环境水文学

作　者：　梁瑞驹

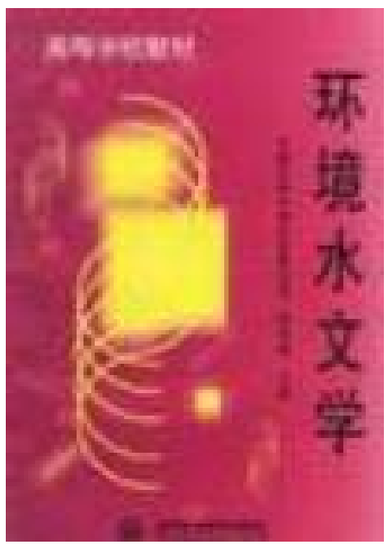
出版社：　中国水利水电出版社

出版年：　1998-10

装　帧：　平装

ＩＳＢＮ：　9787801246950

定　价：　11.20



内容简介

本书较全面系统地论述了河流、湖泊、海洋和地下水等水体的水环境污染方面的理论和实践。全书共分九章，内容包括：水污污染基础知识、大气水和大气污染、河流水环境、湖泊水环境、地下水水环境、海洋水环境以及人类为改变环境的水文效应和作为水环境研究方法的水流和水质数值模拟。

本书内容详实、取材丰富、系统性和针对性强，可作为大专院校水利、水文和环境专业的教材，也可供从事水利、水文和环境保护方面的科研人员和专业技术人员参考。

目 录

前 言

第一章 绪论

第一节 世界水环境问题

第二节 环境水文学的定义和内容

第二章 水污染基础知识

第一节 水的物理特性

第二节 天然水的化学特性

第三节 水的生物学特性

第四节 水污染与自净

第五节 水质判别指标

第三章 大气水和大气污染

第一节 大气的主要成分

第二节 雨水的主要成分

第三节 大气污染

第四节 酸雨

第四章 河流

第一节 我国的水系

第二节 河流水文

第三节 化学特性

第四节 生物特征

第五节 河流的水质问题

第五章 湖泊

第一节 湖泊水资源

第二节 湖泊水文情势

第三节 湖泊分类

第四节 湖泊富营养化

第五节 湖泊的污染物

第六节 湖泊酸化

第七节 湖泊盐化

第六章 地下水

第一节 地下水资源

第二节 地下水文情势

第三节 地下水水质问题

第七章 海洋

第一节 概述

第二节 海水混和

第三节 海洋扩散模式

第四节 温排水

第五节 石油污染

第六节 赤潮

第七节 海水混浊

第八章 人为改变环境的水文效应

第一节 人类活动对水文要素的影响

第二节 筑坝的水文效应

第三节 城市化的水文效应

第四节 砍伐森林的水文效应

第五节 采矿的水文效应

第九章 水流与水质数值模拟

第一节 水流模拟计算

第二节 水质模拟

第三节 水质模型的参数估计

参考文献

目　　录

前　言

第一章　绪论 …… 1

第一节　世界水环境问题 …… 1

第二节　环境水文学的定义和内容 …… 4

第二章　水污染基础知识 …… 6

第一节　水的物理特性 …… 6

第二节　天然水的化学特性 …… 10

第三节　水的生物学特性 …… 15

第四节　水污染与自净 …… 23

第五节　水质判别指标 …… 26

第三章　大气水和大气污染 …… 31

第一节　大气的主要成分 …… 31

第二节　雨水的主要成分 …… 31

第三节　大气污染 …… 39

第四节　酸雨 …… 45

第四章　河流 …… 51

第一节　我国的水系 …… 51

第二节　河流水文 …… 53

第三节　化学特性 …… 58

第四节　生物特征 …… 66

第五节　河流的水质问题 …… 68

第五章　湖泊 …… 74

第一节　湖泊水资源 …… 74

第二节　湖泊水文情势 …… 76

第三节　湖泊分类 …… 78

第四节　湖泊富营养化 …… 85

第五节　湖泊的污染物 …… 88

第六节　湖泊酸化 …… 91

第七节　湖泊盐化 …… 92

第六章　地下水 …… 93

第一节　地下水资源 …… 93

第二节　地下水文情势 …… 95

第三节　地下水水质问题 …… 106

第七章　海洋 …… 112

第一节　概述 …… 112

第二节　海水混和 …… 114
第三节　海洋扩散模式 …… 116
第四节　温排水 …… 119
第五节　石油污染 …… 122
第六节　赤潮 …… 124
第七节　海水混浊 …… 125
第八章　人为改变环境的水文效应 …… 126
第一节　人类活动对水文要素的影响 …… 126
第二节　筑坝的水文效应 …… 129
第三节　城市化的水文效应 …… 136
第四节　砍伐森林的水文效应 …… 141
第五节　采矿的水文效应 …… 144
第九章　水流与水质数值模拟 …… 149
第一节　水流模拟计算 …… 149
第二节　水质模拟 …… 162
第三节　水质模型的参数估计 …… 166
参考文献 …… 171

第一章 绪 论

第一节 世界水环境问题

水是人类的生命之源，地球之所以能够繁衍生命和孕育人类文明，一个重要因素是地球具有水。水也是地球上分布最广泛的一种物质。在全球总贮水量为 13.6 亿 km^3 水体中，海水占了极大部分，余下的，除了大多数以冰川的形式贮藏在地球的两极外，真正可供人类利用的、不断再生的江河湖径流量只是一个极小部分。

地球上有限的水资源分布很不均匀，加上本世纪以来随着人口增长和社会经济的发展，人类对水资源的需求量大幅度增长，出现了世界性的水资源贫乏。据统计，从 1900～1975 年，世界年用水量基本上是按 3%～5%的速率增长；从 1975～2000 年期间，世界需水量至少要增加 2～3 倍。地球上已有 60%的陆地面积、遍及 60 多个国家和地区面临缺水问题。

更为严重的是世界上大部分河流湖泊以及海洋都遭受程度不同的水污染。

我国第一大河长江，水质监测结果表明虽然干流水质总体尚好，但主要城市江段近岸水域水体污染已到了非常严重的程度。从长江干流的攀枝花到上海全长 3600km 的河段上，沿岸 21 个主要城市江段直接入江的主要排污口有 394 个。年排废、污水量为 38.8 亿 t，占城市排放总量的 63%；干流存在明显的岸边污染带，不考虑大肠杆菌及石油类两项指标，岸边污染带总长 565km，在长江干流主要城市江段近岸水域检出的微量有机物达 308 种，说明城市江段近岸水域污染已相当严重。

淮河水质严重污染的河段占 78.1%（不能用于农业灌溉的废水），污染源 75%以上是工业废水。每年，淮河要接纳流域内数万个小造纸、制革、电镀、味精等企业的工业废水和生活废水 36 亿 t。河水中的氨、氮、COD 及其他一些强致癌物质，直接危害人民的生命健康。1994 年夏天，由于水质污染，曾禁止使用淮河水长达一百天以上。

长江下游地区的太湖是我国三大湖泊之一，也是屈指可数的观光地区。周围 3300 多万居民的饮用水和农业用水均取之于太湖。据统计，每年约有 150 万 t 化肥和农药的残液由水田流入太湖。还有 2000t 洗涤剂随着生活废水而注入太湖。这一地区的乡镇企业约有 10 亿 t 以上的废水流入湖中。

位于安徽省中部的巢湖是我国五大淡水湖之一，流域总面积 1.3 万 km^2，流域人口 600 多万，巢湖已沦为五大淡水湖中污染最严重的一个湖。它每天接纳湖畔 3000 多家企业的各类工业废水和生活污水，总量达到 53 万 t。沿湖是安徽省重要的产粮区，农民用不断加倍施用的化肥、农药代替了传统的农家肥，多的一亩地能用到 80kg 化肥，加上施肥方法不当，造成磷、氮肥大量流失，最终流入湖中。巢湖每天平均还要吞下因水土流失而进入的 1 万 t 泥沙。

据估计，我国目前的年污水排放量已达 340 亿 t，预计到 2000 年将达到 800 亿 t，污水中的污染物质也将由 1985 年 9 万 t，增加到 2000 年 25 万 t 以上。城市附近的地表水、地下水的严重污染，市内或近郊湖泊水库的富营养化趋势，已成为我国面临的一大环境问题。

目前，我国每年使用的农药约 109 万 t 以上，化肥 5000 多万 t，它们造成的污染，足以使许多鱼类、奶品和蔬菜中的含磷、含砷量等超过卫生标准，以致严重危害人们的健康。加之农业灌溉工程不配套，水库水渠工程管理不善，并且大部分采用漫灌，浪费了大量的水资源。这既增加了废水量，又加剧了水域的污染。地表水的不足，使许多地方转向集中地大量开采地下水，形成地下水位降落漏斗。这样，一方面造成地面下沉，另一方面，由于地面的不均匀沉陷，使污水积聚成坑，渗入地下，造成污染，使地下水质日益恶化。据已调查的 47 个城市中的地下水情况的统计，有 43 个城市存在不同程度的污染，地下水水质严重下降。

世界各国也不例外，印尼的首都雅加达，急剧扩大的贫民区里没有卫生设施，也不供应自来水。居民将贫民区里运出的垃圾、粪便和其他脏物都倾倒进穿过雅加达的 15 条小溪和河流中。对水的抽样调查，70%的水都受到大肠杆菌的污染。优质的水比汽油还贵，一升汽油卖 700 盾，而富人喝的从周围山里运进首都的矿泉水，20 升要价 4500 盾（约合 4.6 美元）。

据联合国统计，在发展中国家，各类疾病中有 8%是由于使用了不卫生的水而传播的。每年有 2500 万人死于不洁水中的病原体和污染物造成的疾病，占发展中国家每年死亡总人数的 1/3。造成大量人口死亡的疾病有疟疾、霍乱和伤寒，有 3/4 是在热带地区，那里缺少清洁的饮用水和卫生条件。从某种程度上来说，地球上每个人都受到水中滋生的疾病的污染的威协。全球每年大约有 2.5 亿人患流行性疾病，接近于美国的人口数目。1993 年全世界患痢疾的人数超过 18 亿人次，主要分布在非洲撒哈拉以南地区。每年仅痢疾就造成大约 300 万 5 岁以下儿童死亡。

