

地下水 水文学原理

■ 余钟波 黄 勇 著
■ Franklin W. Schwartz

 科学出版社
www.sciencep.com

地下水水文学原理

余钟波 黄 勇
Franklin W. Schwartz 著

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书主要包括地下水流运动规律和污染物运移特征两部分内容,详细地介绍了含水层介质的特性、地下水在饱和带和非饱和带中的运移规律、水文地质试验及应用、地下水运动数值模拟方法和水文地质参数反分析。对于区域地下水流系统,着重探讨了地下水与地表水、咸淡水的相互作用规律以及水资源的开发和管理。污染物运移方面主要阐述了地下水中的化学反应规律、多相流中的污染物问题和污染物运移的解析和数值方法等。

本书可供水文水资源与环境学科、地质工程、水利、土木、交通和石油等学科的科研人员、大学教师和相关专业的本科和研究生,以及从事水资源管理专业的技术人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

地下水水文学原理/余钟波等著. —北京:科学出版社,2008
ISBN 978-7-03-021524-6

I. 地… II. 余… III. 地下水水文学 IV. P641.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 043283 号

责任编辑:吴凡洁 王向珍/责任校对:朱光光
责任印制:刘士平/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>

源海印刷有限责任公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2008年6月第一版 开本:B5(720×1000)

2008年6月第一次印刷 印张:17 1/4

印数:1—2 500 字数:333 900

定价:50.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换〈路通〉)

前 言

经济的迅猛发展、城市的大规模扩建和人口的不断增长都大大加重了对水资源的需求。然而,气候变化和人类活动对水循环过程的影响,导致了水资源的分布不均、水污染严重以及水资源短缺,而这些严重影响着经济发展和人们生活。如何有效地利用水资源,特别是地下水资源以及地表水一直受到人们的关注。相对地表水而言,地下水资源丰富,但开采又常引发一些环境问题,如地面沉降、塌陷、土地沙化和水污染等。因此,很有必要对水循环的过程、含水层特性和地下水运动规律及污染物迁移特征加以理解和认识,以助于水资源的评价和合理调度,有效地防止地质灾害的发生。地下水水文学是对地下水的基本理论、地下水中的化学反应和污染物迁移规律进行阐述,对其参数的计算方法、实际应用以及水流和污染物迁移模拟的解析和数值方法予以讨论的学科。它对做好水资源的科学评价、合理调度以及污染物的监测和治理工作,促进水资源的可持续发展,具有重要的理论和实际意义。

本书作者之一余钟波,长期从事水文学及水资源方面的教学和科研工作,教授的课程主要有“水文地质学”、“水文地球化学”、“水文学和水力学原理”、“非饱和带水文学”和“分布式水文学”。他对大气-陆面-水文过程的耦合以及地下水和地表水的交互机理有着很深的研究,并在平时的教学和科研中积累了丰富的经验。本书是通过对课程教学讲义的整理、加工和提炼以及科研中对实际问题的思考、分析和解决撰写而成。本书作者之一黄勇主要对地下水运动的数值模拟方法和参数反分析,以及裂隙岩体中水流和污染物迁移规律进行深入的研究,并取得了一些研究成果。本书结合作者多年的研究和体会,既注重介绍地下水的基本概念、原理和方法,又注重理论和方法的实际应用。希望本书的出版和发行对水资源的评价和水污染等问题的研究能够起到促进作用。

本书共分为10章,第1章主要介绍与水循环有关的基本要素、各个水文过程的计算方法和数学描述。第2章主要阐述了含水层介质的特性,包括孔隙性、渗透性、非均质性、压缩性、导水性和储水性等。第3章介绍了地下水中的质量守恒定律、饱和地下水流运动控制方程的推导、裂隙岩体和非饱和带中的水流运动规律。第4章详细介绍了基于水文地质试验的多种参数求解方法及试验的现场应用。第5章阐述了区域、中间、局部水流系统的关系,地下水补给排泄关系,地下水和地表水的相互作用以及咸淡水的关系,最后讨论了水资源的开发和管理。第6章主要介绍了地下水运动模拟的有限差分法、有限单元法和特征有限元法。第7章综述

