

# 绪 论

## 一、水文学与水资源基础的研究对象

在天文、地文、人文中，“文”字有现象、状况的含意。“水文”在希腊文中，是“hydro—Logy”，即“水——研究”的意思。水文学是以水体为研究对象的。所谓水体是指以一定的形态存在于自然界的水的聚积体，如河流、海洋、湖泊、沼泽、冰川、地下水等。水文学是研究地球上各种水体的形成、分布、物理化学性质、运动变化规律以及水体与周围环境相互作用的科学。

水是重要的自然资源。随着人口的增长、生活水平的提高以及工农业生产的发展，人们对水的需求量迅猛增加。由于可供利用的淡水资源数量有限，所以出现了水资源供需矛盾。加之大量排放的污、废水严重污染河流、湖泊，地下水等，更加剧了水资源供需关系的紧张局面，不少地方出现了水源危机。水资源已成为目前关系到人类生存和发展的重大问题，这就使得水文学的研究不能仅限于水在自然界的循环和变化，而必须深入涉及水在人类生活和工农业生产中的供需关系问题。当前人们普遍认识到。水文学已发展到水资源水文学这一阶段，即在原来水文学研究的基础上，需进一步研究水资源的调查、估算和评价方法，研究水资源的管理和保护，研究水资源的合理开发利用以及水资源开发对环境的影响。

## 二、水文现象的基本特点

### （一）在过程中的环境性和人为性

水文现象在形成和变化的过程中，不仅受到气象气候、地质地貌、土壤植被等环境因素的影响，而且还受到生物措施（包括农业措施和林业措施）和工程措施（包括水利工程，工交城市建设工程）等人为因素的制约。随着工农业生产的发展和科学技术的进步，人为因素的影响会更加明显。

### （二）在时程内的周期性和随机性

水文现象在时间进程中有明显的周期性，如河流每年都有汛期和枯水期的周期性变化，这是必然的。但每年汛期和枯水期出现的时间以及各自水量的多少都是不重复的、偶然的，存在着极大的随机性。

### （三）在地域上的相似性与差异性

地理环境条件相似的地区或流域，其水文现象具有相似的变化特点；而地理环境条件有较大差异的地区或流域。其水文现象也往往有较大的差异。

### （四）在运动时的同在性和独立性

水文现象的降水、蒸发、入渗和径流等水分运动形式往往同时存在，但各有各的独立性，各有各的特点。

### 三、研究水文学与水资源基础的意义和方法

#### (一) 研究意义

水在自然界中的作用，犹如人体内的血液一样重要。自然地理环境可以影响水体的运动变化，而水体的运动变化又直接间接地深刻影响自然地理环境。如果没有水的运动变化，各种天气现象都难以发生，地形演变、动植物生长繁衍、乃至人类生存活动都难以进行。所以，水文学与水资源基础在研究水分循环运动与自然地理环境相互作用上成了一门必不可少的学科，这也是地理系开设这门课程的原因之一。

水是人类不可缺少的自然资源。在人类生活和生产活动中水具有非常重要的作用。水利是农业的命脉，一切农作物离开水都不能生长，要想保证农业高产稳产，农田中必须经常保持农作物生长所要的水分。在工业生产方面，几乎所有工业部门在生产过程中都离不开水。“人可三日无粮，不可一日无水。”这是早被实践所证明了的。但是，“水能载舟，亦能覆舟，”人若掌握了它的规律，控制了它，就可造福人类；反之，水就会给人类带来严重的灾难。所以，水情的变化深刻地影响着农业、城乡生活供水、工矿和港口建设、交通运输以及人民生命财产的安全，因此，大力开展水文水资源的研究，对我国社会主义四个现代化建设具有重要意义。

#### (二) 研究方法

要了解一个地区或流域的水文变化规律和水资源状况，必须进行实地考察或设站长期观测。水文水资源传统的研究方法有成因分析、地理综合和数理统计三种。成因分析法是根据水文站的观测和室内外试验研究，从成因上分析研究水文过程的各个环节，揭露水文现象本质，从水文物理机制上追本求源，探讨水文现象的成因规律。地理综合法是按照水文现象的地理地带性规律和非地带性的地域差异，用各种水文等值线图表示水文特征值的分布规律，研究水文水资源状况及利用的可能性。数理统计法是考虑到水文现象的不重复特点，把水文现象看作偶然性随机事件，对所掌握的水文信息进行统计分析，研究它的统计规律，作水文情势的超长期预估，以供工程建设和水资源开发利用的需要。

随着工农业生产和科学技术的发展，系统科学和电子计算技术的出现，人们根据实验研究和观测到的水文数据，利用上述方法手段，建立水文模型，人工模拟自然界的水文现象，以探求水文过程的发生发展规律，这是介于成因分析和数理统计之间的一种新方法。

# 第一章 地球上的水分循环和水量平衡

## 第一节 地球上的水分循环

### 一、水在地球上的分布

水是自然地理环境最基本的组成要素，它是地球上分布最广泛的物质之一。水以液态、固态和气态形式存在于地表、地下和空中，形成了海洋水、河流水、湖沼水、冰川水、地下水和大气水等各种水体。地球上所有形式的水，共同组成了一个连续的不规则的水圈。

水在地球上的分布是很不均匀的。在地球的总水量中，绝大部分集中在海洋里，少部分分布在陆地表面和地下，极少一部分浮游于大气中。海洋是地球上最庞大的水体。陆地上的水体最为复杂：南极大陆整个表面全为冰所复盖；各大洲高山顶部有冰川悬挂；地表有纵横奔腾的河流和星罗棋布的湖泊；地表以下埋藏着大量的地下水。在近地面大气层中浮游着大量的冰晶、水滴和水汽。整个地球表面的四分之三为水所复盖，这是地球不同于其它行星的主要特征之一，地球因此被称为“水的行星”。

