

第 1 章 绪 论

水文科学是地球科学的组成部分，也是现代技术的一个重要领域，在国民经济发展中正在发挥着愈来愈显著的作用，它将为土木工程的规划、设计、施工和管理提供必需的水文依据。本章就其主要内容、特点、研究方法和发展作一扼要介绍。

§ 1.1 水文学的研究内容

大气中的水汽、地球表面的江河、湖泊、沼泽、冰川、海洋和地下水等，都是以一定形式存在于自然界的水体。他们彼此区别，又相互转化和联系，既受周围环境的作用，又对环境产生各式各样的影响。水文学就是研究自然界中这些水体形成、分布、变化、运动、相互转化和与环境相互作用规律的一门科学。因此，按照水体所处位置和特点的不同，水文学可分为水文气象学、河流水文学、湖泊水文学、沼泽水文学、冰川水文学、海洋水文学、地下水文学等。古往今来，河流与人类生产、生活息息相关，如灌溉、防洪、发电、航运等等，所以河流水文学发展比较早，也比较快，已经成为内容非常丰富的一个水文学分支，为本专业学习的主要内容。

水文学的内容主要有：水文测验和资料整编与发布，这是水文分析计算和研究的基础性工作。水文资料有降水、蒸发、水位、流量、泥沙、水温、水质等，可通过不同的水文测验设施进行观测，系统整理，然后以水文年鉴或水文数据库的形式提供有关部门应用；水文实验研究，包括室内的和野外的，研究水量水质变化的物理机制和水文循环及径流形成的基本规律；水文分析与计算（也称水文预测），主要根据水文要素变化的统计规律，预测未来很长很长的时期内某一水文现象平均出现的概率，如工程运用期间的百年一遇洪水，其出现概率为1%，为工程规划提供依据；水文预报，主要根据水文现象的成因规律，由现时已经出现的雨情、水情、沙情等预报未来一定时期内（称预见期）径流、泥沙等的大小和变化，为防洪、发电、灌溉等实时决策提供依据；水文地理，研究水文特征与地理因素间的关系，例如多年平均洪峰流量与流域面积、降雨、河流坡降间的相关关系，以及水文特征值随地区的变化规律，用以解决无实测资料流域的水文计算问题；⑥河流的冲刷与泥沙淤积计算，对河流防洪和工程安全具有重要意义，这部分内容已形成一门独立的学科——河流动力学；⑦其他，如水情、水质、兴利和防洪调度等。总之，水文学的内容非常广泛、非常丰富、也极其复

杂，渗透到了国家经济建设的方方面面，我们将视本专业的需要，学习其中的有关部分。

§ 1.2 水文现象基本规律及其研究方法

1.2.1 水文现象的基本规律

1. 水文现象的确定性规律

水文现象同其他自然现象一样，具有必然性和偶然性，在水文学中通常按数学上的习惯，称前者为确定性、后者为随机性。

众所周知，河流每年都具有洪水期和枯水期的周期性交替，冰雪水源河流则具有以日为周期的流量变化，产生这些现象的基本原因是地球公转和自转的周期性变化。在一条河流上降落一场暴雨，相应地就会出现一次洪水。如果暴雨强度大、历时长、笼罩面积广，产生的洪水就大；反之，则小。显然，暴雨与洪水之间存在着因果关系。由此说明：水文现象都具有客观发生的原因和具体形成的条件，从而存在确定性的规律，也称成因规律。但是，影响水文现象的因素极其错综复杂，其确定性规律常不能完全用严密的数理方程表达出来，于是，在一定程度上又表现出非确定性，称随机性。例如根据雨洪成因规律进行洪水预报，尽管能取得较好的效果，但由于计算中忽略了一些次要的偶然因素的干扰，从而使预报成果表现出某种程度的随机误差。

2. 水文现象的随机性规律

河流某断面每年出现最大洪峰流量的大小和它们出现的具体日期各年不同，具有随机性，即未来的某一年份到底出现多大洪水是不确定的。但通过长期观测可以发现，特大洪水流量和特小洪水流量出现的机会很少，中等洪水出现的机会多，多年平均值则是一个趋于稳定的数值，洪水大小和出现机会形成一个确定的分布，这就是所说的随机性规律。因此要掌握这种规律，常常需要由大量的资料统计出来，故又称统计规律。

3. 水文现象的地区性规律

某些水文现象受气候因素，如降水、蒸发、气温等所制约，而这些气候因素是具有地区性规律的，所以这些水文现象也在一定程度上具有地区性规律。例如我国的多年平均降水量自东南沿海向西北内陆逐渐减少，从而使河川多年平均径流深也呈现出同样的地区性变化，它整体上反映了确定性规律和统计规律的综合结果。

1.2.2 水文研究的基本方法

根据上述水文现象的基本规律，其研究方法相应地分为以下三类：

1. 成因分析法

如上所述，水文现象与其影响因素之间存在着成因上的确定性关系。通过对实测资料和实验室资料的分析研究，可以从水文过程形成的机理上建立某一水文现象与其影响因素之间确定性的定量关系。这样，就可以根据过去和当前影响因素的状况，预测未来的水文现象，这种利用水文现象确定性规律来解决水文问题的方法，称为成因分析法，它在水文分析和水文预报中得到广泛应用。

2. 数理统计法

根据水文现象的随机性，以概率理论为基础，运用频率计算方法，可以求得某水文要素的概率分布，从而得出工程规划设计所需的设计水文特征值。利用两个或多个变量之间的统计关系——相关关系，进行相关分析，以展延水文系列或做水文预报。

为了获得水文现象的随机过程，近代又提出了一种随机水文学方法。

3. 地区综合法

根据气候要素和其他地理要素的地区性规律，可以按地区研究受其影响的某些水文特征值的地区变化规律。这些研究成果可以用等值线图或地区经验公式表示，如多年平均径流深等值线图、洪水地区经验公式等。利用这些等值线或经验公式，可以求出资料短缺地区的水文特征值。这就是地区综合法。

