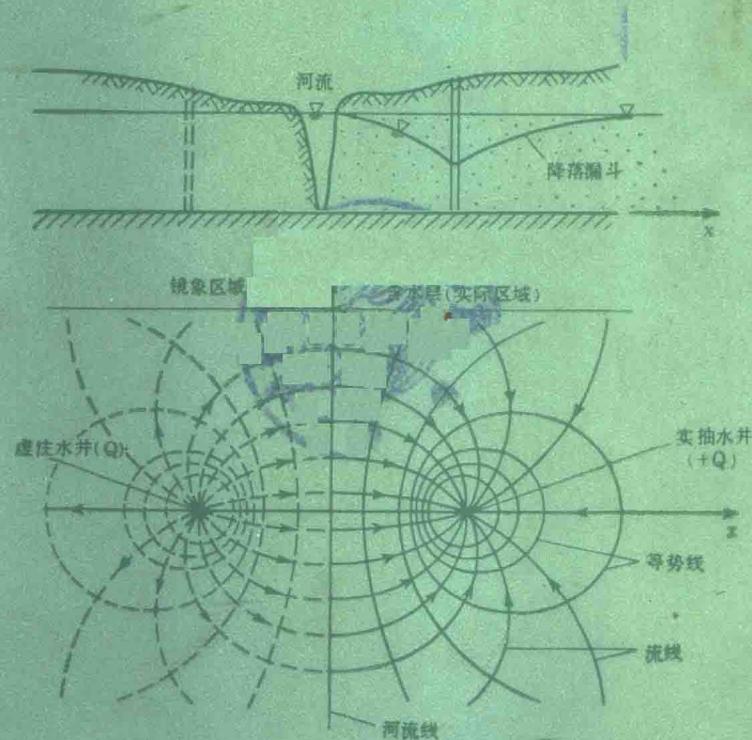


高等學校教材

地下水动力学原理

薛禹群 主编



地质出版社

高等學校教材

地下水动力学原理

薛禹群 主编

地質出版社

前　　言

地下水动力学是水文地质或水文地质工程地质等专业的一门重要的专业基础理论课。学习本课程的目的在于掌握地下水运动的基本理论，能初步运用这些基本理论分析水文地质问题，并能建立相应的数学模型和提出适当的计算或模拟方法，对地下水进行定量评价。本课程要求学生重点掌握各种条件下地下水稳定流和非稳定流的解析解的原理和方法，深刻理解其适用条件。

本教材是根据1981年6月在武汉召开的地质矿产部水文地质学教材编审委员会第一次会议上制订的本课程教学大纲编写的。考虑到从制订大纲到本教材出版，中间有五、六年时间，情况已有了很大变化，故在编写本教材时，根据现代地下水动力学的发展，对少数章节作了少量调整，如适当增加了有关渗透系数张量，水动力弥散（地下水污染问题）和非饱和带中地下水运动的内容，以适应现代科学的发展。各校在讲授时可视具体情况灵活掌握。

本教材共八章。第一章介绍渗流基本概念、基本定律、基本方程、定解条件、数学模型的建立和解法，是全书的基本理论部分和重点之一，要求学生深入理解和牢固掌握；第二章为地下水向河渠的运动；第三、四、五、六章全面地介绍地下水向井的运动和求参数的方法，其中第三、四章地下水向完整井的稳定和非稳定运动也是本教材重点之一；第七章介绍本学科中几个主要的新领域的一些主要问题；第八章为研究地下水运动的实验室方法；最后附录水力学基础，作为学习地下水动力学的先行基础知识。

本教材是由南京大学和长春地质学院合编的。绪言，第一章，第二章第4节，第四章第4节，第七章第2、3、4节由薛禹群执笔；第一、三、五章，第七章第1节和附录由朱学愚执笔；第二章第1、2、3、4节，第四章第1、2、3、4节由贾贵庭执笔；第六章由滕绪金执笔；第八章由刘金山执笔。最后由薛禹群统一修改、编撰、定稿。1985年9月水文地质学教材编审委员会大连会议上对本教材进行了全面的评审。会后由薛禹群根据会上提的意见统一修改，最后定稿，并编写了符号说明和索引。

本书图件由郑意春清绘，张彩霞植字。编者对所有为本书审订、修改、出版付出了辛勤劳动的同志，对地质矿产部水文地质学教材编审委员会致以衷心感谢。由于本书内容广泛、不当之处在所难免，恳请读者予以指正。