在发展中国家，没有足够的洁净的饮用水是大问题，面没有安全的方法储存饮用水和没有妥当的方法解决用过的水更是大问题。在人口稠密的城市地区，水泵和水箱周围的渗漏可以成为携带登革热、黄热病和疟疾的蚊子的孳生场所。据统计全世界有 17 亿人使用过的废水未经处理就直接排放。例如拉丁美洲和加勒比海国家只有 41%的城市居民家庭拥有废水排放系统，但是其中 90%的废水未经处理就排放。在非洲国家的农村地区只有 1/5 的人口拥有卫生条件；在东南亚国家的农村地区，拥有最起码的卫生条件的人口仅占 12%。

发达国家同样存在程度不同的水污染。据研究，美国在玉米种植中使用的除草剂中含有有毒化学物能从美国中西部迁移到几百英里以外其他的州。威斯康星州进行的地下水检测表明，部分地区的地下水污染程度已超过了健康标准。这些污染主要是由 20～30 年前施用除草剂而造成的。伊利诺伊州的卫生局称该州 40%的水井受到细菌污染。

西欧的第一大河莱茵河，自工业革命以来，沿河两岸已成为欧洲最发达的工业区，50 年代，工业污染曾使鱼虾绝迹，成为一条死河。后经过沿河建立的一系列生物水处理工厂的治理，河中鱼群集结，成为世界有名的“生态复兴样板”。然而，1986 年位于瑞士巴塞尔城外的费兹化学公司仓库失火，约 30t 含有剧毒的乙基对硫磷的杀虫剂和除草剂流入河中，污染物在河内形成一条长约 70km 的剧毒物质漂带。这不仅使河中大量的鱼和水生生物死亡，而且造成沿岸居民生活用水困难，直接受害水域约 240km，从此两岸游人回避，牲畜绝迹，莱茵河一度又一次成为死河。

莱茵河的整体污染只是当前世界性水体污染的一个缩影。就全球而言，当前的水污染

已经给世界经济和人民生活造成很大威协。根据分析，当前世界的淡水资源大约有 1/3 受到工业和生活废水的污染。70 年代中期，全世界排污水量约 1600 亿 m^3，预计到 2000 年，将达到 60000 亿 m^3。如果按需要 6 倍的清洁水来释稀的话，将耗尽全球所有的河水。正因为大量的淡水被污染，导致了全世界前所未有的水荒。

世界性水体污染的另外一个重要的方面是海洋污染。工业化以来，海洋已经成为人们排放工农业和生活废水、废渣等废弃物的污水池和垃圾箱。特别是世界沿海地区兴建了大批工厂和大规模开采石油，使含有各种有机物及无机盐类的污染物、金属和石油大量倾泻入海。在近海和海湾地区，由于水体交换不良，情况更为严重。

随着工业化和城市化的发展，我国一些河口、海区、海湾、内海和局部海域的污染也日益严重。根据 1980 年对全国沿海污染源的调查结果，表明：全国每年排入近海的工业和生活污水达 66.5 万 t，大量的有毒、有害物质也随之排入近海，这些污染物危害的范围日益扩大，鱼群大量死亡，生物种类减少，严重影响我国近海生态环境。

作为大气循环中一个重要环节的大气也受到程度不同的污染。造成全球变暖的二氧化碳的排放量在 1990～1995 年间增加了 12%。工业化国家 1995 年在联合国一份公约上签字，承诺到 2000 年把造成二氧化碳排放的矿物燃料的使用量降低到 1990 年的水平。但是现状令人怀疑是否会有哪个国家真正做到它们作出的承诺。二氧化碳排放量上升幅度最大的是中东地区，1990 年～1995 年间上涨了 35%。除日本、澳大利亚和新西兰之外的亚太地区上升了 30%。只有前苏联、中欧和东欧地区，由于经济状况不佳，二氧化碳的排放量 1995 年比 1990 年下降了较大的幅度，达到 70%～75%。

飘尘、重金属、SO_x、NO_x、CO 及 C_nH_m 等多种污染物质普遍存在，并协同作用，产生了所谓复合污染。本世纪以来大气污染公害事件频频发生。

表 1-1　　历史上的大气污染公害事件

地点 时间	马斯河谷（比利时） 1930 年 12 月	多诺拉（美国） 1948 年 10 月	伦敦（英国） 1952 年 12 月	洛杉矶（美国） 现今
环境条件	河谷，移动性高气压，逆温、无风、雾、工业地带（以铁锌工厂为主）	河谷、移动性高气压、逆温、无风、浓雾，工业地带（以铁锌工厂为主）	盆地，移动性高气压、逆温、雾、人口稠密	盆地，太平洋高气压、逆温、人口稠密，石油消费量大
被害状况	死亡 68 名 患病 6000 名	死亡 20 名 患病约 3000 名	死亡约 4000 名 患病人数不明	不明
症状	急性呼吸道疾病及心脏病增加	咳、呼吸困难，恶心、呕吐	全年龄层的心肺病，幼儿、老人特多	刺激眼睛，流泪，对植物家畜、橡胶制品损害大
主要污染物质	从工厂放出的 SO_2、SO_3、HF、CO 等	从工厂放出的 SO_2、SO_3、H_2SO_4 等（SO_2 的浓度为 0.32～0.39ppm）	从工厂及一般家庭放出的 SO_2、煤烟（SO_2 最高为 0.7ppm）	汽车、石油工厂、一般家庭等排气及其它化学生成物

我国的大气污染状况是世界上最严重的国家之一。煤烟型污染是我国大气污染的普遍

问题。全国烟尘的排放量每年约为 2800 万 t，SO_2 约为 1500 万 t，全国陆地平均负荷分别为 2.1t/（a. km^2）和 1.9t/（a. km^2），超过了全球陆地平均 0.7 和 1.0t/（a. km^2）的数值。

我国大气污染水平的时空分布特点是，北方城市高于南方（尤以从冬季为甚），冬季高于夏季，早晚高于中午。产煤区特别是高硫煤区污染尤其严重。

监测数据表明，我国南方地区，特别是西南地区已出现了酸雨。此外，在北京、上海等城市还监测到了较高浓度的苯并（a）芘，一氧化碳、氟、铅等，已达到危害人、畜健康的程度。例如，北京、广州等城市苯并（a）芘的日均值都在 1μg/100m^3 以上，超过国际抗癌组织推荐标准 0.1μg/100m^3 的十几倍甚至几十倍。

造成我国大气污染严重的根本原因是直接燃煤。煤碳一直是我国的主要能源，燃煤排放的大气污染物数量约占燃烧排放的 96%。燃烧方式的落后，不仅造成能源的严重浪费，也是加重大气污染的一个原因。此外，城市布局、工业布局的不够合理，也对大气污染状况产生直接影响。

第二节　环境水文学的定义和内容

环境这个词含意广泛，它可以泛指整个人类生存在地球上的条件，也可以特指某一具体对象周围的情况。近几十年来，人类愈来愈感到某些环境问题已经威胁到人类本身的生存而成为迫切需要加以解决或缓解。这主要是由于工农业的迅速发展，如工业原料的采集、输运、加工和工业产品的废弃物等改变了周围的自然环境和造成了环境污染；又如农业生产中大量采用化肥和农药、农产品加工等也一定程度上污染了环境。在环境污染中、河流、湖泊、海洋和地下水等水体被首当其冲，也是主要的受害者。

地球上的环境是不断演变的，除了地球内部变化外还有地球以外的变化的影响，其中，最大的变化来自于地球表面上的生物的活动，特别是人类的生产和生活活动。人口越多，人类社会发展越快，对地球表面的影响也越大。

对我国未来的 21 世纪，七大江河的防洪安全，包括蓄滞洪区的防洪安全设施建设和城市防洪；农田灌溉排水设施建设，农田抗旱抗涝能力的提高；北方缺水地区通过节水、开发当地水源和实施跨流域调水，以满足水资源供需要求；150 万 km^2 的水土流失区的继续治理和对其中重点流失区的加强控制；对主要江河、湖泊、水库和城市供水水源地有计划地进行水污染防治，特别是城市和乡镇污水处理能力的加强，等等。这些既是急待解决的水利问题，也是环境保护中关键性的问题。对水利工作者来说，要在水利研究中加入环境保护这个课题，进行综合研究。

水污染防治是我国未来面临的重大环境问题。在过去十多年中，引滦入津等重要河段、密云等重要水库的水质得到了保护，但只有部分河道得到了有计划的治理，相当一部分水域的水质却日趋恶化。三废处理与工厂同时设计、及时建设、同时运行的要求，只有少数工厂做到，80%的污水未经处理就排入水体，城市污水处理能力的增加远慢于污量的增加。

水体水污染防护和治理既是环境科学也是水文学要解决的命题。环境水文学正是针对解决水污染问题而设置的课程之一。它是环境科学和水文科学之间的交叉学科，它从水环

境的角度深入探索水体中水文现象的发生、发展和演变的过程，以及这些过程与水的质量之间的相互关系及相互影响。它注重于水体中各种水文现象、水文过程与水环境、水质之间的联系及因果关系，为水污染治理提供最基本的水文学和环境科学的知识和技术。环境水文学与普通水文学不同之处在于把水量和水质有机结合起来，使读者对水体的量和质具备系统完整的认识。

本书的内容有：水污染的基础知识，包括离子、pH 值、硬度、溶解气体、痕量无机物、放射性物质等天然水的化学特性，细菌和病毒等水的生物特性，水的污染机理和自净作用，水质判别指标等；河流水环境，包括河流水文情势，河水水质变化过程及其与河流流量的关系，河流中浮游生物、底栖生物等水生生物特征，粪便、有机质、痕量元素污染等河流水质问题；湖泊水环境，包括湖泊水文情势，湖泊按热学状况和按营养状况分类，湖泊的富营养化、湖水中的污染物及湖泊酸化、咸化问题等；地下水环境，包括地下水水文情势，地下水化学和生物特性，地下水水质问题；海洋水环境，包括海水混和、温排水、石油污染和赤潮等影响海水水质的各种现象。此外，本课程还简要阐述了与水污染防治有关的大气水和大气水污染，包括雨水的主要成分，酸雨和影响大气污染的各种因素；阐明了人为改变自然环境如筑坝、城市化、砍伐森林和采矿等活动对水文的影响，介绍了定量描述水环境和水污染情况的水流与水质的数值模拟技术等。

