

YINGYONG
YANRONGXUE JI
DONGXUEXUE

应用岩溶学及洞穴学

张英骏 缪钟灵
毛健全 章 典

贵州人民出版社

应用岩溶学及洞穴学

张英骏 缪钟灵

毛健全 章 典

贵州人民出版社出版

(贵阳市延安中路5号)

重庆印制一厂印刷

新华书店重庆发行所发行

787×1092 毫米 16 开本 18.5 印张 440 千字

印数 1—2,300 册

1985年2月第1版 1985年2月第1次印刷

书号: 15115·163

定价: 3.85 元

内 容 简 介

本书主要内容包括应用岩溶学及应用洞穴学两部分，共十四章。

应用岩溶学部分以岩溶水文学和岩溶区构造研究为基础，继而对深部岩溶发育规律；岩溶区水库渗漏；岩溶区矿井涌水和突水；岩溶地下水污染及污染评价；岩溶区地质灾害——塌陷、崩塌、地震等成因和发展；岩溶重要勘察方法——示踪试验；岩溶矿床形成和分类等方面进行深入的讨论。

应用洞穴学部分在讨论洞穴成因分类；洞穴形态、沉积、气象与生物等众所关心的问题的基础上，探讨洞穴空间的利用；洞穴资源的开发等问题。对社会关注的洞穴旅游问题，也给以充分论述（搜集了国内已开放的162处洞穴，详加分类描述）。对洞穴探险者和研究者必须具备的洞穴测量和制图知识，也作了详细叙述。

本书以工程实践为基础，引用文献较丰富，内容充实，图文并茂。对于地质、地理、水文工程地质、水利水电工程、水源开发工程、矿井排水、环境保护等专业以及岩溶区内农业、水利、建筑、道路及矿山开采等专业的工程技术人员、设计研究人员以及大专院校的地质、地理等专业师生均有参考和实际应用价值。

序 言

岩溶又名喀斯特(Karst), 是一种地质作用过程和特殊的地形地貌。岩溶在我国分布广泛, 贵州、广西、云南、四川、湖南、湖北、山西、山东等21个省、区内均有较大面积的出露, 约占我国疆土的八分之一。以黔桂为中心毗连湘西、鄂西南、川东南、滇东等连成一片的岩溶区达五十五万平方公里, 是我国、也是世界重要的岩溶发育区。

解放三十多年来, 随着国民经济建设的发展, 我国岩溶区内也进行了大规模的工农业建设和资源开发工作。在建设和开发过程中, 遇到了不少与岩溶现象或岩溶作用过程有关的问题, 招致不少的麻烦、困难, 甚至造成灾难, 使经济损失、效益降低、工期延长, 严重者停工改点。问题的反复出现以及多次失败一成功循环, 促进了岩溶科学的发展。从五十年代开始兴起的我国岩溶学, 紧密地结合国民经济和社会生活的实际需要, 既注意基础理论的研究, 也注重理论在工程实践中的应用。

岩溶学的应用研究受到社会各界人士的关注。本书依据我国丰硕的岩溶研究成果和工程建设实践经验, 着重阐述岩溶学在工程实践中的应用。岩溶区内很多工程设施, 所遇到的困难和问题, 多数都与洞穴有关, 然而洞穴学又具有自己的特色和系统, 因而本书分为运用岩溶学及应用洞穴学两部分论述。

岩溶学部分共九章, 论述应用岩溶学的主要问题。前两章分论岩溶水文学及岩溶区构造研究、属于基础理论部分; 后七章以国民经济的四个现代化建设过程中遇到的岩溶现象为主题, 分章论述。其内容包括: 深部岩溶发育规律; 岩溶区水库的渗漏问题; 岩溶区矿井大量涌水和突水问题; 岩溶地下水污染问题以及评价方法讨论; 岩溶区地质灾害—塌陷、崩塌、地震(非构造地震)等形成的原因和发展特点; 示踪试验以及与岩溶有成因联系的矿床, 即岩溶矿床的形成条件和分类特征等七个方面。虽然分章独立, 但都以岩溶发育规律的实践应用为主线, 将其贯穿。

洞穴学部分共五章, 专论应用洞穴学的问题。第十章为基础性理论, 以洞穴成因分类、洞穴形态、洞穴水化学、洞穴沉积、洞穴气象和洞穴生物等为内容, 阐述国内、国外研究成果。紧接的三章分别讨论洞穴的利用, 洞穴与崩塌、洞穴与旅游等问题。洞穴旅游一章中搜集了国内已开放的162个洞穴, 进行了分类描述, 首次探索了洞穴旅游资源的评价问题。最后一章以洞穴测量和制图为主题, 对洞穴空间要素及洞穴图系的测量、制作进行了研究。

本书第一章及第三、四、五、六、七、八章由缪钟灵编写; 第二章由毛健全编写; 第九章由周德忠、杨国桢、毛健全编写; 第十二、第十三章由张英骏编写; 第十一章由张英骏、章典编写; 第十、十四章由章典编写。本书插图由陈礼裔等同志清绘。全书由张英骏审定。