地球上的总水量有多少？各种水体的水量是多少？有许多不同的估计，表1—1给出了六十年代以来的几种估算结果。

按最新的估算，地球上的总水量约为**13.86**亿立方公里。其中海水为**13.38**亿立方公里，占总水量的**96.5%**，海水的含盐量较高，目前还不能作为淡水资源为人类大量地直接利用。地球上的淡水资源约有**3503**万立方公里，仅占地球总水量的**2.53%**。淡水中有**68.7%**的水量是由南北极地区的冰雪和冰川所组成。在目前经济技术条件下，冰川的开采利用十分困难。目前较易被人类所利用的淡水是河流水、土壤水、浅层地下水和淡水湖泊的水，它们的总储量仅占淡水储量很少一部分。

### 二、\* 分循环

地球上的水，在太阳辐射能的作用下，不断地从水面、陆面和植物表面蒸发，化为水汽上升空中，被气流带往其它地区，在适当的条件下，水汽凝结成云致雨，重新又降落到地表形成径流，水的这种不断蒸发、输送、凝结降落和流动的往复运动交换的过程称为水分循环（图1—1）。水分循环是地理环境中最重要、最活跃的物质循环之一。在

表1—1 地球上各种水体的储量

单位：公里<sup>3</sup>

水体名称	榘根勇估算 (1967年)	国际科学水文学协会估算(1970年)	苏联国际水文十年 委员会估算(1974年)
1. 海洋	1349929000	1370000000	1338000000
2. 陆地水			
(1) 淡水湖	125000	125000	91000
(2) 盐湖	94000	104000	85400
(3) 河川水	1150	1250	2120
(4) 土壤水	25000	67000	16500
(5) 地下水		8350000	23400000
浅层	4500000	---	(其中淡水
深层	5600000	---	10530000)
(6) 冰盖、冰川	24487000	29200000	24064100
永冻土底冰	---	---	300000
(7) 沼泽	---	---	11470
3. 大气水	12600	13000	12900
4. 生物水	1200	---	1120
5. 岩石结合水	400	---	---
总    计	1384775350	1407860250	1385984610
其中淡水			35029210

注 尚有南极地下水未计。

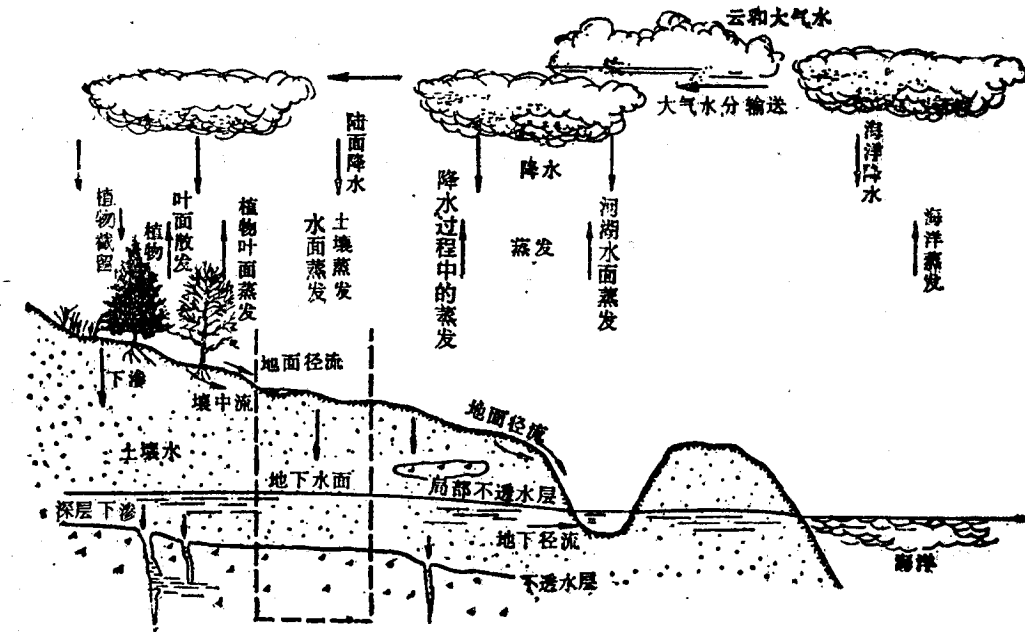


图1—1 水分循环示意图

水分循环的一系列过程中，通过降水、地表径流、入渗、地下径流、蒸发和植物蒸腾等各个环节，使大气圈、水圈、岩石圈和生物圈相互联系起来，并在各圈层间进行巨大的能量交换。

水分循环按其发生范围的不同，可分为全球水分循环和局部水分循环两类。全球水分循环是指海洋和陆地间的水分循环运动，它包括了水分蒸发、水汽输送、凝结降水、水的流动（径流）全部过程。局部水分循环的活动范围较小，循环运动中可能缺少某些过程。

形成水分循环的内因是水的物理特性，即水在常温状态下的三态转化，使水分在循环过程中的转移、交换成为可能。外因是太阳辐射和地心引力。太阳辐射是地表热能的主要源泉，它促使冰雪融化、水分蒸发、空气流动等，因此是水分循环的动力；地心引力能保持地球水分不向宇宙空间散逸，使凝结的水滴、冰晶得以降落地表，并使地面和地下的水由高处向低处流动。

在影响水分循环的自然地理因素中，气象因素是起主导作用的因素，它影响了水分循环的全部过程。下垫面因素（地质、地貌、土壤、植被等）对水分循环也有一定的影响。此外，人类改造自然的的活动，也对水分循环施加着愈来愈大的影响。

### 三、水分交换更新周期

由于水分循环，水圈成为一个动态系统。通过水分交换，各种水体的水不断得到更新。水体更新的快慢，可用更新周期表示。更新周期是指水体静储量与年动态水量之比，即

$$T = W_{\text{静}} / W_{\text{动}} \quad (\text{年}) \quad (1-1)$$

式中， $T$ 为水体更新周期； $W_{\text{静}}$ 为某种水体的静态储量，如河流的蓄水量、大气中的水汽含量、海洋水量等； $W_{\text{动}}$ 为水体年动态水量，如世界江河年入海水量、全球年降水量、世界海洋年蒸发量等。

由于各水体静态储量及年动态水量彼此差异很大，各水体更新周期也互不相同。表1—2给出了不同水体的更新周期。

表1—2 地球上各种水体的更新周期

水体名称	更新周期	水体名称	更新周期
两极冰盖、永冻土底冰	10000年	沼泽水	5年
世界大洋	2650年	土壤水	1年
山地冰川	1600年	河水	16天
深层地下水	1400年	大气水	8天
湖泊水	17年	生物水	数小时