了水文地质参数反分析的原理、求解方法及其实际应用。第 8 章描述了地下水中的主要化学反应类型和碳酸盐平衡以及同位素水文学原理。第 9 章描述了地下水中污染物运移的过程、多相流中污染物问题以及污染物的监测和修复方法。第 10 章主要讨论了模拟污染物运移过程的解析解和数值解。

本书第 1 章、第 2 章、第 5 章和第 10 章由余钟波撰写,第 3 章、第 4 章、第 8 章和第 9 章由余钟波和黄勇撰写,第 6 章和第 7 章由黄勇撰写。全书由余钟波和 Schwartz 统稿、定稿。

本书的研究工作得到了教育部创新团队发展计划项目“大气-陆面-水文过程耦合机理研究”的资助。

由于地下水问题的复杂性,相关的理论和实际问题还有待进一步研究,我们相信在不久的将来许多研究成果会不断得到充实。由于作者水平有限,书中难免有不足之处,敬请广大读者专家批评指正。

作 者

2007 年 12 月

目 录

前言

第 1 章 水资源与水循环	1
1.1 水资源	1
1.2 水文学和水文地质学	3
1.2.1 水文学和水文地质学概念	3
1.2.2 水文地质学发展简史	3
1.2.3 水文地质学与其他地质学科的联系	4
1.3 水循环	4
1.4 与水循环有关的要素	5
1.4.1 降水	5
1.4.2 蒸发和蒸腾	7
1.4.3 融雪	9
1.4.4 入渗和径流	10
1.4.5 河川径流与基流	11
1.5 水文过程	14
第 2 章 含水层介质的特性	15
2.1 岩土体的孔隙性	15
2.1.1 孔隙度和有效孔隙度	15
2.1.2 沉积岩的孔隙性	16
2.1.3 火山岩和变质岩的孔隙性	17
2.2 渗透率和渗透系数	17
2.2.1 Darcy 试验	17
2.2.2 岩体的渗透系数和渗透率	20
2.2.3 渗透系数的测定	21
2.2.4 各向异性材料的 Darcy 方程	24
2.3 含水层类型及其非均质性	25
2.3.1 含水层的类型和特点	25
2.3.2 非均质介质中的渗透系数的确定	26
2.4 压缩性和有效应力	28
2.4.1 水的压缩性	28
2.4.2 Terzaghi 有效应力和岩体基质的压缩性	29

2.4.3	含水层的导水系数和储水系数	33
2.4.4	给水度和持水度	33
第3章	地下水流运动的基本规律	35
3.1	饱和带中的地下水流运动方程	35
3.1.1	质量守恒定律	35
3.1.2	承压含水层的水流控制方程	36
3.1.3	潜水含水层的水流控制方程	38
3.1.4	越流含水层的水流控制方程	40
3.2	流线和流网	41
3.2.1	流线	42
3.2.2	流网	42
3.3	裂隙岩体中的地下水流	43
3.3.1	典型单元体与尺度效应	43
3.3.2	单裂隙和网络裂隙中的水流运动规律	45
3.3.3	裂隙岩体渗透张量	49
3.4	非饱和带水流运动规律	50
3.4.1	非饱和带水流的基本概念	50
3.4.2	毛细现象	52
3.4.3	土壤水及其特征曲线	53
3.4.4	非饱和水流运动控制方程	56
第4章	水文地质试验模型方法及应用	57
4.1	水文地质试验的原型地质模型	57
4.2	常规的水文地质试验步骤和方法	59
4.2.1	Theis 非稳定流抽水试验法	59
4.2.2	Jacob 直线求解法	64
4.2.3	水位恢复法	66
4.2.4	Hantush-Jacob 越流含水层法	67
4.3	单孔试验	71
4.3.1	定流量抽水试验	71
4.3.2	定水头试验	72
4.3.3	微水试验	72
4.3.4	多次降深抽水试验	76
4.3.5	非完整井流问题	78
4.4	群孔抽水试验和叠加原理	80
4.5	水文地质试验的现场应用	81

