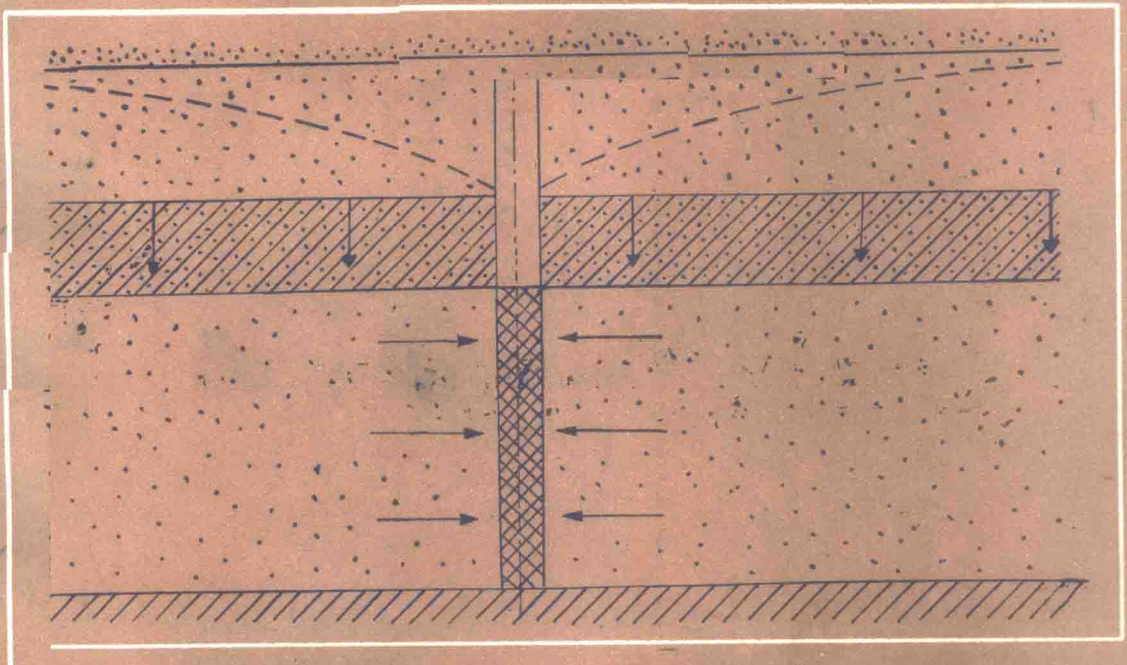


高等学校教材

地下水动力学

李俊亭 王愈吉 主编



地质出版社

高等学校教材

地下水动力学

李俊亭 王愈吉 主编

地质出版社

地质出版社

内 容 提 要

本书内容包括：渗流的基本概念和基本定律，地下水向井的非稳定运动，地下水向井的稳定运动，地下水在含水层中的运动，研究地下水运动的模拟方法，地下水运动的若干专门问题等六章；另附水力学基础知识。书末还附有用BASIC语言编写的四个计算程序及十四幅标准曲线图可供解题使用。

本书可作为高等地质院校及成人高等教育水文地质专业的教科书或参考书，也可供广大水文地质工作者及干部参考。

※ ※ ※

本书经地矿部水文地质教材编审委员会于1985年9月21日主持召开的大连审稿会议审定，同意作为高等学校教材出版。

※ ※ ※

高等学校教材

地下水动力学

李俊亭 王愈吉 主编

责任编辑：郭东屏 王肇芬

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：16³/₄ 插页：35页 字数：405,000

1987年10月北京第一版·1987年10月北京第一次印刷

印数：1—5,000册 定价：3.50元

ISBN 7-116-00010-0/P·010

统一书号：13038·教 285

前 言

《地下水动力学》一书是根据地质矿产部水文地质教材编审委员会1981年审定的高等地质院校四年制本科生课程教学大纲编写的。地下水动力学是水文地质专业的一门重要专业基础课。通过教学,将使学生掌握地下水运动的基本理论,学会初步运用这些理论分析水文地质问题,选用相应的地下水运动的数学模型对地下水进行定量分析,以及运用电子计算机处理一些简单的计算问题。为使学生能掌握好各种条件下地下水非稳定流的解析解,深刻理解其适用条件、原理和方法,教材中将稳定流作为非稳定流的特例来研究。对于一些新领域及数值模拟方法等也作了一般性介绍;本书并附有四个用BASIC语言编写的程序。水力学是学好本课程的基础知识,为此编写了大约需18个课时的水力学基础,供教学时参考。