据估算，世界河流的蓄水量为2120立方公里，而通过世界江河每年入海的径流总量为47000立方公里，这说明河流中的水每年要更换22次，即河流水的更新周期是16天左右。大气中的水汽含量为12900立方公里，每年全球降水量约为577000立方公里，是大

气水分的44.7倍，降水的唯一来源是大气水分，所以大气水分每年得更新44.7次，即其更新周期为8天。海洋的更新周期要长得多，海洋水量为13.38亿立方公里，而每年从海洋面上蒸发水量505000立方公里，所以可算出海洋水更新周期约为2650年。水分交换更新周期越短，说明其动态交换速率越快，在水分开发利用中的作用越大。

显然可见，由于地球上的水分循环运动，使得水成为世界性的不断更新的资源。

#### 四、我国水分循环路径简述

水分循环的路径，主要是指水汽输入的方向和径流输出的途径。水汽输入的方向是由大气环流所决定的，而径流输出途径则取决于地形大势。

我国的水汽主要是来自东南和西南两个方向。我国处于欧亚大陆的东部和太平洋的西岸，因此太平洋的暖湿气流可给我国大陆带来丰富的水汽，使得从东南方向输入的水汽占我国总水汽输入量的第一位。这种水汽的输入使得我国东南部获得丰沛的降水，随着气流向西北方向输送，水汽含量逐渐减少，降水也逐渐减少，形成我国降水由东南向西北递减的变化规律。由西南方向输入的印度洋水汽，可在我国西南部引起较多的降水，但由于高山峻岭的阻隔，水汽较难深入内陆腹地。来自东北方向的鄂霍次克海的水汽，随东北气流进入我国东北地区，对该地区的降水起很大作用，使该地区成为我国较为湿润的地区之一。西北地区，可接受西风环流带来的大西洋水汽。北冰洋的水汽，借强盛的北风，势力可抵达珠江三角洲，但因水汽含量少，引起的降水量不大。

我国西高东低的地形大势，决定了我国径流途径主要是自西向东。由降水产生的径流，大部分经东北的黑龙江、图们江、绥芬河、鸭绿江、辽河，华北的滦河、海河、黄河，中部的长江、淮河，东南沿海的钱塘江、瓯江、闽江，华南的珠江，西南的元江、澜沧江以及台湾各河流入太平洋；小部分经怒江、雅鲁藏布江流入印度洋；还有极少一部分流经额尔齐斯河流入北冰洋。

## 第二节 地球上的水量平衡

### 一、水量平衡原理

研究表明，地球上的水不会轻易散逸到地球以外的宇宙空间，宇宙空间的水也很少能够来到地球上，因此地球整体可被看作是既无水进、又无水出的闭合系统。地球上的总水量可视为常数。但对地球上任一水体或任一研究地段，则是既有水进、又有水出的非闭合系统，其水量会随时间变化。水在循环过程中，也遵循着宇宙间的普遍规律——物质不灭定律和质量守恒定律。以此为基础，我们建立水量平衡的概念。

对于任一地区，在任一时段内，收入水量与支出水量之差，必等于其蓄水量的变化，这就叫水量平衡。水量平衡原理是现代水文学的基本理论之一，依此原理列出的水量平衡方程，在水文学中得到广泛的应用。

## 二、通用水量平衡方程

假定在陆地上任取一个三度空间的闭合柱体，其上界为地表，下界为无水分交换的深度，则该柱体在任一时段内的水量平衡方程可写为：

$$(P + E_1 + R_{上入} + R_{下入}) - (E_2 + R_{上出} + R_{下出}) = S_2 - S_1$$

$$\text{或 } P = (E_2 - E_1) + (R_{上出} - R_{上入}) + (R_{下出} - R_{下入}) + (S_2 - S_1) \quad (1-2)$$

式中  $P$ 、 $E_1$ 、 $R_{上入}$ 、 $R_{下入}$  为时段内的收入水量，分别代表降水量、水汽凝结量、地面流入水量和地下流入水量； $E_2$ 、 $R_{上出}$ 、 $R_{下出}$  为时段内的支出水量，分别代表蒸发量、地面流出水量和地下流出水量； $S_1$ 、 $S_2$  分别代表研究时段开始与结束时的蓄水量。

随着观测手段和实验方法的不断改进，对于水量平衡的研究也更加详尽。如对于上述的闭合柱体，可以从上到下划分为地表和地下若干个特定的研究层次，进而分别研究地表及地下各层的水量收支项目，列出各层的水量平衡方程，这就有利于区分不同层次内的水分运行机制，了解不同层次内的水分状况。显而易见，将地表面及地下若干层次的水分收支与蓄水量的变化作为一个整体加以考虑时，仍然得到如式 (1-2) 所示的通用水量平衡方程。

## 三、流域的水量平衡方程

如果研究的区域是一闭合流域，即流域的地面分水线与地下分水线相重合，则相邻流域的地面水和地下水均不会流入该研究流域。根据通用水量平衡方程，流域任一时段的水量平衡方程可写为：

$$P = (E_2 - E_1) + (R_{上出} - 0) + (R_{下出} - 0) + (S_2 - S_1)$$

$$\text{可改写为： } P = (E_2 - E_1) + (R_{上出} + R_{下出}) + (S_2 - S_1)$$

蒸发与水汽凝结为相反过程，二者之差称为有效蒸发，用  $E$  表示，有  $E = E_2 - E_1$ ；假定河流下切足够深，地下水也注入河流，与地面水一起流出流域，其共同出流量用  $R$  表示，有  $R = R_{上出} + R_{下出}$ ；流域内蓄水变化量用  $\pm \Delta S$  表示，有  $\pm \Delta S = S_2 - S_1$ 。则上式可写为：