第二章　水污染基础知识

第一节　水的物理特性

一、水的热学和溶解性质

水具有与其它同类化合物如 H_2S、H_2S_e、H_2T_e 不同的性质，因而水在维持地球上的生命和生态系统中具有非常重要的作用。

（一）热学性质

在元素周期表中，与氧同族的元素硫、硒和碲的氢化物分别为 H_2S、H_2S_e 和 H_2T_e。它们的热学性质如下表 2-1。

表 2-1　　周期表中氧及其同族元素的氢化物的热学性质

化合物	分子量	融点（℃）	融解热	沸点（℃）	蒸发热	偶极距
H_2O	18	0.0	1.44	+100	9.72	1.84
(H_2O)	18	−100	0.50	−80	3.00	
H_2S	34	-85.5	0.57	−60.3	4.46	1.10
H_2S_e	81	−65.7	0.60	−41.3	4.62	0.40
H_2T_e	130	-51.0	1.00	−2.2	5.55	<0.20

表 2-2 列举了水的物理常数的特点及其对环境和对生物的重要意义。

表 2-2　　纯水的物理常数及其意义

性　质	与其它物质对比	对环境和生物的重要性
状态	不同温度下，以固、液、气三态存在，常温下为液态	使全球水循环，维持地球生命物质的持水量并提供生命介质
密度	在 4℃时密度最大，冻结时膨胀	水体在冰冻时从水面开始，防止连底冻结，造成季节性温度分层，对水生生物越冬有重大意义
融点和沸点	高	使地球表面的水经常处于液态
热容	高于除氨以外的任何液体	缓冲生物体内及地表温度的剧烈变化
蒸发热	液体中最高	缓冲温度的极端变化
表面张力	液体中最高	在云层和雨层中调节水滴大小，是细胞生理学中的控制因素
介电常数	所有液体中最高	
热传导	所有液体中最高	在细胞生理中具极重要作用
吸收辐射热	在红外和紫外光区甚强，在可见光区域内较小	无色、透明，对水体中生物活动（如光合作用）有重要控制作用，对大气温度有重要抑制作用
电离度	很小	中性物质，对维持生命体系极重要
溶解性质	因其偶极性质，对离子化合物和极性分子是极佳的溶剂	在水文循环和生物系统中，对溶解物质的迁移极重要

除氨以外，水在一切已知液体中热容量最高。像湖泊和海洋那样的大型水体，正因为水的热容量极高而使其温度基本保持恒值。这种热缓冲作用，对于保护生命至关重要，否则大部分生物将在温度剧烈变动下死亡。

水的蒸发热在100℃时为2261J/cm³，也是一切液体中最高的。推动全球水文循环的热传递取决于水的蒸发热和凝结热。液态水在地球上某地区吸收了热量而蒸发；之后这些水蒸汽靠大气运动而转移至另一地区，然后冷却、凝结并释放出热量。因此，水有较高的蒸发热意味着在蒸发过程中可以传递更多的热量。蒸发还使太阳辐射热大部分耗散掉（约23%）。因此，在尚未明显地改变海洋温度的前提下可以调节、缓冲和稳定地球表面的温度。

表面张力是衡量液体分子的相互吸引力以及该液体与另一种物质的分子在介面处吸引力强弱特性的定量标志。水分子的内凝聚力强，因而就有较高的表面张力。这个特点对在云层和雨层中水滴的形成起了重要作用。

液态水对可见光有相当好的穿透力，但对光谱中红色光边缘处有些吸收。这个特点可使光线在大型水体中透射到相当深度（在清洁水中可视深度达100m以上），这正是对光合作用极重要的一环。由于对红色光的选择性吸收，使穿透相当深的白色阳光偏向蓝绿色。液态水对红外幅射和紫外幅射有很强的吸收力。大气中的水蒸气在红外区内的极强吸收能力，这对全球的热平衡至关重要。

（二）溶解性质

水是极好的溶剂。水因其由偶极所组成而成为盐类，如NaCl为最佳溶剂。NaCl中Na^+和Cl^-因其静电引力而相互牢固结合在一起。NaCl极易溶于水，这是因为具有相反电荷的极性水分子的两端的吸引力大于NaCl晶体中二种离子相互吸引力的缘故。

许多有机和无机化合物如糖、醇、氨基酸和氨皆溶于水。水能溶解有机分子的能力，对生命过程和地质化学过程都非常重要。

二、天然水物理性质

人们所说的水体广义地说是指分别存在于海洋、湖泊、河流、沼泽和地下水含水层中的水；从环境学的角度讲，水体是指水、水中溶解物质、悬浮物质和水生生物等作为一个完整的水域生态系统的自然综合体。

自然界的水并不是纯净的。天然水均含有一定的杂质，这些杂质大体分为三类：一类是溶解物，包括钙、镁、钠、钾、铁、锰、硅等盐类和二氧化碳、氮气、氧气、硫化氢、沼气等气体；另一类是胶体物，为硅胶、腐殖质胶等；还有一类是悬浮物，包括细菌、藻类、原生动物、泥沙以及其他漂浮物。

自然界水中这些杂质的存在直接影响着水的性质和质量，人们评价水质的优劣，也是根据水中所含物质的种类和多少，评价天然水物理性质的分析项目见表2-3。

表2-3　　评价天然水物理性质的常用分析项目

项　目	略号或定义	用　途
色度	淡褐色、灰色、黑色	评价有无污水混入
嗅和味	MDTOC*	确定不良气味是否影响用水
浊度	NTU	评价水的透澈度

续表

项　目	略号或定义	用　　途
总固体物	TS	评价水对生活工农业用水的适用性
可沉降固体	mg/L	用于设计沉降池
温　　度	℃	用于设计生物法水处理设施
电导率	(25℃)	估算水中总溶解固体总量或检查水分析报告

* 最小可检出气味浓度。

1. 水色

清洁的天然水是无色的，水层较深时常呈淡蓝色，水中含有较多的钙、镁离子时则呈深蓝色，这都属于正常水色。如果天然水中含有较多杂质，水色就变得五花八门。例如，受铁离子和锰离子污染的水呈黄褐色；受腐殖质污染的水呈棕黄色；藻类将水染成黄绿色，硫化氢进入水体后，由子氧化作用析出微细的胶体硫，从而使水变成翠绿色。根据水色的不同，可大体判断杂质的存在和水体受污染的程度。

在水质分析中，溶于水中物质的颜色叫“真色”。比色标准溶液以氯铂酸钾（K_2PtCl_6）和氯化钴（$COCl_2 \cdot 6H_2O$）配制的混合液作基准。

2. 嗅和味

腐败的有机物质和水生微生物或细菌的厌氧分解所产生的 H_2S、NH_3 等气体，发出难闻的臭气。气味一般只能用鼻子感觉来描述，分别为芳香、泥土气、石油气、鱼腥气、霉烂气和恶臭等。各种水溶性有机物和无机盐、酸和碱都有特殊的味道，分别以苦、咸、甜、酸、辣和涩等来描述。

清洁的天然水是无味的，只有水中溶有较多致味物质时，水才会有各种味道。比如，含较多氯化物的水有咸味；含较多诸如石膏、芒硝等硫酸盐的水有苦味；水中铜离子量超过 1.0mg/l 也会有苦味；受到粪便或其他腐烂性有机物污染时，水会有臭味。在水流缓慢的坑塘中，一些藻类过度繁殖也会给水带来臭味，如钟藻使水带有腥臭味，合尾藻使水带有烂黄瓜味。

3. 混浊度

水的混浊度指水中由泥沙、粘土和有机物等所造成悬浮物和胶体物对光线射透的阻碍程度。混浊度与水流紊流搅动强度直接相关，枯水季节浊度较小，洪水季节浊度变大。在 1l 蒸馏水中含 1mg 的 SiO_2 所造成的光学阻碍现象称为浊度 1 度，称“硅单位”。

混浊度影响水生植物的光合作用，也影响水的用途。

4. 水温

水温是各种水体的重要物理指标，水温影响化学反应速率和水体自净能力。气体在水中的溶解度随水温上升而下降，矿物质在水中的溶解度多数随水温上升而升高。水温影响水在工农业生产中的使用。鱼类对水温变化尤为敏感。天然水的温度总是滞后于气温变化，水温最低可达 0.1℃，很少有超过 30℃的。地下水温度比较稳定，接近于全年平均气温，变幅一般在 8～12℃范围内。湖泊、水库等静水水体的温度具有明显的地理特征，温带地区的深水湖在夏季会出现温度分层现象，一般每加深 1m，水温下降 1℃左右。

5. 固体物质

水中固体物质是除气体以外的主要污染物质，对水体质量影响极大。固体物按其颗粒大小、化学特性可分成：沉降态、悬浮态、胶态和溶解态。悬浮固体是指不能以常规的重力沉降法去除的非溶解性固体。粘土就是典型的胶态悬浮固体。实用上，以 1.2μm 孔径的膜作过滤器为悬浮态和溶解态的界限，能通过的颗粒为溶解态，不能通过的看成悬浮态。溶解性固体和悬浮状固体之和叫做总固体物。

固体物还可分成非挥发性和挥发性两类。在温度为 550 C情况下可挥发的固体物为挥发性固体。在大多数情况下，挥发性固体由有机物质所组成，因此这项测定方法常用来估计水中所含固体物的有机物与无机物的比值。

天然水中的固体物主要来自地表径流和人类活动。水中悬浮物质又可成为各种溶解性物质的“载体”，它可以吸附污染物质向河流下游输送。沉积物往往反映流域内气候、地质、土壤、植被等特性和人类活动情况。沉积物中某些组份有可能在条件变化时重新释放而成为次生污染源。

沉积物的营养物质含量常常影响底栖生物的生长和繁殖。这些生物死亡以后的残骸经微生物分解而形成具有强吸附性能的腐殖质，对水体中元素的迁移和吸附产生重大影响。

6. 电导率

电导率是溶液对电流通过能力的度量，以 μs/cm 计（读作微西门子每厘米）。电流是靠离子传输的，因此溶液中离子浓度、离子迁移速度、温度、离子电荷数均会影响电导率。电导率可以反映溶液中溶解盐类的含量，常用仪器为水质电导仪或称电导仪。已知溶液中各离子的浓度和相应的电导系数，可按下式计算出水溶液的电导率：

$$EC=\sum C_i f_i \qquad (25℃时) \qquad (2\text{-}1)$$

式中 EC——溶液电导率（μs/cm）；

C_i——溶液中某离子的浓度（meq/L）或（mg/L）；

f_i——离子 i 的电导系数。

天然水的电导率较低，常在 50～500μs/cm 间，蒸馏水则在 0.5～2μs/cm 之间（见表 2-4）。

表 2-4　　水中常见离子的电导系数

离子	符号	电导系数 f_i	
		（以 meq/L 计）	（以 mg/L 计）
阳离子			
钙	Ca^{2+}	52.0	2.6
镁	Mg^{2+}	46.6	3.82
钾	K^{+}	72.0	1.84
钠	Na^{+}	48.9	2.13
阴离子			
重碳酸根	HCO_3^-	43.6	0.72
碳酸根	CO_3^{2-}	84.6	2.82
氯　　根	Cl^-	75.9	2.12
硝酸根	NO_3^-	71.0	1.15
硫酸根	SO_4^{2-}	73.9	1.54

