

地下水动力学

Groundwater Dynamics

周志芳 王锦国 编著



科学出版社

地下水动力学

周志芳 王锦国 编著

科学出版社

北京

内 容 简 介

地下水动力学是研究地下水在多孔介质中运动规律的科学,也是地质工程等专业的一门重要的专业基础理论课程。本书共六章,主要包括地下水运动基础基本理论和地下水向河渠的运动,地下水向井的运动,裂隙介质中的地下水运动,地下水中的溶质热量运移,非饱和带水的运动理论及工程中地下水运动等内容。

本书可供高等院校地质工程、水文学与水资源、水利工程、岩土工程、矿山工程等专业的高年级本科生、研究生及相关领域科技人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

地下水动力学/周志芳,王锦国编著. —北京:科学出版社,2013
ISBN 978-7-03-037848-4

I. ①地… II. ①周… ②王… III. ①地下水动力学-高等学校-教材
IV. ①P641.2

中国版本图书馆CIP数据核字(2013)第129071号

责任编辑:童安齐 袁莉莉 / 责任校对:刘玉靖
责任印制:吕春珉 / 封面设计:耕者设计工作室

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

双青印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2013年6月第一版 开本: B5 (720×1000)

2013年6月第一次印刷 印张: 12 1/4

字数: 235 000

定价: 50.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换<双青>)

销售部电话 010-62134988 编辑部电话 010-62137026 (BZ08)

版权所有,侵权必究

举报电话: 010-64030229; 010-64034315; 13501151303

前 言

地下水动力学是研究地下水在多孔介质中运动规律的科学，也是地质工程等专业的一门重要的专业基础理论课程。它是计算分析天然情况和人类活动影响下地下水流基本状态、地下水中可溶或非可溶物质以及热量运移过程的理论基础。

我们长期从事地下水动力学教学和科研工作，起初为水文地质与工程地质专业本科生授课，1998年全国本科专业调整后，主要为地质工程专业本科生授课。二十多年来，随着社会、经济的快速发展，毕业学生的工作领域也在不断扩大，从最初的水利、水电工程领域，扩展到岩土工程、环境工程、矿山工程、农业工程等领域，因此地下水动力学的授课内容也在不断地更新、拓宽。本书是依据我们讲授的地下水动力学讲义为基础编写的，在知识点上力求创新和全面，在内容上注重基础和前沿。书中引入了流体力学中的一些知识点，完善了承压含水层弹性释水的概念和释水率的定义；完整地阐述了裂隙介质渗流的基本概念和基本理论。在编排上力图做到简明、由浅入深，除第一章介绍基本理论外，其余章节均以问题为对象介绍相关内容，涉及河渠附近地下水运动、井附近地下水运动、裂隙介质中地下水运动、地下水中溶质与热量运移、非饱和带地下水运动等。

本书共分为六章，其中第一章、第二章和第四章由周志芳编写；第三章、第五章和第六章由王锦国编写。全书由周志芳统稿。

本书可作为地下水动力学或地下水水文学的教材。为了更好地理解、掌握本书内容，学生宜先完成水文地质学、高等数学、物理学和水力学等基础课程的学习。除此以外，本书还可作为从事与地下水有关工作的科技人员的参考用书。

由于作者水平有限，书中难免存在不当之处，恳请读者给予指正。

作 者

2013年1月于南京

目 录

第一章 地下水运动基础	1
1.1 地下水运动的基本概念	1
1.1.1 多孔介质中的地下水	1
1.1.2 地下水和多孔介质的性质	2
1.1.3 与渗流相关的物理量及参数	7
1.1.4 多孔介质中多相流动的类型	11
1.2 渗流基本定律	12
1.2.1 多孔介质透水特征分类	12
1.2.2 地下水流态的判别	12
1.2.3 Darcy 定律及其适用范围	13
1.2.4 非线性运动方程	16
1.2.5 地下水运动特征分类	16
1.2.6 突变界面的水流折射	18
1.3 流体运动的描述方法	20
1.3.1 Lagrange 法	20
1.3.2 Euler 法	21
1.3.3 实质导数	22
1.4 流网	23
1.4.1 流函数	23
1.4.2 流网及其性质	25
1.4.3 流网的应用	28
1.5 地下水运动的控制方程	30
1.5.1 多孔介质中地下水运动的连续性方程	30
1.5.2 承压含水层地下水运动的控制方程	32
1.5.3 半承压含水层地下水运动的控制方程	34
1.5.4 潜水含水层地下水运动的控制方程	36
1.6 地下水运动的数学模型及其求解方法	40
1.6.1 数学模型	40
1.6.2 定解条件	41
1.6.3 地下水运动问题的解法	45
第二章 河渠附近的地下水运动	47
2.1 河渠间地下水的稳定运动	47