$$P = E + R \pm \Delta S \quad (1-3)$$

式 (1-3) 即为流域任一时段的水量平衡方程。

如果所取时段以年为单位，式 (1-3) 即为流域某一年的水量平衡方程，可以想见，如某一年为多水年，则必有  $\Delta S$  为正值，表示该年内流域的降水量，除消耗于蒸发和径流外，尚有多余部分增加了流域的蓄水量；如果某年为少水年，则必有  $\Delta S$  为负值，表示该年内流域的蒸发和径流不但完全消耗掉该年的降水，而且还消耗了流域的蓄水量，使流域蓄水量减少。包括若干个多水年和若干个少水年在内的多年期间， $\Delta S$  有正有负，多年累加并求平均值，必然正负抵消，趋近于零，即式 (1-3) 最后一项为零，因此有：

$$(1-4)$$

式 (1-4) 为流域多年平均的水量平衡方程式。式中  $P_0$ 、 $E_0$  和  $R_0$  分别代表多年平均降

水量、多年平均蒸发量和多年平均径流量，它们是流域重要的水文特征值。

若将式(1-4)两端同除以 $P_0$ 得

$$\frac{E_0}{P_0} + \frac{R_0}{P_0} = 1 \quad \text{令 } \alpha_0 = \frac{R_0}{P_0}, \quad \beta_0 = \frac{E_0}{P_0}$$

$$\text{则 } \alpha_0 + \beta_0 = 1 \quad (1-5)$$

式中， $\alpha_0$ 为多年平均径流系数，表示降水中转变为径流的比例； $\beta_0$ 为多年平均蒸发系数，表示降水中消耗于蒸发的比例。这两个系数在不同的自然地理区内是不同的，它们综合地反映了一个流域内气候的干湿程度。干燥地区 $\alpha_0$ 较小， $\beta_0$ 较大；湿润地区 $\alpha_0$ 较大， $\beta_0$ 较小。

我国主要河流流域的水量平衡如表1-3所示。

表1-3 中国主要河流水量平衡要素值

河 名	流域面积 (平方公里)	水 量 平 衡 要 素			多年平均 径流系数
		降 水 (毫米)	蒸 发 (毫米)	径 流 (毫米)	
松 花 江	549665	525	380	145	0.28
黄 河	752443	492	416	76	0.15
淮 河	261504	929	738	191	0.21
(包括沂、沭、泗)					
长 江	1807199	1055	513	542	0.51
珠 江	452616	1438	666	772	0.54
雅鲁藏布江	246000	699	225	474	0.68

如果流域的地面分水线与地下分水线不相重合，即流域为非闭合的，则在流域的水量平衡方程中应考虑与相邻流域的地下水交换量。如进行人工跨流域调水时，则在水量收入或支出的项目中，应考虑调入或调出的水量。

#### 四、全球水量平衡

对陆地和海洋分别有：

$$P_{\text{陆}} - E_{\text{陆}} - R = \pm \Delta S_{\text{陆}} \quad (1-6)$$

$$P_{\text{海}} - E_{\text{海}} + R = \pm \Delta S_{\text{海}} \quad (1-7)$$

式中， $P_{\text{陆}}$ 、 $P_{\text{海}}$ 分别为陆地和海洋上的降水量； $E_{\text{陆}}$ 、 $E_{\text{海}}$ 分别为陆地和海洋上的蒸发量； $R$ 表示由陆地经地面和地下入海的径流量； $\pm \Delta S_{\text{陆}}$ 、 $\pm \Delta S_{\text{海}}$ 分别表示在研究时期内陆地和海洋蓄水量的变化量。

在短时期内 $\Delta S_{\text{陆}}$ 和 $\Delta S_{\text{海}}$ 可正可负，多年平均则正负抵消，即 $\Delta S_{\text{陆}} \rightarrow 0$ 、 $\Delta S_{\text{海}} \rightarrow 0$ ，由此可得：

$$P_{\text{陆}0} - E_{\text{陆}0} = R \quad (1-8)$$

$$P_{\text{海}0} - E_{\text{海}0} = -R \quad (1-9)$$

式(1-8)和式(1-9)分别为陆地和海洋的多年平均水量平衡方程，各符号带下标

“.”，均表示多年平均数值。

将上两式相加得：

$$P_{\text{全球}} = E_{\text{全球}} \quad (1-10)$$

式(1-10)即为全球水量平衡方程。该式表明，海洋和陆地上的降水量之和，等于海洋和陆地上的总蒸发量。式中缺少径流项，是因为将海洋和陆地作为一个完整的系统考虑，由陆地流入海洋的径流量，是系统内部的事。

对于大陆内流区，其河川径流并不流入海洋，而最终是消耗于蒸发，故有

$$P_{\text{内流}} = E_{\text{内流}} \quad (1-11)$$

地球上的水量平衡各要素值，见表1-4。

表1-4 地球上的水量平衡

区 域	多年平均蒸发量		多年平均降水量		多年平均径流量	
	体 积 (公里 <sup>3</sup> )	深 度 (毫米)	体 积 (公里 <sup>3</sup> )	深 度 (毫米)	体 积 (公里 <sup>3</sup> )	深 度 (毫米)
海 洋	505000	1400	458000	1270	47000	130
陆地外流区	63000	529	110000	924	47000	395
陆地内流区	9000	300	9000	300		
全 球	577000	1130	577000	1130		

### 五、世界性水量平衡

在水循环过程中，各水体的水量处在动态变化中，因此在某个时期内，一些水体水量的对比关系会发生一定的变化，有人称这种变化为世界性的水量平衡。本世纪以来，世界海洋海平面有稳定上升的趋势，这反映了海洋贮水量的增加；与此相应的是，陆地上一些水体的贮水量减少。有人计算得出结果如表1-5所示。

表1-5 本世纪以来世界性的水量平衡

水体名称	贮水量的变化(立方公里/年)	引起海面变化(毫米/年)
冰 川	-250	0.7
湖 泊	-80	0.2
地 下 水	-300	0.8
水 库	50	-0.1
海 洋	580	1.6

计算结果表明，由于陆地上冰川、湖泊、地下水等贮水量的减少，引起海洋贮水量的增加，海面以每年1.6毫米的速率稳定上升，这与实际观测数字颇为接近。有人分析，引起这种变化的原因是世界气温的升高，而这又与人类活动特别是大工业的发展有