4.5.1	含水层试验设计	81
4.5.2	基坑降水试验设计	82
第5章	区域地下水流系统及水资源	85
5.1	地下水流盆地	85
5.1.1	区域地下水流的数学分析	86
5.1.2	盆地地质特性对地下水流的影响	89
5.2	补给和排泄	92
5.2.1	补给	92
5.2.2	排泄	94
5.3	地下水和地表水的相互作用	96
5.4	淡水和咸水的相互作用	98
5.4.1	概述	98
5.4.2	淡水和咸水相互作用的基本理论	99
5.5	地下水资源的开发和管理	103
5.5.1	天然含水层的动态平衡	103
5.5.2	地下水均衡	104
5.5.3	地下水资源管理的策略	104
第6章	地下水运动数值模拟方法	110
6.1	概述	110
6.2	有限差分法	111
6.2.1	稳定流问题(拉普拉斯方程)的有限差分法	112
6.2.2	稳定流问题(泊松方程)的有限差分法	114
6.2.3	非稳定流问题的有限差分法	115
6.2.4	边界条件	119
6.2.5	有限差分模拟软件(MODFLOW)介绍	122
6.3	有限单元法	126
6.3.1	稳定流问题的有限单元法	126
6.3.2	非稳定流问题的有限单元法	134
6.4	特征有限元法	140
6.4.1	特征有限元原理	140
6.4.2	特征点 p 与单元网格的关系	143
第7章	水文地质模型参数反分析	145
7.1	概述	145
7.2	模型误差来源	146
7.2.1	水头误差	146

7.2.2	流量误差	147
7.3	模型参数反演的适定性和方法	147
7.3.1	参数反问题的适定性	149
7.3.2	试错法	150
7.3.3	参数自动寻优法	150
7.4	目标函数	166
7.5	参数敏感性分析、模型验证及预测	169
7.6	遗传算法在反演水文地质参数中的应用	170
第8章	地下水化学和水质特征	174
8.1	地下水中的化学组分	174
8.2	水中的化学反应类型	176
8.2.1	同离子效应	178
8.2.2	离子交换	178
8.2.3	酸碱反应	179
8.2.4	溶解与沉淀	182
8.2.5	氧化-还原反应	184
8.2.6	表面反应	187
8.2.7	络合反应	190
8.3	碳酸盐平衡	192
8.3.1	碳酸盐反应	192
8.3.2	一定 CO_2 分压作用下的碳酸盐平衡	194
8.4	同位素水文学	195
8.4.1	稳定同位素	195
8.4.2	放射性衰减	197
8.4.3	放射性同位素的测龄	198
8.5	水化学分析结果	199
8.5.1	Piper 三线图	200
8.5.2	饼图	201
8.5.3	Stiff 模式	202
8.5.4	Schoeller 半对数图	203
第9章	地下水中的污染物	204
9.1	污染物运移的过程	204
9.1.1	对流	204
9.1.2	扩散	205
9.1.3	延迟	207

9.1.4 弥散	209
9.2 地下水污染和示踪试验	216
9.2.1 污染物类型	217
9.2.2 示踪剂和示踪剂试验	219
9.3 多相流中污染物问题	222
9.3.1 基本概念	222
9.3.2 LNAPL 和 DNAPL 污染	226
9.4 地下水中污染物监测方法和修复	231
9.4.1 污染物间接监测方法	231
9.4.2 修复方法	233
第 10 章 地下水中污染物运移模拟	239
10.1 溶质运移方程	239
10.1.1 对流-扩散方程	239
10.1.2 对流-弥散方程	240
10.1.3 对流-弥散-反应方程	242
10.2 溶质运移方程的解析解	245
10.2.1 一维溶质运移方程的解析解	245
10.2.2 三维溶质运移方程的解析解	252
10.3 溶质运移方程的数值解	254
10.3.1 边界和初始条件	254
10.3.2 数值解	256
参考文献	258