2.1.1	潜水的稳定运动	47
2.1.2	承压水的稳定运动	51
2.2	河渠间地下水的非稳定运动	52
2.2.1	河渠水位迅速上升(或下降)为定值时的河渠间地下水 非稳定运动	52
2.2.2	河渠水位变化时的河渠间地下水非稳定运动	55
2.2.3	应用分析	55
2.3	面灌入渗区潜水的非稳定运动	58
第三章	井附近的地下水运动	62
3.1	地下水向完整井的稳定运动	62
3.1.1	概述	62
3.1.2	地下水向承压水井和潜水井的稳定流动	63
3.1.3	非线性流情况下的地下水向完整井的稳定运动	69
3.1.4	越流含水层中地下水向承压水井的稳定流动	70
3.1.5	地下水向干扰井群的稳定运动	72
3.1.6	井损与有效井径及其确定方法	76
3.2	地下水向完整井的非稳定运动	78
3.2.1	承压含水层中的完整井流	78
3.2.2	有越流补给的完整井流	89
3.2.3	潜水完整井流的 Boulton 模型	95
3.3	地下水向边界附近完整井的运动	103
3.3.1	镜像法原理及直线边界附近的井流	103
3.3.2	扇形含水层中的井流	107
3.3.3	条形含水层中的井流	111
3.4	地下水向不完整井的运动	113
3.4.1	地下水向不完整井运动的特点	113
3.4.2	地下水向不完整井的稳定运动	114
3.4.3	地下水向不完整井的非稳定运动	117
第四章	裂隙介质中的地下水运动	121
4.1	裂隙介质渗流基本理论	121
4.1.1	单个裂隙内的水流运动规律	121
4.1.2	裂隙介质渗流及渗透系数张量	122
4.1.3	渗透系数张量的主轴与主渗透性	125
4.2	裂隙地下水井流问题	131
4.2.1	轴向各向异性井流	131
4.2.2	非轴向各向异性井流	132
4.2.3	考虑越流的各向异性井流	133

4.3	渗透系数张量的确定	135
4.3.1	轴向各向异性渗透系数张量的确定	135
4.3.2	非轴向各向异性渗透系数张量的确定	136
第五章	非饱和带水的运动理论	138
5.1	基本概念	138
5.1.1	几个参数	138
5.1.2	土水势	139
5.1.3	土壤水分特征曲线	140
5.2	非饱和带水流基本方程	141
5.2.1	运动方程	141
5.2.2	连续性方程	142
5.2.3	饱和-非饱和流动方程	144
5.3	入渗问题	144
5.3.1	入渗率和入渗过程	144
5.3.2	垂直入渗的数学模型	145
5.3.3	入渗问题的 Philip 解	147
5.4	潜水蒸发问题	150
5.4.1	蒸发的概念	150
5.4.2	稳定蒸发的数学模型及其解	150
第六章	地下水中的溶质与热量运移	153
6.1	地下水溶质运移	153
6.1.1	水动力弥散	153
6.1.2	对流-弥散方程	156
6.1.3	地下水溶质运移问题的解	160
6.1.4	水动力弥散系数及其确定	167
6.2	海岸带含水层中的咸淡水界面	172
6.2.1	作突变界面处理——静止界面的近似解	172
6.2.2	考虑过滤带的解法	176
6.3	地下水热量运移	178
6.3.1	地下水中热量运移	178
6.3.2	地下水热量运移数学模型	179
6.3.3	考虑含水层骨架和水热量交换时的数学模型	182
主要参考文献		185

第一章 地下水运动基础

1.1 地下水运动的基本概念

1.1.1 多孔介质中的地下水

在地下水动力学中，把具有空隙的岩（土）体称为多孔介质。在多孔介质中，固、液、气三相都可能存在。固相称为骨架。气相多为空气，主要存在于非饱和带中。液相可能是地下水，也可能是其他流体。

根据岩（土）体中空隙的类型和研究问题的尺度大小，多孔介质又可分为孔隙介质和裂隙介质（图 1.1.1）。介质中空隙与骨架颗粒呈随机散体状镶嵌分布，地下水以孔隙水形式存在的岩层，如砂层或疏松砂岩等称为孔隙介质。介质中空隙以线状或面状形态随机镶嵌于固体骨架内，地下水以裂隙水形式存在的岩体，如裂隙发育的石英岩、花岗岩等称为裂隙介质。可溶岩层（石灰岩或白云岩等），由于大多发育有溶洞、溶隙，是一种特殊的裂隙介质，又可称为溶穴介质（图 1.1.1）。另外，多孔介质的类型与研究问题的尺度大小有关，大尺度的裂隙介质在局部小尺度上则可能是孔隙介质。