本书涉及面较广, 作者水平有限, 错误和缺点难免, 敬希读者批评、指正。

1983年10月

目 录

岩 溶 学 部 分

第一章 岩溶水文学的某些应用问题	(1)
第一节 岩溶地下水主要特征.....	(1)
第二节 岩溶水流量动态方程.....	(4)
第三节 地下河——岩溶水运动的一种特殊形式.....	(15)
第二章 地质构造对岩溶发育的控制	(26)
第一节 概述.....	(26)
第二节 褶皱研究及褶皱富水构造.....	(28)
第三节 断裂构造研究及断裂富水构造.....	(42)
第四节 地质构造与岩溶地下水网络.....	(56)
第三章 深部岩溶发育的特点	(62)
第一节 深部岩溶的成因分类.....	(62)
第二节 控制深部岩溶发育的界面.....	(68)
第三节 古岩溶.....	(71)
第四节 深部岩溶的研究方法.....	(72)
第四章 岩溶区水库渗漏分析及防渗处理原则	(76)
第一节 岩溶区水库渗漏分析.....	(76)
第二节 岩溶区水库防渗处理原则.....	(85)
第五章 岩溶大水矿井及突水水文地质问题	(91)
第一节 岩溶大水矿井水文地质特点.....	(91)
第二节 岩溶矿井突水研究.....	(95)
第三节 岩溶大水矿井排水疏干及突水对环境的影响.....	(111)
第六章 岩溶地下水污染问题	(114)
第一节 岩溶地质环境对污染物运移和传播的影响.....	(115)
第二节 岩溶地下水污染源及污染现状.....	(121)
第三节 地下水污染评价方法.....	(130)
第四节 岩溶地下水的自净作用.....	(136)
第七章 岩溶区地表不稳定性及地质灾害	(138)
第一节 岩溶地表演化趋势及自然塌陷过程.....	(139)
第二节 人为因素引起的地表塌陷.....	(141)
第三节 岩溶区地震问题.....	(154)
第四节 岩溶区崩塌问题.....	(157)

第八章 地下水示踪试验	(159)
第一节 示踪剂和示踪方法	(160)
第二节 示踪试验成果解释和利用	(173)
第九章 岩溶矿床	(182)
第一节 岩溶矿床的主要特征	(182)
第二节 岩溶矿床的形成条件	(183)
第三节 岩溶矿床分类及各类基本特点	(185)

洞 穴 学 部 分

第十章 洞穴学理论及应用概要	(196)
第一节 洞穴的定义和分类	(196)
第二节 岩溶洞穴的形成及成因分类	(198)
第三节 洞穴形态	(201)
第四节 洞穴水化学	(204)
第五节 洞穴沉积	(208)
第六节 洞穴气象和气候	(215)
第七节 洞穴生物	(221)
第十一章 人类利用洞穴的过去与现在	(224)
第一节 洞穴空间的利用	(224)
第二节 洞穴资源的利用	(228)
第三节 纯属于科学文化方面的利用	(231)
第十二章 洞穴崩塌	(233)
第一节 洞穴内部的崩塌作用	(233)
第二节 洞穴塌陷、陷落地震及地貌的表现	(236)
第三节 构造地震对洞穴形态的影响	(239)
第十三章 洞穴旅游	(241)
第一节 旅游洞穴的分类	(242)
第二节 我国较主要的旅游洞穴	(245)
第三节 各类旅游洞穴在我国的分布特点及评价	(245)
第四节 关于游洞穴资源开发利用的一些问题	(266)
第十四章 洞穴测量和制图问题研究	(267)
第一节 洞穴空间要素讨论	(269)
第二节 洞穴测量	(271)
第三节 纵剖面图、平面投影图和横截面图	(274)
第四节 洞穴图例符号	(275)
主要参考文献	(283)

岩 溶 学 部 分

第一章 岩溶水文学的某些应用问题

岩溶水文学是岩溶学和水文学相结合的一门边缘学科，它以岩溶水的径流特征和规律为研究对象。岩溶水的径流是复杂的，它不同于孔隙水和裂隙水。因此，用传统的研究孔隙水和裂隙水的方法来研究岩溶水是会遇到困难。岩溶水文学涉及的范围较广，本章仅对与应用有关的问题进行讨论。

第一节 岩溶地下水主要特征

岩溶水是指贮存和运动于岩溶地下空间中的水体和水流，具有两个明显的特点，即以管道流为主和岩溶水分布的不均匀性。这两点是理解岩溶地块中一切水文现象的基础。

一、岩溶水以管道流为主

管道流在我国南方岩溶水中是主要的流动形式，它表现为地下河，岸边纵向径流带，水位低槽带，河下径流带，虹吸管道流等。管道可以由裂隙的溶蚀扩大，也可以由溶洞溯源侵蚀延伸增长而成。碳酸盐岩体分布着不同尺寸、不同形状、不同组合的管道和管道系，其间的地下水具有流速大，以紊流为主，流量和水位动态变化剧烈，水力联系在纵向上联通很远，而横向上却很差等特点。

管道水流速一般是较大的，从我们收集的78次示踪试验结果，可以看出我国主要岩溶区水流的特点。南方的55次测定，是自贵州、广西、云南等省25个重要的岩溶区，几乎全部是在地下河中测定的，流速 $>10\text{cm/s}$ 的是那些水位坡降大、管道规模大、畅通无阻的地下河，大多分布在高原向盆地过渡的地貌斜坡带或山区河流岸坡带或河湾部分；管道流的流速大部分在 $1\sim 10\text{cm/s}$ 间，而小级别流速 $0.1\sim 1\text{cm/s}$ 则往往是坡立谷、溶原地区或溶道呈网状发育的地区。

管道和裂隙的划分标准尚无公允，但一些研究者以水流在其中是否产生紊流为划分标

表 1-1 我国岩溶地下水流速统计表

地 区	流 速	0.1—1cm/s		1—5cm/s		5—10cm/s		$>10\text{cm/s}$		合 计
		次 数	百分比	次 数	百分比	次 数	百分比	次 数	百分比	
南 方		10	18.2	28	50.9	8	14.5	9	16.4	55
北 方		4	17.3	19	82.7					23

准。据D. C. Ford (1980) 研究, 在通常的水力坡度下, 最小直径5~16mm的洞穴就足以产生紊流。而怀特和郎耶尔 (1962年) 又认为: 开始出现紊流的管道和裂隙的临界直径或宽度是5mm。按И. Ф. 沃洛特科 (1941年) 的试验室研究资料, 裂隙在毫米级宽度时, 只要有足够大的流速, 就能产生紊流(见表1-2)。毫米级的宽度或直径就称之为管道, 这似乎与常规的概念不合, 但在没有公允的尺寸标准前, 暂时以此为准。