本书的绪论及第三章由徐文铨(成都地质学院)执笔,第一章的§1、§2及水力学基础由卫迦(成都地质学院)执笔,第一章的§3~§5、第五章的§4、第六章及附录一、二由李俊亭(西安地质学院)执笔,第二章的§1~§5由王琼声(南京建筑工程学院)执笔,第二章的§6、第五章的§1~§3由薛玥祯(河北地质学院)执笔,第四章由王愈吉(成都地质学院)执笔。全书的统编工作是由李俊亭、王愈吉完成的。

在教材的编写过程中,各位编者所在单位都给予了极大的关怀和支持,使编写工作得以顺利进行并如期完成了任务。1985年9月水文地质专业教材编审委员会第四次会议对本教材进行了全面审查,提出了许多宝贵意见,统编时都作了认真考虑。西安地质学院郭东屏同志为完善教材付出了辛勤的劳动,在此一并表示感谢。

最后,感谢乔国正、赵春兰两同志在绘图、植字及缮稿中付出的劳动。

由于水平所限,书中难免有错误或不妥之处,敬请读者批评指正。

编 者

一九八六年四月

目 录

绪论	1
§ 1 地下水动力学的研究内容和方法	1
§ 2 地下水动力学的发展概况	1
第一章 渗流的基本理论	4
§ 1 渗流的基本概念	4
一、渗透与渗流	5
二、渗流的运动要素	4
三、渗流的分类	11
§ 2 渗流的基本定律	13
一、水均衡原理	14
二、渗流定律	14
§ 3 地下水在均质各向异性介质中的运动特征	19
一、主渗透系数与方向渗透系数	19
二、各向异性与流线偏转	21
§ 4 地下水在非均质各向同性介质中的运动特征	21
一、流线与非均质岩层界面斜交	22
二、流线与非均质岩层界面平行	22
三、流线垂直非均质岩层界面	23
§ 5 描述地下水运动的数学模型及解算方法	24
一、关于模型的一般概念	24
二、描述地下水运动的数学模型	25
三、数学模型的解算方法	26
第二章 地下水向井的非稳定运动	27
§ 1 无界含水层中无越流时地下水向承压完整井的运动	27
一、含水层的弹性理论	27
二、地下水向单井的运动	30
三、地下水向干扰井群的运动	47
§ 2 有界含水层中无越流时地下水向承压完整井运动	51
一、抽水井位于直线隔水边界附近	51
二、抽水井位于直线定水头边界附近	56
§ 3 无界含水层中有越流时地下水向承压完整单井的运动	59
一、不考虑弱透水层的弹性释放但补给层的水头保持不变	60
二、不考虑弱透水层弹性释放但考虑补给层的水头下降	72
三、考虑弱透水层弹性释放时的越流理论	75
§ 4 地下水向定降深承压完整井的运动	80
一、无越流定降深单井非稳定流	80

二、有越流定降深单井非稳定流	82
§ 5 地下水向承压非完整井的运动	85
§ 6 无界潜水含水层中无越流时地下水向完整单井的运动	88
一、仿泰斯公式	89
二、考虑延迟给水的博尔顿公式	92
三、考虑渗流速度垂直分量与弹性贮量的纽曼公式	106
第三章 地下水向井中的稳定运动	119
§ 1 具有圆形定水头边界的含水层中地下水向完整井的运动	119
一、地下水向承压井的运动	119
二、地下水向潜水井的运动	121
三、地下水向承压-潜水井运动	122
§ 2 无界含水层中地下水向井中的运动	123
一、地下水向完整单井的运动	124
二、地下水向非完整单井的运动	126
三、地下水向完整干扰井群运动	128
§ 3 有界含水层中地下水向完整井运动	130
一、直线定水头边界附近的井	131
二、含有定水头边界的象限含水层及带状含水层中的井	131
§ 4 井损	133
§ 5 根据稳定抽水试验资料推求井的抽水量与井中水位降深的 经验公式	134
一、直线型	134
二、抛物线型	135
三、幂函数曲线型	136
四、对数曲线型	137
第四章 地下水在含水层中的运动	142
§ 1 承压含水层中地下水运动的基本微分方程	142
一、地下水非稳定运动的基本微分方程	142
二、地下水稳定运动的基本微分方程	144
§ 2 潜水含水层中地下水运动的基本微分方程	144
一、地下水非稳定运动的基本微分方程	144
二、地下水稳定运动的基本微分方程	146
§ 3 地下水一维流微分方程的应用	146
一、承压含水层中一维流稳定运动	146
二、潜水含水层中一维流稳定运动	148
三、河间地块中潜水的稳定运动(有垂向补给及排泄时)	149
四、河渠附近地下水的非稳定运动	155
五、田面入渗区潜水的非稳定运动	165
第五章 研究地下水运动的模拟方法	168
§ 1 渗流槽模拟	168
一、渗流槽的结构	168