每种水文现象都程度不同地存在着以上三种规律性，因此，实际水文计算中，常常根据实际情况和需要，选用一种或几种方法计算，以便得出合理可靠的成果。

§ 1.3 水文科学的发展

水文科学如同其他科学一样，随着人类经济建设的不断需要，由萌芽到成熟，由定性到定量，由经验到理论发展起来，至 17 世纪后期逐步形成了一门比较独立的学科，从此水文学步入了快速发展时期。

水位的高低是水文学中最直观最重要的因素之一，我国和埃及是水位观测最早的国家。公元前约 22 世纪，大禹治水已“随山刊木”（即沿河边立木观测水位）以后秦孝文王时（公元前 250 年）李冰父子的都江堰“石人”，隋代（581~681 年）的石刻水则、宋代（960~1279 年）的水碑，明代（1368~1644 年）的“乘沙、量水器”相继出现，清嘉庆年间（18 世纪末）正式设立水位站，系统观测和记录水位。雨量是另一重要的水文要素，明洪武年间（14 世纪 70 年代）开始观测。这一时期的古代著作《吕氏春秋》、《水经》、《论衡》、《河渠史》等系统地调查、记载我国各大江河的源流、水情，并提出了水文循环的初步概念。15 世纪后，欧洲的文艺复兴和产业革命，促进自然科学和技术科学飞跃发展，自记雨量计（C. 雷恩，1663）、蒸发器（E. 哈雷，1687）、流速仪（T.G. 埃利斯等，1870）等水文仪器相继发明，并设立水文站网系统观测水位、流量、降水、蒸发、

泥沙等。尤其 1674 年 P. 贝罗特出版了《喷泉起源》一书，在水文循环的概念下，提出流域水量平衡原理，并用以计算出塞纳河伯格底以上的年径流量为年降水量的 1/6，这标志着水文作为一门学科已经初步形成。

20 世纪，由于水利、交通、能源等的大规模建设，提出了许多水文问题迫切需要解决；另外，水文观测已经积累了比较多的资料，为解决这些问题打下坚实基础，促使水文的长足发展。许多产汇流理论和水文统计原理与方法，如至今仍广泛应用的霍顿下渗理论、等流时线法、单位线法、马斯京根流量演算法、各种流域水文模型、经验频率公式、输沙率公式等都是这一时期建立的，较好地解决了水文预报和分析计算问题，为工程规划、设计、施工和管理提供了可靠的水文依据，并出版了大量的水文专著，如《应用水文学》（R. K. 林斯雷等，1949）、《工程水文学》（R. K. 林斯雷等，1958）、《山坡水文学》（M. J. 柯克比，1978）、《流域水文模拟——新安江模型和陕北模型》（赵人俊，1984）、《水文预报方法》（长江水利委员会，1979、1993）、《河流泥沙工程学》（武汉水利电力学院，1983）、《泥沙运动力学》（钱宁，1983）与《河床演变学》（钱宁，1986）等。60 年代以来，由于人类活动的大规模进行和电子计算机、卫星遥感遥测等高新技术的出现，给现代水文学以新的特点，即水文预报、预测，既要考虑水量，又要考虑水质，并估计人类活动对水文循环的一系列影响；再是水文信息采集、模型计算和优化调度一体化，实现工程管理的水文实时预报综合调度自动化系统，充分发挥水文预报、预测的社会效益和经济效益。

思 考 题

- 1.1 什么是水文学？它研究的主要内容有哪些？
- 1.2 自然界常见的有哪些水文现象？其变化有哪些基本规律？
- 1.3 水文研究的基本方法有哪些？
- 1.4 水文学在土木工程规划、设计、管理中有哪些作用？试举例说明。

第 2 章 河流与径流

§ 2.1 河流与流域

接纳地面径流和地下径流的天然泄水通道称河流。供给河流地面和地下径流的集水区域叫流域，它由汇集地面径流的地面集水区和汇集地下径流的地下集水区所组成。流域里大大小小的水流，构成脉络相通的系统称河系（河网），又称水系 如图 2-1 所示，为浙江省余英溪姜湾断面以上流域的水系和雨量站分布情况，过姜湾断面的点画线包围的区域即地面集水区。河流的流域和河系是河川径流的补给源地和输送路径，它们的特征都将直接、间接地影响径流的形成和变化。

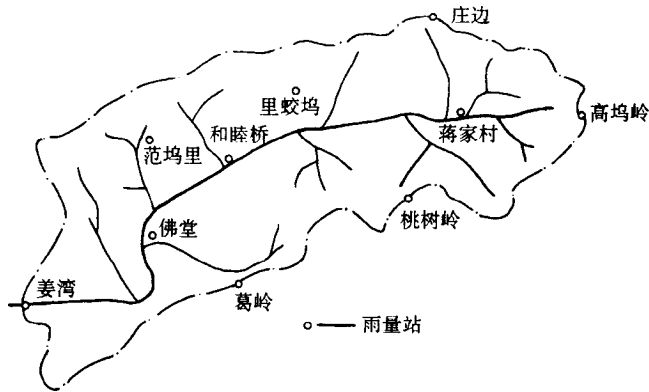


图 2-1 余英溪姜湾断面以上流域水系及雨量站分布图

2.1.1 河流特征

1. 河流长度

自河源沿主河道至河口的长度称为河流长度，简称河长，可在适当比例尺的地形图上用曲线仪量得。

2. 河流分段

一条河流沿水流方向，自高向低沿流程可分为河源、上游、中游、下游、河口区 5 段。河源是河流的发源地，可以是泉水、溪涧、沼泽、冰川等。上游直接连接河源，这一段的特点是河谷窄、坡度大、水流急、下切侵蚀为主，河流中常有瀑布、急滩。中游河段坡度渐缓，下切力减弱，旁蚀力加强，急流、瀑布消失，