编者

1986年1月

符 号 与 量 纲

符 号	说 明	量 纲		
<i>A</i>	面积	L^2	H_n	淡水水头 L
<i>a</i>	加速度	LT^{-2}	H_0	测压管水头 L
	相对粗糙度			水头初值, 潜水流初始厚度 L
	压力传导系数	L^2T^{-1}	H_r	咸淡水界面坡脚处的潜水水位 L
	井中心到边界的垂直距离	L	H_s	上下游水头差 L
	分水岭距左河距离	L	H_z	盐水水头 L
<i>B</i>	宽度	L	\bar{H}	河水水位 L
	越流因素	L	\tilde{H}	平均水头 L
<i>b</i>	裂隙宽度	L		水头 H 的差分方程数值解 L
	平行边界间距离	L		水头 H 的插值函数 L
	井中心到边界的垂直距离	L	H^*	浸润面上的水头 L
<i>C</i>	电容	$L^{-2}M^{-1}T^4I^2$	h	液柱高度 L
	Chezy系数	$L^{1/2}T^{-1}$	h_c	潜水流厚度 L
	井损常数	$L^{-5}T^2$	h_f	毛管压力水头 L
	容水度	L^{-1}		淡水高出海平面的高度 L
	反映裂隙、孔隙间水量交换的系数	$L^{-1}T^{-1}$	h_f	沿程水头损失 L
	浓度	ML^{-3}	h_m	局部水头损失 L
<i>c_d</i>	流量系数		h_s	潜水流平均厚度 L
<i>c_e</i>	含示踪剂液体的浓度	ML^{-3}		淡咸水界面位于海平面下的深度 L
<i>c₀</i>	初始浓度	ML^{-3}		井壁水位 L
<i>c_R</i>	相对浓度		h_w	井中水位 L
<i>D</i>	水动力弥散系数(弥散系数)	L^2T^{-1}	I	电流 I
	疏干因素	L		水动力弥散单位时间通过单位面积的溶质质量 $ML^{-2}T^{-1}$
	扩散系数	L^2T^{-1}	I'	机械弥散单位时间通过单位面积极的溶质质量 $ML^{-2}T^{-1}$
<i>D'</i>	机械弥散系数	L^2T^{-1}		分子扩散单位时间通过单位面积极的溶质质量 $ML^{-2}T^{-1}$
<i>D''</i>	多孔介质中的分子扩散系数	L^2T^{-1}		
<i>D_d</i>	溶液中的分子扩散系数	L^2T^{-1}		
<i>d</i>	直径	L	$I_{\nu}(x)$	第一类 ν 阶虚宗量 Bessel 函数
	含水层顶板到过滤器顶部距离	L	i	斜率
<i>d'</i>	排水前潜水面埋藏深度	L		电流密度 IL^{-2}
<i>d''</i>	排水后潜水面埋藏深度	L	i_E	早期直线段斜率
<i>d_c</i>	弱透水层厚度	L	i_L	后期直线段斜率
<i>d₁₀</i>	有效粒径	L	i_p	曲线拐点处斜率
<i>E</i>	体积弹性系数(弹性模量)	$ML^{-1}T^{-2}$	J	水力坡度
<i>F</i>	力	MLT^{-2}	$J_{\nu}(x)$	第一类 ν 阶 Bessel 函数
<i>G</i>	重力	MLT^{-2}	K	渗透系数 LT^{-1}
<i>g</i>	重力加速度	LT^{-2}	K_c	紊流时渗透系数 LT^{-1}
<i>H</i>	总水头, 水头	L	K_d	垂向、水平渗透系数比值
<i>H_a</i>	地表积水深度	L	K_f	含水层对淡水的渗透系数 LT^{-1}
<i>H_f</i>	裂隙中水头	L	K_p	平行层面的渗透系数 LT^{-1}