二、模拟试验的基本原理	168
§ 2 窄缝槽模拟	170
一、窄缝槽的结构	170
二、模拟试验的基本原理	170
§ 3 连续介质的电模拟方法	172
一、电模拟的基本原理	173
二、连续介质的电模拟	174
§ 4 数值模拟	179
一、渗流区域离散化 (以二维流为例)	179
二、基本均衡离散方程	181
三、边界条件的应用及垂向交换水量的处理	187
四、均衡离散方程的解算	188
五、数值模拟的电网络解法	190
第六章 地下水运动的若干专门问题	191
§ 1 非饱和带中水分运移的基本理论	191
一、毛管水头与非饱和流的达西定律	191
二、非饱和带水分运移的基本方程	193
三、一维非饱和流简单问题的解	194
§ 2 双重介质的渗流理论	196
一、基本均衡方程	196
二、双重介质承压含水层中地下水向完整井的非稳定运动	198
三、类达西定律	199
四、实例与分析	200
§ 3 弥散理论	201
一、弥散的基本概念	202
二、水动力弥散的弗克 (Fick) 定律	203
三、水动力弥散方程	203
四、水动力弥散方程的定解条件	206
五、简单问题的解析解	207
§ 4 均质各向异性含水层中地下水向完整井的运动	211
一、降深的计算公式及其讨论	211
二、利用等降深曲线确定含水层参数	213
附：水力学基础	214
§ 1 液流的主要物理力学性质	214
一、液体的基本特征	214
二、液体的主要物理力学性质	214
三、作用于液体上的力	217
§ 2 水静力学基础知识	218
一、静水压强及其特性	218
二、静水压强基本方程	219
三、绝对压强 相对压强 真空	220
四、位置水头 压强水头 测压管水头	221

五、压强的测量	222
六、静水压强分布图	222
§ 3 水动力学基础知识	223
一、稳定流和非稳定流	223
二、迹线与流线 元流与总流 流量与断面平均流速	224
三、稳定总流的连续性方程	225
四、稳定流的能量方程	226
§ 4 层流、紊流及其水头损失	232
一、层流、紊流及其判别	232
二、水头损失	234
附表 1 贝塞尔(柱面)函数表	236
附表 2 函数 e^x , $K_0(x)$, e^{-x} , $K_0(x)$, $W(x)$ 和 $e^{-x}W(x)$ 表	239
附录一 关于泰斯公式的推导	244
附录二 计算程序(BASIC语言)	247
主要参考文献	259
附图(标准曲线) 1—14	

绪 论

§ 1 地下水动力学的研究内容和方法

地下水动力学主要是研究地下水在孔隙含水层、裂隙含水层及喀斯特含水层中运动规律的科学。它是水文地质学的重要组成部分，为地下水的定量计算和评价提供理论依据。

随着我国社会主义建设事业的发展，地下水的合理开发、利用与管理显得日益重要。地下水动力学与水文地质学的其他组成部分配合起来，正在用来解决国民经济事业中的许多重大问题。

在大面积农业供水及城市、工矿企业供水方面，通过地下水的定量计算，确定地下水的资源、评价取水建筑物的合理布局及其生产效率，以便充分且合理地利用地下水资源，保证供水需要。

在矿山开采区、建筑基坑和土壤盐渍化、沼泽地区的疏干方面，通过地下水的定量计算，预测流入疏干区的水量，选择合理的疏干方案和防护措施，以便有效地同地下水的危害作斗争，化害为利，保证生产建设顺利进行。

在水库工程方面，通过地下水的定量计算，可以预测水库地区各部分的渗漏量，确定潜水回水对库岸地带的浸没范围和速度，以便帮助选择最佳坝址，提出有效预防措施。

在环境水文地质方面，对于出现地下水位下降、水量衰竭、水质恶化以及地面沉降的地区，通过地下水定量计算，进行动态预测、人工补给和提出合理控制地下水的方案。

根据上述国民经济事业的需要，地下水动力学着重研究地下水向井的稳定运动和非稳定运动理论及地下水在含水层中的稳定运动和非稳定运动理论。由于生产的不断发展，研究地下水运动的新领域不断开拓，如非饱和流理论、双重介质渗流理论、咸淡水界面的运移理论、弥散理论等已逐渐成为地下水动力学研究的重要内容。