第二节　天然水的化学特性

一、离子

天然水中含有60多种元素。表2-5中列出了8种主要离子，它们的含量约占离子总量的99.95%。

表2-5　　天然水中的主要离子

阳离子		阴离子	
钙	Ca^{2+}	重碳酸根	HCO_3^-
镁	Mg^{2+}	硫酸根	SO_4^{2-}
钠	Na^+	氯　根	Cl^-
钾	K^+	硝酸根	NO_3^-

天然水中的溶质首先是岩石循环与水循环相互作用的结果（见图2-1）。水圈作为悬浮和溶解态物质的输送者和物质化学转化中的反应物参与物质的迁移。大气的组成受到火山排出物的直接或间接影响，提供酸（CO_2）和氧化剂（O_2）而参与这些化学转化过程。

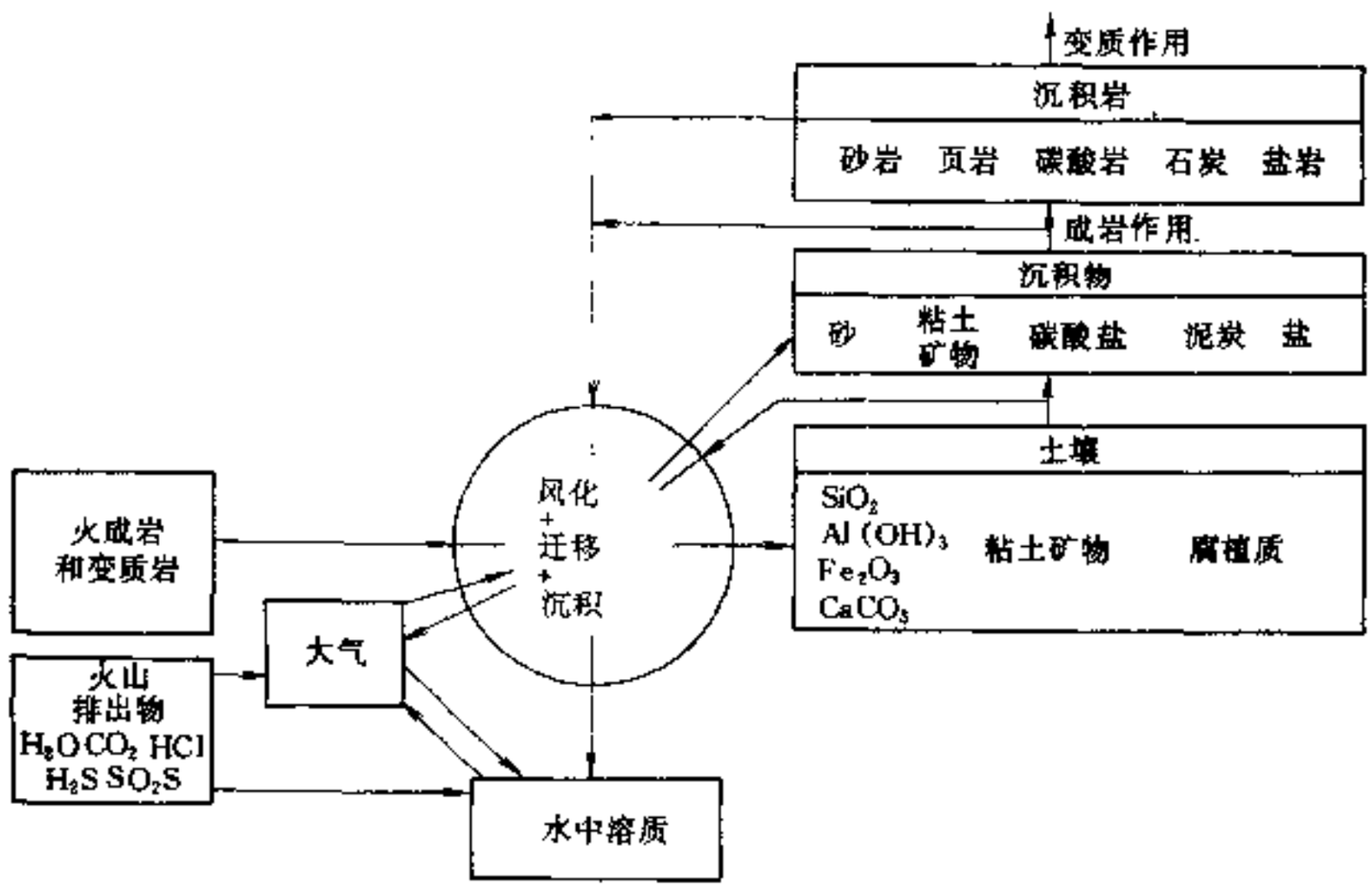


图2-1　岩石循环与水循环的相互作用

天然水中常见的钙、镁和钠的重碳酸盐、硫酸盐和氯化物的来源。见表2-6。

表2-6　　天然水中常见盐类的来源

成　分	来　源
重碳酸钙 $Ca(HCO_3)_2$	石灰石、大理石、方解石和白云石等一切含碳酸钙矿物溶于含二氧化碳的水中
重碳酸镁 $Mg(HCO_3)_2$	菱镁矿、白云石等一切含碳酸镁的矿物溶于含二氧化碳的水中
重碳酸钠 $NaHCO_3$	天然碱性水常含此成分，盐碱地的地表或地下水的典型成分
硫酸钙 $CaSO_4$	石膏、雪花石膏和透明石膏等矿物溶子水中
硫酸镁 $MgSO_4$	盐矿床中常见的七水硫酸镁，即溶盐矿；一水硫酸镁常与氯化钾、硫酸钾等形成复盐矿藏

续表

成　份	来　源
硫酸钠 Na_2SO_4	盐湖和盐矿床中常见成分，七水硫酸钠即为芒硝；以工业副产品溶失而进入水体
氯化钙 $CaCl_2$	天然卤水和盐矿床的常见成分，或工业副产品溶失
氯化镁 $MgCl_2$	天然卤水和盐矿床的常见成分
氯化钠 NaCl	天然盐水井和盐矿床的主要成分之一

天然水中次要离子见表 2-7。

表 2-7　　天然水中的次要离子

阳离子		阴离子	
铝	Al^{3+}	酸式硫酸根	HSO_4^-
铵	NH_4^+	酸式亚硫酸根	HSO_3^-
砷（Ⅲ）	As^{3+}	碳酸根	CO_3^{2-}
钡	Ba^{2+}	氟根	F^-
硼酸根中的硼	BO_4^{5-}	氢氧根	OH^-
铜	Cu^{2+}	磷酸根（Ⅰ）	$H_2PO_4^-$
铁（Ⅱ）	Fe^{2+}	磷酸根（Ⅱ）	HPO_4^{2-}
铁（Ⅲ）	Fe^{3+}	磷酸根（Ⅲ）	PO_4^{3-}
锰	Mn^{2+}	硫根	S^{2-}
		亚硫酸根	SO_3^{2-}

大多数次要离子都是各种矿物与水长期接触的结果，其中的铵、碳酸根和硫根还可能来源于细菌和藻类繁殖。

天然水中还可以检出由人类活动而造成的各种无机物，主要是重金属，包括 As^{3+}、Ba^{2+}、Cd^{2+}，Cr^{3+}，Cr^{6+}，Pb^{2+}，Hg^{2+}，Se^{2-}，Ag^{+}，Zn^{2+}，CN^-，这些离子不但对人畜，而且对植物乃至微生物都是有毒的。有毒离子往往来源于不适当处置工业废水和废渣；人类活动也使水体中营养元素氮、磷大大增加。农药和合成有机物质大量进入水体中，危害尤大。至今，已在天然河水中检出的化学物质超过 1300 余种。

二、pH 值

pH 是以氢离子浓度的负对数（以 10 为底），来量度水体中氢离子的活性指标。

$$pH = -\lg_{10}[H^+]$$

即

$$[H^+] = 10^{-pH} \tag{2-2}$$

水的中性是指 $[H^+] = [OH^-]$，（pH＝7）；酸性指 $[H^+] > [OH^-]$；碱性指 $[H^+] < [OH^-]$。于是在室温情况下，pH＝1～7 是酸性范围，pH＝7～14 是碱性范围。

pH 值能直接或间接地影响水中存在的其它污染物的浓度和活性。因此，它是天然水体生化系统的重要反映。pH 值的变化将影响弱酸和弱碱的分解程度，又依次影响许多化合物的毒性。例如氰化氢对鱼类的毒性随着 pH 值的降低而增大，又如随着 pH 值的增大，NH_3

的浓度迅速增加。此外，金属化合物的可溶程度也受到 pH 值的影响。

天然水中氢离子的浓度主要取决于二氧化碳 CO_2 与重碳酸根（HCO_3^-）、碳酸根（CO_3^{2-}）等离子间的对比关系。后两者再加上固体的碳酸盐组成了碳酸盐水溶液系统。

天然水中碳酸和碳酸盐来源于空气中 CO_2 的溶入和岩石、土壤中碳酸盐矿物的溶解、动植物的新陈代谢以及水中有机物在生化降解中产生的 CO_2 的溶入。

三、硬度

硬度是一种溶解于水的二价金属离子的定量量度。在淡水中，这些离子主要是钙离子和镁离子，铁离子也会在水体中达到相当的浓度。硬度通常用碳酸钙（$CaCO_3$）当量浓度来表示。在自然界硬度往往是雨水在碳化物岩石区渗蚀的结果。此外无机化学工业及运营矿、废煤矿均对邻近水域的硬度有影响。