K_r	水平径向渗透系数	LT^{-1}	R_m	模型总电阻	$L^2MT^{-3}I^{-2}$
K_s	含水层对盐水的渗透系数	LT^{-1}	R_0	引用影响半径	L
K_v	垂直层面的渗透系数	LT^{-1}	R_p	平行层面的渗透阻力	$L^{-2}T$
K_z	垂向渗透系数	LT^{-1}	R_V	垂直层面的渗透阻力	$L^{-2}T$
$K_\nu(x)$	第二类ν阶Bessel函数		R^*	模拟井流的电阻	$L^2MT^{-3}I^{-2}$
K'	裂隙渗透系数	LT^{-1}	r	径向距离	L
k	渗透率	L^2		电阻	$L^2MT^{-3}I^{-2}$
k_r	相对渗透率		r_c	假想半径(井中心到空间流动 带边缘的距离)	
l	距离, 长度	L	r_0	沿此圆布置群井的圆半径	L
	过滤器长度	L	r_{iw}	水井半径	L
l'	含水层顶板到过滤器底部距离	L	\bar{r}	无量纲距离	
l_0	起始断面到承压流转为无压流 处距离	L	r_1	观测孔到实井的距离	L
M	含水层厚度	L	r_2	观测孔到虚井的距离	L
M_0	过滤器中部至隔水底板距离	L	S_{iw}	饱和度	
M_s	比表面	L^2M^{-1}	S_{w_0}	不能再降低的饱和度	
m	质量	M	s	水位降深或抬高 导体截面积	L
	水头带数目			距离	L^2
m_1, m_2	弱透水层 1、2 的厚度	L			
*	孔隙度		s_d	无量纲降深	
	外法线方向		s_f	裂隙中水位降深	L
	井数、降深次数、流带数目		s_p	停抽时刻水位降深	L
n_e	有效孔隙度			拐点处水位降深	L
P	压力	MLT^{-2}	s_w	抽水井中水位降深	L
P_c	Peclet 数		s'	剩余降深	L
p	压强	$ML^{-1}T^{-2}$		修正后的水位降深	L
p_a	大气压强	$ML^{-1}T^{-2}$	s^*	停抽后任一时刻水位上升值	L
p_e	毛管压强	$ML^{-1}T^{-2}$	T	导水系数	L^2T^{-1}
p_w	水的压强	$ML^{-1}T^{-2}$	T_f	裂隙导水系数	L^2T^{-1}
Q	流量(涌水量)	L^3T^{-1}	T_1, T_2	弱透水层 1, 2 的导水系数	L^2T^{-1}
Q_{ps}	单位体积含水层单位时间从孔 隙流入裂隙的水量	T^{-1}	t	时间	T
Q_r	断面 r 处流量	L^2T^{-1}	t_E	抽水早期 $s-t$ 直线段在 $s_d=0$ 轴上的截距	T
q	单宽流量	L^2T^{-1}	t_L	抽水后期 $s-t$ 直线段在 $s_d=0$ 轴上的截距	T
	单位涌水量	L^2T^{-1}			
q_s	淡水单宽流量	L^2T^{-1}	t_p	主井停抽时间	T
q_t	入渗率	LT^{-1}		拐点处出现的时间	T
q_0	流向海洋地下淡水单宽流量	L^2T^{-1}	t_s	自排水开始至观测孔水位下降 速度为零的时间	T
q_a	咸水单宽流量	L^2T^{-1}			
R	影响半径	L		无量纲时间	
	水力半径	L	t_{wt}	迟后重力排水已不再影响降深 的开始时间	T
	渗透阻力	$L^{-2}T$			
	电阻	$L^2MT^{-3}I^{-2}$	t_y	无量纲时间	
	供水强度	LT^{-1}	t'	抽水停止后的恢复时间	T
Re	Reynolds 数		\bar{t}	相对时间(无量纲时间)	
Re_c	临界 Reynolds 数		U	电位	$L^2MT^{-3}I^{-2}$

	势函数	L^2T^{-2}	α	有效岩石压缩系数	$M^{-1}LT^2$
α	流速	LT^{-1}	α_T	横向弥散度	L
	$\alpha = \frac{r^2\mu^*}{4Tt}$		β	液体体积压缩系数	$M^{-1}LT^2$
				模拟比	
V	体积	L^3	γ	容重	$ML^{-2}T^{-2}$
V_p	多孔介质样品总体积	L^3		承压水迁移系数	T^{-1}
V_d	潜水面下降时排出的水体积	L^3	γ_f	淡水容重	$ML^{-2}T^{-2}$
V_i	入渗总量	L^3	γ_s	海水容重	$ML^{-2}T^{-2}$
V_0	典型单元体积(REV)	L^3	Δ	三角形单元面积	L^2
V_s	固体颗粒体积	L^3	δ	表示水流通道形状特征的系数	
V_b	孔隙体积	L^3		咸淡水界面在海面以下深度为	
$(V_v)_e$	有效孔隙体积	L^3		该处淡水高出海面高度的倍数	
$(V_v)_0$	REV中的空隙体积	L^3			
$(V_w)_0$	REV中水的体积	L^3	η	导电介质厚度	L
v	断面平均流速	LT^{-1}	η	咸淡水界面在海面以下的深度	L
	渗透速度(比流量)	LT^{-1}	θ	角度	
v_c	临界流速	LT^{-1}		含水率	
W	功	ML^2T^{-2}	θ_0	不能再降低的含水率	
	单位时间单位面积上的入渗量	LT^{-1}	θ_s	饱和含水率	
	单位时间单位面积(或体积)		λ	沿程阻力系数	
	上垂向水量交换	LT^{-1} (或 T^{-1})	μ	给水度或隔差	
x	单位质量的质量力在 x 轴方向的分量	LT^{-2}		动力粘滞系数	$ML^{-1}T^{-4}$
x	坐标	L	μ_s	贮水率	L^{-1}
	湿周	L	μ_s'	贮水系数	
x_s	驻点坐标	L	μ_f	裂隙贮水率	L^{-1}
x_w	抽水井到海岸的距离	L	ν	裂隙贮水系数	
\bar{x}	无量纲距离			ν	L^2T^{-1}
Y	单位质量的质量力在 y 轴方向的分量	LT^{-2}		ξ, ξ_a, ξ_b, ξ_0 不完整井阻力系数	
y	坐标	L	ρ	圆周率 3.1416	
y_s	驻点坐标			密度	ML^{-3}
Z	单位质量的质量力在 z 轴方向的分量	LT^{-2}		径向距离	L
z	坐标	L		电阻率	$L^3MT^{-3}I^{-2}$
	位置水头	L		表面张力	MLT^{-2}
	标高	L	σ	总应力	$ML^{-1}T^{-2}$
z_0	假想过滤器与真实过滤器交点纵坐标	L		电导率	$L^{-3}M^{-1}T^3I^2$
	介介质压缩系数	$M^{-1}LT^{-2}$		井间距 Δ	L
	延迟指数的倒数	T^{-1}		粒间应力	$ML^{-1}T^{-2}$
	水迁移系数	T^{-1}	σ_e	有效应力	$ML^{-1}T^{-2}$
	多孔介质弥散度	L		越流系数	T^{-1}
	模拟比		τ	切应力	$ML^{-1}T^{-2}$
α_L	纵向弥散度	L		抽水开始以后的时间	T
α_p	孔隙压缩系数	$M^{-1}LT^2$		管壁对水流的切应力	$ML^{-1}T^{-2}$
			φ	势函数	L
			ψ	流函数	L^2T^{-1}
				基函数	
				压力水头的负值	L