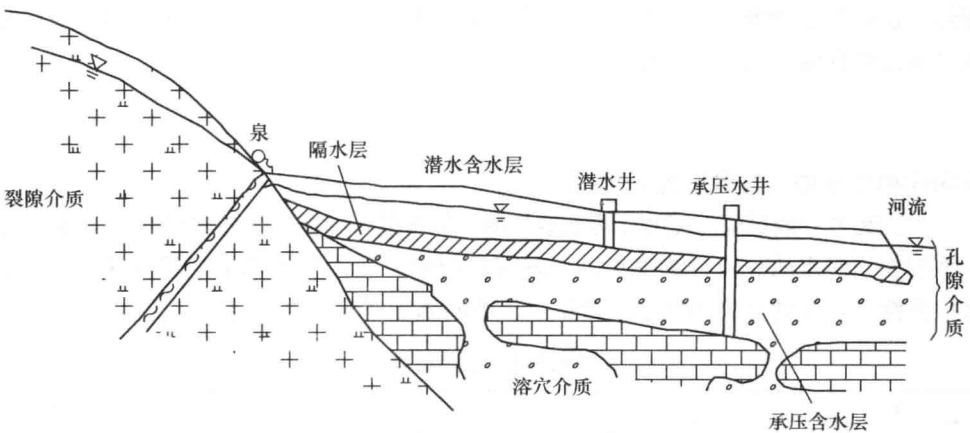


图 1.1.1 多孔介质中的地下水

多孔介质中的地下水可能以吸着水、薄膜水、毛管水和重力水等多种形式存在。本书主要研究重力水的运动。地下水在多孔介质中的运动非常复杂，大致可

归纳为两类：一类为地下水沿多孔介质的孔隙或遍布于介质中的裂隙、溶穴运动。这种运动的特点是水流相对分散，水流连通性较好。另一类为地下水沿大裂隙(断层带)和管道的流动，如岩溶区的地下暗河或地下水沿张开断层的流动。这种运动的特点是水流集中，且在相当大的范围内只有一个或几个大裂隙或管道，水流孤立，沿裂隙或管道流量大。

1.1.2 地下水和多孔介质的性质

1.1.2.1 地下水的某些性质

1) 密度与黏性

单位体积内水所具有的质量称为密度，以 ρ 表示。某点水的密度，可以在该点周围取一微小体积 ΔV ，若它的质量为 Δm ，则该点的密度为

$$\rho = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\Delta m}{\Delta V} = \frac{dm}{dV} \quad (1.1.1)$$

水的密度随着温度和压强的变化而变化。在 $1\text{atm}^{\text{①}}$ 下，不同温度下水和空气的密度值见表 1.1.1。实验表明，水的密度随温度和压强的变化很小，计算时一般取水的密度值为 1000kg/m^3 。

表 1.1.1 在标准大气压时不同温度下水的密度

温度/°C	0	5	10	20	40	60	80	100
密度/(kg/m ³)	999.9	1000.0	999.7	998.2	992.2	983.2	971.8	958.4

水在运动状态下，内部质点间或流层间因相对运动而产生内摩擦力以抵抗剪切变形，这种性质叫做黏性。水的黏性通常用动力黏度 μ 来表示，其单位为 $\text{Pa} \cdot \text{s}$ ；也可用运动黏度 ν 表示，并有

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (1.1.2)$$

在国际单位制中 ν 的单位为 m^2/s 。

水的黏性一般是随温度和压强而变化的，但在低压情况下（通常指低于 100atm ），压强的变化对水的黏性影响很小，一般可以忽略。温度是影响水黏性的主要因素，水的黏性随温度的升高而减小。常压下，不同温度时水的黏度见表 1.1.2。

表 1.1.2 水的黏度

T/°C	0	5	10	20	40	60	80	100
$\mu/(\times 10^{-3}\text{Pa} \cdot \text{s})$	1.792	1.519	1.308	1.005	0.656	0.469	0.357	0.284
$\nu/(\times 10^{-6}\text{m}^2/\text{s})$	1.792	1.519	1.308	1.007	0.661	0.477	0.367	0.296

① $1\text{atm} = 1.01325 \times 10^5 \text{Pa}$ ，下同。

2) 压缩性与状态方程

设水的原有体积为 V , 如压力增加 dp 后, 体积减小了 dV , 则压缩系数定义为

$$\beta = -\frac{1}{V} \frac{dV}{dp} \quad (1.1.3)$$

β 的单位是压强单位的倒数, 即 Pa^{-1} 。

水体积随压强的增大而缩小, 但质量没有变化, 即 $dm=0$, 故密度也会增大, 由 $dm=d(\rho V) = \rho dV + V d\rho = 0$, 可得