硬度可分为碳酸盐硬度和非碳酸盐硬度两种，前者是与 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 结合的硬度，后者是与其它阴离子，主要是 Cl^- 和 SO_4^{2-}，结合的硬度。在加热情况下，碳酸盐很易分解成 $CaCO_3$ 和 CO_2，使硬度降低。$CaCO_3$ 是不易溶于水的沉淀，有时还附在传热面上形成锅垢，妨碍热传导。碳酸盐硬度又称暂时硬度。非碳酸盐硬度因为是碱土金属的强酸盐，在加热中不能沉淀，故而又称永久硬度。

我国东南沿海湿润地区地表水的硬度小于 15mg/l（以 $CaCO_3$ 计），为极软水；西北干旱地区大于 10000mg/l（以 $CaCO_3$ 计），为极硬水。硬度呈明显的地带性分布规律。平均矿化度以广东省鉴江石鼓站为最低，常年在 40mg/l 以下，以甘肃省祖历河的郭城驿站为最高，平均矿化度为 8550mg/l，枯水年份高达 23900mg/l，超过海水的含盐量。总的说来，地下水的矿化度和硬度高于地表水。表 2-8 中为我国地表水的硬度分类。

表 2-8　　我国地表水的硬度分类

水质分类	总硬度（以 $CaCO_3$mg/l 计）	矿化度 (mg/l)
极低矿化度，极软水	＜15	＜50
低矿化度，软水	15～80	100～300
中等矿化度，适度硬水	80～160	300～500
较高矿化度，硬水	160～300	500～1000
高矿化度，极硬水	＞300	＞1000

注　矿化度为水中所有离子总量。

四、溶解气体

水中溶解的气体有氮（N_2）、氧（O_2）、二氧化碳（CO_2）、硫化氢（H_2S）、氨（NH_3）和甲烷（CH_4）等。这些气体在水中的浓度取决于：气体在水中的溶解度；气体在液体上部大气中的分压；水温；以离子强度，含盐量、悬浮固体等参数表达的水的纯度等。

水中溶解的 CO_2 主要来自有机物分解或水生生物呼吸作用所排放出以及大气中 CO_2 溶入。地表水中 CO_2 浓度一般不超过 20～30mg/l，地下水则在 15～40mg/l 之间。水中溶解的 CO_2 也称游离 CO_2，它与水中碳酸盐构成平衡体系。超过平衡量的部分称作侵蚀性二氧化碳，它对混凝土有很强的侵蚀作用，在兴建水工建筑物时，作为一项主要指标加以测定。

有些天然水会溶解少量硫化氢（H_2S）、氨（NH_3）、和甲烷（CH_4）。这些气体中往往来自厌氧条件下含硫含氮有机物质或无机硫化合物在微生物作用下还原而产生。硫化氢和氨以及某些挥发性有机硫化物和氮化合物都有恶臭气味。地表水中 H_2S 含量如达 5mg/l，NH_3 达 2mg/l 以上就不能饮用。地下水则由于特殊地质环境，有时可含大量 H_2S 气体。

五、痕量无机物

天然水体中重要的有毒元素和化合物见表 2-9。

表 2-9　　水体中常见的有毒无机物质

元　素	主要来源
钡 Ba^{2+}	油漆，造纸，钻探泥浆
镉 Cd^{2+}	电池，油漆，塑料等
铬 Cr^{3+}，Cr^{6+}	颜料，合金，耐火材料，催化剂，制革
铜 Cu^{2+}	冶金，仪表
铅 Pb^{2+}	油漆，汽油，管材
汞 Hg^{2+}	仪表，电池，化工电解
镍 Ni^{2+}和钴 Co^{2+}	电镀，冶金
银 Ag^{+}	电镀，胶片
锌 Zn^{2+}	电镀，电池，油漆
砷 As	矿物煅烧，农药
氰化物 CN^{-}	电镀，炼焦
氟化物 F^{-}	硅酸盐工业，化工制冷剂
硒 Se	电子元件，光电池，整流器

六、放射性物质

任何元素都有一种或二种以上放射性同位素，后者不论是天然的或人为的，在衰变过程中都会放出 α，β，或 γ 射线。水中常见的放射性物质（放射性核素）有碘 131，锶 90，铯 137 和镭 226。

放射活性的单位叫居里（Ci），它相当于每秒衰变 3.7×10^{11}个原子（即 1 克镭的放射活性）。测定放射性强度的监测仪器中最通用的是盖氏计数器，可测出单位时间内放射核素的衰变数。一般来讲，天然水的放射性浓度低于世界卫生组织规定的许可范围（表 2-10）。

表 2-10　　放射活性浓度限量

放射源	最高允许浓度 PC_i/l*
锶 90	10
镭 226	5
总 β 浓度	1000
（在无锶 90 和 α 放射时）	

* $PC_i/1=3.7\times10^{-2}$衰变原子/s

七、有机物质

天然水体中有机物质，主要来自腐败的植物枝、叶、杆等以及水生生物的残骸及排泄物等，含量不高。大多数地表水以及地下水域被人为造成的有机物质所污染。水中有机物质的来源见图 2-2。

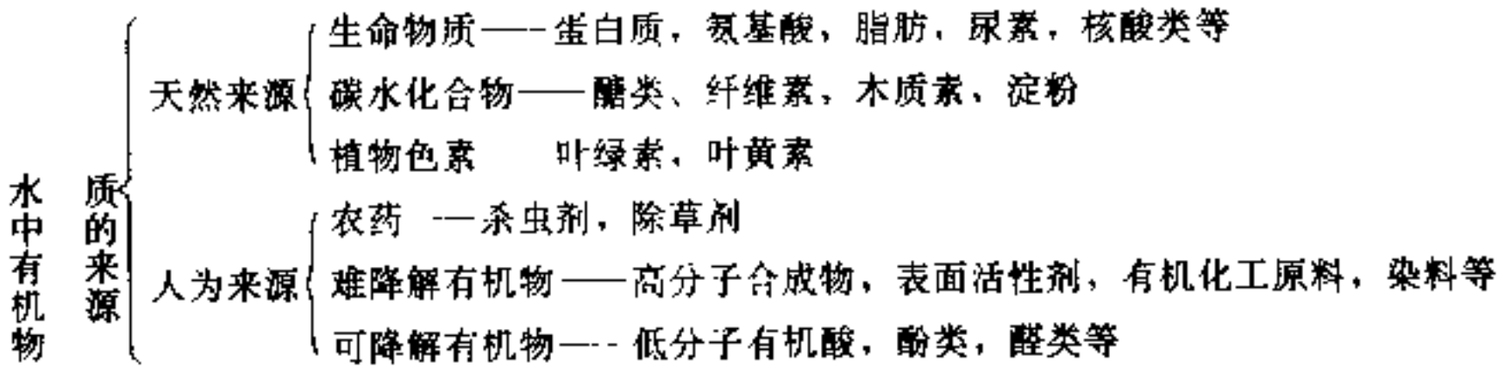


图 2-2　水中有机物质的来源

水中存在的有机物质从以下几个方面影响水质：改变水色、嗅和味；消耗水中溶解氧；增加水处理难度；在水处理过程中派生出致癌物质；有些难以降解的有机物本身就具有致癌致畸作用。例如采用加氯进行饮用水处理中，氯可与水中有机物反应生成氯仿和其他卤化烃，它们具有较强的致癌作用。目前，由人工合成的几十万种有机物中，能分别检测出来的仅 3500 多种。通常对含量＞1mg/l 的有机物质，测其综合性含量，现分述于后。

（一）总有机碳 TOC

有机物质在高温（950℃）和催化剂作用下全部被氧化成 CO_2，再以红外分析仪测定检出的 CO_2 量，反推出有机物含量。为此，水样要先酸化、通气，以除去无机态 CO_2。由于可能有部分有机物未完全氧化，所以测得的 TOC 值略低于实际值。

（二）化学耗氧量 COD

在酸性条件下，利用强氧化剂把水中的有机物质氧化成 CO_2 和 H_2O。通常用氧化还原滴定法测出重铬酸钾余量，再算出有机物含量。重铬酸钾可以把水中 90%以上的有机物质氧化成 CO_2，H_2O，NH_4^+，PO_4^{3-}，SO_4^{2-} 等，所消耗的氧量称化学耗氧量 COD。COD 测定法是目前水质监测中常用的方法，一般只要 3 小时，具有快速简便的特点。COD 测试不能区别生物可降解和惰性有机物质，也不能测有机物在生物作用下的氧化速率。此外，某些无机组分，如还原性亚铁盐、氯化物等会干扰消化进程。因此当水样中氯化物和亚铁化合物的含量较高时，在测定 COD 之前，先要从水样中除去这些干扰物。

此外，除了重铬酸钾（$K_2Cr_2O_7$）外，还以高锰酸钾（$KMnO_4$）作为氧化剂，但后者的氧化能力不及前者，通常只能氧化有机物总量的 30%～40%左右。以此法测得的 COD_{Mn} 偏低。因此用重铬酸钾作氧化剂测得的 COD 值相当于最终 BOD 值。

（三）生化需氧量 BOD

在水环境中，同时发生着化学氧化反应和生化氧化反应，以后者为主。其中最重要的生化氧化反应是水中有机物质在微生物作用下，将有机物中还原态碳氧化成二氧化碳。

由微生物的同化作用而代谢、降解的有机物质所消耗的氧量叫做生化需氧量。

水体中还有一些有机物如纤维、木质素、各种合成石化制品等，难以被微生物降解，但这类物质在水中的浓度不大。

BOD 测试是一项生物测定方法，实验室的测试是在尽可能模拟自然条件下，测定微生物在进行生物代谢过程中利用水体中有机物质所消耗的氧量，可以认为这是一种湿式氧

化法。

BOD 测试中的氧化反应是生物活动的结果，反应速率主要取决于生物种群、数目和水体温度。采用天然水体的平均中值温度 20℃（微生物的代谢速率甚低）作为试验温度以模拟自然条件。从理论上讲，为完成有机物质生物氧化过程需要无限长时间，实际应用中，采用 20 天为标准。实验验证表明大多数生活污水和食品工业废水经 5 天培养所得 BOD 值占 BOD_u 真值的 70%～80%，为了缩短实验周期，可采用 5 天的值，这样的 BOD 值叫做 BOD_5，或 5 日 BOD。

在 BOD 测试反应中，有机物质被氧化成 CO_2，H_2O 和 NH_3。因此，BOD_5 仅指碳质有机物的生物降解，有时为避免混淆，用 CBOD 表示。有机物中的氮被微生物和溶解氧氧化成硝酸根的生物氧化过程称作硝化反应，这部分生化需氧量称作氮质生化需氧量，用 NBOD 表示。