河槽变宽，两岸有滩地，河床较稳定。下游是河流的下段，河槽宽、坡度缓、流速小，淤积为主，浅滩沙洲多，河曲发育。河口是河流的终点，即河流注入海洋或内陆湖的地区。这一段因流速骤减，泥沙大量淤积，往往形成三角洲。

3. 河谷与河槽

可以排泄河川径流的连续凹地称为河谷。河谷的横断面形状由于地质构造不同有很大差异，一般可分为峡谷、宽广河谷和台地河谷。谷底过水的部分称河槽，河槽的横断面称过水断面。根据横断面形状的不同，分为单式和复式两类，如图 2-2 所示。复式断面由枯水河槽和滩地组成，洪水时滩地将被淹没和过水。



图 2-2 河槽断面图
(a) 单式断面；(b) 复式断面

4. 河道纵比降

河段两端的高程差叫落差。单位河长的落差称为河道纵比降，一般称河流坡降。当河段纵断面的河底近于直线时，该河段的落差除以河段长，便得平均纵比降。当河道纵断面的河底呈折线时，如图 2-3 所示，可在纵断面图上，通过下游端断面的河底处作一斜线，使之以下的面积与原河底线以下的面积相等，此斜线的坡度即为河道的平均纵比降 J 计算公式为

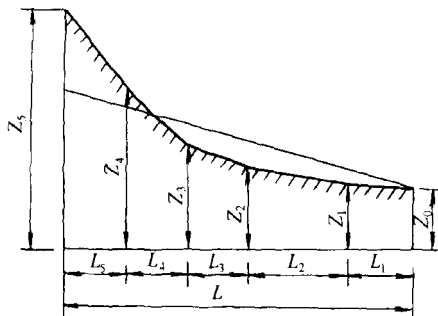


图 2-3 河道平均纵比降计算示意图

$$J = \frac{(Z_0 + Z_1)L_1 + (Z_1 + Z_2)L_2 + \dots + (Z_{n-1} + Z_n)L_n - 2Z_0L}{L^2} \quad (2-1)$$

式中 Z_0, \dots, Z_n ——自下游至上游沿程各转折点的高程；

L_1, \dots, L_n ——相邻两点间的距离；

L ——河道全长。

除上述特征外，还有河流弯曲系数、河网密度、河系几何形态，各级河流的分叉率、河长增长率和集流面积增长率等。

2.1.2 流域特征

1. 分水线和流域

(1) 分水线 当地形向两侧倾斜,使雨水分别汇入两条不同的河流中去,这一地形上的脊线起着分水作用,称为分水线或分水岭。分水线是相邻两流域的分界线。例如降在秦岭以南的雨水流入长江,而降在秦岭以北的雨水则流入黄河,所以秦岭是长江与黄河的分水岭。

流域的分水线是流域的周界。流域的地面分水线是地面集水区的周界,通常就是经过出口断面环绕流域四周的山脊线,可根据地形图勾绘如图 2-1 中的点画线。流域的地下分水线是地下集水区的周界,但很难准确确定。由于水文地质条件和地貌特征影响,地面、地下分水线可能不一致。如图 2-4, A、B 两河地面分水线在中间的山脊上,但地下不透水层向 A 河倾斜,其地下分水线在地面分水线的右边,二者在垂直方向不重合,地面、地下分水线间的面积上,降雨产生的地面径流注入 B 河,产生的地下径流注入 A 河,从而造成地面、地下集水区的不一致。除此之外,如果 A、B 之间没有不透水的地下分水线,枯季时, A 河的水还会渗向 B 河,使地下分水线发生变动。

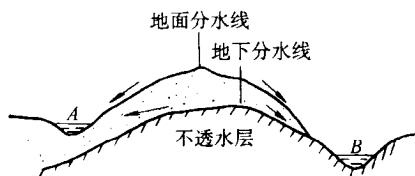


图 2-4 地面分水线与地下分水线示意图

如图 2-4, A、B 两河地面分水线在中间的山脊上,但地下不透水层向 A 河倾斜,其地下分水线在地面分水线的右边,二者在垂直方向不重合,地面、地下分水线间的面积上,降雨产生的地面径流注入 B 河,产生的地下径流注入 A 河,从而造成地面、地下集水区的不一致。除此之外,如果 A、B 之间没有不透水的地下分水线,枯季时, A 河的水还会渗向 B 河,使地下分水线发生变动。

(2) 流域 流域是指汇集地面、地下径流的区域,是相对河流某一断面而言的。例如图 2-4 中 B 断面控制的流域,即是 B 以上的地面、地下集水区,它们产生的径流将由 B 断面流出。A 断面控制的流域则是 A 以上的集水区域,但由于它下切深度浅,其上产生的径流将有一小部分从断面下的透水层中排出,而没有经过 A 断面。

当流域的地面、地下分水线重合,河流下切比较深,流域面积上降水产生的地面、地下径流能够全部经过出口断面排出者,称闭合流域。一般的大、中流域,地面、地下分水线不重合造成地面、地下集水区的差异相对于全流域很小,且出口断面下切较深,常常被看做是闭合流域。与闭合流域相反,或者因地面、地下分水线不一致,或者因河流下切过浅,出口断面流出的径流并不正好是流域的地面集水区上降水产生的径流时,称这种情况为非闭合流域。很小的流域,或岩溶地区的流域,常常是非闭合流域,水文计算时要格外注意,应通过地质、水文地质、枯水、泉水调查等,判定由于流域不闭合可能造成的水量差异。

2. 流域的几何特征

流域的几何特征常用流域面积、流域长度、流域形状系数等描述。

(1) 流域面积 流域面积是指流域地面集水区的水平投影面积,如图 2-1 中点画线所包围的面积。通常先在 1/50000 或 1/100000 的地形图上划出流域的地面分