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dp} \quad (1.1.4)$$

表 1.1.3 列举了水在 0°C 时不同压强下的体积压缩率。

表 1.1.3 水的体积压缩率

p/at	5	10	20	40	80
β/Pa^{-1}	0.538×10^{-9}	0.536×10^{-9}	0.531×10^{-9}	0.528×10^{-9}	0.515×10^{-9}

注: at 为工程大气压的单位符号 ($1\text{at}=9.80665\text{Pa}$)。

设初始压强为 p_0 时, 水的体积为 V_0 , 当压强变到 p 时, 体积变为 V , 由式 (1.1.3) 得

$$\int_{V_0}^V \frac{dV}{V} = -\beta \int_{p_0}^p dp$$

积分得状态方程

$$V = V_0 e^{-\beta(p-p_0)} \quad (1.1.5)$$

同理, 由式 (1.1.4) 可得

$$\rho = \rho_0 e^{\beta(p-p_0)} \quad (1.1.6)$$

将式 (1.1.5) 和式 (1.1.6) 中的指数项用 Taylor 级数展开, 当压强变化不大时, 因 $\beta(p-p_0)$ 的数值小, 可以忽略级数的高次项, 得到状态方程的近似表达式

$$V = V_0 [1 - \beta(p-p_0)] \quad (1.1.7)$$

和

$$\rho = \rho_0 [1 + \beta(p-p_0)] \quad (1.1.8)$$

此外还可导出密度变化和压强变化之间的关系式。因为密度 ρ 和液体体积 V 的乘积为常数, 故有

$$d(\rho V) = \rho dV + V d\rho = 0$$

由此得

$$d\rho = -\rho \frac{dV}{V} = \rho \beta dp \quad (1.1.9)$$

3) 表面张力性

在水的自由表面上, 由于分子间引力作用的结果, 产生了极其微小的拉力, 这种拉力称为表面张力, 它是液体的特有性质。表面张力只发生在水和气体、固

体或者和另一种不相混溶的液体界面上。

表面张力的大小用水表面上单位长度所受的张力来度量，用 σ 表示，单位为N/m。表面张力的方向总是垂直于长度方向。 σ 的数值随液体的种类、温度和表面接触情况的不同而有所变化。在1atm下，水和空气接触的表面张力随温度的变化值见表1.1.4。

表 1.1.4 水的表面张力

T/°C	0	10	20	30	40	60	80	100
$\sigma/(\times 10^{-3}\text{N/m})$	75.6	74.2	72.8	71.2	69.2	66.2	62.6	58.9

从表1.1.4中可以看出，水的表面张力是很小的，一般可以忽略不计。但由于地下水是赋存在多孔介质中的，当骨架间的空隙较小时，地下水位线附近，地下水与骨架、空气的接触表面呈曲面，而且曲率半径很小，这时在表面张力的合力作用下，形成毛细上升水。

实验表明，直径很小两端开口的细管竖直插入水中，由于表面张力的作用，管中的水面会发生上升的现象，称为毛细上升现象。毛细管中水面上升的高度可以根据表面张力的大小来确定。设液面与管壁的接触角为 θ ，管的半径为 r ，水的密度为 ρ ，表面张力为 σ ，由水的重力与表面张力的垂直分量相平衡，可得

$$2\pi r\sigma\cos\theta = \pi r^2 h\rho g \quad (1.1.10)$$

即

$$h = \frac{2\sigma\cos\theta}{\rho g r} \quad (1.1.11)$$

式中： θ 为接触角，与液、气的种类和管壁的材料等因素有关； r 为玻璃管半径； h 为毛细上升高度； σ 为表面张力。例如，玻璃管的半径 $r=1\text{mm}$ ，水与玻璃的接触角 $\theta=0$ ，温度为 20°C 时水的表面张力 $\sigma=0.0728\text{N/m}$ ，密度 $\rho=998.2\text{kg/m}^3$ ，代入式(1.1.11)得水在玻璃管中的上升高度 $h=14.9\text{mm}$ 。

1.1.2.2 多孔介质的某些性质

1) 多孔介质的空隙性

孔隙介质的孔隙度是指孔隙体积和孔隙介质总体积之比。这里的孔隙体积 V_v 是指孔隙的总体积，不管这些孔隙是否对地下水运动有意义。但从地下水运动的角度来看，只有那些相互连通的、重力水能在其中运动的孔隙才是有意义的。对于细粒土，如一些黏性土，因为颗粒表面的结合水占据了相当一部分孔隙空间，所以对重力水运动有效的孔隙要比总的孔隙少。若把互相连通的、不为结合水所占据的那一部分孔隙称为有效孔隙，那么有效孔隙体积与孔隙介质总体积之比则称为有效孔隙度 n_e ，即

$$n_e = \frac{(V_v)_e}{V_b} \quad (1.1.12)$$

式中: $(V_v)_e$ 为有效孔隙体积; V_b 为孔隙介质的总体积。

另有一种死端孔隙, 它的一端与其他孔隙连通, 另一端是封闭的(图 1.1.2), 其中的地下水是相对停滞的。从地下水运动的角度来说, 这种孔隙是无效的。但其中的水在疏干时能排出, 对于排水来说是有效的。因此, 严格地说, 研究不同情况下的地下水运动时, 有效孔隙度是不完全相同的。