第 1 章 水资源与水循环

1.1 水资源

据统计,地球上水资源的总量约为 $1.4 \times 10^9 \text{ km}^3$,其中淡水只占总水量的 2.53%,且主要分布在南北两极的冰雪中。目前人类可以直接利用的只有地下淡水、湖泊淡水和河流水,总和约占地球总水量的 0.77%,除去不能开采的深层地下水,人类实际能够利用的水只占地球上总水量的 0.2%左右。表 1.1 显示了各水体体积和占总水量的百分数。

表 1.1 地球上各类水体的分布

水体类别	海洋	冰川	地下水	地表水	土壤水	大气水	生物体内水
水体体积/ 10^4 km^3	132000	2919.75	841.98	12.22	6.79	1.36	0.68
百分数/%	97.2	2.15	0.62	0.009	0.005	0.001	0.0005

我国的水资源比较丰富,但水资源的开发和利用也面临一些问题,具有以下特点。

1) 总量多,人均少

我国水资源总量约 $2.8124 \times 10^{12} \text{ m}^3$,其中地下水约 $8.7 \times 10^{11} \text{ m}^3$,水资源人均 2700 m^3 ,是世界人均占有量的 25%,居世界第 88 位,占世界径流资源总量的 6%。我国的淡水占全球的 8%,人均占有量是世界人均占有量的 30%。1993 年全国取水量(淡水)为 $5.255 \times 10^{11} \text{ m}^3$,占世界年取水量的 12%,比美国 1995 年淡水取水量 $4.7 \times 10^{11} \text{ m}^3$ 还高。由于人口众多,目前我国人均水资源占有量为 2500 m^3 ,排名百位之后,被列为世界上几个人均水资源贫乏的国家之一。

2) 水资源区域分布不均

我国属于季风气候,水资源时空分布不均匀,南北自然环境差异大,水资源总的分布趋势是东南多、西北少,由东南向西北逐渐递减。全国淡水资源中,黑龙江、辽河、海滦河、黄河、淮河及内陆诸河等北方七片总计 $5.493 \times 10^{11} \text{ m}^3$,长江流域为 $9.6 \times 10^{11} \text{ m}^3$,珠江流域为 $4.739 \times 10^{11} \text{ m}^3$,浙、闽、台诸河为 $2.714 \times 10^{11} \text{ m}^3$,西南诸河为 $4.648 \times 10^{11} \text{ m}^3$,南方四片合计为 $4.701 \times 10^{11} \text{ m}^3$ 。南方多数地区年降水量大于 800mm,北方及西北地区中大多数地方降水量少于 400mm,新疆的塔里木盆地、吐鲁番盆地和青海的柴达木盆地中部,年降水量不足 25mm。特别是近年来,城市人口剧增,生态环境恶化,工农业用水技术落后,浪费严重,水源污染,更使原

本贫乏的水“雪上加霜”，成为国家经济建设发展的“瓶颈”。

3) 年内、年际变化大

我国降水受季风气候影响，年内变化很大，一般长江以南(3~6月或4~7月)的降水量约占全年的60%，长江以北(6~9月)的降水量常常占全年的80%，冬春缺少雨雪。北方干旱、半干旱地区的降水量往往出现在一两次历时很短的暴雨中。由于降水量过于集中，大量降水得不到充分利用，使可用水量大大减少。

4) 水污染严重

以1996年为例，全国工业废水排放量为 2.059×10^{10} t，预计生活污水的排放量在 1.5×10^{10} t左右。由于污水处理进展缓慢，达标排放率不高，我国的江河湖库水域普遍受到不同程度的污染，除少数水系支流和部分内陆河流外，水污染总体上呈加重趋势，城市河段中78%不适宜做饮用水源，五类水质以下的占58%。50%的城市地下水受到污染，湖泊普遍受到总磷、总氮和有机污染，富营养化、耗氧有机物污染问题严重。