关。人们修建了大量的水库，使入海径流每年减少50立方公里，并因之使海平面下降0.1毫米。这都显示了人类活动对水量平衡直接和间接的影响。

水量平衡方程在水文研究中有重要的意义和作用，它既是理解水量平衡各要素间相互关系的出发点，又是广泛用于水文分析与计算的方法。例如，在估算和评价水资源时，必须建立相应的水量平衡方程，以便于明确计算项目和检验数据的合理性；水量平衡方程一般还用于从已知的降雨和径流资料推算蒸发量。

水量平衡研究在近数十年来有了很明显的进展。这首先是由于观测资料的大量增加，因为世界各国近数十年来布设了较完善的水文站网，一些国家还建立了水平衡实验站。这些站网的观测资料表明，水量平衡各要素可以进一步分解，这种分解包括物理机制上的分解和时间地域的分解。其次，随着人口的增加和人类活动的规模越来越大，地球上的淡水资源日趋紧张，需要更加节约使用，这就从客观上提出了更加仔细地分析淡水来源与其消耗途径的要求，这种实际需要促进了水量平衡的研究。

在水量平衡的研究中，苏联著名的水文地理学家 M·N·李沃维奇作出了突出的贡献。早在50年代，李沃维奇就强调了土壤的水文作用，他认为土壤是气候和水圈之间的媒介物，土壤和气候、植被三者是影响地区水量平衡的主要因素，这就改变了水文学中“水文现象和水文状况是气候的反映”这一传统观念。通过三十多年来在区域水量平衡的理论与实践方面的研究，李沃维奇在了解土壤和植被对水量平衡要素影响的条件下，揭示了水量平衡的区域地理规律，并利用这种规律编制了苏联及世界水量平衡要素图。

为了强调土壤性质和区域水量平衡的关系，李沃维奇对水量平衡方程进行了分解，他将径流分成了地表径流和地下径流两部分：地表径流是指由地表直接进入河流的那部分水量，地下径流则是降水渗入土壤的部分，又经由地下流入河流的水量。经过这样的分解和变换，李沃维奇提出了一个新的水量平衡要素——地区湿度。地区湿度主要是指土壤含水量，它在数值上等于降水减去地表径流，当它转化为地下径流和蒸发时，必然以上壤为媒介，因而它受土壤性质、土壤上的植被状况、土壤利用程度等因素的制约。所以，地区湿度是一个可以表示下垫面地理特征的水文参数。同时，李沃维奇还得出另外两个地理水文参数：地下水补给参数（地下径流与地区湿度之比）和蒸发参数（蒸发量与地区湿度之比）。苏联的分析资料表明，利用上述参数划分的类型区与自然区划的结果基本一致，证实了这些参数的地理含义，因此可用上述参数推求无资料或少资料地区的水量平衡要素及水资源。

众所周知，水文学地理方向的研究对象是水分循环。李沃维奇对水量平衡方程的分解，从理论上揭示出了水分循环的本质，因此对水文学地理方向的研究具有重要意义。

### 第三节 人类活动对水分循环和水量平衡的影响

蒸发、降水和径流既是水分循环的主要环节，又是水量平衡的基本要素。由于理论

研究的日益深入和观测手段的不断改进，人们逐渐了解了蒸发、降水和径流的物理机制以及它们的成因规律，并能愈来愈精确地确定三者之间的定量关系。在水文研究中，水分循环和水量平衡占据着十分重要的地位。水资源的开发和利用，也与水分循环和水量平衡的研究密切相关。

随着经济的发展、人口的激增和生活水平的提高，人类对水资源的需求不断增长。自然界的水分循环虽然能给人类提供不断再生的淡水资源，但是数量有限，而且由于人类活动造成的水体污染，使得可用的水资源数量日益减少。因此，水的供需矛盾日益尖锐。人们采取多种措施，对水分循环过程和水量平衡要素施加影响，使它们朝着适合人们需要的方向变化。

还没有证据能够表明，人类改造自然的活动能改变大气环流以致影响到全球的水分循环。但是，人类的活动能够改变下垫面的状况，从而影响局部的水分循环过程，使局部地区的蒸发、降水、下渗和径流发生变化，并通过改变地表水、土壤水和地下水的分配，以满足人们对水资源的需求。

## 一、水利措施的影响

人们采取的水利措施主要有蓄水工程、跨流域调水工程及地下水的开发利用等。

(一) 蓄水工程的影响。蓄水工程(水库、塘堰等)的主要作用是调节径流。天然径流的时间分配与人们对水的需要发生矛盾时，人们往往修建蓄水工程，调节径流的年内变化或年际变化，以充分地利用河川径流。另一方面，由于蓄水工程的修建，扩大了水面面积，而水面蒸发常常大于陆面蒸发，因此增加了水分的蒸发量，河川径流量也就减少了。这种蒸发量的增加与径流量的减少，在干旱地区尤为显著。

大型蓄水工程蒸发量的增加，可改变附近大气的水汽含量，从而影响到降水。一般的规律是：水库区年降水量略有减少，库区周围降水量有所增加。蓄水工程使降水的地区分布发生了变化，这又与局部的大气环流活动有关。

(二) 调水工程的影响。调水工程主要是为了改变水的地区分布，将湿海地区的部分水量调到较为干旱的地区，以满足生产和生活对水的需要。调水工程，特别是大规模的跨流域调水工程，能对水分循环和水量平衡发生极为深刻的影响。首先，人为地改变了水分循环路径；其次，打破了旧的水量平衡关系而代之以新的水量平衡关系，蒸发、降雨、径流等要素均会发生较大变化。近年来，科学家们除了研究大型调水工程对水文影响之外，还对调水可能产生的生态环境影响进行了深入的研究，建议在规划大型调水工程时，应以系统观点慎重考虑，以趋利避害，更加有效合理地利用水资源。

(三) 地下水开发的影响。地下水普遍存在于大陆地表下一定深度内的地层中。在自然条件下，干旱季节或干旱年份地下水可补给河流，丰水季节或丰水年份地表水又可补给地下水，使地下水在多年间保持平衡。在地表水源不足的地区，开发利用地下水有着十分重要的意义。干旱时适当抽取地下水，使一定范围内地下水位下降，腾出较大的地下库容；丰水时人为地使地表水补给地下水，保持地下水的动态平衡，形成有利的水分循环环境条件。反之，如果过量开采地下水，就会破坏地下水的动态平衡，造成地下水资源枯竭的严重后果。

