

一般渗透系数愈大,岩石的透水性愈强。岩石的透水性主要决定于空隙的大小和联通程度,其次是空隙的多少和形状。

依据透水性的好坏可将岩石分为:透水岩石、弱透水岩石和不透水岩石(隔水岩石)。

1. 透水岩石:如砾石、粗砂、裂隙和岩溶发育的基岩。其特点是,空隙大而多,联通性好,透水量大。

2. 弱透水岩石:如亚粘土、黄土、粉细砂以及裂隙和岩溶发育差的块状岩石等。特点是空隙小且少,联通性差,透水量较小。

3. 不透水岩石(隔水岩石):如粘土以及致密块状岩石。特点是空隙细而小,阻隔重力水运动。

不同岩石的透水性不同,同一岩层在不同方向上透水性也不同,这就是岩层透水性非均匀性和各向异性。

### (二) 含水性与给水性

岩石的空隙性决定了岩石的含水性。所谓含水性,是指岩石在其空隙中含水量多少的特性。当岩石的空隙完全被水充满时,岩石的这个含水量为饱和含水量。在重力作用下饱含水分的岩石能自由流出一定的水量,就是岩石的给水性。其数量以给水度( $\mu$ )表示。即在重力作用下由饱水岩石中自由流出的水的体积与整个岩石的体积的比值。用小数表示,通常用下式确定:

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

式中  $\mu$ ——给水度;

$Q$ ——重力作用下排出的水量,米<sup>3</sup>;

$V$ ——饱水岩石所占的体积,米<sup>3</sup>。

确定给水度的方法有:实验室法、非稳定流抽水试验法和水位观测资料计算法。这里仅介绍实验室法。

对于砂质岩层,可在一定的容器中(如高柱仪),倒入风干的砂样,轻轻捣实,向器皿中注入水使砂完全饱和,然后再让砂中的重力水自由流出。以流出的重力水之最大体积与风干的岩石(砂样)体积之比,则为给水度。常见岩石的给水度见表1-2。

对于裂隙和岩溶岩层,岩石的给水度,可近似用裂隙率和岩溶率来代替。一般坚硬岩石的裂隙率如表1-3所示:

求岩溶岩石的给水度,常用岩溶率的加权平均值来代替。一般先求岩溶的体积( $V_K$ ),在有刻度的容器中,倒入一定量的水,放入样品(水需淹没样品),求出不计岩溶岩石的

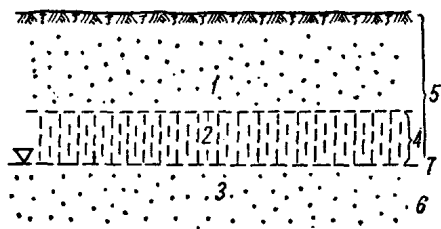


图 1-8 各种形态的水在地壳中的分布示意图

1—气态水、吸着水、薄膜水; 2—毛细水;  
3—重力水; 4—毛细带; 5—包气带; 6—饱  
水带; 7—地下水面

表 1-2 给水度  $\mu$  的经验值

岩石名称	$\mu$	岩石名称	$\mu$
粘土与粉砂	0.1~0.15	粗砂与砾质砂	0.25~0.35
泥质砂与细砂	0.15~0.20	粘土胶结的砂岩	0.02~0.03
中 砂	0.20~0.25	裂隙灰岩	0.008~0.1

表 1-3 一般坚硬岩石的裂隙率

岩石名称	玄武岩	砂 岩	疏松的砂岩	大理岩	石灰岩	白云岩
裂隙率 ( $K_T$ )	0.6~1.3	3.2~15.2	6.9~26.9	0.1~0.2	0.6~16.9	14.4~48.9

体积 ( $V_1$ )，然后把实验样品取出，用蜡封好，再放入同样数量的水中，求出溶洞和岩石的总体积 ( $V_2$ )。  $V_K = V_2 - V_1$ ;

$$K_K = \frac{V_K}{V_2} \quad K_{KCP} = \frac{\sum K_{Ki} M_i}{M}$$

式中  $V_K$ ——溶洞的体积，米<sup>3</sup>；

$K_K$ ——岩溶率；

$M$ ——含水层厚度，米；

$K_{KCP}$ ——岩溶率的加权平均值。

当溶洞非常发育时，上述方法不适用，可用溶洞率代替岩溶的给水度。

岩石给水性的好坏，取决于岩石的空隙大小、多少、联通性。在运用表1-2和表1-3资料时，可结合具体情况考虑校正，使之更符合客观实际。

透水性的岩石，往往给水性也好。研究透水性在于解决地下水在岩层中的运动条件，而岩石的给水性的研究则是查清地下水在岩石中的贮存条件。

### 三、隔水层与含水层

重力水由于不透水岩层（隔水层）的阻隔，蓄存和运动于含水岩层空隙中。

#### (一) 隔水层

由不透水岩石组成的岩层称不透水岩层，通常叫隔水层。它具有阻碍或减弱水流运动的性能。

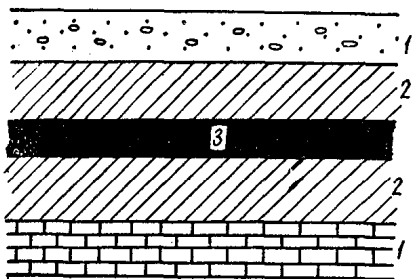


图 1-9 隔水层厚度示意图

1—含水层；2—隔水层；3—矿层

如重亚粘土、粘土、页岩和裂隙不发育而闭合的坚硬岩石等。由于几乎没有空隙的岩石，故隔水岩层是指在普通压力条件下不透水。严格说，在强大的压力下没有一种岩层是不透水的。此外，隔水性好坏也是相对而言，比如，强透水的砂岩，覆盖于弱透水的页岩之上时，由于前者透水性极强，远远超过后者，比较之下页岩即可看作隔水层。如图1-9所示。

举一实例：某矿灰岩含水岩层标高+50~(-100)米，岩溶发育，有一些构造溶蚀破碎带，为强富水带。在标高(-100米)~(-250