水线，然后用求积仪量出它所包围的面积，这就是流域面积。

(2) 流域长度和平均宽度 流域长度就是流域的轴长。以流域出口为中心作出许多同心圆，由每个同心圆与流域分水线相交点作割线，各割线中点的连线的长度即为流域长度。流域面积 F 除以流域长度 L 的比值为流域的平均宽度 B ，即 $B=F/L$ 。

(3) 流域形状系数 流域平均宽度 B 与流域长度 L 之比为流域形状系数 K ，即

$$K = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2} \quad (2-2)$$

扇形流域 K 较大，狭长流域 K 较小，它在一定程度上以定量的方式反映了流域的形状。

3. 流域的自然地理特征

流域自然地理特征，包括流域的地理位置、气候条件、土壤性质及地质构造、地形、植被、湖泊沼泽等。

(1) 流域的地理位置 流域的地理位置是以流域所处的经度和纬度来说明的，它间接反映流域的气候和地理环境。

(2) 流域的气候条件 包括降水、蒸发、温度、湿度、风等，是决定流域水文特征的重要因素。

(3) 流域的地形 流域的地形特性除用地形图描述外，还常用流域的平均高程和平均坡度来定量地表征。可用格点法计算，即将流域地形图划分成 100 个以上的正方形，定出每个方格交叉点上的高程和与等高线正交方向的坡度，这些高程的平均值即为流域平均高程；这些格点的坡度平均值即为流域平均坡度。

(4) 流域的土壤、岩石性质和地质构造 土壤的性质，如上壤类型、结构；岩石水理性质，如透水性、给水度；地质构造，如断层、节理。它们对下渗和地下水运动有重要影响。

(5) 流域的植被 植被主要指森林，以植被面积占流域面积之比，称植被率，表示植被的相对多少。森林对减少泥沙和洪水有重要作用。

(6) 流域的湖泊与沼泽 湖沼对径流起调节作用，能调蓄洪水和改变径流的年内分配。通常以它们占流域面积的百分数，称湖泊率和沼泽率，来反映它们的相对大小。

人类活动措施，如水利水电工程、水土保持、农业措施、城市化等，将通过改变流域的自然地理条件而引起水文上的变化。例如修建水库，扩大了水面面积，增加了蒸发和对径流的调蓄。

§ 2.2 径流及其形成过程

河川径流源源不断，是由于地球上存在着自然界永不停止的水分循环，即水

文循环。径流即是水文循环中的一个十分重要的环节。河川径流，有时汹涌澎湃，泛滥成灾；有时则水量锐减，难以满足灌溉、发电、航运和人们对水资源的需要。为了尽可能准确地对径流变化过程进行预报、预测，通过水文观测和实验，认识和掌握径流形成机理是非常重要的。

2.2.1 水文循环与水量平衡

1. 水文循环

地球表面的广大水体，在太阳的辐射作用下，大量的水分被蒸发上升至空中，随气流运动向各地输送。水汽上升和输送过程中，在一定条件下凝结而以降水形式降落到陆面或洋面上，降在陆面上的雨水形成地表、地下径流，通过江河流入海洋，然后再由海洋面上蒸发。水分这种往复不断的循环过程称为自然界的水循环，即水文循环。

自然界中水的循环有蒸发、降水、下渗和径流 4 个主要环节。根据地球上水文循环的全局性和局部性，可把水文循环分为大循环和小循环。海洋上蒸发的水汽，被气流带到陆地上空，在一定气象条件下成云致雨，降落到地面，称降水。其中一部分被蒸发，另一部分形成地面径流和地下径流，最后流回海洋。这种海洋与大陆之间水分的不断交换称大循环，如图 2-5 中的 1。洋面蒸发的水汽上升凝结后又降落在洋面上；或陆面蒸发的水汽上升凝结后又降在陆面上，这种局部的水文循环称小循环，如图 2-5 中的 2。对陆面降水来说，主要是依赖于洋面上大量蒸发源源不断送来的水汽，即大循环起主导作用。

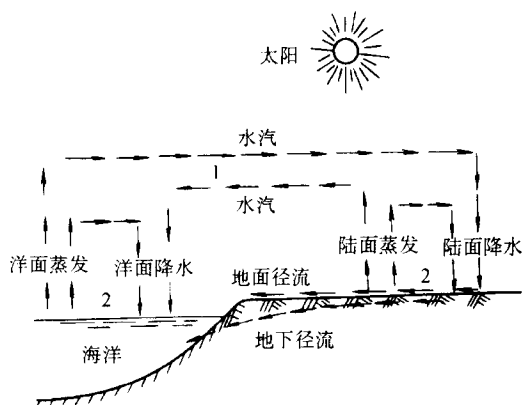


图 2-5 自然界水文循环示意图

1—大循环；2—小循环

我国水文循环的主要水汽来源是东南面的太平洋。随着东南季风，水汽向西北输送。输送途中，首先在沿海地区形成较多的降水。所以，越向西北，空气中

的水汽越少，降水量也越少。来自西南方向印度洋的水汽也是我国水汽的重要来源，对我国西南地区的降水有很大作用，但是由于高山峻岭阻隔，水汽不能深入内陆腹地。还有少量的水汽来自大西洋、北冰洋、鄂霍次克海，仅对局部地区有主要影响。