目 录

符号说明	VII
绪言	1
第一章 渗流理论基础	3
§ 1—1 渗流的基本概念	3
一、地下水在含水岩石中的运动	3
二、地下水和及孔介质的性质	3
三、贮水率和贮水系数的概念	6
四、渗流	8
五、渗透速度的概念	10
六、地下水的水头和水力坡度	11
七、地下水运动特征的分类	12
八、地下水流态的判别	14
§ 1—2 渗流基本定律	15
一、Darcy定律及其应用范围	15
二、渗透系数、渗透率和导水系数	17
三、非线性运动方程	20
§ 1—3 岩层透水特征分类和渗透系数张量	20
一、岩层透水特征分类	20
二、渗透系数张量	21
§ 1—4 突变界面的水流折射和等效渗透系数	24
一、越过透水性突变界面时的水流折射	24
二、层状岩层的等效渗透系数	25
§ 1—5 流网	28
一、流函数和势函数	28
二、流网及其性质	32
三、流网的应用	34
§ 1—6 渗流的连续性方程	36
§ 1—7 承压水运动的基本微分方程	38
§ 1—8 越流含水层(半承压含水层)中地下水非稳定运动的基本微分方程	42
§ 1—9 研究潜水运动的基本微分方程	44
一、Dupuit假设	44
二、Boussinesq 方程	46
§ 1—10 定解条件	49
一、边界条件	50
二、初始条件	54
§ 1—11 描述地下水运动的数学模型及其解法	54

一、地下水水流问题的数学模型	54
二、地下水水流问题的解法	57
第二章 地下水向河渠的运动.....	66
§ 2—1 河渠间地下水的稳定运动	66
一、潜水的稳定运动	66
二、承压含水层中地下水的稳定运动	72
§ 2—2 一侧有河渠渗漏时河渠附近潜水的非稳定运动.....	74
一、河渠水位迅速上升（下降）为定值，河渠附近潜水的非稳定运动	74
二、河渠水位变化时，河渠附近潜水的非稳定运动	81
§ 2—3 两侧有河渠渗透时，河渠间潜水的非稳定流动	82
一、河渠水位迅速上升（下降）为定值时，河渠间潜水的非稳定运动	82
二、河渠水位变化时，河渠间潜水的非稳定流动	86
三、应用分析	86
§ 2—4 面灌入渗区潜水的非稳定流动.....	88
第三章 地下水向完整井的稳定运动	92
§ 3—1 导论	92
一、水井的类型	92
二、水井及其附近的水位降深	92
§ 3—2 地下水向承压水井和潜水井的运动	95
一、承压水井的Dupuit公式和Thiem公式	95
二、潜水井的Dupuit公式和Thiem公式	98
三、承压-潜水井的计算	100
四、Dupuit公式和Thiem 公式的应用	100
五、Dupuit公式的讨论	101
§ 3—3 越流含水层中地下水向完整井的稳定运动	107
§ 3—4 非线性流情况下，地下水向完整井的稳定运动.....	114
一、承压水井	114
二、潜水井	114
§ 3—5 流量和水位降深关系的经验公式.....	115
§ 3—6 补给井（注水井）	118
§ 3—7 叠加原理	119
§ 3—8 地下水向完整井群的稳定运动.....	126
一、任意布置的干扰井群	127
二、按一定的几何形状布置的干扰井群	128
§ 3—9 均匀流中的井.....	130
§ 3—10 井损与有效井半径及其确定方法	132
第四章 地下水向完整井的非稳定流动	136
§ 4—1 承压含水层中的完整井流	136
一、定流量抽水时的 Theis公式	136
二、流量变化时的计算公式	144
三、Theis 公式的近似表达式	145