表1-2 水在裂隙介质中运动的计算资料

岩石名称	裂隙宽度 (cm)	实际流速 cm/s						
		0.001	0.01	0.1	1	10	100	1000
泥质页岩及某些喷出岩	0.001~0.01							
风化的花岗岩	0.1~0.3		层	流	区			
砂岩及某些喷出岩	0.3~0.5							
灰岩及厚层砂岩	0.1~3							
灰岩溶隙	5					紊	流	区
	10~20							

(沃洛特科, 1941, 转引自《中国岩溶研究》)

按照这一划分标准, 北方岩溶区广泛发育的宽度在厘米级和分米级间的溶蚀裂隙, 就是岩溶管道水的另一种形式。北方的23次示踪试验, 均是由煤矿为探明矿坑水补给来源而作的, 大部分处于1~5cm/s, 再大的未测到, 这表现出溶隙由于宽度、规模、充填物、埋藏深度等与南方的管道有差别, 但在水流速度上与管道流并无多大的不同。

管道流按其分布与组合形式可划分为隙流、管流、脉流和网流四种类型。在水力坡度很小的平原区可能具有层流特点外, 其余三种类型紊流层流兼有, 而多数以紊流为主。

管道流多发生在水平循环带或浅饱水带, 与地下水水平侧向运动相联系。在河谷地带, 管道常以倒虹吸管形式插入河床以下作较深部的径流循环。在一个巨厚的碳酸盐岩层内, 管道流的下部逐渐向裂隙流过渡, 因而组成上部管道水、下部裂隙水的双层介质含水层模型。

表1-3 中国南方岩溶地下水动力特征表

特性	类型	隙流		管流	脉流	网流	
		承压隙流	自由隙流			自由网流	承压网流
水力坡度			较小 (千分之几)	大 (千分之几至百分之几)	较大~较小 (万分之几至百分之几)	小 (千分之几至万分之几)	
地下水流速	很慢		较慢 (每日数米至数千米)	很快 (每日数百至万米)	较快 (每日数十至数千米)	慢 (每日数米至数百米)	很慢
年水位变幅	很小 (稳定)		较小 (数米至数十米)	很大 (数十米)	较大~较小 (数米至数十米)	小 (数米以内)	很小 (稳定)
流量变化	小 (稳定)		较大	大	较大	较小	小 (稳定)
地下水流态	层流		层流~紊流常见层流	紊流	紊流~层流常见紊流	层流	层流

(引自陈文俊)

二、岩溶水分布的不均匀性

碳酸盐类岩体在原生状态下，多数岩石的孔隙度和渗透系数都是很低的，可以把它们当作不含水的或弱含水的。但这些岩层在遭受构造作用后，岩层中的节理和裂隙在水的侵蚀溶蚀下扩大，它的含水性及导水能力就大为改变。溶蚀作用在岩层中的进行是不均匀的，因而

孔隙度 (%)

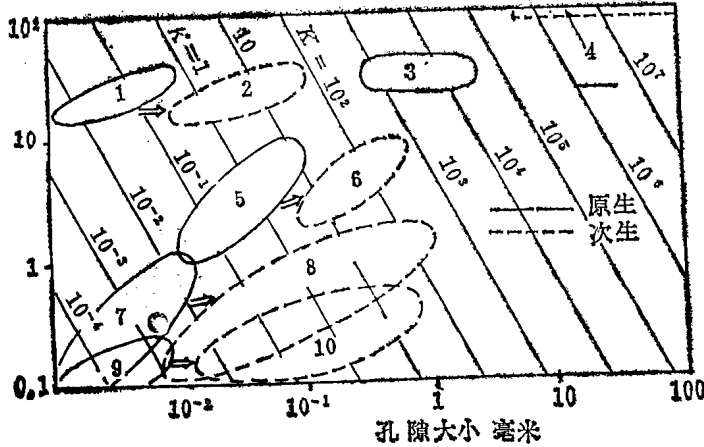


图1-1 碳酸盐岩石原生及次生孔隙度、孔隙大小和渗透系数变化图(引自“工程地质分析原理”)

- 1.白垩; 2.有溶蚀裂隙的白垩; 3.近代珊瑚礁石灰岩; 4.溶洞;
5.鲕状灰岩; 6.有溶蚀裂缝的鲕状灰岩; 7.块状灰岩; 8.有溶蚀裂隙的块状灰岩; 9.大理岩; 10.有溶蚀裂隙的大理岩。

表征含水性指标的参数也是不均匀的。以块状灰岩而言,它的原生渗透系数在 $n \times 10^{-6} \sim n \times 10^{-2} \text{ m/d}$ 的范围,其次生渗透系数增大好几个数量级,但仍有一大幅度的变化,其范围在 $n \times 10^{-3} \sim n \times 10^2 \text{ m/d}$ 之间。关于各类碳酸盐岩孔隙度、渗透系数的原生、次生变化范围,可见图1-1。该图表明溶洞中渗透系数和10mm以内的裂隙和孔隙的渗透系数相差3~4个数量级(即相差上千倍至万倍),而溶洞和10mm以内的裂隙,是可同时居于一个石灰岩层位内的,因而石灰岩体从含水指标来看是一种各向异性的不均匀介质。

岩溶水平面分布的不均匀性给找水和地下水开采造成困难,而垂向分布的不均匀给水利水电工程带来了麻烦,对矿床开采带来了灾害。岩溶水的不均匀是由岩溶介质的不均匀引起的,它表现为含水性或富水性在空间分布上的巨大的差异,也表现为岩溶含水各部位之间水力联系的各向异性。