第三节　水的生物学特性

从环境科学的角度来说，水的生物特性主要是指直接影响水质的水生微生物群落和数量，因为疾病往往是由水中的致病细菌传播所致。其他重要的水质影响包括地表水和地下水的不良气味和口感以及在供水系统和冷却水系统的传热面附生有腐蚀性的微生物问题。

一、水生物分类

水中生物由于在水体中的空间分布和生活方式不同可分成微生物和浮游生物两大类。

微生物是指水中的病毒、细菌、真菌（霉菌和酵母菌）和放线菌及体型微小的藻类和原生动物。此类生物结构简单，形体微小，在水生物系统中处于低级水平。但它们生长繁殖快、分布广，与水体肥力大小及水质优劣关系十分密切。（见表 2-11 和表 2-12）。

表 2-11　　水和废水中微生物

界名	代表性成员	细胞分类
动物界	甲壳虫 蠕虫 轮虫	真核细胞（细胞核外有膜）
植物界	生根类水生植物 孢子类植物 羊齿类植物 苔藓类植物	
原生生物界	原生动物	原核细胞（细胞核外无膜）
其中：较高级 较低级	藻类 真菌（霉菌和酵母菌） 蓝绿藻 细菌	

表 2-12　　微生物（按能源和碳源）分类

分　类	能　源	碳　源	代表性微生物
光自养	阳光	CO_2	高等植物，藻类，光合成细菌
光异养	阳光	有机物质	光合成细菌
化学自养	无机物质	CO_2	细菌
化学异养	有机物质	有机物质	细菌，真菌，原生动物

浮游生物是整个水体中实行浮游生活方式的动、植物总称，个体比较小，除少数物种可用肉眼鉴别以外，一般需借助显微镜才能看清。这类生物多半缺乏运动能力，在水中随波逐流。浮游生物包括浮游植物和浮游动物两类。

1. 藻类（浮游植物）

藻类是自养、光合成作用并含有叶绿素的浮游植物。主要的藻类见表 2-13。藻类和真菌的主要区别在于前者含叶绿素，后者则无。除了叶绿素外，每种藻还可能含有红、棕、黄、蓝、橙等一到两种色素，因而自然界中的藻类具有各种奇异的颜色。

表 2-13　　主要藻类的分类

门	主要属
裸藻门	裸藻属，胶柄藻属，变形藻属，扁裸藻属
绿藻门	小球藻属，衣藻属，团藻属，盘藻属，实球藻属，空球藻属，水网藻属，栅列藻属，丝藻属，盘星藻属
金藻门	鱼鳞藻属
黄藻门	黄绿藻属
硅藻门	直链藻属，舟形藻属，脆杆藻属

藻类可利用水中的 CO_2 以合成细胞所需的碳。在光合过程中用以吸收能量，合成细胞和维持细胞生命则靠叶绿素、叶红素和橙色素三种色素来完成。在光合过程中同时释出氧气。到晚上，由于缺乏阳光，藻类又要吸入氧气。白昼虽然有呼吸作用，但白天的光合作用下释出的氧气远超过因呼吸作用所吸入的氧。藻类的光合作用和呼吸作用的简化反应式为

（光合）

$$nCO_2+nH_2O+\text{营养物}\xrightarrow{\text{阳光}}\underset{\text{新藻细胞}}{(CH_2O)_n}+nO_2 \tag{2-3}$$

（呼吸）

$$(CH_2O)_n+nO_2\longrightarrow nCO_2+nH_2O \tag{2-4}$$

就水质而言，藻是重要的微生物。在水环境中，藻类和细菌往往有共生关系。如藻类迅速繁殖，则在夜间发生的呼吸过程将影响水体的溶氧平衡而造成厌氧条件。当没有细菌和其它 CO_2 来源时，某些藻类可以夺取水中 HCO_3^- 以获得细胞繁殖所需的碳，造成水中 HCO_3^- 不断减少，水体的 pH 值将逐渐增大。如水中含钙，则随着 pH 值的上升，可能出现碳酸钙（$CaCO_3$）沉淀。有些藻类可使水体产生异味。

2. *浮游动物*

原生动物是单位细胞微生物，在自然界中，多数可自由生活，少数物种则寄生于从藻

类到人类的各种宿主体内。大多数原生动物是好氧或兼性厌氧异营养生物，但也有厌氧的原生动物。重要成员有变形虫，草履虫等。

轮虫是简单的多细胞动物。其头部有类似旋轮状纤毛，个体甚小，肉眼难见。轮虫在淡水水体中分布很广，以细菌为其主要食料，轮虫本身又是鱼类的主要食料。

枝角类动物是小型甲壳动物，俗称水蚤或红虫。以藻类和原生动物为食料，生长繁殖极快。在有机物含量丰富的水体中，可形成拥挤种群，在流动水体中品种和数量较少，是幼鱼和鲢、鳙鱼的重要食料。同一种枝角类动物的成年个体在不同季节和不同的污染水体中有不同的外形。

桡足类动物在地球上分布很广，其形状与枝角类有明显区别。

3. 水底生物

水底生物是生活在水底部的各种动、植物的统称，是个庞大的生态类群。它可分为水底植物和水底动物两类；按其生存的场所和生活方式不同，又可分成固着生物、附着生物、底栖生物和水底活动生物 4 类。

固着生物——水草以根固着在底泥中，许多藻类则以假根或胶质柄固着在水底的各种附着物上。动物中的许多种类如软体动物、水生昆虫、甲壳动物等也可在水底固着在底泥或沙粒上固着生活。固着型水生植物是草鱼的主要食料和杂食性鱼类的辅助食料。其叶面可以吸附尘埃，净化水体，吸收氮、磷等养料，防止水体的富营养化。水生植物的碎屑又是底栖动物的食物来源之一。

附着生物——在水下各种物体、如水草枝叶、木桩、缆索船底及砾石杂物上，往往长满了各种生物群落，叫做附着生物，包括多种藻类和小型动物。

底栖动物——栖息在水底沙土、淤泥上和埋在水底泥土、淤泥中的稍能运动的各种动物，如蠕虫、水蚯蚓，水生昆虫，摇蚊幼虫等。这类动物的活动范围有限，对各种污染物反应不同，所以其种类组成和数量变动，往往能比较灵敏地反映出其生活区域内当前乃至过去一段时期内的水质变化情况。环境科学工作者常根据底栖动物种群变化，对水污染进行生物监测和评价。

水底活动生物——指能在水底自由活动或暂时离开水底到水层中游泳一段时间的水底生物、如虾、蟹、某些水昆虫和习惯于水底生活的鱼类。

4. 游泳生物

这是一类有发达运动器官和很强运动能力的水生生物，包括各种鱼类及在水中游泳自如的其它动物。

我国的淡水鱼类达 800 多种，其中经济鱼类也有 100 多种，广泛分布于江河湖海中。

二、细菌和病毒

细菌是水微生物中的主要成员，对环境因素的变化十分敏感。水体中细菌的种类和数量状况往往能反映一个水体的营养水平和水质优劣。细菌还是天然水体中和污水处理设施中向水污染物进行“斗争”的生力军。细菌在水体中的作用在于一方面作为饵料，为某些水生动物和鱼类所吞食；另一方面，它们能通过自身的生命活动，将水和底泥中的有机物质和各种动植物的残骸分解、矿化成能够被植物（藻类、水草）吸收的无机盐类。水体中营养物质就是在细菌的参与下不断循环的。可以说，细菌是水生态系统中的分解者和转变

者。没有这个环节，水生态系统的物质循环就不能进行。细菌由于繁殖快，量多和具有强烈的生物化学反应能力，无论在引起水体污染（如病原菌的蔓延，细菌过量繁殖引起水体缺氧使水质腐败等）或污染治理中（水体自净，污水处理），都有着十分重要的作用。

水中还有一类更微小的生命体叫噬菌体，也属微生物类。噬菌体和病毒一样没有细胞结构，其大小只有细菌的 1/1000，在电子显微镜下才能观察到。病毒和寄生细胞（细菌，藻类）接触后，就把自身的 DNA 注入到寄主的细胞中去、使后者裂解，并释放出几百个子代噬菌体。新生子代噬菌体又去侵犯其它细胞。如此往复循环，表现出极快的繁殖速度和强大的破坏能力。因此，常可利用某些噬菌体来杀灭水体中过量繁殖的藻类以改善水质。

任何一种生物为了维持生长繁殖，必须有碳源和能源，此外还需要足够的氮、磷、硫、钾、钙和镁等营养物质。合成细胞组织所需的二个碳源为 CO_2 和有机物质中的碳。能吸收 CO_2 作为本身碳源的生物叫自养生物，必须利用有机碳的叫做异养生物。细胞合成所需的能量可以取自阳光、无机物质或有机物质的化学氧化或还原能，可利用光能的生物称光养生物，只能利用化学能源的称化养生物。

除碳源和能源之外，氧不仅是细胞组织的组成部分，在细胞生长繁殖中也起了重要作用。许多生物以分子形式的氧 O_2 来进行新陈代谢，这样的生物叫好氧生物；有些可以在极低的氧浓度下生长，叫做微需氧生物。另一类生物在有氧分子的环境中发生中毒现象的叫做厌氧生物，这类生物从化合物中获得为合成细胞组织所需的氧而不是分子态的氧。还有一类生物既可在富氧环境中生长，也可在无氧的环境中生长，这类生物叫做兼性厌氧生物。

水体环境中的化学物质量、pH 值、溶氧量、温度、阳光等条件均会对水生生物的生存和繁殖产生极大影响。水体受到污染，水生物群落结构发生剧变，不耐污染的种群减少或消失；耐污染的种群繁殖迅速，大量增加，这一系列变化可作为水环境污染生物监测的主要依据。

三、生态系统

生态系统是指生物和它所在周围环境所组成的具有一定结构和功能，并有一定自我调节能力和相对稳定的综合系统。在这个生态系统中，各种生物体与非生物体之间相互依存、相互制约而不断演变，其自我调节能力与成份的多样性以及物质能量转移的复杂程度有密切关系。