5) 河流含沙量大

我国平均每年被河流带走的泥沙约 3.5×10^9 t，年平均输沙量大于 1.000×10^7 t的河流有115条，其中以黄河为最。黄河多年平均输沙量为 1.6×10^9 t，黄河水平均含沙量为 37.6 kg/m^3 ，居世界之冠；长江水含沙量也有增无减，以致有人警告要保护长江流域植被，否则长江有成为第二条黄河的危险。河流含沙量大会造成湖库淤积、河道淤塞，使水利设施寿命降低，洪灾频繁，同时泥沙也会加重水污染。1998年长江洪灾原因中就有上游植被破坏、水土流失和中游河道、湖泊泥沙淤积等因素。

6) 水资源利用率低，浪费严重

目前全国水的利用系数仅0.3左右，水的重复利用率约50%，农业用水由于灌溉工程的老化以及灌溉技术落后等原因，利用率不到40%，与发达国家的80%相比差距太大。研究表明，黄河近年来的严重断流问题除了流域降水量偏少外，更重要的原因就是沿黄河地区春灌用量大幅度增加，用水浪费。

7) 地下水开采过量

由于地下水具有水质好、温差小、提取易、费用低等特点，加上用水量增加等原因，人们常会超量抽取地下水，以致抽取的水量远远大于它的自然补给量，造成含水层中地下水的衰竭，引发地面沉降以及海水入侵和地下水污染等恶果。如我国苏州市区近30年内最大沉降量达1.02m，上海、天津等城市也都发生了地面下沉问题，有些地方还造成了建筑物的严重损毁问题。地下水过量开采往往形成恶性循环，一方面，过度开采破坏含水层，使含水层供水能力下降；另一方面，人们为了满足需要还要进一步加大开采量，从而使开采量与可供水量之间的差距加大，破坏加剧，最终引起严重的生态退化。

1.2 水文学和水文地质学

1.2.1 水文学和水文地质学概念

水文学(hydrology)是研究水的科学。广义上讲,它是研究地球上水的存在、分布、运动和化学特征的学科。

水文地质学(hydrogeology)是研究地下水的数量和质量随空间和时间变化的规律,以及合理利用地下水或防治其危害的学科。有时也常用地质水文学来代替水文地质学这个概念,不过地质水文学更多的是描述与地下水文学有关的工程。

1.2.2 水文地质学发展简史

1) 1960年以前的水文地质学^[1]

人们早在远古时代就已打井取水,中国已知最古老的水井是距今约5700年的浙江余姚河姆渡古文化遗址水井。古波斯时期在德黑兰附近修建了坎儿井,最长达26km,最深达150m。约公元前250年,在中国四川,为采地下卤水开凿了深达百米以上的自流井。中国汉代凿龙首渠是一种井、渠结合的取水建筑物。法国帕利西、中国徐光启和法国马略特先后指出了井泉水来源于大气降水或河水入渗。马略特还提出了含水层与隔水层的概念。

1856年,法国水力工程师Darcy,进行了水通过砂的渗透试验,得出线性渗透定律,即著名的Darcy定律,奠定了水文地质学的基础。1863年,法国Dupuit以Darcy定律为基础,提出计算潜水流假设和地下水流向井的稳定流公式。1885年,英国的Chamberlin确定了自流井出现的地质条件。1889年,Slichter做了一些地下水流方面的理论工作。

19世纪末20世纪初,对地下水起源又提出了一些新的学说。奥地利Suess于1902年提出了初生说,美国Lane、Gorden和俄国Andrusov在1908年分别提出在自然界中存在与沉积岩同时生成的沉积水。1912年德国Keilhock提出地下水和泉的分类,总结了地下水的埋藏特征和排泄条件;美国Meinzer于1928年提出了承压含水层的压缩性和弹性。这些为水文地质学的形成作出了重要贡献。