裂隙介质也存在类似的情况。

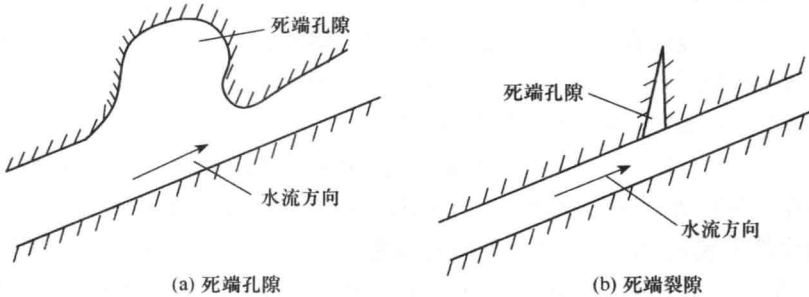


图 1.1.2 死端孔(裂)隙示意图

2) 多孔介质的压缩性

自然条件下, 地表以下某一深度的多孔介质, 承受上覆岩层荷重的压力。设作用在该处介质单元体表面的压强为 δ ; 若压强 δ 增加, 会引起多孔介质单元体的压缩。类似于水的压缩系数 β , 多孔介质的压缩系数 α 定义为

$$\alpha = -\frac{1}{V_b} \frac{dV_b}{d\delta} \quad (1.1.13)$$

式中: $V_b = V_s + V_v$, 为多孔介质中所取单元体的总体积; V_s 为单元体中固体骨架体积; 而 V_v 为其中的空隙体积, 故

$$\frac{dV_b}{d\delta} = \frac{dV_s}{d\delta} + \frac{dV_v}{d\delta}$$

而

$$V_s = (1-n) V_b, \quad V_v = nV_b$$

将其代入式 (1.1.13) 中, 得

$$\alpha = -\frac{1}{V_b} \frac{dV_s}{d\delta} - \frac{1}{V_b} \frac{dV_v}{d\delta} = -\frac{1-n}{V_s} \frac{dV_s}{d\delta} - \frac{n}{V_v} \frac{dV_v}{d\delta}$$

令 $\alpha_s = -\frac{1}{V_s} \frac{dV_s}{d\delta}$, 称为多孔介质固体颗粒压缩系数, 表示固体颗粒本身的压缩

性; $\alpha_p = -\frac{1}{V_v} \frac{dV_v}{d\delta}$, 称为空隙压缩系数, 表示空隙的压缩性, 则

$$\alpha = (1-n) \alpha_s + n\alpha_p \quad (1.1.14)$$

一般来说，固体骨架本身的压缩性要比空隙的压缩性小得多，即 $(1-n) \alpha_s \ll \alpha$ ，故有

$$\alpha \approx n\alpha_p$$

3) 多孔介质的连续性

在多孔介质中某一点的物理量（某一点的孔隙度、压力、水头），都是不连续的。例如，孔隙度 n ，如果“点”落在固体骨架上，显然 $n=0$ ；在孔隙中，则 $n=1$ 。为了对多孔介质中地下水运动作连续性近似，引出“典型单元体”（representative elementary volume, REV）的概念。仍以孔隙度为例，设 p 是孔隙介质中的一个数学点，它可能落在孔隙中，也可能落在固体骨架上。以 p 为中心，任取一体积 V_i ，求出其孔隙度 n_i ，当所取体积 V_i 大小不同时，孔隙度 n_i 的值可能有变化；以 p 点为中心取一系列不同大小的体积 V_i ($i=1, 2, \dots, N$)，相应地得到一系列的孔隙度 n_i ($i=1, 2, \dots, N$)。作 n_i 和 V_i 的关系曲线，见图 1.1.3。从图 1.1.3 中可以看出，当 V_i 小于某一数值 V_{min} （该值大致接近于单个孔隙的大小）时，孔隙度 n_i 值突然出现大的波动，而且波动越来越大；当 V_i 趋近于零时，孔隙度的数值或为 1，或为零。当体积 V_i 增大到超过某一个值 V_{max} 时，若多孔介质为非均质的，则孔隙度 n_i 值会发生明显的变化。但当体积 V_i 大小在 V_{min} 和 V_{max} 之间时，孔隙度 n_i 值的波动消失，或只有由 p 点周围孔隙大小的随机分布所引起的小振幅波动，把该范围内的体积称为“REV”，记为 V_0 ($V_{min} < V_0 < V_{max}$)。将以 p 为中心的 REV 的孔隙度，定义为 p 点的孔隙度。同理， p 点的其他物理量，无论是标量还是矢量，也用以 p 点为中心的 REV 内该物理量的平均值来定义。