岩溶最发育的部位是最富水的,亦是各点之间水力联系最敏感的部位。岩溶最发育的部位与构造形态、受力强度、各种结构面的组合情况有关;与岩石的层组类型、纯与不纯、成层厚薄等有关;与所处的地貌部位有关;与补给、径流、排泄的水文地质条件有关。诸多有利条件汇集则岩溶发育,有利条件不具备或分散,则岩溶不发育,以致富水性低劣。

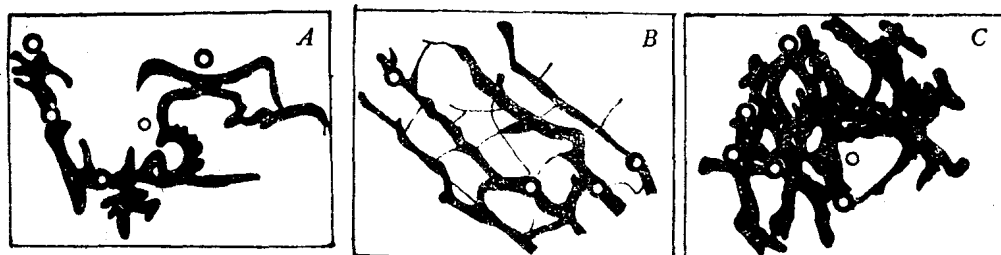
袁道先对岩溶水不均匀性的发生和发展的认识是符合客观事实的,他将岩溶水划分为极不均匀的、不均匀的和相对均匀的三类。

1. 极不均匀的:指个体溶洞及单一管道,在岩溶岩体内如果仅有这两种形态含水,那么其间的富水性差异可以成千上万倍的悬殊。打在地下河单一通道上的钻孔,其单位流量 q 可达 $n \times 10^4 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,而未揭露地下河的钻孔,其 q 值可以小到 $n \times 10^{-3} \sim n \times 10^{-4} \text{ L/s} \cdot \text{m}$ 。矿山的沿脉巷道和平硐更是生动的例子,在同一构造同一层位内,有干燥无水的地段,也有流量达 $n \times 10^2 \text{ L/s}$ 的出水点,不仅表现为富水性的差异,也显示了水力联系的微弱甚至缺乏。极不均匀型是典型的孤立管道流,是集中溶蚀的结果,水流以紊流为主。

2. 不均匀的:管道有一定程度的向外延伸,接纳支流、支管道。支道又将相互平行的

主管道联系起来，但是富水性仍存在较大的悬殊。由于支道的繁衍，水力联系的状况有所改善，虽然各个方向联系程度各异，但却可以一个钻孔或一个矿井排水点为中心作出降落漏斗的平面分布图。漏斗的平面形状多为长椭圆状或长条形的，表明沿一个方向联系影响甚远，而相垂直方向却很差，长短轴之比为 $n \times 10^0 \sim n \times 10^2$ ，比极不均匀型根本无横向联系进了一步。不均匀型表明在一定的范围内有统一的地下水面，水流以紊流为主，兼有层流。

3. 相对均匀的：可以作为含水层结构。岩溶管通呈网状发育，主、支管道交差更迭，成一种似海绵状的结构，有统一的地下水位，水力联系的各向异性减小。在抽水或排水下形成的降落漏斗对称性强，长短轴之比在 $n \times 10^0$ 范围内，富水性虽有差异，但极值比下降，极值的绝对差也减小。相对均匀型一般出现在溶原、盆地或坡立谷内，与地貌的关系很明显。相对均匀型的岩块，水力坡降小，流速小，地下水以层流为主，间有紊流。



1 2

图1-2 岩溶发育不均匀分类图（根据袁道先）

A. 孤立管道极不均匀型；B. 开行管道不均匀型；C. 网格状相对均匀型。

1. 富水孔；2. 贫水孔。

第二节 岩溶水流量动态方程

岩溶水动态类型的划分方法是多种多样的，但从建立数学方程来逼近流量变化过程的角度出发，可划分为两类：

与降水量相关的流量方程：岩溶水受降雨的补给及岩溶水水位以及流量受降雨量控制的关系，是非常明确的。雨季期间流量和水位变化的多峰曲线是众所周知的。因此建立一个理论或方程来模拟这种随降雨而变化的流量多峰动态曲线，成为很多人探索的目标。

在干旱期无降雨补给条件下的流量方程：这是一种衰减方程，我国的岩溶地区常常每年要经历一个100~300天无降雨补给的长周期。这段时期内，泉水流量靠消耗岩溶含水层的储量来维持，流量是逐日下降的，下降的过程和终点，对于岩溶泉水的利用来说是至关重要的。

这两类流量方程是岩溶学和水文学都关心的课题。

一、受降雨控制的流量方程

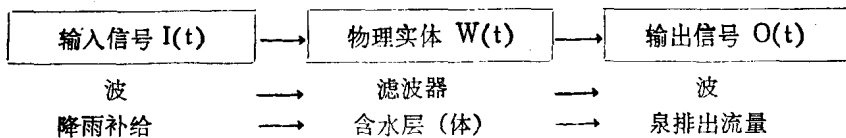
降雨是岩溶水动态的主要控制因素。降雨转化为岩溶泉水或地下河的流量，是一个很复杂的问题，它取决于泉水的补给面积、地下水的径流通道类型和规模，地表的覆盖程度，降雨在泉域内的时空分布，岩溶层位的岩溶化程度，河流的排水性能及河床的渗漏性等一系列的因素。为此，降雨峰和流量峰在时间上有不同的迟滞，流量峰的形状有各种不同的变化，峰的疏密交替，峰形的尖陡平凸变化多端，要建立一个数学方程来模拟和逼近它，是一个难