Theis于1935年利用地下水非稳定流与热传导的相似性,得出了地下水流向水井的非稳定流公式即Theis公式,把地下水定量计算推进到了一个新阶段。另外两个主要贡献来自于Hubbert和Jacob,Hubbert出版了一本关于地下水流动理论方面的书,该书的重点不是在抽水井附近非稳定流的小尺度上,而是集中研究大尺度地质盆地中的天然地下水流,由于那个时代非稳定井流理论占绝对优势,因此他的研究直到20世纪60年代初才得到重视。1946年起,Jacob和Hantush等论述了孔隙承压含水层的越流现象。

2) 1960 年以后的水文地质学

20 世纪 60 年代以后的水文地质学发展主要集中在三个方面:数值方法、热运移和由污染物运移引起的环境问题。电子计算机技术的出现,使得以前用解析求解的问题能够很容易地用数值方法模拟,并处理更加复杂的水文地质问题。70 年代早期,水文地质学家的重点主要集中在热流和地热能的运移方面,以及核废料存储带来的热污染等问题。70 年代中期,对地下水中污染物的运移和开采地下水引起的环境变化,引起广泛的重视。

1.2.3 水文地质学与其他地质学科的联系

地下水的形成和分布与地质环境有密切联系。水文地质学以地质学为基础,同时又与岩石学、构造地质学、地史学、地貌学、第四纪地质学、地球化学等学科关系密切,工程地质学与水文地质学是同时相应发展起来的,因此两者有不少内容相互交叉。

1.3 水 循 环

水循环(hydrologic cycle)是指地球上的水从海洋经大气和陆地运输,又回到海洋的水文过程。由于大气、生物和岩石中的水也参加了这一循环过程,因此水循环也涉及大气圈、生物圈和岩石圈。水循环的主要路径为海洋、河流和湖泊的水经蒸发作用进入大气中,水蒸气经大气循环的运输最终以雨或雪的形式降落到陆地、湖泊、河流和海洋。降落到陆地上的水,其中一部分很快蒸发掉,一些则以地表径流的形式进入河流和湖泊,其他的入渗到地下。进入土壤中的水,一部分以植物蒸腾的形式进入大气中,另一部分通过地下径流回到地表(图 1.1)。

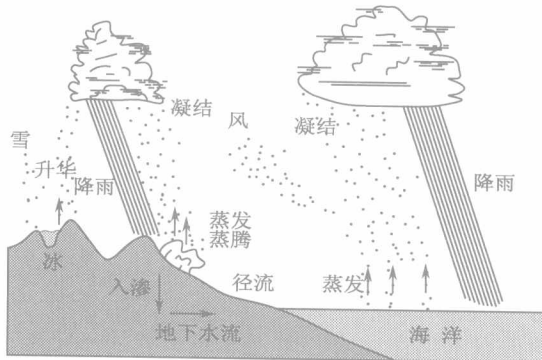


图 1.1 水循环示意图

水循环描述了水流是如何流进和流出不同区域的,在每一区域内,能够应用下

面的平衡方程来解释水量的变化,即

$$\text{流进的水量} - \text{流出的水量} = \text{水储量变化} \quad (1.1)$$

式(1.1)为水量平衡方程,平衡意味着进入水循环中的水既不会增加也不会减少。该方程既可以用于全球尺度(区域尺度),也可用于盆地尺度(局部尺度)。就全球尺度而言,水量平衡方程能够用在三个区域:大气、陆地(包括地表和地下)和海洋区域。如在陆地区域的水量平衡方程可表示为

$$P - E - T - R_0 = \Delta S \quad (1.2)$$

式中, P 为陆地上的降水; E 为陆地表面的蒸发; T 为陆地表面的植物蒸腾; R_0 为从陆地到海洋的流出水量; ΔS 为地表和地下的水储量变化。

1.4 与水循环有关的要素

1.4.1 降水

降水(precipitation)是一种常见的水文现象,它的形成必须满足四个条件:①潮湿的空气必须达到露点温度;②必须存在凝结核;③无数小滴结合形成水滴;④水滴必须达到一定的大小以保证它们在降到地面以前不被蒸发掉。空气的密度随着高度的增加而降低,因此,潮湿的空气在上升过程中由于压力的降低而迅速扩张,如果空气和其周围的环境之间没有热交换,那么由热力学定律可知空气的温度会降低,当空气达到露点温度后,持续上升和冷凝的空气便会凝结形成水滴。