四、对Theis公式和与之有关的几个问题的讨论.....	146
五、利用Theis公式确定水文地质参数.....	150
六、定降深井流的计算	161
§ 4—2 有越流补给的完整井流	165
一、基本方程	165
二、公式讨论	167
三、利用抽水试验资料确定越流系统的参数	170
§ 4—3 有弱透水层弹性释水补给和越流补给的完整井流	181
一、基本方程	181
二、公式讨论	185
三、利用抽水试验资料确定水文地质参数	186
§ 4—4 潜水完整井流	186
一、考虑迟后疏干的Boulton法.....	187
二、考虑流速垂直分量和弹性释水的Neuman法	195
第五章 地下水向边界附近井的运动	207
§ 5—1 镜象法原理及直线边界附近的井流	207
一、镜象法原理	207
二、直线边界附近的井流	208
§ 5—2 扇形含水层中的井流	217
一、象限含水层	218
二、其它角度的扇形含水层	220
§ 5—3 条形和矩形含水层中的井流	222
一、条形含水层	222
二、半无限条形含水层和矩形含水层	225
第六章 地下水向不完整井的运动	227
§ 6—1 地下水向不完整井运动的特点.....	227
§ 6—2 地下水向不完整井的稳定运动.....	228
一、井底进水的承压水不完整井	228
二、井壁进水的承压水不完整井	229
三、潜水含水层中的不完整井	235
四、不完整井群	236
§ 6—3 地下水向承压水不完整井的非稳定运动	240
一、基本方程	240
二、三维流区的范围	244
三、根据抽水试验资料确定水文地质参数	244
第七章 地下水运动中的若干专门问题	248
§ 7—1 非饱和带的地下水运动	248
一、关于非饱和带水分的基本知识	248
二、非饱和带水运动的基本方程	253
三、入渗条件下非饱和带水分运动的数学模型及某些简单的解	255
§ 7—2 双重介质渗流学说	258

一、基本假定	258
二、微分方程的建立	259
§ 7—3 水动力弥散理论.....	262
一、水动力弥散现象及其机理	263
二、水动力弥散系数	265
三、对流—弥散方程及其定解条件	268
四、某些简单的解析解及其应用	271
§ 7—4 海岸带含水层中的咸淡水界面.....	275
一、静止界面的近似解	275
二、移动界面的近似解	279
第八章 研究地下水运动的模拟法	282
§ 8—1 模拟的相似基础.....	282
一、相似模型	282
二、相似条件	283
三、相似比例	284
§ 8—2 砂槽模拟	286
一、砂槽结构	286
二、砂槽模型	287
三、模拟方法	287
§ 8—3 窄缝槽模拟	288
一、窄缝槽结构	288
二、模拟原理...	289
三、窄缝槽模型	291
§ 8—4 连续型电模拟	292
一、模拟原理	292
二、介质模型	294
三、模拟方法	295
§ 8—5 离散型电模拟	297
一、模拟原理	298
二、网络模型	300
三、模拟方法	303
附录 水力学基础	306
§ 1 引论	306
一、连续介质的假设	306
二、量纲和单位	306
三、液体的基本特征及其主要的物理性质	307
四、作用于液体的力	310
§ 2 静水压力	311
一、静水压强及其特性	311
二、液体平衡的微分方程	311
三、重力作用下的液体平衡	314
四、作用于平面上的静水压力	316

6.3 水力学的理论基础	316
一、描述液体运动的两种方法	316
二、流线与迹线、元流与总流、流量与断面流速	319
三、稳定流的连续性方程	320
四、稳定流的能量方程	321
6.4 水流阻力及水头损失	327
一、流动的两种类型——层流和紊流	327
二、水头损失的分类	330
三、沿程水头损失与切应力的关系	331
四、圆管中层流运动时过水断面上的流速分布及沿程水头损失	332
五、两平行边界间层流运动的流速分布及沿程水头损失	334
六、紊流的沿程水头损失	335
七、局部水头损失	337
主要参考文献	339
索引	341
附图（标准曲线）	

緒 言

地下水动力学是研究地下水在孔隙岩石，裂隙岩石和裂隙-岩溶岩石中运动规律的科学。它是对地下水从数量上和质量上进行定量评价和合理开发利用以及兴利防害的基础。

地下水是一种十分宝贵的资源。从人们的日常生活到发展工业、农业、以至国防建设都要用地下水。这里不仅有正确评价水资源、合理布置取水建筑物的问题，还有如何充分利用水资源又不致引起水资源枯竭、水质恶化的问题；另一方面，地下水在一定条件下，又可能危及矿床的开采，使土壤发生次生盐碱化、沼泽化，如何预测未来的矿坑涌水量，水、盐动态等是因地制宜地采取有效防治措施的重要依据。

随着生产的发展还出现了许多与地下水有关的新的课题。如在一些集中开采地下水的地区，已经出现区域性水位下降，部分地区出现地面沉降、海水入侵到正在被利用的含水层，“三废”的大量排放，导致地下水受到污染等等。这些规模愈来愈大的人为影响，正在使地下水资源在数量上和质量上不断恶化，并引起其它方面的不良后果。我们的任务是根据地下水动力学的理论和方法估计并预测这些影响的规模和速度，以便提出相应的治理措施。另一方面，含水层正在被当作“贮冷”和“贮热”的地下库，为此需要研究热量的动移问题。