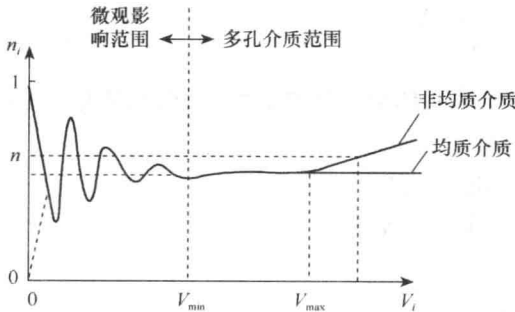


图 1.1.3 孔隙度随体积变化曲线

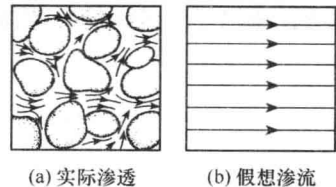


图 1.1.4 孔隙介质中的地下水流

4) 渗透、渗流和渗漏

地下水沿着形状不一、大小各异、弯弯曲曲的多孔介质中的空隙通道流动的现象称为渗透 [图 1.1.4 (a)]，渗透描述的是真实地下水的运动特征。由于多孔介质孔隙或裂隙大小、分布本身的复杂性，研究各个孔隙或裂隙中地下水渗透运动规律就显得非常困难。因此，人们往往不去直接研究空隙中实际地下水的运动特征，而是研究多孔介质中具有平均性质的渗透规律。

实际的地下水流仅存在于多孔介质的空隙空间。为了便于研究，我们用一种假

想水流来代替多孔介质中真实的地下水渗透。这种假想水流的性质（密度、黏滞性等）和真实地下水相同；但它充满了既包括含水层空隙的空间，也包括岩石颗粒所占据的空间。同时，假设这种假想水流运动时，在任意多孔介质体积内所受的阻力等于真实水流所受的阻力；通过任一断面的流量及任一点的压力或水头均和实际水流相同，这种假想水流称为渗流。假想水流所占据的空间区域称为渗流区域或渗流场。显然，渗流区包括空隙和岩石颗粒所占据的全部空间 [图 1.1.4 (b)]。

渗漏是指某个地表或地下水域通过周边介质失去水量的过程和现象，如坝基渗漏指的是库水通过大坝地基向下游渗透而产生水量损失的过程和现象。

1.1.3 与渗流相关的物理量及参数

1.1.3.1 地下水的水头和水力坡度

渗流场中某一点的水头有总水头、位置水头、测压管水头和流速水头之分。其中，测压管水头定义为

$$H_n = z + \frac{p}{\gamma_w} \quad (1.1.15)$$

式中： z 为考察点的位置水头； p 为考察点水的压强； γ_w 为水的容重。总水头为测压管水头和流速水头之和，即

$$H = z + \frac{p}{\gamma_w} + \frac{u^2}{2g} \quad (1.1.16)$$

但因自然界中地下水的运动很缓慢，流速水头很小，可以忽略不计。例如，当某点地下水流速 $u = 1\text{cm/s} = 864\text{m/d}$ 时，该点流速水头仅仅为 0.0005cm ，在实际工程中可以忽略不计。因此，在地下水运动计算中，可以认为某点总水头 H 等于该点测压管水头 H_n ，即

$$H \approx H_n = z + \frac{p}{\gamma_w} = z + \frac{p}{\rho g} \quad (1.1.17)$$

在本书的以后叙述中，不再对二者加以区别，统称水头，用 H 表示。

水头 H 绝对值的大小，随所选取的基准面的不同而不同。显然，当选取的基准面不同时，有不同的位置水头 z 值，因而测压管水头也就不同。

由于地下水具有黏滞性，在运动过程中能量不断被消耗，反映为水头沿流程不断减小，在渗流场中各点的水头并不都是相同的。我们把渗流场内水头值相同的各点连成一个面，称等水头面。它可以是平面或曲面。等水头面上任意一条线上的水头都是相等的。通常将等水头面与某一平面的交线，称为等水头线。等水头面（线）在渗流场中是连续的，并且不同数值的等水头面（线）不会相交。