生态系统类型见图 2-3。

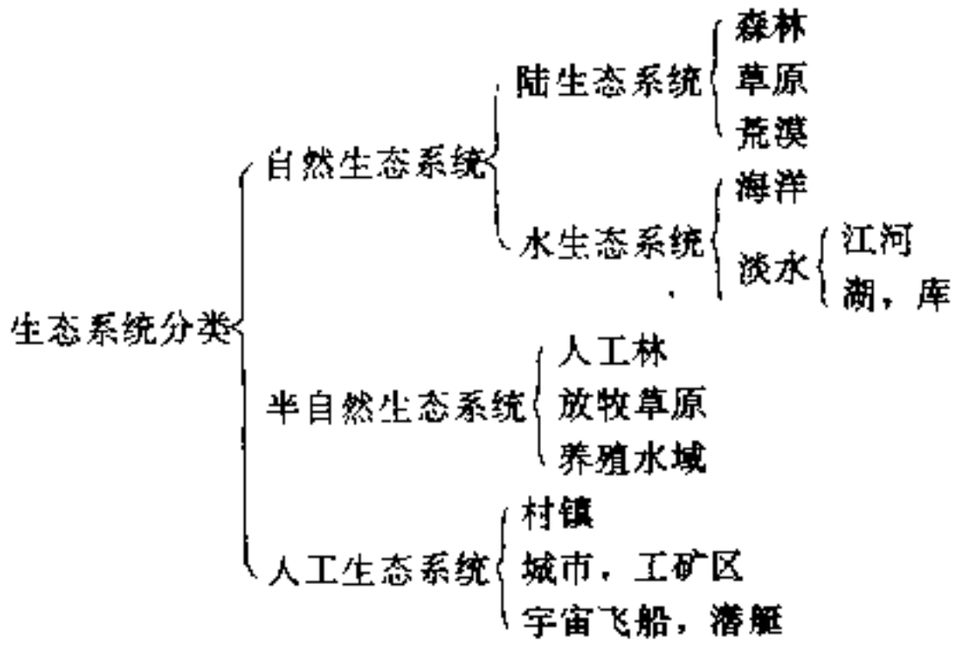


图 2-3　生态系统的类型

（一）生态系统的组成

生态系统由生物和非生物两大部分所组成见图 2-4。

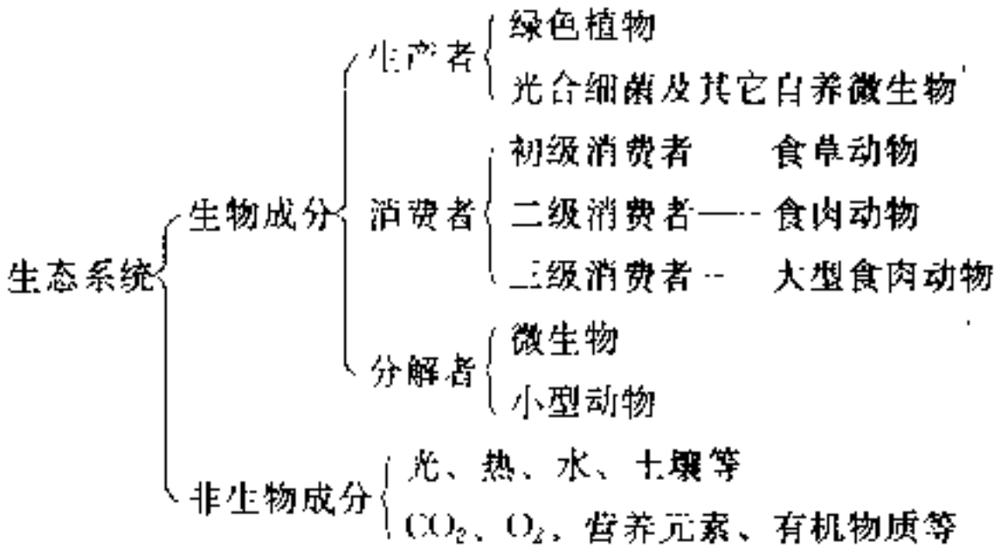


图 2-4 生态系统的组成成分

1. 生产者

利用太阳能把周围环境中的无机物（CO_2、H_2O、P、N 等非生物物质）养分制造成有机质的绿色植物，它们不仅把环境中的无机物质合成为有机物质，同时把太阳能转化为化学能贮存于有机物中，以提供维持自身及其它生命物的全部生命活动所需的能量。

2. 消费者

通过食物链以绿色植物为生的所有动物，在生态系统中起物质与能量传递及进行物质再生产的作用，也可称为次级生产者。

3. 分解者

通过腐烂、分解或把有机物破坏，使养分返回环境的微生物（细菌和真菌）。

4. 非生命物质

空气、水、土壤和各类矿物质等提供了生存环境、能源和养分，这是生物生存的外界条件。所有非生物因子的不同组合对生态系统的结构都有影响，其中最主要的非生物因子，即决定生态系统总体结构的因子，称作限制因子。对地球上大部分生态系统来讲，水是划分各不同基本类型的生态系统的主导因子或限制因子。不同的生态系统具体组成成份各不相同，生态系统的这种特定结构阐明了三个基本原理：

养分循环——一切生物在生活、生长、繁殖、死亡和分解过程中，化学元素从周围环境进入生物体内、又从生物体回到周围环境中，进行了养分的内循环；

外界能源——能量被用于做功时，以热能形式从生态系统中丢失，不能进行再循环，必须从外界补充新能量。因此，能量通过生态系统是朝着单方向流动的。

动、植物之间的特殊关系 ——在生态系统中，各种植物和动物之间相互依存，相互制约的特殊关系。

（二）水生生态系统的特性

水的特殊物理和化学性质决定了水生生态系统的特殊性，如水的密度较高，有足够的浮力。水中大量的小型浮游生物又是水体中的主要生产者和分解者。水作为一种溶剂溶解了大量营养物质，浮游生物的一个单细胞即可吸收营养而成为一个生物体；水有很好的透光性，表层水的光合效率极高，因而整个水层都可成为生物栖息域。水的流动性起了水生生物营养物质的输入和输出系统的作用。大多数水生态系统是开放型的，水中各部分生态

环境处在不断更新状态，这就加速了生物的生长和繁殖，同时强化了各水生态系统的物质和能量交流。

水生态系统中，生物物质与非生物物质相比数量很小。在陆地上，每平方米土地的生物质量可达10kg。而在水圈中只有10g左右（干重）。不同水体的生物量也不同，在海洋中，每立方米的海水仅有生物量20mg（湿重），深水湖为数百毫克，放养水库可达数千毫克，而养鱼池则高达1～2kg。说明水生态系统具有很大的生产潜力。

水生生态系统中有两条主要食物链：

一是牧食性食物链，例如

绿色植物→食草动物→食肉动物

藻类→甲壳类→小型鱼→狗鱼

二是碎屑性食物链，例如

死亡的有机物质→分解者→碎食性动物→小型碎食性动物的捕食者

有机碎屑（水草枝叶，死亡藻类）→微生物→浮游动物→鱼类→凶猛鱼类

几乎没有一种生物仅以一种动、植物为食物，而一种食物又可为不同种消费者所食用。实际上生物的摄食途径已形成一个错综复杂的网状结构，叫食物网。

食物链通过自养生物开始生产有机物质，由自养生物所吸收的能量和养分通过以自养生物为食物和彼此互为食物的异养生物传递到生态系统的其它成份上。养分和能量转移的特殊途径要依赖于其它生物为食物的某种生物，这种传递叫食物链（网）。

食物链上各个环节叫做营养级。不论是光合作用自养生物还是化能合成自养生物都属于生产者，而且是第一营养级。所有初级消费者都是第二营养级；以此类推，二级消费者属第三营养级……每个营养级上的生物也不止一种，凡处于同一层次上的生物都属同一营养级。由于食物关系的复杂性，同一生物也能隶属于不同的营养级。低位营养级是高位营养级的养分和能量的供应者，其能量在每一营养级中仅有10%左右能被高一级生物所利用。因此，第一营养级在数量上就必须大大超过第二营养级。正因为养分和能量利用仅占1/10，所以食物链不可能无限延长，一般也只有4～5个营养级就终止了。养分和能量逐级递减，形成了能量、生物数量、生物量、生产力等几个金字塔。

在水生态系统中，伴随食物链传递而发生的另一个生物学现象就是生物富集（浓缩）作用。对某些难以降解的有毒有机物质，按食物链顺序传递，其含量在每一营养级生物体中富集，浓度逐级加大，使原来对人类无害的低浓度毒物富集到对人类健康危害的程度。

生物的浓集本领用浓缩系数或放大倍数表示：

$$k=\frac{C'_i}{C_i} \tag{2-5}$$

式中 k——某化合物在生物体内的浓缩系数；

C'_i——某化合物在生物体内的浓度；

C_i——某化合物在该生物体内生活的水域中的浓度。

（三）生态系统的物质循环

生态系统中的各种物质不断地进行循环，参与生命活动的各种元素循环在三个水平上进行。第一级在生物个体水平上通过个体的新陈代谢，与环境不断进行物质交换；第二级

水平在生态系统中，生产者、消费者和分解者之间的循环；第三级水平是在生物圈的范围内各个层圈中进行的物质循环，也叫生物地球化学循环，这种物质循环对生态系统和各类水体的水质影响很大。

在已知的100多种元素中，有40多种元素是生命活动所绝对需要的。

1. 碳循环

碳是生物体的基本构成元素，约占有机物总量的49%（干重），因此碳循环可以代表有机物的总循环。大气中的CO_2通过绿色植物的光合作用结合到有机物中，经食物链传递以及生产者、消费者和分解者的呼吸作用把CO_2送回大气。另外，动植物残体长期埋藏在地层中，一部分形成化石燃料；另一部分则形成重碳酸盐和碳酸盐沉积在海底形成新的岩石。火山爆发时又将一部分碳回送到大气中。

人类活动向大气输入大量CO_2，加上森林面积不断缩小，也促使大气中CO_2量显著增加。60年代以来，从矿物燃料燃烧所释放到大气中的CO_2每年以3.5%速度递增，估计今后100年内递增速度不会低于2%。据估计从1959～1980年的20年中通过燃烧放出的CO_2总量为845亿t，而大气中CO_2—C同期增加了510亿t（碳），即60%释放出的CO_2留在大气中，另有40%进入陆生生物和土壤、海洋。当大气中CO_2进入表层海水时，CO_2转化成HCO_3^-离子而贮存到海洋中。海水表层（25m以上）能与大气充分混合；75～1000m之间的斜温层与大气中CO_2的交换周期为10年；斜温层以下深层海水中的CO_2与大气隔绝，其交换周期要几千年之久。