度很大的课题，只有在系统理论诞生之后，这一课题的解决才有了进展。

(一) 系统理论方程

本世纪六十年代，最先在这方面取得成果的是法国人在研究世界有名的沃克律兹岩溶大泉时，运用了系统理论来模拟和预测流量过程，取得了被公认的成果。有较大岩溶面积和众多岩溶泉需要研究的南斯拉夫，立即进行了相似的研究，也取得了成果。我国在七十年代后半期引进此理论，由西安煤田地质研究所水文科研队和武汉地质学院水工系科研组合作，应用此系统理论对河北黑龙洞泉所作的研究，在我国来说是首创性的。

系统是指一个物理实体，并连同其输入输出信号而言。象波、脉冲之类的物理信号，输入一个诸如通讯设备、自控装置一类的物理实体，经过这个实体内部的处理、滤波、放大……一系列作用，而转换成某种信号输出。研究输入信号和输出信号之间数量关系的理论称系统理论。水文地质学家仿照此种理论，认为一个含水层（体）、含水构造，就相似于这个物理实体，它接收降雨补给，降雨的不连续性，就好象一个个输入波或脉冲一样，渗入含水层，经过含水层储留、滞后、调节等一系列水动力作用，或称含水层内部作用，转换成流量输出。流量也可当作一个输出信号，含水层相似于一个物理实体，一个转换装置。其关系如下：



经过这一番对比模拟，就可建立降雨与流量间的数学关系。按系统理论，输出和输入间的关系称褶积关系。

$$O(t) = \int_{-\infty}^{\infty} I(t-\tau)W(t,\tau)d\tau = I(t)*W(t,\tau) \quad (1-1)$$

式中， $W(t,\tau)$ ——系统特征函数或权函数；

$O(t)$ ——系统响应函数。

当输入信号为单位脉冲迪拉克 (Dirac) 函数 (δ 函数)时，相应的输出称单位脉冲响应函数。

若物理实体处于定常态，权函数不随时间 t 而变化，则：

$$O(t) = \int_{-\infty}^{\infty} I(t-\tau)W(\tau)d\tau \quad (1-2)$$

根据 δ 函数 $\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t-\tau)W(\tau)d\tau = W(t)$ 的性质，可以看出权函数就是单位脉冲响应。由于是线性运算，这种系统称为线性时不变系统。

式 (1-2) 又可写为：

$$O(t) = \int_{-\infty}^0 I(t-\tau)W(\tau)d\tau + \int_0^{\infty} I(t-\tau)W(\tau)d\tau \quad (1-3)$$

(1-3) 式表示输出由两部分组成，第一项表示由时间 t 以后的所有输入信息 $I(t-\tau)$ 所反映的 $O(t)$ ，第二项表示由时间 t 以前的所有输入信息所反映的 $O(t)$ 。前项表示记忆，后项表示预测。

对于水文地质的模拟来说，可将降雨量作为输入信号以 $P(t)$ 表示，将泉水流量作为输出信号以 $Q(t)$ 表示，(1-3) 式可写成：

$$Q(t) = \int_{-\infty}^0 P(t-\tau)W(\tau)d\tau + \int_0^{\infty} P(t-\tau)W(\tau)d\tau \quad (1-4)$$

式中单位脉冲响应函数 $W(t)$ 在水文学上意义相当于单位水文图。第一项的意义为 t 时后降水量对 t 时流量的影响,这在水文学上是毫无意义的,因此表示流量的公式可写成:

$$Q(t) = \int_0^{\infty} P(t-\tau)W(\tau)d\tau \quad (1-5)$$

实际上降雨不是连续的,而是一个离散变量,另外(1-5)式计算甚为复杂,为了简便,可变成离散形式,即:

$$Q(t) = \sum_{\tau=0}^{\infty} P_{t-\tau}W_{\tau} \quad (1-6)$$

该式可分解为三个时段流量之和,即:

$$Q(t) = \sum_{\tau=0}^{K-1} P_{t-\tau}W_{\tau} + \sum_{\tau=K}^n P_{t-\tau}W_{\tau} + \sum_{\tau=n+1}^{\infty} P_{t-\tau}W_{\tau} \quad (1-7)$$

式中 K 是滞后期近限, n 是滞后期的远限, K 和 n 之间的期限称滞后期长度。方程右端第二项表示此段时期降雨对 t 时流量的贡献,这是泉水流量最主要部分;第一项表示还未进入滞后期时的雨量对流量的影响;第三项则表示滞后期以前的雨量对流量的影响。从水文地质角度来看,因第一项的影响还来不及产生,第三项的影响就已经消失,因而这两项降雨对泉水流量的影响是极微小的。在实际计算中以常量 a 来代替它,常量 a 可理解为一种流量误差。即:

$$Q(t) = \sum_{\tau=K}^n P_{t-\tau}W_{\tau} + a \quad (1-8)$$

(1-8)式是常用的系统理论的离散形式, W_{τ} 为权或权函数,权序列长度(m)即权的个数表示为:

$$m = n - K + 1 \quad (1-9)$$

公式(1-8)中的时间单位可以是日,也可以是月或年。时间单位不受日、月、年日历时间限制,可根据水文地质、气候条件、降雨分布规律、泉水动态曲线上降雨和流量相应的变化关系等因素来选取,不同的时间单位,有不同的权序列长度和权函数。现以黑龙洞泉为例说明如下:

黑龙洞是一个主要由中奥陶统(厚约600m)的石灰岩岩溶裂隙水补给的、由三十余个泉眼组成的大型岩溶泉群。泉群位于太行山东麓,受断层阻挡而出露。由于石灰岩巨大贮水体的调节,泉水流量变化不大,最小 $4.6\text{m}^3/\text{s}$,最大 $38.5\text{m}^3/\text{s}$ 。泉域范围年平均降水量 604mm ;每年7~8月为雨期,两月降水量占全年总雨量的60~80%。大气降雨通过石灰岩露头渗入补给是泉水补给源的主要方式。因此,输入 $P(t)$ 是单一的;而黑龙洞泉群又是本泉域里主要排泄点,故输出 $Q(t)$ 也是单一的;水流动力状态是恒定的,因而描述含水层的特征函数 $W(\tau)$ 在不同的时刻是同一的。泉的流量特征有:(1)泉域内地下水埋深一般均在30m以上,地下水蒸发作用不予考虑,排泄是单一的;(2)全年的降雨量并不都对流量产生影响,能产生影响的降雨量叫有效降雨量。经过分析,把三日降雨20mm以上且两日内连续降雨在10mm以上算为有效降雨量;(3)根据长期观测资料,流量峰比降雨峰滞后一个月,即 $K=1$ 。

在进行系统理论计算时,采用黑龙洞泉群1961年1月至1967年12月的流量观测资料,权

序列试算范围从12个月到36个月，经过对比认为： $m=33$ 个月比较合适，即黑龙洞泉水该月流量受前1个月至前33个月时段内降雨量控制。33个权函数的数值如表1-4。

表1-4 权函数表

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$W(\times 10^{-2})$	3.183	2.039	2.531	1.794	1.960	1.529	1.641	1.347	1.192	0.593	1.421
序 号	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
$W(\times 10^{-2})$	0.656	0.898	0.123	0.287	0.357	0.373	0.555	0.635	0.287	0.736	0.619
序 号	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
$W(\times 10^{-2})$	0.802	0.383	0.838	0.209	0.099	0.341	0.335	0.345	0.335	0.237	0.258

权函数曲线见图1-3。在计算中 n 值用试算法确定，流量误差 a 值为预先给定的，与流量观测平均误差的绝对值相当的数，即 a 不超过 $0.5\text{m}^3/\text{s}$ 的条件下计算的权函数。由33个权函数建立的数学模型较好地与已测时段拟合，并能预报今后的泉水流量，表明公式是正确的。

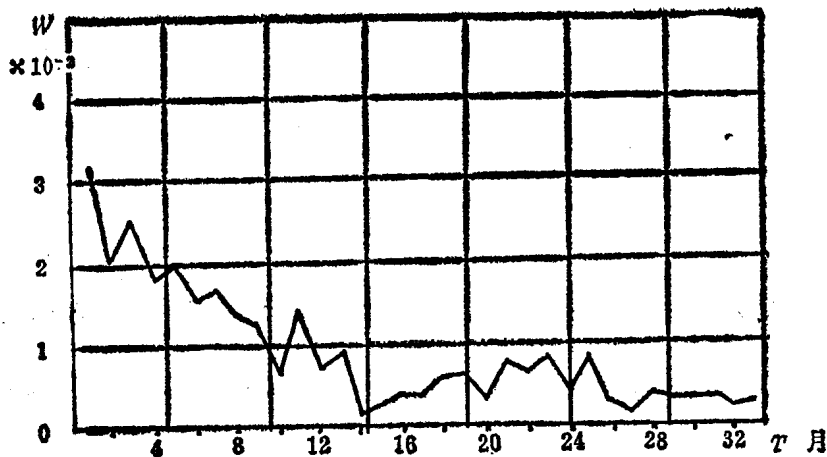


图1-3 权函数曲线(单位脉冲响应曲线)
(引自“水文地质技术方法”第三辑)

(二)相关方程

泉水流量反映降雨的密切程度随岩溶水文地质的变化而不同，有的泉水反映得快，滞后期短；有的泉水反映得慢，滞后期长。流量和降雨量两个数间存在一种统计相关关系，相关的密切程度由相关系数 r 表示，一般用这两者间直线回归方程表示，即：

$$Q_t = b_0 + b \left(\frac{\sum_{i=t-K-n+1}^{t-t} P_i}{n} \right) \quad (1-10)$$

式中： Q_t —— t 时刻泉水流量；
 P_i ——相关时段的降水量；
 K ——滞后期；
 n ——与泉水流量相关的降水时段；

b_0 ——直线的截距,

b ——直线的斜率, 也称回归系数。

公式(1-10)认为 n 时段的降雨对 t 时流量的影响是等权的; 系统理论则认为权是不相等的, 这是两种方法的重大区别。

公式1-10表明, t 时刻的泉水流量 Q_t 与 K 时段前 n 时段降雨量平均值呈直线相关, K 和 n 的选定采用数理统计的方法, 不同的 K 、 n 值有不同的相关系数 r 值, 最大的 r 值对应的 K 、 n 值便是该泉水的滞后期和相关降雨时段。

钱学溥对著名的娘子关泉群曾分别用相关方程和系统理论方程对泉群流量进行模拟, 得出了在某些方面相似的结论。

娘子关泉群位于山西平定县绵河两岸, 最低泉高程365m, 泉域面积3560km²。其中可溶岩面积1840km², 主要含水层为奥陶系的石灰岩、白云岩, 厚700~800m。泉群在地质构造上位于太行山背斜西翼, 靠近轴部的位置, 岩层侧角平缓, 由于奥陶系下部相对隔水层出露, 地下水受阻溢出地表成泉。泉水的补给来源, 主要是石灰岩山区降雨渗入和河流进入石灰岩地区的渗漏。地下水主要在溶蚀裂隙中储存和运动, 含水性强而均匀, 泉域地下水位埋藏很深, 除河谷地带外, 一般在300m以下。年平均降雨量630mm, 集中在7、8月份, 泉群平均流量为12.6m³/s, 流量测定采用下游地都水文站的观测资料。