2. 地球的水量平衡

水文循环过程中，任一地区一定时段内进入的水量与输出的水量之差，必等于其蓄水的变化量，此即水量平衡原理。每年的蓄水变量有正有负，长期多年的平均值趋近于零，故

$$R = P_c - E_c \quad (2-3)$$

对于海洋则为

$$R = E_0 - P_0 \quad (2-4)$$

式中 R ——流入海洋的多年平均年径流量；

P_c 、 P_0 ——分别为大陆上和海洋上的多年平均年降水量；

E_c 、 E_0 ——分别为大陆和海洋的多年平均年蒸发量。

二式合并，得全球水量平衡方程为

$$E + E_0 = P_c + P_0 \quad (2-5)$$

即全球的降水量和蒸发量是相等的，如表 2-1 所列。由表可知，海洋平均每年将向大陆输送 119000km^3 的降水资源，除去蒸发后，将是为人们运用的径流资源，即一般所说的水资源。由于各地的水文循环情况不同，使水资源在地区分布和时程分配上有很大的差异。另外，某一地区的水资源量也不是永恒不变的，人们可以通过影响水文循环使之改变。例如大规模的灌溉、造林等使陆面蒸发增加，从而使降水增加和径流减少。

地球上多年平均水量平衡表

表 2-1

区 域	面 积 (10^6km^2)	多年平均年降水量		多年平均年蒸发量		多年平均入海年径流量	
		(km^3)	(mm)	(km^3)	(mm)	(km^3)	(mm)
陆 地	149	119000	800	72000	485	47000	315
海 洋	361	458000	1270	505000	1400	47000	130
全 球	510	577000	1130	577000	1130		

3. 流域水量平衡

对于某一流域，水文循环的各个因素也像全球那样，总是处于动态平衡之中，此即流域水量平衡。为使研究更具一般性，可先建立某一区域的通用水量平衡方程。在地面上任意划定一个区域，沿此区域的边界取出一个其底无水量交换的柱体(图 2-6)来研究。设在一定时期 T 内，进入此柱体的水量有：降水量 P 、凝结量 E_1 ，地面径流流入量 R_{s1} 、地下径流流入量 R_{g1} ；流出此柱体的水量有：区域蒸

发量 E_2 、地面径流流出量 R_{s2} 、地下径流流出量 R_{g2} ；时段初、末的柱体蓄水量为 S_1 、 S_2 。根据水量平衡原理，该柱体在 T 时段内的通用水量平衡方程式如下：

$$(P + E_1 + R_{s1} + R_{g1}) - (E_2 + R_{s2} + R_{g2}) = S_2 - S_1 \quad (2-6)$$

式中各项均以水深计。

若上述柱体是一个闭合流域，则 $R_{s1} = 0$ ， $R_{g1} = 0$ 。并令 $R = R_{s2} + R_{g2}$ 为流域出口断面的总径流深； $E = E_2 - E_1$ 代表净的蒸散发量； $\Delta S = S_2 - S_1$ 为该流域 T 时段内的蓄水变量，则得闭合流域时段为 T 的水量平衡方程为

$$P - E - R = \Delta S \quad (2-7)$$

对于多年平均情况，上式中蓄水变量 ΔS 的多年平均值趋于零， R 变为多年平均年径流深 R ， P 变为多年平均年降水量 P ， E 变为多年平均年蒸散发量 E ，从而得多年平均情况的闭合流域水量平衡方程为

$$P = R + E \quad (2-8)$$

根据各流域的实测降水、径流资料，并运用流域水量平衡方程，可求得各流域的和区域的多年平均情况的水平衡状况，见表 2-2。

我国各流域片多年平均水量平衡表

表 2-2

项 目	内陆河	外 流 河										全 国
		黑龙江	辽河	海滦河	黄河	淮河	长江	浙闽台诸河	珠江	西南诸河	额尔齐斯河	
年降水量 \bar{P} (mm)	153.9	495.5	551.0	559.8	464.4	859.6	1070.5	1758.1	1544.3	1097.7	394.5	648.4
年径流量 \bar{R} (mm)	32.0	129.1	141.1	90.5	83.2	231.0	526.0	1066.3	806.9	687.5	189.6	284.1
年蒸发量 \bar{E} (mm)	121.9	366.4	409.9	469.3	381.2	628.6	544.5	691.8	737.4	410.2	204.9	364.3
流域面积 (km ²)	3321713	903418	345207	318161	794712	329211	1808500	239803	580641	851406	52730	9545322

水文观测与水文资料收集

1. 降水

水分以各种形式从大气降落到地面，称之为降水。降水的主要形式有雨、雪、霰、雹，其他还有霜、露等。降水的形成主要是由于地面暖湿气团在各种因素的影响下迅速升入高空，上升过程中产生动力冷却，当温度降到露点以下时，气团中的水汽便凝结成水滴或冰晶，形成云层，云中的水滴、冰晶，随着水汽不断凝结而增多，同时还随着气流运动，相互碰撞合并而增大，直到他们的重量不能为上升气流浮托时，在重力作用下降落形成降水。可见，源源不断的水汽输入是降

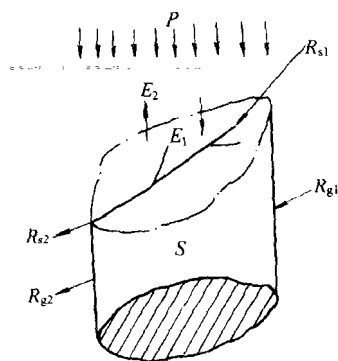


图 2-6 某一区域水量平衡示意图

水的依据，气流上升产生动力冷却则是形成降水的必要条件。按引起低空暖湿气流上升的原因，常将降水分为锋面雨、气旋雨、对流雨和地形雨 4 种类型。不同类型的降水，其降雨过程和地区分布将有不同的特点。对我国绝大多数的河流来说，降雨对水文现象的关系最大，尤其是大洪水，因此，以下主要讲降雨观测。