地下水运动特征及规律的研究是以数学、物理学及水力学等学科的成就为基础，应用数学分析和模拟试验等一系列的研究方法进行的。由于地下水的运动发生在岩层中，同时它又是自然界整个水循环的组成部分，受到各种复杂因素和条件的影响，为此，要抓住主要矛盾将其模型化，即把在一个具体的水文地质实体中运动着的地下水流原型概化抽象为一个物理模型（水文地质模型），进而进行数学描述，构成与之相对应的数学模型。这种数学模型既要反映水文地质实体的主要特点，又要考虑到解算的可能性。求解地下水运动的数学模型，即得出相应的计算公式或数值，以资对地下水进行定量分析和评价。

§ 2 地下水动力学的发展概况

恩格斯说过：“社会一旦有技术上的需要，则这种需要就会比十所大学更能把科学推向前进。”恩格斯精辟地说明了科学的发展是依赖于生产需要并在生产实践中形成科学理

论。地下水动力学作为一门科学，是人们在利用地下水资源或者在同地下水危害作斗争的长期生产实践中所获得的丰富经验的理论总结。

在十九世纪中叶，由于法国水力事业的发展，促使法国水力学家开始研究地下水的运动特征及规律。1856年法国水力学者达西根据在砂柱中水的渗透实验，第一个总结出水在孔隙介质中运动的渗透规律，提出了渗透系数的概念。尔后，另一位法国水力学者裘布依于1857年把渗透定律进一步应用到天然含水层中，得出了著名的裘布依微分方程。1904年布西涅斯克又提出了潜水非稳定流微分方程。于是一个定律两个微分方程，作为水力学中一个独立部分发展成为地下水动力学的理论基础。

在这个基础上，十九世纪末和二十世纪初各国学者相继发展了地下水动力学理论，提出了许多具体的计算公式。例如，裘布依提出了水平埋藏含水层的潜水平面运动和地下水向完整井运动的公式；德国福尔海默提出了地下水向干扰完整井运动的理论及计算非完整井的经验公式；苏联巴甫洛夫斯基提出了地下水在倾斜含水层中的运动理论；苏联卡明斯基提出了非均质含水层中地下水的稳定运动理论，建立了潜水稳定运动的有限差分方程；苏联维里金又用汇点和汇线的概念完成了非完整井理论的研究，提出了维里金公式等等。

由于水利工程的发展，各国学者运用流体力学的方法解决了坝下、灌渠、排水渠的地下水运动的一系列问题，发展了各种计算方法和近似方法。由于石油和天然气的开发，1921年列依宾松对油、气、水的混合渗透问题作了研究，提出了地下水水力学新的方向，为石油开采作出了理论贡献。

二十世纪三十年代前的相当长一段时间内，由于生产实践的深度和广度所限，地下水开发利用的规模比较小，和天然补给量相比，开采量仅是一个很小的数值，还不足以对地下水动态造成引人注目的变化。人们往往将地下水极其缓慢的非稳定运动近似看作稳定运动来描述。因此，以裘布依公式为基础的稳定流理论发展较快。虽然非稳定流理论已提出，但发展缓慢。随着生产发展，地下水开采规模越来越大，不少地区地下水位发生明显的下降，地下水的运动呈现明显的非稳定特征。此时，稳定流理论不能描述地下水从一个状态发展到另一个状态的过程，生产实践中提出的问题再一次推动了地下水动力学向新的高度发展。在美国由于要在大面积干旱与半干旱地区发展农业，于二十世纪三十年代对地下水需求量剧增，促进了非稳定流理论的发展。1935年美国学者泰斯利用了三十年代初期温策尔和迈因策尔两位学者通过抽水试验获得的，潜水含水层和承压含水层中地下水非稳定过程分别与含水层疏干和弹性释放有关的实际材料，利用热传导方程第一次提出了实用的非稳定井流公式，即著名的泰斯公式。泰斯公式的出现使地下水动力学的发展进入了一个新的阶段，其特点是不仅把含水层视为导水层，同时也视为贮水层，是一个近似的弹性体。这就为非稳定流理论的发展奠定了基础。

1935年后，一些学者又针对各种偏离泰斯公式理想条件的情况，导出了不同条件下的新公式，扩大了泰斯公式的应用范围。五十年代，雅各布、汉图什等学者又提出了越流补给条件下的非稳定井流公式。在地下水动力学发展历史上这又是一个新的里程碑，它使人们从以往研究单一含水层的井流中解脱出来，从含水层间相互联系与相互制约中研究非稳定井流。稍后又出现了考虑潜水含水层滞后疏干效应及非完整井的非稳定流公式，使得非稳定井流公式的应用更加广泛。地下水运动的非稳定流理论，不仅可研究地下水运动状态随时间的变化过程，而且还可以把以往的稳定流理论作为非稳定流理论在某些条件下的特