近年来，在我国北方开展了利用特定的地质条件建造地下水库的实验研究，其目的在于充分发挥地下水库蓄水容积大、不占用耕地和减少水分蒸发损失等长处，使地下水资源更好地为生产和生活服务。河北省南宫地下水库的修建，在这方面取得了成功的经验。

## 二、农林牧措施的影响

对水分循环和水量平衡影响较大的农业措施有：开荒扩大耕地面积、坡地改梯田、扩大灌溉面积以及旱地改水田等。这些措施的共同作用在于：它们不同程度地拦蓄和耗用了地面水流，因此减少了地面径流量；由于下垫面条件的改变，增加下渗的机会，使下渗水量明显增多，使地下水与土壤水分得到大量补充，这又使得水分蒸发量显著增大；由于蒸发的增加，使降水量也有所增加。德意志联邦共和国1891年到1960年共70年的水文资料清楚地表明了上述变化：前40年为一系列，表示灌溉较少的时期水量平衡状况；后30年为一系列，表示灌溉面积大量增加后的状况。根据两个系列各自的多年平均水量平衡方程计算的结果，与前一时期相比，后一时期年平均径流量减少56毫米，年平均蒸发量增加81毫米，年平均降水量增加25毫米。

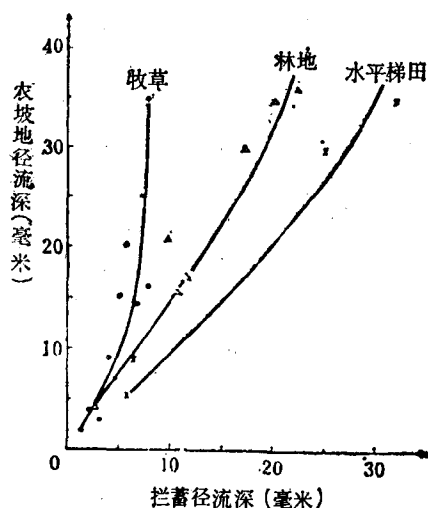


图1—2 农林牧措施对径流的拦蓄作用

当地的蒸发能力，但由于林木生长而产生的强烈蒸腾散发，会使实际蒸发量大为增加而减少径流量。如在我国黄土高原丘陵区，森林复盖率在15~20%时，年径流比黄土裸地减少25~45%；森林复盖率达90%以上时，年径流减少60~70%。可见森林的水土保持功能是多么显著。在湿润地区，森林使气温降低、湿度增加、风速减小而不利于蒸发。同时林下的疏松土壤和枯枝落叶又使下渗量增大，从而使年径流有所增加。我国南方林地与非林地的对比观测实验表明，林区比非林区的径流系数大得多，如以森林为主的汉水台口流域年径流系数达0.73，而非林区的八里望流域年径流系数仅为0.34。

国内外的许多事例都证明：盲目开荒、滥伐林木和破坏植被，引起了严重的水土流失，并导致水旱灾害频繁发生；而良好的森林植被，则具有明显的削减洪水和提高抗灾

林牧业措施主要包括封山育林、植树造林和种植牧草等。这些措施主要是通过改善下垫面的植被状况来影响水分循环过程的。它们能够起到拦蓄地表流水、缓和河川径流过程和减少水土流失的作用，从而影响到地面水、土壤水和地下水的分配状况。图1—2是根据绥德非园沟小流域的观测分析作出的，图中显示了牧草、林地（4年树令）和水平梯田对坡面流拦蓄的不同效果。

植树造林对径流的影响比较复杂，随自然地理条件的不同会有截然相反的影响作用。在于旱地区，实际蒸发量远远小于

能力的作用。

### 三、城市化的影响

随着人类社会文化、经济、生产和科学技术的发展，城镇日益增多。如英国到1970年为止城市化流域已占全国总面积的9%，美国在1960年城市综合体已达200个，约占总人数63%的人口居住在占全国9%的土地面积上。我国在解放后，旧城镇得到改造和扩建，新的城镇不断出现，城市化流域的面积显著增大。城市化对水分循环和水量平衡能产生一定的影响。

城市下垫面的辐射特征，加上工业和民用燃烧的影响，使城市的气温高于其四周地区，城市变为“热岛”。城市的热岛效应，可在城市与郊区间形成局部的大气环流。同时，由于城市上空热对流加强，工厂排放的烟尘能产生大量的凝结核，使得城市上空云量增多，城市降水量明显增加。城市越大、工厂越多、当地气候越湿润，降水量增加得也越多。据观测，城市雨量比郊区高出5~10%。

城市大量的建筑物和柏油路面，使得城市区的不透水面积远远大于城市化以前，因此下渗水量明显减少，地面径流大大增加。

### 四、其它措施的影响

因为水面蒸发消耗大量水资源，所以抑制水面蒸发就显得特别重要，人们除采用水利调度和工程措施外，还用化学方法在水面上形成单分子膜以抑制水面蒸发。土壤蒸发消耗土壤水分，土壤水分不足时不利于作物生长，因此人们采用多种方法抑制土壤蒸发。经常使用的方法有松土掩护、有机物掩护和控制灌水量等。松土掩护是指使表层土壤疏松加大孔隙以阻止下层水分向上补给；有机物掩护是指在地表复盖厩肥、树叶等，避免表面土壤被风吹日晒，以减少土壤蒸发。

近几十年来，人们不断进行人工降雨的试验，以求得到较多的降水。干冰（固态二氧化碳）和某些盐类（如碘化银等）能在过冷云滴中起凝结核的作用，将它们播入云中能引起不同程度的降雨。如1960~1965年科罗拉多山区所作试验表明，120个播云日内，日平均降水量比未播的131天要大到6~11%。1955~1964年对加利福尼亚金河流域山区作了十年播云人工降雨试验，观测表明河流中的水量平均每年增加6%，个别山区试验还表明在最有利的条件下，人工降雨能增大降水量达100%之多。目前，关于人工引起的降雨中有多少成分是净增的，大范围内人工降雨的有效性如何，以及人工降雨对一地区气候、水文的影响等，都是值得深入研究的课题。