由于地下水运动问题本身的复杂性和生产力发展水平的限制，尽管人类利用地下水已有几千年的历史，但对地下水运动规律的认识却经历了很长的历史过程。在十九世纪以前，还谈不上对地下水进行科学的定量计算。十九世纪中叶，随着地下水开发利用规模的扩大，生产上有了计算水井涌水量的要求，才有达西 (Herry Darcy) 于1856年通过长期实验得出的水在多孔介质中的渗透定律，即著名的Darcy 定律。这个定律是对地下水运动定量认识的开始，直到今天仍然是地下水运动理论的基础。接着 J. Dupuit (1863 年) 以 Darcy 定律为基础研究了一维稳定流动和向水井的二维稳定运动，以后 P. Forchheimer 等研究了更复杂的渗流问题，从而奠定了地下水稳定流理论的基础。此后数十年内，地下水动力学一直沿着这条道路前进，它对生产实践起过重要作用，直到今天仍有一定的实用价值。但这种理论不包括时间这个变量，因而它不能反映不断发展、变化的地下水实际运动状态，只能用来描述在一定条件下，地下水所达到的一种暂时的相对的平衡状态，具有一定的局限性。这是与当时生产力发展水平相适应的，在开采量不大的情况下，井中水位一般说来很快会出现似稳定状态，因而可以近似地认为地下水不随时间变化，用稳定流理论来描述。

到本世纪二十年代末期，在美国地下水的开采规模越来越大。地下水的天然状态不断受到破坏，一些地区地下水位出现持续下降，地下水的运动状态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贮水性质 (O. E. Meinzer 1928年)。1935年 C. V. Theis (泰斯) 在此基础上提出了地下水向承压水井的非稳定流公式。泰斯公式的出现开创了现代地下水运动理论的新纪元。在 Theis 公式出现以后的三、四十年内，解非稳定流的解析法得到了很大发展，不仅对Theis公式的使用作了各种推广，而且出现了越流理论和潜水含水层中的非稳定流理论。淡一盐水界面的问题，溶质在地下

水中运移问题，非饱和带中水分运移问题也逐渐引起人们的注意。但当把解析法应用于大范围的含水层系统时，其局限性马上就暴露出来了，因为实际水文地质条件远较解析法所依据的假设条件（含水层是均质各向同性，形状是规则的）要复杂得多。

为了解决随着地下水开采规模进一步扩大所出现的问题，必须对实际含水层系统进行研究。在五十年代至六十年代前期，很多研究人员转向以电网络模拟为代表的模拟技术，到六十年代初它已成为解决大范围含水层系统的有力工具。六十年代中期又出现了与计算机结合在一起的混合机。

六十年代后期随着计算技术的进步，人们开始把数值模拟应用到地下水计算中来。同电网络模拟相比，它迅速显示出巨大的优越性。不仅易于处理电网络模拟不易处理的潜水流问题，而且本身又有很大的通用性。因此，今天数值模拟在很多发达国家已基本上代替了电网络模拟。数值方法不仅可以有效地解决地下水水流问题，还能解决水质和污染物在地下水中运移问题，淡一盐水分界面移动问题，地下水的最优管理问题等。总之，近十多年来，随着计算机和计算技术的进步，人们在分析地下水问题的能力上有了突破性的发展。

一百年来，解地下水运动问题的解析法有了很大发展。目前，解析法主要有：分离变量法、积分变换法（Laplace变换、Hankel变换、Fourier变换）、保角映射法、速端曲线法、Green函数法和其他方法（如镜象法、Boltzmann变换等）。它们分别适合于解不同类型的问题。例如 Hankel 变换对解径向流问题很有用，而对解二维稳定渗流问题，保角映射相当有用。作为保角映射的一种特殊情况的速端曲线法对处理边界有渗出面或自由面的问题特别有用。数值法也发展了多种方法。事实上，在解地下水水流问题中应用数值法所显示出来的计算能力已远远超过我们为此搜集计算机输入所需野外资料的能力。

一百多年来，地下水动力学尽管有了很大发展，但还有不少薄弱环节，另一方面随着人类活动的加强，出现了许多有关地下水运动方面的新的课题。预计今后的研究将着重在突破这些薄弱环节和新课题。其中主要有：地下水在裂隙介质、岩溶介质中运动机制和基本运动规律的研究。非饱和带水、盐运动理论的研究，水中溶质运动机制和运移理论的研究，热量在地下水中运移的研究和地下水最优管理问题的研究等。除了继续加强解析法的研究外，对有效地解决各种实际渗流问题的数值模拟方法进行研究也将是一个主要的方面。