例来研究。正由于此，随着生产实践和科学技术的发展，地下水非稳定流理论将会日趋发展和更符合于生产实际。

以泰斯公式为代表的非稳定流公式，难以描述非均质含水层中和复杂条件下的地下水运动规律。对于大面积空间上分布不均匀的含水层，地下水动态的预测就要求助于各种近似解。四十至六十年代，以有限差分理论为基础的近似解，主要靠模拟计算机来解算。具有代表性的有水电模拟方法、电阻-电阻模拟方法及电阻-电容模拟方法。六十年代中期以来，随着快速大容量电子计算机的出现和广泛使用，数值算法（主要是有限差分法与有限单元法）在地下水计算中得到推广，解决了非稳定流解析法计算中难以解决的复杂条件下的水文地质计算问题。可以预料，随着快速、大容量数字电子计算机的发展，尤其是微处理机的大量普及和智能机的出现，地下水动力学的发展必将有一个更新的阶段。

我国人民很早就有开发利用地下文资源的经验。尧时击壤歌“掘井而饮”，说明当时已有掘井取水的经验。远在两千年前，我国盐都自贡就有利用盐井汲取卤水的丰富经验。但是由于封建制度的长期束缚，不可能总结成系统的理论。所以，解放前我国没有地下水动力学这门学科。解放后，由于国民经济建设事业的发展，无论在开发利用地下水资源方面，还是在与地下水危害作斗争方面，作了大量的工作，取得了丰富的经验和一些理论上的成就，使地下水动力学这门学科在我国得到迅速发展。

一百多年来，地下水动力学理论虽得到了很大的发展，但是，这门学科还远远不能满足生产发展的需要。许多问题还需要进一步去研究解决，不少理论问题还需要探索和完善。如喀斯特介质中地下水运动规律问题，深层热卤水运动规律问题，黄土塬区地下水运动规律问题，非饱和带渗流理论及弥散理论问题等，有的还没有解决，有的尚未完全解决，都需要进一步研究。

第一章 渗流的基本理论

§ 1 渗流的基本概念

一、渗透与渗流

地下水在空隙介质的空隙中运动，空隙介质是指由固体骨架和相互沟通的孔隙或裂隙（包括溶蚀裂隙等）两部分组成的整体。地下水受重力作用在空隙介质中的运动称为渗透。

图 1-1a, b 分别表示在孔隙及裂隙中的地下水运动。显而易见，地下水在空隙介质中的实际运动极其复杂，这是由空隙介质结构的复杂性所决定的。由于固体骨架排列的随机性，因而造成空隙大小、形状、延伸方向及相互排列等没有一定的规律，致使不仅在不同的空隙中地下水的运动方向、运动速度大小频繁改变，就是在同一空隙的不同部位处，水的运动速度亦不同，距固体骨架较远处水流比距骨架较近处水流具有较大的运动速度（图 1-1c）。

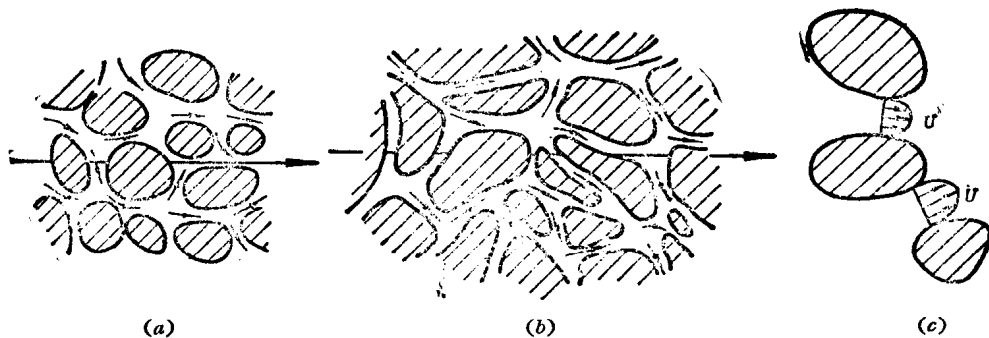


图 1-1 地下水在空隙介质中的运动

针对这种极其复杂的地下水运动，在地下水动力学中一般可采用两种研究方法。一种是研究微观情况下的运动，即研究地下水在以空隙介质的骨架为边界孔隙或裂隙中的运动。由于空隙介质的结构具有随机性，所以用统计平均方法来确定地下水运动的宏观规律性。另一种是从宏观角度出发，采用实验及数学分析方法，对大量微观运动进行宏观研究，得出各种运动条件下地下水运动的基本定律。在研究地下水运动时，由于后一种方法简单且有效，所以常被采用。