## 第二章 海洋

### 第一节 海洋概述

海洋是地理环境中水圈的主体，是地球上最庞大的水分源地。海洋在地理环境的物质输送和能量交换中起着重要的作用，因此对人类生活环境产生了巨大的影响。海洋曾是地球上生命的摇篮，如今，它仍然孕育着繁多而丰盛的生物，给人类提供了大量的食物资源。海洋还蕴藏着极其丰富的化学资源、矿产资源和动力资源，因此被人们称为“蓝色宝库”。

#### 一、海陆的分布

地球表面可分为海洋和陆地两大部分。地球总表面积为5.10亿平方公里，其中海洋面积3.61亿平方公里，占地球总表面积的70.8%；陆地面积1.49亿平方公里，占地球总表面积的29.2%。海陆面积之比约为2.5:1。由于海洋和陆地在面积上相差悬殊，所以任何一个大圆把地球分成两半的半球面上，海洋面积都大于陆地面积。例如，在北半球，海洋占60.7%，陆地占39.3%；在南半球，海洋占80.9%，陆地占19.1%。如果以经度0°、北纬47°的一点和经度180°、南纬47°的一点作为两极，把地球分为两半球，则以前一点为中心的半球，最大可能地集中了地球的陆地部分，以后一点为中心的半球，则有最为广阔的水域。人们把前者称为陆半球，把后者称为水半球。在陆半球上，海洋面积仍占一半以上，为52.7%；在水半球上，海洋占90.5%，除了南极大陆、澳大利亚、南美洲的一角等较大的陆地外，其它则是零星点缀着一些岛屿的汪洋大海。

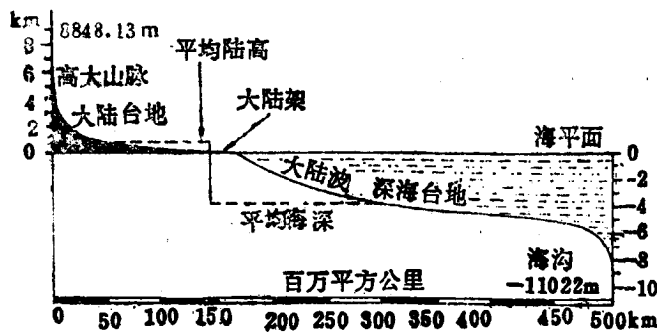


图2—1 地壳表面起伏曲线

地球上的海洋不仅面积超过陆地，而且它的深度值也超过陆地的高度值。就极值而论，世界最深的马里亚纳海沟深11022米，比陆地上第一高峰珠穆朗玛峰（海拔8848.13米）还多出2173.87米；就平均值而言，海洋平均深度3794米，而陆地的平均高度只有875米（见图2—1）。

## 二、海洋的分类

地球上各海洋相互连通而形成的广大水域，称为世界大洋。世界大洋是地球上海洋的总称。根据海洋的地理位置、形态特征及水文特征的不同，世界大洋可分为主要部分和附属部分。主要部分为洋，附属部分为海、海湾和海峡。

（一）洋 世界海洋中远离大陆、水深较大、面积广阔的水域称为洋。其水深一般在二、三千米以上，面积约占世界海洋的89%。洋不受大陆的影响，具有稳定的物理化学性质，盐度高、水色高、透明度大，有独立的潮汐系统和强大的洋流系统。洋的沉积物为钙质软泥、硅质软泥和红粘土。根据岸线轮廓和洋底起伏等差异，洋可分为四个部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。陆地将洋部分地隔开，大陆成为洋各部分的界线。在洋互相连通的部分，通常以水下的海岭和人为指定的经线为界。

世界海洋水面面积和水体体积及水深见表2—1。

表2—1 世界海洋的面积、体积和深度表

名 称	面 积		体 积		深 度(米)	
	10 <sup>6</sup> 公里 <sup>2</sup>	%	10 <sup>6</sup> 公里 <sup>3</sup>	%	平 均	最 大
世界海洋	361.0	100	1370	100	3795	11022
太 平 洋	165.3	45.8	707	51.6	4282	11022
大 西 洋	82.4	22.8	324	23.6	3925	9218
印 度 洋	73.4	20.3	291	21.3	3963	7450
北 冰 洋	5.0	1.4	11	0.8	2179	5449
各附属海	34.9	9.7	37	2.7	1065	9140

（二）海 洋与大陆之间的水域称为海。海的水深较浅，面积较小。因靠近大陆，受陆地影响明显，具有不稳定的物理化学性质，盐度较低、水色低、透明度小。潮汐现象明显，有独立的海流系统。其沉积物多为陆源风化物质。按照位置海又可分为地中海和边缘海两种。地中海是指位于两个大陆之间、面积较为广阔、且有海峡与相邻海洋相连通的海域。如欧、亚、非大陆之间的地中海、南北美洲间的加勒比海及亚、澳之间的一些海。边缘海是指位于大陆边缘的水域，它不深入大陆，以半岛、岛屿或群岛与洋分开。其内侧受陆地影响，外侧受大洋影响。如东海、南海等。

（三）海湾 洋或海的一部分延伸入大陆，且其深度和宽度逐渐减小的水域，称为海湾。如渤海湾、芬地湾等。海湾的海水因与其相邻的海洋相沟通，故其性质亦与相邻海洋的海水性质近似。海湾显著的水文特征是潮差很大，这显然与深度和宽度的不断减小而使潮水能量较为集中有关。

（四）海峡 海洋中相邻海区之间宽度较窄的水道，称为海峡。海峡主要的水文特

征是水流很急。海水的运动，多是沿着海峡的长轴方向。

应当指出的是，上述分类的名称在实际应用时很多都被混淆了：有的内陆咸水湖被叫做海，如黑海、青海等；有的海被叫做湾，如墨西哥湾等；有的海湾被叫做海，如阿拉伯海等。这些名称长期使用，我们也遵从历史的习惯。