降水能以水或固体的形式降落到地面,常见的形式有细雨、雨、雪、冰雹、雨夹雪和冰晶等。降水的测量有各种各样的装置,最简单的装置就是上端开口的容器。试验显示开口的大小对水滴的收集几乎没有影响,除非开口的直径小于3cm。降水数据的收集来自于各个气象站,多个气象站形成复杂的数据网络。但是在比较大的区域,气象站的个数毕竟有限,如何将有限的降水数据应用于整个区域,是值得研究的问题,一般是利用已知气象站的降水数据对其他地方进行估计。常用的有以下四种方法。

1) 算术平均方法

这是一种最简单的方法,它是将各个气象站的降水数据算术平均后应用于整个区域,即

$$P_a = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i \quad (1.3)$$

式中, P_a 为整个区域的平均降水量; N 为区域的气象站个数; P_i 为第*i*个气象站的降水量。

2) Thiessen 面积加权平均法

如果流域内气象站分布不均匀,且有的站偏于一角,常用 Thiessen 面积加权

平均法。Thiessen 面积加权平均法比算术平均法较为合理和优越。该方法是一种比较复杂的方法,其基本思想是每个气象站的降水量并不只代表该点的降水量,而是更多地反映了它周围区域的降水量,这些区域常常是不规则的多边形,需要通过实践来掌握这种方法,有三个步骤:首先,按地图上测站(图 1.2(a))的位置连线,构成许多三角形,形成三角网(图 1.2(b));其次,对每个三角形各边作垂直平分线(图 1.2(c));最后,将这些垂直平分线构成以每个测站为核心的多边形(图 1.2(d))。

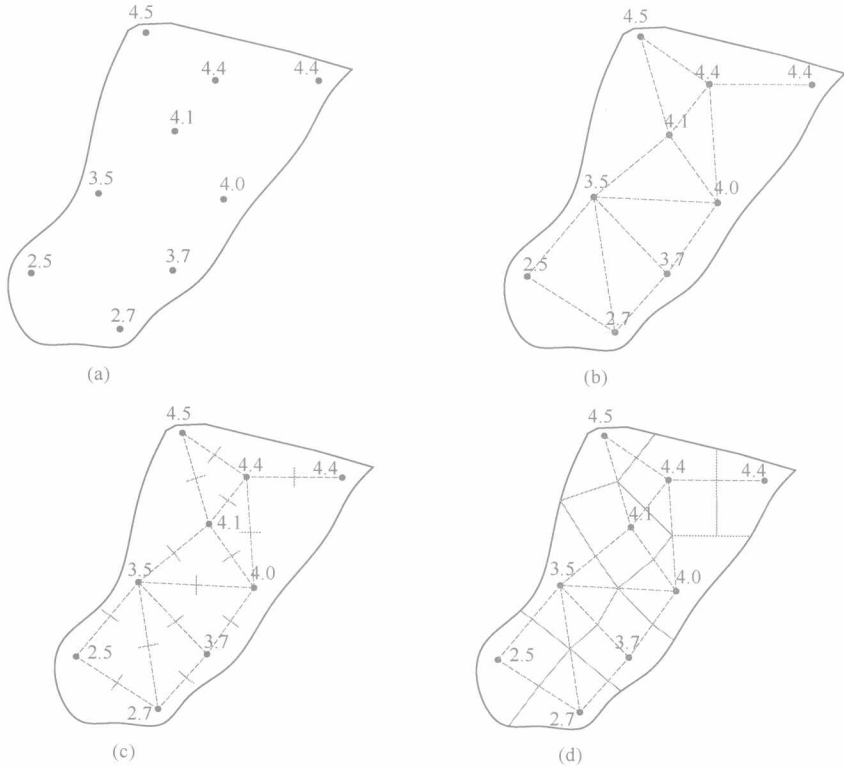


图 1.2 Thiessen 多边形计算平均降水量

假定每个气象站的控制面积为此多边形的面积,则可用式(1.4)表示面积加权平均降水量^[1]