采用后一种方法研究地下水运动，首先对实际地下水流进行概化，即：（1）不考虑骨架，认为空隙及骨架所占的空间全都可为水流所充满；（2）不考虑地下水实际运动途径的迂回曲折、运动方向多变，只考虑运动的总体方向（它在图 1-1a, b 中是用粗矢量线表示的）。把这种概化了的假想水流称为渗流。通过对渗流的研究达到研究实际地下水运动的目的。

为了使渗流能正确地反映实际地下水流特征，渗流必须满足下述条件：

(1) 通过任一过水断面（与渗流运动方向垂直的含水层断面）的渗流量等于通过该断面的实际水流的流量；

(2) 作用于任一面积上的渗流压力或压强等于作用于该面积上的实际水流的渗透压力或压强；

(3) 渗流通过任一体积所受到的阻力与实际水流通过该体积所受到的阻力相等。

为了满足上述三个条件，要求渗流场（渗流运动所占据的空间）的边界条件与实际水流所占区域的边界条件相同。

由于渗流在渗流场内是连续的，因而表征渗流特征的一些物理量，如渗流压强、渗流速度等应是渗流场空间坐标的连续函数，从而可以运用数学分析这一有力的工具来研究渗流问题。

在符合上述条件时，渗流与实际地下水流有何不同呢？

如果在渗流场中取一过水断面，面积为 ω ，其中的空隙面积为 ω' 。通过 ω' 的实际地下水流的流量为 Q ，则地下水运动的实际速度（系指断面 ω' 上的平均值）

$$U = \frac{Q}{\omega'} \quad (1-1)$$

而渗流速度（系指断面 ω 上的平均值）

$$V = \frac{Q}{\omega} \quad (1-2)$$

因而

$$V = \frac{\omega'}{\omega} U$$

当空隙分布均匀时，断面上空隙面积与断面面积之比应等于介质的空隙体积 v' 与介质体积 v 之比，也就是等于空隙率。即

$$\frac{\omega'}{\omega} = \frac{v'}{v} = n$$

故

$$V = nU \quad (1-3)$$

由于 $n \ll 1$ ，所以 $U \gg V$ ，地下水运动的实际速度总是大于其渗流速度。

应该指出，在地下水动力学中，空隙率是指有效空隙率。

现将渗流与实际水流的对比列于表1-1中。

二、渗流的运动要素

渗流的运动要素是指描述渗流场中渗流运动特征的物理量，如渗流速度、渗流量、渗流压强、水头、水力坡度等。它们是时间和空间的连续函数。

(一) 渗流量及渗流速度

过水断面系含水层断面，它既包括空隙也包括固体骨架所占据的面积，常用 ω 表示。由于渗流的边界条件不同，过水断面可以是平面，也可以是曲面。

把单位时间通过过水断面的水量称为通过该过水断面的渗流量，简称流量，用 Q 表示。常用单位为 m^3/d 或 L/s 。

把通过单位过水断面的流量称为渗流速度，即

$$V = \frac{Q}{\omega} \quad (1-4)$$

表 1-1 渗流与实际水流对比

对比项目 水流类型	水流运动特征图	过水断面	流向	流量	速度	压强	水头	两断面间水流阻力所产生的水头损失
实际水流		ω'	渗透场内各点处的水流运动方向可不同, 但具有一个总的运动方向	Q	各点处的水流实际速度不等, 断面 ω' 上的平均值为 $U = \frac{Q}{\omega'}$	$\frac{p}{\gamma}$	H	ΔH
渗流		ω	与渗流速度的方向一致	Q	断面 ω 上的平均值为 $v = \frac{Q}{\omega}$	$\frac{p}{\gamma}$	H	ΔH
二者关系	在相同的边界条件下, 渗流在整个渗流场中运动, 实际水流在空隙介质的空隙中运动	$\frac{\omega'}{\omega} = n$	渗流的运动方向与实际水流的总的运动方向一致	相等	$v = nU$ ($U > v$)	相等	相等	相等

(二) 渗流压强、水头与水力坡度

在实验室中常采用测压管来测量渗流压强。测压管一端开口向上, 另一端置于测量点 (如A) 处 (图1-2) 当作用于A点上的渗流压强 (p) 大于大气压强 (p_a) 时, 则在此二压强差的作用下, 地下水自A点沿测压管上升到某一高度 h_n , 此水柱高正好与上述压强差平衡。其关系式如下

$$p - p_a = \gamma h_n \quad (1-5)$$

令
$$p' = \gamma h_n \quad (1-5')$$

则
$$h_n = \frac{p'}{\gamma} \quad (1-5'')$$

式中 γ ——水的重率;