相关方程的建立以年为时间单位, 流量取1965~1978年共14年的数据; 降水量取1955~1978年24个数据。首先作出 $r=f(K, n)$ 曲线, 从曲线上选取相关系数 r 最大值所对应的 K 、 n 值组成回归直线方程。从曲线中得出 $K=1, n=7, r=0.957$ 并计算出 $b_0=-5.08, b=0.0301$, 回归方程为:

$$Q_t = -5.08 + 0.0301 \left(\sum_{i=t-7}^{t-1} P_i \right) / 7$$

方程表示泉水流量与降雨间的滞后期为7年, 相关降雨时段为前1年至前7年间7年的雨量。

该式表明当 $\sum_{i=t-7}^{t-1} P_i / 7 = 169\text{mm}$ 时, $Q_t = 0$, 即连续7年的降水量平均值 $\leq 169\text{mm}$ 时,

娘子关泉水将断流。

系统方程的建立亦以年为单位, 原始数据同上, 得出泉水的滞后期为8年, 相关系数为0.992, 由此建立的流量方程为:

$$Q_t = 0.00364P_t + 0.00781P_{t-1} + 0.006646P_{t-2} + 0.00476P_{t-3} + 0.00522P_{t-4} \\ + 0.00524P_{t-5} + 0.00423P_{t-6} + 0.00238P_{t-7} - 0.002$$

式中, Q_t 为 t 年的泉水流量(m³/s); $P_t, P_{t-1}, \dots, P_{t-7}$ 为 t 年和 t 年前一年至 t 年前7年的有效降水量(mm)。

从方程中看出, 前一年和前二年的权系数最高, 表明河流进入石灰岩地区后渗漏补给, 从渗漏地段至泉口大体需要1~2年的时间。前8年的权系数最小, 说明前8年的降雨对流量的影响已趋微弱, 这点与相关方程推出的滞后期为7年相接近。但系统理论在建立方程的过程中采用月无效降水量的概念和选择标准, 即按流量误差 α 最小值所对应的月无效降水量为降水量取值标准(为40mm)。月降水量小于40mm者, 以零计, 大于40mm者, 以超出部分计入降雨量数值中, 这次计算中 $\alpha=0.002$, 是一个理想的值。

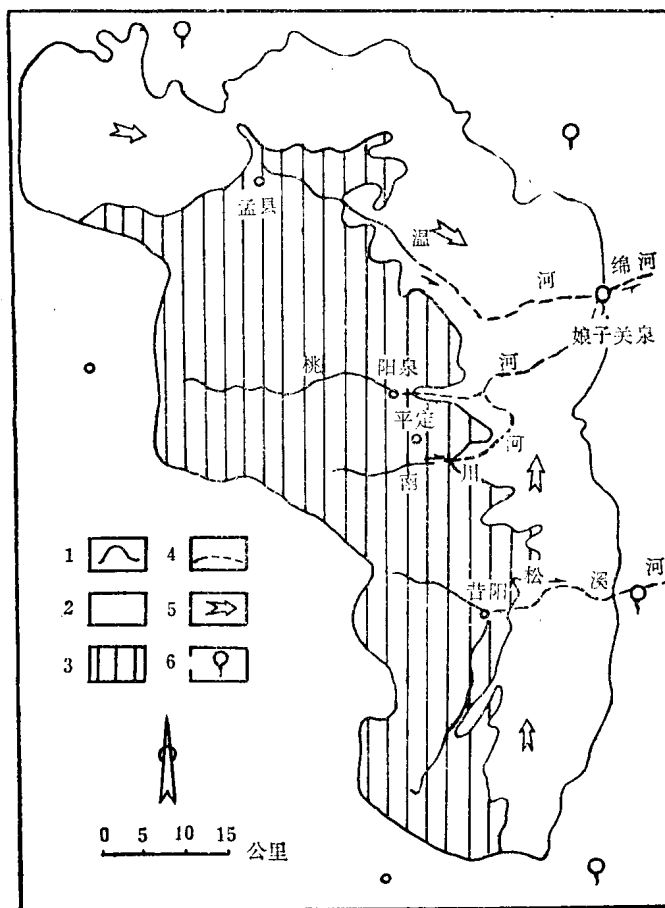


图1—4 山西省娘子关泉水流域示意图 (根据钱学溥)
 1.娘子关泉水流域边界; 2.中奥陶统石灰岩及泥灰岩; 3.砂岩及页岩;
 4.长年河及季节性河; 5.岩溶水流向; 6.泉水。

二、不受降雨控制的流量方程——衰减方程

衰减方程是研究岩溶泉水或地下河, 在枯季无降雨补给的条件下, 仅靠消耗岩溶含水层(体)的静止贮存量来维持其流量的方程。当雨季结束进入旱季以后, 流量动态曲线呈现有规律的下降, 直至枯竭或保持一个基流流量值。旱季的长短不一, 最长可达300天或更多, 方程研究中所说的旱季, 是指降雨对补给不起作用的时段, 往往要比气候学上的旱季要长。对于岩溶水的研究和开发利用方程而言, 干季流量状态具有重大意义, 枯季泉水衰减的速率, 枯季末期泉水流量, 枯季泉水的总流出量以及含水层(体)贮水量等参数, 都有待于建立衰减方程并在其求解中取得。

在推导衰减方程时, 设流量的衰减速度与流量大小成正比, 即:

$$\frac{dQ}{dt} = -aQ \quad (1-11)$$

分离变量并积分得:

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \quad (1-12)$$

或
$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (1-13)$$

式中: Q_t ——衰减过程中任一时刻 t 的流量;

Q_0 ——衰减开始时的流量;

α ——衰减系数, 也称消耗系数;

t ——自衰减开始时起算的时间;

\exp ——表示指数函数, $\exp(-\alpha t) = e^{-\alpha t}$ 。

上式在给定的时段或在整个枯水期间积分, 得出泉水在给定时段或整个枯水期总流量。

$$\Sigma Q = \int_0^t Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{1}{\alpha} Q_0 (1 - e^{-\alpha t}) \quad (1-14)$$