## 第二节 海水的物理性质

海水的温度、盐度和密度等是表征海水性质的最重要的物理指标。

### 一、海水的温度

#### (一) 海洋的热量收支与热量平衡

海水的温度取决于海洋的热量收支状况。就整个海洋而言，其每年收入的热量与支出的热量是相等的，因此海洋的年平均水温几乎没有什么变化。但在一年中的不同季节，在不同的海区，热量的收支并不平衡，因此引起了海洋中海水温度的差异分布和时间变化。为了了解海洋中温度分布和变化的一般特征，必须研究海洋中热量收支的情形。表 2—2 给出了海洋中各种吸热和放热的过程。

表 2—2 海洋中的吸热和放热过程

吸 热 过 程	放 热 过 程
来自太阳及天空的短波辐射	海面辐射所放出的热量
来自大气的长波辐射	海水蒸发时所消耗的热量
海面水汽凝结时放出的热量	由海水传导给空气的热量
洋流带来的热量	洋流带走的热量
海水垂直热交换中所得到的热量	海水垂直热交换中所失去的热量
地球内热传给海洋的热量	

上表所列各过程，对海洋中海水温度分布和变化的影响程度并不相同。在吸热诸过程中，以来自太阳及天空的短波辐射和大气的长波辐射最为重要，其它吸热过程所提供的热量均较少。在放热诸过程中，以海水蒸发耗热和海面辐射为主，海水传导给空气的热量也占相当比例，其它放热过程耗热较少。洋流带来或带走的热量，只对个别海区较为重要。

若忽略较为次要的热量收支项目，在一定时段内，可对某一海区列出热量平衡方程如下：

$$Q_s - Q_b - Q_e \pm Q_h \pm Q_c = \pm \Delta Q \quad (2-1)$$

式中， $Q_s$ 为来自太阳和天空的短波辐射热量； $Q_b$ 为海面有效回辐射，它等于海面辐射与大气逆辐射之差； $Q_e$ 为海水蒸发耗热； $Q_h$ 为海水与空气显热交换中得到或失去的热量； $Q_c$ 为通过对流、平流和混合与相邻海域进行热交换所获得或失去的热量； $\Delta Q$ 为该时段内该海区热变化量。

当热量收入大于热量支出时， $\Delta Q$ 为正值，表示该海区内热量增加，海水温度升高；当热量收入小于热量支出时， $\Delta Q$ 为负值，表示海区内热量减少，海水温度降低。

上述热量平衡方程适用于一般海区。对于特殊海区，其热量收支项目有所增减。如对于高纬度海区，必须考虑到海冰在热交换过程中的作用；在大的江河入海处，河川径流的影响应加以考虑；在个别海区，海底的热传导作用在热交换中也有一定的影响。

## (二) 海水温度的地理分布

### 1、海水温度的水平分布

在各大洋中，年平均表面水温以太平洋为最高，达 $19.1^{\circ}\text{C}$  印度洋次之为 $17.0^{\circ}\text{C}$ ，大西洋最低为 $16.9^{\circ}\text{C}$ 。三大洋的平均表面水温为 $17.4^{\circ}\text{C}$  比近地面年平均气温( $14.4^{\circ}\text{C}$ )高出 $3^{\circ}\text{C}$ 。表2—3列出了三大洋每隔 $10^{\circ}$ 纬度间隔的表面年平均温度。

表2—3 大洋每隔 $10^{\circ}$ 纬度的表面年平均水温 ( $^{\circ}\text{C}$ )

纬度	北 半 球				南 半 球			
	大西洋	印度洋	太平洋	平均	大西洋	印度洋	太平洋	平均
0— $10^{\circ}$	26.6	27.9	27.2	27.3	25.1	27.4	26.0	26.4
10— $20^{\circ}$	25.8	27.2	26.4	26.5	23.1	25.9	25.1	25.1
20— $30^{\circ}$	24.1	26.1	23.4	23.7	21.1	22.5	21.5	21.7
30— $40^{\circ}$	20.4	-	18.4	18.4	16.8	17.0	17.0	17.0
40— $50^{\circ}$	13.4	-	10.0	11.0	8.6	8.7	11.2	9.8
50— $60^{\circ}$	8.7	-	5.7	6.1	1.8	1.6	5.0	3.0
60— $70^{\circ}$	5.6	-	-	3.1	(-1.3)	-1.5	-1.3	-1.4
70— $80^{\circ}$	-	-	-	-1.0	(-1.7)	-1.7	-1.7	-1.7
80— $90^{\circ}$	-	-	-	-1.7	-	-	-	-
$0^{\circ} - 90^{\circ}$					$0^{\circ} - 80^{\circ}$			
	20.1	27.5	22.2	19.2	14.1	15.2	16.8	16.0

从上表可以看出，印度洋热带海域水温最高，太平洋较为温暖，大西洋温度较低。印度洋热带海区三面受亚、非、澳热带大陆所包围，并受暖流影响，所以水温最高。太平洋热带区域面积最广， $3/5$ 的面积在南北纬 $30^{\circ}$ 之间，而大西洋热带区域的面积狭窄，所以大西洋不及太平洋温暖。从表中还可看出，海洋热赤道北移，最高年平均温度位于北纬 $7^{\circ}$ 左右。南北半球海面相同纬度上，北半球海面水温均高于南半球海面水温，许多纬度上高出 $2^{\circ}\text{C}$ 以上，在大西洋南北纬 $60^{\circ}$ 处，水温相差达 $7^{\circ}\text{C}$ 之多。这种差异的出现可以从两个方面加以说明。一方面，南半球的热带水可以流到北半球海域，将热量向赤道以北输送，北半球暖流势力强大，一直可影响到高纬海区。另一方面，北冰洋比较孤立，狭窄的通道和海底海槛的存在，使其冷水不得大量南流，它的冷却作用不能自由地扩展到太平洋和大西洋。而南半球上整个洋面对南极方向是敞开的，南极地带的冷却作用，很容易畅通无阻地扩展到南半球的海洋中。可见，北半球海水的增温因素多于南半球，而北半球海水又不象南半球海水那样受到极地的冷却作用，这就无怪乎相同纬度处北半球海水温度高于南半球了。