$p' = p - p_a$ ——作用于A点的相对压强;

h_n ——自A点到其测压管水面的垂直距离, 称为测压管高度或测压高度。

由式 (1-5) 可见, 作用于渗流中任一点A上的渗流压强 (p) 等于作用于A点的测压管水面上的大气压强 (p_a) 与由A点到其测压管水面间水柱高度的重量所产生的压强 (γh_n) 之和。

测压高度测量了相应点的相对压强。地下水动力学在研究地下水的运动时, 关心的是

相对压强，很少遇到绝对压强问题。因而习惯上不考虑大气压强（即把大气压强作为参考点），把相对压强就称为渗流压强，把 p' 就书写为 p ，即

$$p = \gamma h_n \quad (1-5''')$$

$$h_n = \frac{p}{\gamma} \quad (1-5''''')$$

如果选定 0—0 水平面作为基准面，测压管中水面至该基准面的距离称为测压水头，通常用 H_n 表示（图 1-2）。显然，渗流场内任一点的测压水头是此点的测压高度（ h_n ）与此点到基准面的距离（ z ）之和。即

$$H_n = z + h_n \quad (1-6)$$

$$H_n = z + \frac{p}{\gamma} \quad (1-6')$$

称 z 为位置水头， $z + \frac{p}{\gamma}$ 为测压水头。

取质量为 m 的液体，其重心位置相对于基准面 0—0 的高度为 z 。该液体的位能应为 mgz （ g 为重力加速度），单位重量液体所具有的位能为 $\frac{mgz}{mg} = z$ 。由此可见，位置水头 z 代表单位重量液体所具有的位能，简称单位位能。

质量为 m 的液体在相对压强 p 的作用下，沿测压管上升了 $h_n = \frac{p}{\gamma}$ 的高度，这样就把压能全部转换成位能。重量为 mg 的液体所具有的压能为 $mg \frac{p}{\gamma}$ ，则单位重量液体所具有的压能为 $mg \frac{p}{\gamma} / mg = \frac{p}{\gamma}$ 。可见， $\frac{p}{\gamma}$ 代表单位重量液体所具有的压能，简称为单位压能。

单位位能与单位压能之和为单位势能，即单位重量液体所具有的势能。为方便起见，通常将“单位”二字省略，就称 z 为位能， $\frac{p}{\gamma}$ 为压能， $z + \frac{p}{\gamma}$ 为势能。

应当指出，上述测压高度、测压水头等概念对于静止液体（如地下水盆地中处于相对静止状态的地下水）也是适用的。

从理论上讲，应该用总水头值表示地下水在某处所具有的能量。现在水流运动途径上取过水断面 1 与 2，根据伯诺里能量方程有

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{U_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{U_2^2}{2g} + h_{w_{1-2}} \quad (1-7)$$

$$H_1 = H_2 + h_{w_{1-2}} \quad (1-7')$$

$$\text{或} \quad z + \frac{p}{\gamma} + \frac{U^2}{2g} + h_w = H + h_w = C \quad (\text{常数}) \quad (1-7'')$$

式中 H ——总水头值；

U ——水流的实际速度；

g ——重力加速度；

$h_{w_{1-2}}$ ——1、2 两断面间由于水流克服阻力导致的水头损失（主要转换成热能）；其

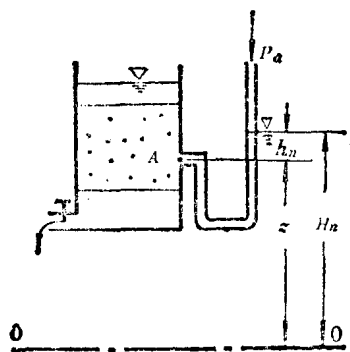


图 1-2

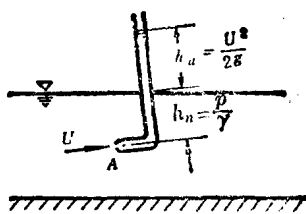


图 1-3 水流运动中的动能示意图

他符号意义同前。

现在对总水头中的 $\frac{U^2}{2g}$ 作如下讨论。

若在液体的实际速度为 U 的 A 点处置放一开口迎着液体运动方向的弯管（见图1-3），则在 A 点处质量为 m 的液体具有动能为 $\frac{mU^2}{2}$ 。在该动能作用下，质量为 m 的液体沿弯管上升了 h_n 高度（从液面算起）。这时，全部动能转换成为势能。即

$$\frac{mU^2}{2} = mgh_n$$

于是

$$h_n = \frac{U^2}{2g} \quad (1-8)$$

由该式看出， h_n 是由液体的运动速度产生的水头高度，所以称为流速水头。从能量意义上可以这样理解：质量为 m 的液体具有动能等于 $\frac{mU^2}{2}$ ，因而单位重量液体所具有的动能