渗流场中各点水头一般是不等的，可表示为 $H = H(x, y, z, t)$ ，它构成

一个标量场。由场论可知, 标量场可构成一个梯度场。梯度的大小为 $\left| \frac{dH}{dn} \right|$, 方向为沿着等水头面的法线, 即水头变化率最大的方向, 正向为指向水头增高的方向。在地下水动力学中, 把大小等于梯度值, 方向沿着等水头面的法线指向水头降低方向的矢量称为水力坡度, 用 \mathbf{J} 表示, 即

$$\mathbf{J} = -\frac{dH}{dn} \mathbf{n} \quad (1.1.18)$$

式中: \mathbf{n} 为沿着等水头面的法线指向水头降低方向的单位矢量。矢量 \mathbf{J} 在空间直角坐标系中的三个分量大小为

$$J_x = -\frac{\partial H}{\partial x}, J_y = -\frac{\partial H}{\partial y}, J_z = -\frac{\partial H}{\partial z} \quad (1.1.19)$$

1.1.3.2 渗透系数、渗透率和导水系数

渗透系数常用 K 表示, 是反映多孔介质透水性的一个重要的水文地质参数。渗透系数的量纲和渗流速度相同, 单位常用 cm/s 或 m/d 表示。渗透系数的大小不仅取决于多孔介质的性质 (粒度、成分、颗粒排列、充填状况、裂隙性质及其发育程度等), 而且与渗透液体的物理性质 (密度、黏滞性等) 有关。对于同一土样分别用水和油来做渗透试验, 得到的渗透系数大小是不一样的。这说明, 同一岩层中不同的液体具有不同的渗透系数。一般情况下, 对于不同岩层, 空隙大小对渗透系数起主要作用, 颗粒越粗, 透水性越好, 渗透系数越大。

渗透率 k 是表征多孔介质渗透性能的参数, 它仅仅取决于多孔介质的性质, 而与液体的性质无关。渗透系数和渗透率之间的关系为

$$K = \frac{\rho g}{\mu} k = \frac{\rho}{\nu} k \quad (1.1.20)$$

式中: ρ 为液体的密度; g 为重力加速度; μ 为动力黏度; ν 为运动黏度。

渗透率 k 通常采用的单位是 cm^2 或 D (Darcy)。D 是这样定义的: 在液体的动力黏度为 $0.001\text{Pa} \cdot \text{s}$ 、压强差为 $101\,325\text{Pa}$ 的情况下, 通过面积为 1cm^2 、长度为 1cm 岩样的流量为 $1\text{cm}^3/\text{s}$ 时, 岩样的渗透率为 1D 。国际单位制中, 渗透率单位用 μm^2 , 即

$$1\text{D} = 0.986\,9 \times 10^{-8} \text{cm}^2 = 0.986\,9 \mu\text{m}^2$$

在一般情况下, 地下水的密度和黏滞性改变不大, 可以把渗透系数近似当成仅与多孔介质性质有关的参数, 但当水温和水的矿化度急剧改变时, 如热水、卤水的运动, 密度和黏滞性变化对渗透系数的影响就不能忽略了。

另外, 试验研究表明, 渗透系数是尺度的函数, 即渗透系数值与试验范围 (如抽水试验的影响范围) 有关, 这种现象称为尺度效应。

渗透系数的大小虽然能说明岩层的透水性, 但它不能独立反映含水层的出水

能力。一个渗透系数较大的含水层，如果厚度非常小，它的出水能力也是有限的，因而地下水的开采价值不一定大。为了能反映含水层整体的出水能力，引出了导水系数的概念。若承压含水层的厚度为 M ，定义

$$T = KM \quad (1.1.21)$$

为导水系数，它同样是重要的水文地质参数，其量纲是 $[L^2 T^{-1}]$ ，单位常用 m^2/d 表示。它的物理含义是水力坡度等于 1 时，通过整个含水层厚度上的单宽流量。值得注意的是，导水系数的概念仅适用于二维的地下水流动，对于三维流动是没有意义的。

1.1.3.3 贮水率和贮水系数

为了从物理意义上认识、定义贮水率和贮水系数，考察承压含水层中某一水平横截面的受力情况（图 1.1.5）。假设含水砂层的颗粒之间没有黏聚力。横截面 $a-a'$ 的面积 $A=1$ [图 1.1.5 (a)]，按 Terzaghi 的观点，作用在该横截面上的上覆荷重分别由颗粒（固体骨架）和水承担 [图 1.1.5 (b)]，即