第一章 渗流理论基础

§ 1—1 渗流的基本概念

一、地下水在含水岩石中的运动

学习了《水文地质学基础》以后，大家已经了解地下水赋存在含水岩石中，并在其中不停地运动。在“地下水动力学”中把含水的岩石称为多孔介质。含有孔隙水的岩层如砂层、砾石层或疏松砂岩等称为孔隙介质，也称多孔介质。含裂隙水的岩石如裂隙发育的石英岩、花岗岩等称为裂隙介质。广义地说，可以把孔隙介质、裂隙介质和某些岩溶不十分发育的由石灰岩和白云岩组成的介质都称为多孔介质。

多孔介质中固、液、气三相都可能存在。固相的称为骨架。气相的空气主要存在于非饱和带中。液相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。吸着水和薄膜水的运动属于专门课题，本书不涉及。本书主要研究重力水的运动，毛管水的运动只在第七章中讨论。

地下水在多孔介质中的运动是非常复杂的，但大致可归纳为二类：一类为地下水沿多孔介质的孔隙或遍布于介质的裂隙的运动，这种地下水运动称为渗透。即地下水在广义的多孔介质中的运动称为渗透。由于多孔介质中各个孔隙和裂隙的大小、形状和连通性各不相同，因而不同的空隙或同一空隙的不同部位地下水的运动状态各不相同。但整个多孔介质中的地下水是互相联系的，组成一个统一的含水体，因而有可能也有必要研究在整个含水层中地下水运动的平均特点；另一类为地下水沿大裂隙和管道的流动。如岩溶区的地下暗河或地下水沿巨大的张开裂隙的流动。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和管道，流量大，水流孤立，一般和别的裂隙或管道联系不密切。在这种情况下，为了实际目的，人们关心的是这种单个裂隙或管道中的地下水运动计算。

二、地下水和多孔介质的性质

地下水动力学是研究地下水在多孔介质中的运动。因此有必要先对水和多孔介质的一些基本性质作些了解。关于水的性质在水力学基础中已经谈过，这里只介绍水的状态方程和多孔介质的一些性质。

1. 地下水的状态方程

在水力学基础中曾提到，在等温条件下，有水的压缩系数

$$\beta = -\frac{1}{V} \frac{dV}{dp}$$

$$\frac{dV}{V} = -\beta dp$$

得

设初始压强 p_0 时，水的体积为 V_0 ，当压强变到 p 时，体积变为 V ，则有

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

积分得

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

改写上式，便得如下的状态方程

$$V = V_0 e^{-\beta(p-p_0)} \quad (1-1)$$

同理可得

$$\rho = \rho_0 e^{\beta(p-p_0)} \quad (1-2)$$

将式(1-1)和(1-2)中的指数项用Taylor级数展开：

$$V = V_0 \left[1 - \frac{\beta(p-p_0)}{1!} + \frac{\beta^2(p-p_0)^2}{2!} - \frac{\beta^3(p-p_0)^3}{3!} + \dots \right]$$

$$\rho = \rho_0 \left[1 + \frac{\beta(p-p_0)}{1!} + \frac{\beta^2(p-p_0)^2}{2!} + \frac{\beta^3(p-p_0)^3}{3!} + \dots \right]$$

当压强变化不大时， $\beta(p-p_0)$ 的数值小，可以忽略级数的高次项，得到如下的状态方程近似表达式

$$V = V_0 [1 - \beta(p-p_0)] \quad (1-3)$$

和

$$\rho = \rho_0 [1 + \beta(p-p_0)] \quad (1-4)$$

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

$$d\rho = -\rho \frac{dV}{V} = \rho \beta dP \quad (1-5)$$

2. 多孔介质的某些性质

(1) 多孔介质的孔隙性

所谓孔隙度是指孔隙体积和多孔介质总体积（包括孔隙体积和固体骨架所占的体积）之比。在这儿孔隙体积 V_v 是指孔隙的总体积，而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孔隙才是有意义的，和其他孔隙不相连通的孤立孔隙是无效的。对于细粒土，如一些粘性土，因为颗粒表面的结合水占据了相当一部份孔隙空间，所以对地下水运动有效的孔隙要比总的孔隙为少。我们把互连通的、不为结合水所占据的那一部分孔隙称为有效孔隙。有效孔隙体积与多孔介质总体积之比称为有效孔隙度 n_e ，即

$$n_e = \frac{(V_v)_e}{V_t} \quad (1-6)$$

式中 $(V_v)_e$ ——有效孔隙体积；

V_b ——多孔介质的总体积。

在本书以后的叙述中，孔隙度都是指有效孔隙度。

还有一种特殊类型的孔隙，称为死端孔隙。它有一端与其它孔隙连通，另一端是封闭的（图 1—1），其中的地下水是相对停滞的。因而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。因此严格说来，地下水运动所指的有效孔隙度和排水时所指的有效孔隙度（即给水度）不完全相同。