应为 $\frac{mU^2}{2} / (mg) = \frac{U^2}{2g}$ 。故称 $\frac{U^2}{2g}$ 为单位动能或动能。

这样，根据伯诺里能量方程得出任一点处液体的总水头

$$H = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{U^2}{2g} \quad (1-9)$$

它是测压水头与流速水头之和。从能量意义上理解是势能与动能之和，是单位重量液体具有的总机械能或简称总机械能。

地下水在含水层中的实际速度很小。例如，当上、下游水头形成较大的水力坡度 ($J=0.1$) 时，用指示剂测出渗流槽中中砂内水的实际速度 $U \approx 1 \text{ m/d} = 0.028 \text{ cm/s}$ ，则流速水头

$h_n = \frac{U^2}{2g} = 3.9 \times 10^{-7} \text{ cm}$ 。这是一个相当小的值。天然条件下地下水的流速水头还要小得多。即或是在井、渠附近抽、排水，地下水水力坡度较大时，流速水头与测压水头相比仍然是无法测得的微小数值。因而在研究地下水运动时，流速水头可略而不计。即对渗流来说，伯诺里方程可写成

$$z_1 + \frac{\phi_1}{\gamma} = z_2 + \frac{\phi_2}{\gamma} + h_{w_{1-2}} \quad (1-10)$$

$$H_1 = H_2 + h_{w_{1-2}} \quad (1-10')$$

或
$$z + \frac{\phi}{\gamma} + h_w = H + h_w = C \quad (1-10'')$$

地下水的总水头近似等于测压水头，通常将二者不加区别，均称水头，统用 H 表示，则

$$H = z + \frac{\phi}{\gamma} \quad (1-11)$$

在地下水沿流程运动过程中要不断克服阻力，不断地消耗机械能。而机械能是用水头来表征的，因此，沿流程地下水的水头线是一条水头值不断减小的降落曲线。

我们通常用水力坡度来描述水头（机械能）的变化特征。

渗流中某点的水力坡度定义为渗流通过该点单位渗流途径长度上的水头损失（图1-4），即

$$J = -\frac{dH}{dL} \quad (1-12)$$

由于随着渗流途径增加，水头值减小，则水头值增量 dH 沿渗流运动方向为负值。习惯上规定水力坡度为正值，所以在式（1-12）等号右侧加一负号。显然水力坡度是一个无量纲值。

如果相距为 dL 的两过水断面可以认为是相互平行的平面时（图1-5），则上述水力坡度值代表断面上所有点的水力坡度值，也就是断面1的水力坡度值。

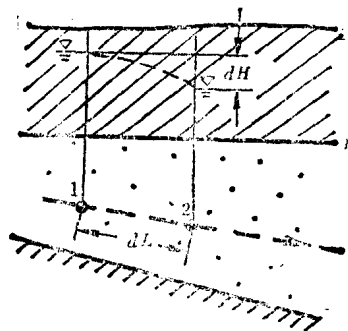


图 1-4

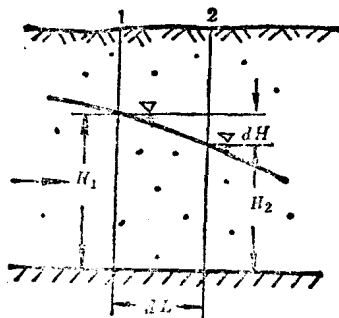


图 1-5

（三）流线、等水头线与流网

为了对每一瞬时渗流运动特征得到一个清晰图象，我们引入流线概念。假如在某一瞬时 t ，观察渗流场内不同点处的渗流，它们的运动方向及速度大小一般都不相同。如果在任一瞬时渗流速度向量都能确定，就可以绘出该瞬时的流线图形。

1. 流线

流线是在给定时刻、于渗流场中绘制的一些曲线，曲线上各点处的渗流速度向量均与该点处的曲线相切（图1-6）。因而流线其上任一点处表征出渗流的运动方向。

根据流线的定义可知，同一瞬间各流线不能相交，即通过任一点处的流线只能有一