式中 ΣQ 表示泉水在 t 时段内的总流量。当 $t \rightarrow 0$ 时得出的 ΣQ 表明在 t 时段的开始时存在于含水层中的贮存量($V_{贮}$)。

$$t \rightarrow 0 \text{ 时, } \Sigma Q = V_{贮} = \frac{1}{\alpha} Q_0 \quad (1-15)$$

衰减系数 α 是建立方程的关键, 其求法有:

1. 是计算法: 对(1-12)式两端取对数值得:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha t \quad (1-16)$$

$$\alpha = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{t} \quad (1-17)$$

2. 是图解法: 将流量观测资料标点在 T 与 $\lg Q$ 半对数坐标上, 按(1-16)式这些观测点应连成直线, 直线的斜率即为衰减系数 α 值。

但是岩溶泉水和地下河流量的枯季动态, 在 T - $\lg Q$ 半对数坐标系上, 并非一条简单的直线, 而是数条斜率不同的线段连接而成的折线, 这便出现了有数个不同衰减系数组成的迭加形式的总衰减方程。

T - $\lg Q$ 半对数坐标上的折线式相关线, 往往具有由陡变缓向上凹曲的特点, 每一段折线被当成一个亚动态, 并用以表明岩溶水的特性。折线最多的有四段, 按时间的先后, 它们各自具有岩溶水文学上的含义。

第一段(AB 段)时间短, 斜率大, 表明连通性极好的管道或溶洞中的水快速由泉口或地下河口排泄, 由于衰减系数大, 流量衰减迅速。

第二段(BC 段)主要由连通性强的大型溶蚀裂隙或裂隙中地下水补给, 斜率有所减少, 时间比第一段增加。

第三段(CD 段)主要排泄裂隙系统(中、小型)或孔穴系统中的水量, 斜率明显减小, 时间往往比第一、二段的总和还要长。

第四段(DE 段)时间延续最长, 斜率更小, 几乎与横轴(T 轴)平行, 主要排泄微裂隙系统或孔隙系统中的水量。

第一段折线除了用(1-12)式指数函数描述外, 尚可用其他适合的方程描述, 第二、三、四段折线则主要用指数函数描述。

泉水流量的实测点与指数曲线的拟合不可能是十全十美的, 有一定的误差。一般的情况是: 在曲线起始段实测值多位于曲线下方, 即实测值小于按公式(1-12)的计算值; 而在曲线的尾端实测值多位于曲线上方, 即实测值大于计算值, 只有曲线中段拟合较好。这种情况可

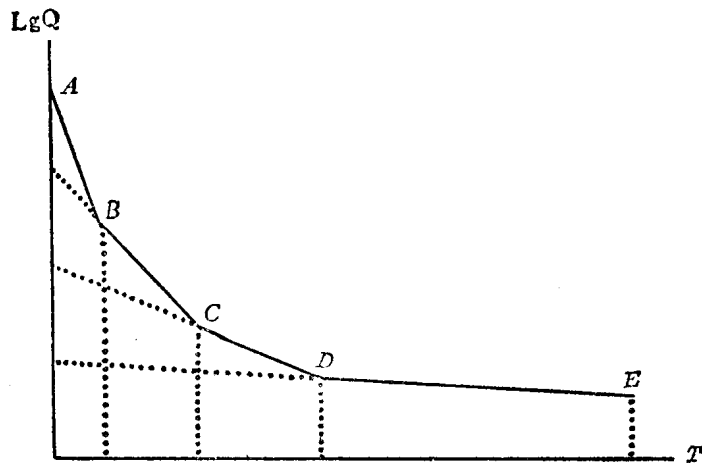


图1-5 衰减曲线图

能由于越流补给或延迟补给所引起，故衰减方程应作如下修正：

$$Q_t = Q_{01}e^{-\alpha t} + Q_{02}e^{-\beta t} \quad (1-18)$$

$$Q_t = Q_0e^{-\alpha t} + C \quad (1-19)$$

式中： Q_{01} ——本含水层衰减期初始流量；

Q_{02} ——越流补给初始流量；

β ——越流补给衰减系数；

C ——稳定的外源补给量。

(1-18) 是包含越流补给在内的衰减方程，右端第二项为越流补给量，越流本身也满足指数衰减律。(1-19) 式是有稳定外源补给的衰减方程。

衰减曲线的形状尚可反映岩溶地下水流的类型，一般情况是凹形线多为层流，而凸形线多为紊流。

衰减系数值的变化可达几个数量级，第一段的 α 值可为 $n \times 10^{-1} \sim n \times 10^{-2}$ ，而第三、四段则可为 $n \times 10^{-3} \sim n \times 10^{-4}$ 。衰减系数除表征衰减速率外，它还表示岩溶含水层的贮水能力、贮水空间的大小及联通程度、岩溶率及岩溶发育程度等。有的研究者认为衰减系数是渗透系数和给水度的函数。

岩溶泉水或地下河枯季流量衰减曲线可根据组成折线段多少，即亚动态多少划分为三种不同岩溶地下水类型。

1. 单一型：衰减曲线只包含一个折线段，形状是简单的。它表明补给源含水介质是单一而较均匀的，或是大面积溶蚀裂隙中较均匀的岩溶水，或者是大型岩溶管道较发育的地下河水，都具有简单的形状。前者可举娘子关泉水为例，根据1960年旱季初期流量 $13.2 \text{ m}^3/\text{s}$ ，建立的方程为：

$$Q_t = 13.2e^{-0.0016t} (\text{m}^3/\text{s})$$

后者的例子在我国南方地下河中较多，如广西宜山流河地下河，据郝祥英研究，1975年9月15日一场日降46.6mm的大雨后，直到次年4月8日下午雨季重临为止，前后186天中，地下河出口流量可按式表示：

$$Q_t = 2.99e^{-0.0058t} (\text{m}^3/\text{s})$$