降水量以降落在地面上的水层深度表示，常以 mm 为单位，观测降水量的仪器有雨量器和自记雨量计。

雨量器的构造如图 2-7 所示。设置时 其上口距地面 70cm 器口保持水平。雨量观测一般采用定时观测，通常在每天的 8 时与 20 时观测，称之为两段制。雨季为更好地掌握雨情变化，将增加观测段次，如 4 段制，即从每天的 8 时开始，每隔 6h 观测一次，雨大时还要加测，如 8 段制、12 段制、24 段制。观测时用空的储水瓶将雨量筒中的储水瓶换出，在室内用特制的量杯量出降雨量。当可望降雪时，将雨量筒的漏斗和储水瓶取出，仅留外筒，作为承雪的器具进行观测。将雪加温融化后，得到降水深。

自记雨量计有各种型式，其中虹吸式自记雨量计是最常用的一种，其构造如图 2-8 所示。雨水从承雨器 1 流入容器 8 内。器内浮子 2 随水面上升，带动自记笔 4 在附于时钟 5 上的记录纸上画出曲线。该曲线的纵坐标表示累积雨量，横坐标表示时程，称累积雨量过程线。当容量内的水面升至虹吸管 6 的喉部时，容器内的水通过虹吸管自动地全部排入储水瓶 7。与此同时，自记笔下落至横坐标上，以后再随着降雨量增加而上升，重新记录雨量。

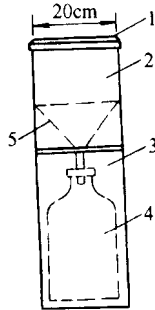


图 2-7 雨量器示意图

1—器口；2—承雨器；3—雨量筒；
4—储水瓶；5—漏斗

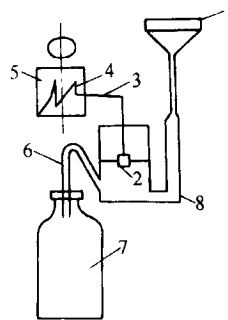


图 2-8 虹吸式自记雨量计结构示意图

1—承雨器；2—浮子；3—连杆；4—自记笔；
5—自记钟；6—虹吸管；7—储水瓶

将观测的雨量进行整理计算，得逐日降水量和汛期降水摘录，与其他水文资料一起，刊布在水文年鉴或存入水文数据库中，我们可以根据这些资料，绘制降雨强度过程线和降雨累积过程线，以及计算流域平均雨量，反映降雨的时程变化和地区分布。

(1) 降雨时程变化描述方法

1) 降雨强度过程线 将时段雨量除以时段长 得时段平均降雨强度 简称雨强。以雨强为纵坐标 以时间为横坐标, 可点绘出一次降雨的时段平均降雨强度过程线, 如图 2-9 中的 1 线。当时段取得很小时, 1 线变为一条光滑的曲线, 称瞬时降雨强度过程线。

2) 累积降雨过程线 降雨强度过程线随时间积分, 即累积降雨过程线。如图 2-9 中的 2 线, 是对 1 线下各时段雨量按时程累加而得。显然 累积过程线的坡度就是相应时间的降雨强度。自记雨量计记录的是累积降雨过程, 可由它求得各时段雨量和降雨强度。

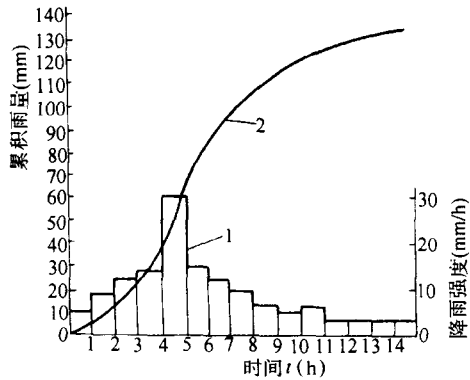


图 2-9 某站一次降雨过程
1—时段平均降雨过程线; 2—雨量累积过程线

(2) 流域平均雨量计算

雨量站观测到的降水量, 只代表该站点的降水情况, 而水文计算中, 常需知道的是一个流域或地区一定时段内的平均降水量。下面介绍 3 种常用的计算方法。

1) 算术平均法 当流域内雨量站分布比较均匀, 地形起伏变化不大时, 可用算术平均法求流域平均雨量, 计算公式为

$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + \dots + P_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (2-9)$$

式中 P ——某时段的流域平均雨量, mm;

P_i ——该时段第 i 站的降雨量, mm, $i=1, 2, \dots, n$;

n ——雨量站站数。

2) 泰森多边形法 当流域雨量站分布不太均匀时, 为了更好地反映各站在计算流域平均雨量中的作用, 该法假定流域各处的雨量可由与其距离最近的雨量站代表。据此, 可采用如下作图方法确定各雨量站代表的面积; 如图 2-10 所示, 先用直线(图中的虚线)连接流域内及附近相邻的雨量站, 成为很多个三角形; 然后, 在各连线上作垂直平分线, 它们与流域周界一起组成 n 个多边形, 每个多边形正好有一个相应的雨量站。例如多边形 f_1 有雨量站 1。不难证明, 在所有雨量站中, 只有这个相应的雨量站距其多边形中的任何一点最近。设 P_1, P_2, \dots, P_n 为各雨量站观测的雨量, $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ 为各站代表的多边形面积, F 为流域面积, 则流域平均雨量 P 可由下式计算:

$$\bar{P} = \frac{P_1 f_1 + P_2 f_2 + \dots + P_n f_n}{F} = \sum_{i=1}^n P_i \frac{f_i}{F} \quad (2-10)$$

式中 f_i/F 表示各站代表面积占全流域的比重, 称权重。 $P_i f_i/F$ 称为权雨量。这种

计算流域平均雨量的方法称泰森多边形法。根据图 2-10 中的资料，按此法算得的流域平均雨量为 115.8mm。

3) 等雨量线法 当流域地形变化较大，区域内有足够数量的雨量站，能结合地形变化绘出等雨量线图时，可采用该法求流域平均雨量。其作法是：首先按各雨量站同时期的雨量，类似绘制等高线那样，绘出等雨量线，如图 2-11，量出流域内各相邻等雨量线间的面积 f_i ，并由相邻的等雨量线值算出 f_i 上的平均雨量 P_i ，然后按下式计算流域平均雨量 P ：

$$\bar{P} = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n P_i f_i \quad (2-11)$$