$$\sigma = \sigma' + p \quad (1.1.22)$$

式中： σ 为上覆荷重引起的总应力； σ' 为作用在固体颗粒上的骨架应力，称为有效应力； p 为水的压强。

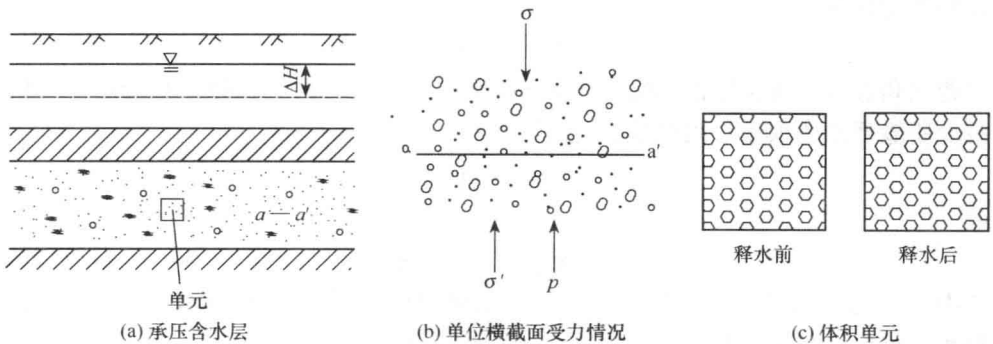


图 1.1.5 弹性承压含水层

根据牛顿第三定律，作用力和反作用力相等。在天然状态下，上覆荷重与颗粒的反作用力及水压力相平衡。如在承压含水层中抽水，水头下降 ΔH ，即水的反作用力减少了 $\gamma\Delta H = \rho g\Delta H$ ，但上覆荷重不变，于是有

$$\sigma = (\sigma' + \gamma\Delta H) + (p - \gamma\Delta H)$$

即作用于固体骨架上的力增加了 $\gamma\Delta H$ 。作用于骨架上力的增加会引起含水层的压缩，而水压力的减少将导致水的膨胀。含水层本来就充满了水，骨架压缩引起的孔隙体积减小和水压力减少引起的水体积膨胀都会导致水从含水层中释出。

在含水层压缩过程中，固体颗粒体积的压缩可以忽略不计，即 $(1-n)V_b = \text{常数}$ ，故有

$$d[(1-n)V_b] = dV_b - n dV_b - V_b dn = 0$$

$$\frac{dV_b}{V_b} = \frac{dn}{1-n} \quad (1.1.23)$$

将式 (1.1.13) 代入, 并考虑有效应力的变化 $d\sigma'$ 和水的压强变化 dp 大小相等, 方向相反, 有

$$\frac{dn}{1-n} = -\alpha d\sigma' = \alpha dp$$

得

$$dn = (1-n) \alpha dp \quad (1.1.24)$$

式 (1.1.24) 揭示了水的压强变化和孔隙度变化之间的关系。

为了讨论水头降低时含水层释出水的特征, 如图 1.1.5 (c) 所示, 取面积为 1m^2 、厚度为 1m 的含水层体积单元 (即体积为 1m^3), 考察当水头下降 1m 时释放出的水量。此时, 有效应力增加了 $\gamma\Delta H = \rho g \times 1 = \rho g$ 。由式 (1.1.24) 知, 体积单元内孔隙体积的变化为

$$V_b \times dn = 1 \times (1-n) \alpha dp = (1-n) \alpha \rho g$$

同时, 水压强变化了 $-\gamma\Delta H = -\rho g$, 由水的体积压缩系数的定义可知, 相应的水体积的变化为

$$dV = -\beta V \times dp = -\beta n (-\rho g) = n\beta \rho g$$

二者之和表示含水层体积单元, 当水头降低 1 个单位时由于孔隙体积和水压力的减少所能释出的水量, 用符号 μ_s 表示, 即

$$\mu_s = (1-n) \alpha \rho g + n\beta \rho g$$

或

$$\mu_s = \rho g [(1-n)\alpha + n\beta] \quad (1.1.25)$$

式中: μ_s 为贮水率或释水率。上述由于水头降低引起的含水层释水现象称为弹性释水。相反, 当水头升高时, 会发生弹性贮存过程。

由于多孔介质的体积压缩系数 α 远大于水的体积压缩系数 β , 即 $\alpha \gg \beta$, 有

$$\mu_s \approx (1-n) \alpha \rho g \quad (1.1.26)$$

把贮水率乘以含水层厚度 M , 称为贮水系数或释水系数, 即 $\mu^* = \mu_s M$, 它表示在面积为 1 个单位、厚度为含水层厚度 M 的含水层柱体中, 当水头改变一个单位时弹性释放或贮存的水量 (量纲)。贮水系数 μ^* 和贮水率 μ_s , 都是表示含水层弹性释水能力的参数, 在地下水动力学计算中具有重要的意义。对于承压含水层, 只要水头不降低到隔水顶板以下, 水头降低只引起含水层的弹性释水, 可用贮水系数 μ^* 表示这种释水的能力 [图 1.1.6 (a)]。对于潜水含水层, 当水头下降时, 可引起两部分水的排出。在上部潜水面下降部位引起重力排水, 用给水度 μ 表示重力排水的能力 [图 1.1.6 (b)]; 在下部饱水部分则引起弹性释水, 用贮