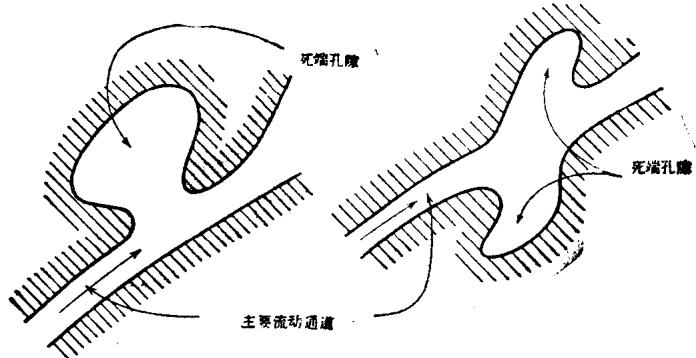


图 1—1 死端孔隙示意图
(据 J. Bear)

(2) 多孔介质的压缩性

在天然条件下，一定深度处的多孔介质，受到上覆岩层荷重的压力。设作用在该介质表面的压强为 p ，如果压强 p 增加，要引起多孔介质的压缩。有关作用于多孔介质上压强变化的原因，以后将做详细介绍。

和水的压缩系数 β 类似，可以写出多孔介质压缩系数的表达式为

$$\alpha = -\frac{1}{V_b} \frac{dV_b}{dp} \quad (1-7)$$

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 是单元体中固体骨架体积，而 V_v 为其中的孔隙体积，故

$$\frac{dV_b}{dp} = \frac{dV_s}{dp} + \frac{dV_v}{dp}$$

而

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

将其代入式 (1-7) 中，有

$$\begin{aligned} \alpha &= -\frac{1}{V_b} \frac{dV_s}{dp} - \frac{1}{V_b} \frac{dV_v}{dp} \\ &= -\frac{1-n}{V_s} \frac{dV_s}{dp} - \frac{n}{V_v} \frac{dV_v}{dp} \end{aligned}$$

令 $\alpha_s = -\frac{1}{V_s} \frac{dV_s}{dp}$ ，称为岩石有效压缩系数，表示固体颗粒本身的压缩性； $\alpha_v = -\frac{1}{V_v} \frac{dV_v}{dp}$ 。

$\frac{dV_v}{dp}$ ，称为孔隙压缩系数，表示孔隙的压缩性，则

$$\alpha = (1-n)\alpha_s + n\alpha_p \quad (1-8)$$

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

$$\alpha \approx n\alpha_p \quad (1-9)$$

三、贮水率和贮水系数的概念

下面考虑一下实际承压含水层的受力情况。为简化讨论，假设含水砂层的颗粒之间没有粘聚力。在含水层中切一水平的横截面，面积为 A 。在这个面积中，有 λA 的面积为颗粒与颗粒相接触， $(1-\lambda)A$ 为水和颗粒相接触（图1-2）。若设 $A=1$ ，按Terzaghi的观点，作用在该平面上的上覆荷重分别由颗粒（固体骨架）和水承担，即

$$\sigma = \lambda\sigma_s + (1-\lambda)p \quad (1-10)$$

式中 σ ——上覆荷重引起的总应力；

σ_s ——作用在固体颗粒上的粒间应力；

p ——水的压强，等于 γH 。

Terzaghi令 $\lambda\sigma_s = \sigma'$ 称为有效应力。因为实际上 λ 值非常小， $(1-\lambda)p \approx p$ ，于是式(1-10)化为

$$\sigma = \sigma' + p \quad (1-11)$$

根据 Newton 第三定律，作用力和反作用力相等。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

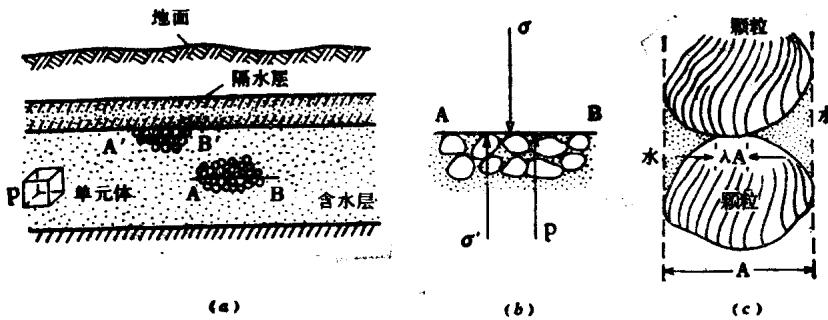


图 1-2 一个可压缩的承压含水层

(据J. Bear)

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

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。含水层本来充满了水，骨架的压缩和本身的膨胀都会引起水从含水层中释出，前者就象用手挤压充满了水的海绵会挤出水一样。

但在含水层压缩过程中，可以认为固体颗粒体积的压缩可以忽略不计，即 $(1-n)V_b =$ 常数。故有

$$\begin{aligned} d[(1-n)V_b] &= dV_b - ndV_b - V_b dn = 0 \\ (1-n)dV_b &= V_b dn \end{aligned}$$

$$\frac{dV_b}{V_b} = \frac{dn}{1-n}$$