$$P_a = \frac{\sum_{i=1}^N P_i a_i}{\sum_{i=1}^N a_i} = \frac{\sum_{i=1}^N P_i a_i}{A} = \sum_{i=1}^N \omega_i P_i \tag{1.4}$$

式中, a_i 为第 i 个气象站周围的多边形面积; A 为区域的面积; ω_i 为权重系数。

如果站网稳定不变,采用此方法是比较好的。

3) 等雨量线法

一般说来,等雨量线是计算区域平均雨量最完善的方法,因为它考虑了地形变化对降雨的影响。因此对于地形变化较大的流域可采用本法。其步骤是①绘制降雨量等值线图;②求得各相邻等雨量线的面积,并除以全流域面积得出各相邻等雨量线间面积权重;③以相邻等雨量线间的降雨深平均值乘以相应的权重即得权雨量;④将各相邻等雨量线间面积上的权雨量相加即为流域的平均雨量(图 1.3),即

$$P_a = \frac{\sum_{i=1}^{N_c-1} P_{a_i} A_i}{\sum_{i=1}^{N_c-1} A_i} \quad (1.5)$$

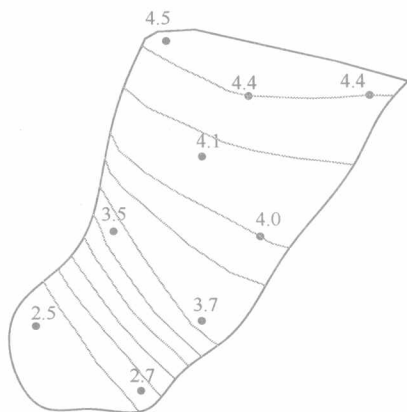


图 1.3 等雨量线图

4) 网格点法

此法为美国气象局系统采用的方法,较为客观方便,其做法是将流域分割成许多网格,对每个网格采用邻近各气象站的雨量资料确定该点雨量值,取所有各点雨量的算术平均值,即为流域的平均降雨量。

传统的雨量站或气象站收集的降雨数据只代表某个点或该点附近很小区域内的降雨量;对于研究区域范围很大时,个别站点降雨量的插值很难应用于整个研究区域,或者会引起较大的误差。近年来,随着科学技术的发展,逐渐使用卫星、雷达和遥感对降雨进行实时观测,通过这些手段得到的降雨量一般不是某个站点的降雨量,而是某一区域的降雨量分布,从而提高了降雨观测的精度,其应用前景比较广阔。

1.4.2 蒸发和蒸腾

蒸发(evaporation)是一种液体转化为气体的物理过程,在水文应用领域里,蒸发是指来自于土壤、河流和湖泊的水量损失。它的大小取决于水的温度和空气的温度与湿度,太阳辐射是驱动蒸发的源动力,因为它可以使水和空气变暖。蒸发量的大小也与风有一定的联系,风可以增加水表面的分子扩散。在水量平衡的计算过程中,蒸发是一个重要的考虑要素,在水量平衡方程(1.1)中,它作为流出量计算。

蒸发的测量有许多种方法,最简单的一种是用蒸发皿。它是一个浅的储水罐,在里面装一定量的水,每天测量罐内的水深,根据蒸发或降雨来调节罐内的水量。通常用这种方法测得的蒸发量比附近湖泊的蒸发量要大,主要是因为蒸发皿很容