图 2-11 上示出的流域及雨量资料与图 2-10 相同，根据绘制的该次降雨的等雨量线，求得流域平均雨量为 114.7mm。

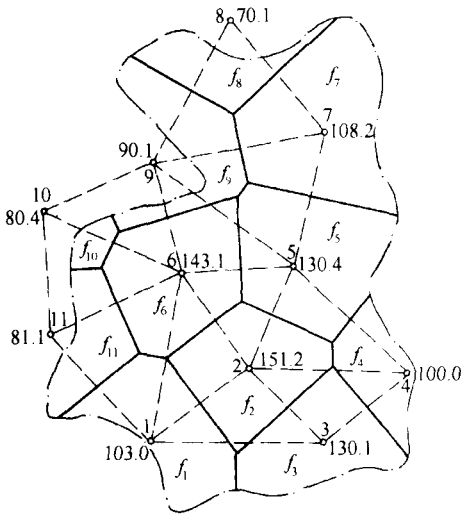


图 2-10 泰森多边形法求流域平均雨量

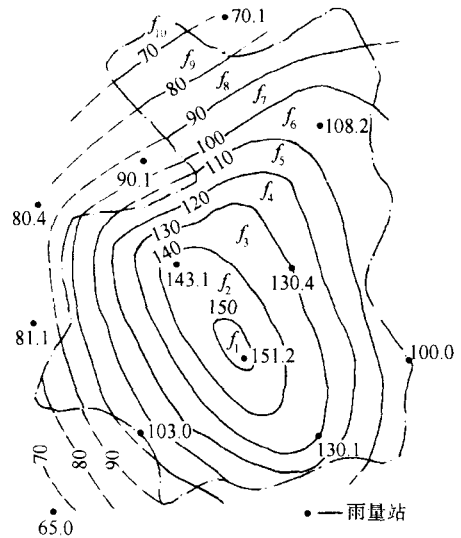


图 2-11 等雨量线法求流域平均雨量

此法能考虑流域地形的变化绘制等雨量线，比较好地反映了降雨在流域上的变化，精度较高，但绘制等雨量线需要较多站点的资料，且每次都要重绘，工作量很大。

2. 蒸发

蒸发是水受热后由液态或固态转化为水汽向空中扩散的过程。蒸发的大小，常以单位时间蒸发的水深表示，例如日蒸发 3mm 表示为 3mm/d。蒸发的先决条件是蒸发面上要有水分，必要条件是要供给一定的热能（主要是太阳辐射）和风引起的乱流扩散。蒸发对径流形成有显著影响，我国湿润地区约有 30%~50%，干旱地区约有 80%~95% 的年降水量被蒸发掉。因此，水文分析中研究流域蒸发是一

项很重要的工作。自然界的蒸发包括水面蒸发、土壤蒸发和植物蒸散发，流域总蒸发则是流域中这些蒸散发的总和。

(1) 水面蒸发

水面蒸发量常用水面蒸发器进行观测。一般用的蒸发器有直径 20cm 蒸发皿 (气象部门多用此种) 口径为 80cm 的带套盆的蒸发器和口径为 60cm 的埋在地表的带套盆的 E-601 蒸发器。后者观测条件比较接近自然水体，代表性和稳定性都比较好，现在的蒸发站都用这种仪器观测。每天 8 时观测一次，得蒸发器一日 (今日 8 时至次日 8 时) 的蒸发水深，即日蒸发量。以上三种蒸发器都属于小型蒸发器皿，它们的蒸发条件与实际水体有差异。因此，必须将蒸发器皿测得的蒸发量乘以折算系数，才得实际水面蒸发量。折算系数随蒸发器皿的直径而异，当蒸发器直径超过 3.5m 时，其值近似等于 1.0。蒸发系数还与月份、所在地区有关，如表 2-3 是湖北省东湖蒸发试验站得出的各类蒸发器皿的折算系数。实际工作中，应根据当地的资料分析采用。

湖北省东湖蒸发站不同类型蒸发器皿折算系数表 表 2-3

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年平均
20cm 蒸发皿	0.62	0.52	0.54	0.54	0.49	0.51	0.56	0.61	0.68	0.72	0.90	0.84	0.61
80cm 蒸发器	0.99	0.80	0.72	0.66	0.67	0.69	0.70	0.79	0.91	0.93	1.01	1.06	0.83
E-601 蒸发器	0.98	0.97	0.88	0.92	0.93	0.95	0.98	0.99	1.04	1.05	1.06	1.04	0.98

当设计地区缺乏实测蒸发资料时，可根据当地气象站的风速、气温、水汽压等气象资料，由经验公式计算。

(2) 土壤蒸发

土壤蒸发即土壤中所含水分以水汽的形式逸人大气的运动。土壤蒸发不仅受气象条件影响，而且同土壤中所含水分、土壤性质等有关。湿润的土壤在蒸发过程中逐渐干燥时，其蒸发过程大体分为 3 个阶段。第一阶段，土壤含水量 θ 大于田间持水量 θ_m (重力作用下土壤能够保持而不被流走的最大含水量) 土壤十分湿润，土层中毛细管上下沟通，这时土壤中的水分可以充分地供给土壤表面蒸发，所以蒸发只受到气象条件的影响，按土壤蒸发能力 E_m 进行，即 $E = E_m$ 。所谓蒸发能力，是指充分供水条件的蒸发，近似等于或略大于这里的水面蒸发。由于土壤蒸发耗水，土壤含水量将不断减少，当减少到小于田间持水量后，土壤中毛细管的连续状态逐渐受到破坏，于是土壤内部由毛细管作用上升到地表的水分也逐渐减少，这时土壤进入第二阶段。在这一阶段中，土壤蒸发率与土壤含水量大体上成正比，即 $E = (\theta/\theta_m) E_m$ 。当土壤含水量继续减少，至毛管断裂含水量 $\theta_{断}$ 后，土壤蒸发进入第三阶段。这时毛管水只能以薄膜水或气态水的形式向地面移动，运动十分缓慢。因此，这一阶段中的土壤蒸发率是很微小的，与气象条件和土壤含

水量的关系已很不明显。

(3) 植物蒸散发

土壤中的水分经植物吸收后，输送至叶面，经由气孔逸入大气，称为植物散发。由于气孔具有随外界条件张开和关闭的性能，所以说植物散发是一种生物物理过程。植物的散发率随土壤含水量、植物种类、季节和天气条件的不同而异。当土壤含水量低于枯萎点后，植物就要枯萎而死亡，散发随之停止，植物除散发外，还有降水时枝叶截留一部分降水在雨后蒸发的现象。二者一起称植物蒸散发。植物生长在土壤中，植物蒸散发与植物所生长的土壤上的蒸发总是同时存在，因此通常又将二者合称为陆面蒸发。

(4) 流域蒸散发

流域土壤、水面蒸发与植物蒸散发的总和，称流域蒸散发或流域总蒸发。水文计算和水文预报中，常常需要确定这个总的数值和变化。很容易想到：先分别计算各项蒸发和蒸散发，然后再综合而得。但由于流域情况极其复杂和分项计算还很难准确，所以这种设想目前还难以实现。现在应用最多的办法是用流域水量平衡的方法推求，即以实测的降水量和径流量反推出流域的蒸散发量；或根据实测的水面蒸发资料估算。另外，我国已绘出了全国和各省的多年平均年蒸散发量等值线图，可供使用。

3. 下渗

下渗是水从土壤表面渗入土壤内的运动过程，常用下渗率的大小来描述下渗的强弱。所谓下渗率就是单位时间内入渗的水深，其单位与降雨强度相同，以 mm/h、mm/min 表示。下渗不仅直接决定地面径流的大小，同时也影响土壤水分、地下水和地下径流，是径流形成的一个重要因素。

测量下渗的方法有同心环法、人工降雨法等。同心环法是把两个同心而无底的钢环打入地面下约 10cm 在内环和内外环之间同时加水 水深保持一个常值 内外水面保持水平。因入渗而水面降低，则继续加水，维持一定水深，则加水的速率就代表该处的下渗率。内环为测量的下渗面积，两环间加水是为了防止内环下渗的水分向旁侧渗透。根据各个时间观测的下渗率，便可以实验开始的时间作零点，绘制下渗率随时间的变化过程，如图 2-12 所示 称下渗能力曲线 或简称下渗曲线。值得指出的是，下渗能力是充分供水下的下渗率，当供水不充分时，其下渗率将小于下渗能力。

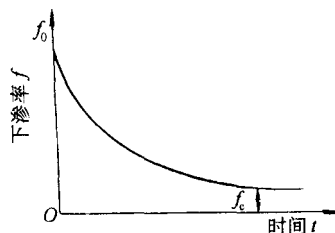


图 2-12 下渗能力曲线

很多实验表明，一个地点的下渗能力曲线基本上可以用一条曲线表示，并呈现出下渗能力随时间增长而衰减的规律，经过一定时间后趋于一个稳定的数值。这

种规律常以某种数学模式来描述，如 R. E. 霍顿公式：

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{at} \quad (2-12a)$$

式中 f —— t 时刻的下渗能力；

f_0 ——初始 ($t=0$) 的下渗能力；

f_c ——稳定下渗率；

a ——递减指数。

又如菲利浦公式：

$$f = f_c + \frac{1}{2}st^{-1/2} \quad (2-12b)$$

式中 s ——吸水系数，其他符号意义同上。

实际工作中，只需通过实验定出上述的 f_0 、 f_c 、 a 或 s 值，便可按公式求得某处的下渗能力曲线。但必须指出：流域各处的下渗能力将随着土壤地质条件和土壤含水量的不同而有比较大的变化。为反映这一实际，实用上，或用实测降雨径流资料反推流域平均下渗能力曲线近似代表，或用下渗能力地区分布函数描述。

4. 水位

河流、湖泊、沼泽、水库等水体的自由水面离开固定基面的高程称为水位，其单位以 m 表示。我国规定统一采用青岛附近的黄海海平面作为标准基面，但由于各种原因，有些地方有些年代采用的基面并非标准基面，使用水位资料时应予以注意。

观测水位常用的设备有水尺和自记水位计两大类。

按水尺的构造形式不同，可分为直立式、倾斜式、矮桩式和悬锤式四种。其中以直立式水尺构造最简单，且观测方便，采用最为普遍。观测时，水面在水尺上的读数加上水尺零点的高程，即为当时水面的水位值。水位观测次数，视水位变化情况，以能测得完整的水位变化过程、满足日平均水位计算及发布水情预报的要求为原则加以确定。当水位变化平缓时，每日 8 时和 20 时各观测 1 次；枯水期每日 8 时观测 1 次；汛期一般每日观测 4 次，洪水过程中还应根据需要加密测次，使能得出完整的洪水过程。

自记水位计能将水位变化的连续过程自动记录下来，具有连续、完善、节省人力的优点。有的并能将观测的水位以数字或图像的形式远传至室内，即水位遥测。自记水位计种类很多，主要型式有横式自记水位计、电传自记水位计、超声波自记水位计和水位遥测计等。

根据水位记录，可计算出日平均水位、月平均水位和年平均水位，连同年、月最高、最低水位及洪水水位要素摘录，一起刊于水文年鉴或存入水文数据库，供有关部门查用。

5. 流量

单位时间通过河流某一断面的水量，即该断面的流量，其单位常以 m^3/s 计。