据统计近一个世纪来，大气中CO_2浓度已从280ppm增加到340ppm。大气中CO_2能吸收从地面再幅射的红外线，形成“温室效应”而使气温升高，冰层溶解。海平面上升的原因一方面由于极地冰川融化，另一方面也由于海水平均温度升高而使水体积膨胀。

据估计当CO_2量增加一倍时，全球平均蒸发量和降水量可能将增加4%～7%；土壤水分普遍减少，部分地区干旱更为严重。

2. 氮循环

氮是生物体不可缺少的元素，在生物体中含量仅次于碳和氧；在大气中，氮的含量高达79%。氮在生物圈中的分布见表2-14。水中含氮物质主要有：有机氮、氨、亚硝酸盐，硝酸盐和氮气。

表2-14　　氮在生物圈中的分布（百万t）

大气	3800000	海水（溶解气体等）	20000
陆地有机体	772	海洋有机体	901
其中：		其中：	
活有机体	12	活有机体	1
死亡有机体	760	死亡有机体	900
陆地无机氮	140	海洋无机氮	140
地壳	14000000	沉积物	4000000
总有机体氮		1673	
总无机氮		21820240	

氮循环主要在大气、生物、土壤和水体之间并在有机氮与无机氮之间进行。大气中的

氮可被固氮菌、固氮藻类所吸收，合成有机物中的蛋白质（也可由雷电过程中与氧化合成氧化氮，火山岩浆也可固定部分氮），又在细菌脱氮作用下，再回到大气中。

含氮有机物质在细菌氨化作用下生成氨，又在细菌作用下使氨氧化成亚硝酸根和硝酸根的过程称硝化过程；在厌氧条件下，厌氧细菌又将其转化成氨或氮气，再一次使氮返回到环境中去，称反硝化作用。

氮以硝酸盐的形式进入水体，通过食物链进入生物体内，经生物转化成亚硝酸盐，能降低血液对氧的输送能力，还可以在体内与仲胺发生反应，生成的亚硝胺是一种强致癌物质。

大气中的氮被固定后，不能以相应的分子氮返回大气，而以氮氧化物进入大气圈，与大气中烃类物质经光化学反应生成光化学烟雾而对人类及生物造成危害。NO_2 进入臭氧层又会与 O_3 反应，降低臭氧含量，减弱臭氧层对紫外线辐射的吸收。氮氧化物经雨水淋溶，也是形成酸雨的原因之一。

3. 磷循环

磷是生物体中高能磷酸键的主要组成元素，高能磷酸键为细胞内一切生化过程提供能量，所以磷是生物的必需元素。磷在环境中循环于有机形式和无机形式之间。

磷的主要贮存库是岩石和天然磷酸盐沉积。由于风化、侵蚀和淋洗作用，磷被释放出来。这部分无机磷被植物吸收以后，转为有机磷，再通过食物链传递。动植物残体在腐败分解后，经细菌还原为无机磷，一部分被植物吸收，另一部分则进入水体。磷循环中几个主要环节都有细菌参与。对水体有重要影响的磷化合物有正磷酸盐（PO_4^{3-}，HPO_4^{2-}），聚磷酸盐（$Na_3(PO_3)_6$，$Na_5P_3O_{10}$）和焦磷酸盐（$Na_4P_2O_7$）。因为大多数天然水体中磷浓度甚低，藻类的繁殖受到控制，随着含磷废水排放量增大，如洗涤剂的广泛使用已使水体中磷的含量增加了 10～20mg/l。磷含量过大而造成水体富营养化，导致藻类疯长。

4. 氧循环

水，分子氧和二氧化碳是三种对生命过程最重要的氧的无机形式。

氧循环中的活动库和储存库见表 2-15。

表 2-15　　氧循环中的活动库和储存库

活动库：	库容单位　(10^{12}克分子)	活动库：	库容单位　(10^{12}克分子)
O_2：大气	150000000	活动库总量	70167876830
海洋	210000		
CO_2：大气	120000	化整后总量	70000000000
海洋：	5900000		
H_2O：大气	700000	储存库	
海洋	70000000000	地下水	460000000
土壤水	3700000		
地表淡水	6900000	碳酸盐沉积岩	5100000
有机氧：		岩石氧化物地壳岩石	7700000000
陆地有机质	38000		
海洋有机质	1830	储存库总量	8165100000
土壤中有机质	58000		
海洋沉积物中有机质	250000	化整后总量	8200000000

氧有高度活性，因而能参加多种化学反应。氧的流动量难以计算，以水循环中水的流动量最大。光合作用和呼吸作用使 H_2O，CO_2 和 O_2 发生反应最快，人类活动对氧循环影响较大，包括：由化石燃料燃烧而大量消耗空气中的氧；土地开垦、排放废水加速土壤和土壤有机质的氧化；发展农业，砍伐森林和铺设道路使有效光合作用面积减少。

5. 硫循环

硫也是构成生命有机体的成分，硫对蛋白质的构成起重要作用。大多数天然水体中都有硫化物，对水体水质有影响的硫化物有有机硫、硫化氢、元素硫和硫酸根。

硫循环在很多方面与氮循环相似，硫酸根可直接被植物吸收和被微生物摄取而用于合成细胞组织，再进一步通过食物链传递，死亡的动物在细菌作用下产生 H_2S。在好氧条件下又被细菌氧化成硫，然后被光合成硫细菌和藻类氧化成硫酸根。在厌氧菌作用下又可被还原成硫。

水生物的生存、代谢、水的嗅、色及化学腐蚀等问题都与硫循环有关。因为硫对许多生物有毒，硫酸根还原生成的硫化氢能与水中铁、锌、钴、锰等重金属结合并沉淀，使水发黑、发臭。水体中硫和氢可使污水管道、钢筋混凝土中建筑物腐蚀，这是因为硫化氢在管道中与氧反应生成硫酸的缘故。硫酸与混凝土中的碳酸钙作用生成硫酸钙可溶于水而出现凹坑，最后管道的整体结构被破坏。

近 10 年来，矿物燃料燃烧而进入大气中的硫氧化物大量增加，硫氧化物在降水过程中与水结合形成酸雨，对生物、土壤和水体造成极大危害。

第四节　水污染与自净

一、污染机理

污染物进入水体后的迁移、转化过程，是通过污染物（包括能量）与水体之间的复杂的物理、化学、生物、物理化学和生物化学作用的过程。这个过程，既取决于污染物质的各种特性，又取决于承受水体及其环境的背景条件。因此，水污染的发生和过程取决于污染物、污染源及受纳水体三个方面的特征及其相互作用和关系。

向河流排放污染物质，在不超过一定限度的情况下，存在着一种正常的生物循环。河流能同化排入的有机废物，使水中的植物和动物得以正常的生存；一旦排入河流的废水超过其自净能力，正常的生物循环将被破坏，河流即被污染。在一般情况下，维持河流正常生态平衡的关键是水中的溶解氧。当水中有机物浓度增加时，细菌就大量繁殖，污染物被分解，而消耗水中的溶解氧。由于缺氧，厌氧菌大量繁殖，污染物发生厌氧分解，因而使水变黑发臭，污染了环境，有害于人类。

污染物进入水体后，将发生两个相互关联的过程，即：水体污染恶化过程和水体污染的净化过程。水体污染恶化过程包括以下四种途径：由于有机物分解耗氧、热污染脱氧的溶解氧下降过程，使水中厌氧细菌繁殖，水体恶臭；由于有机物分解、富营养化、热污染及毒污染引起的水生生态平衡的破坏，耐污、耐毒、喜肥的低等水生动植物繁殖，使鱼类等高等水生物致畸，甚至死亡；由于 pH 值、氧化还原、有机负荷等条件的改变而引起的低毒变高毒过程，如三价铬、五价砷、无机汞转化为更毒的六价铬、三价砷、甲基汞等；由

于物理堆积及生物富集作用造成的低浓度向高浓度的转化过程，如重金属、难分解有机物、营养物向底泥的积累及通过生物的食物链或营养链的高度富集。

另一方面，水体本身也有一定的净化废水中污染物质的能力。水体受到废水污染后，又从污染逐渐变清的过程称为水体自净。水体的自净过程相当复杂，涉及到污染物在水体中许多迁移转化的规律，它与许多因素有关。水体污染的净化过程，包括以下七种过程：污染物的自我衰减过程，如放射性污染物的衰减；污染物被水体的同化过程，如污染物经物理、化学、生物作用而逐渐衰减消失；污染物从复杂有机物分解成简单有机物，进而分解为无机物，盐、氨、水；从溶解物变为不溶物的过程；从不稳定污染物转化为稳定污染物的过程，如铵盐变为亚硝酸盐，再变为硝酸盐；从高毒害转化为低毒害、无毒害的过程，如有机物转化为无机物、盐、水、酸和碱中和成盐；耗氧、溶解氧降低到复氧的过程，如充氧、藻类放氧等。在一个水体中上述这两个过程虽然同时并存，并在一定的条件下相互转化，但在某一水域或一定时间内，又总是存在相对主要的过程。这个主要过程决定了水体污染的总特征。离污染源近的水域，从总体上来看，常以水污染恶化过程为主；而远离污染源的水域则以水污染的净化过程为主，相应形成不同程度的污染区及不同水体质量状态。

水污染的机理错综复杂，包含物理、化学、物理化学、生物和生物化学等基本作用及综合作用。

物理作用：是指污染物（包括能量）进入水体后，只改变其物理性状和空间位置，并不改变其化学性质，也不参与生物作用的过程。物理作用主要取决于污染物的物理特性、水体的水流特征和受纳水体的边界及背景条件等。

化学和物理化学作用：是指污染物进入水体后，以简单或复杂的离子或分子状态随水迁移，且发生了化学性质或形态、价态上的转化。水质发生了化学性质的变化，但未参与生物作用。这种作用普遍存在于水污染过程之中，它能改变污染物质的迁移转化能力、污染物的毒性大小和水环境化学反应条件。化学、物理化学作用主要取决于污染物及水体的化学与物理化学特性和受纳水体的边界及背景条件，如酸化、碱化——中和作用等。

生物和生物化学作用：是指污染物通过生物的生理生化作用及食物链的传递过程中发生的生物特有的生命作用过程。这个作用普遍存在于有水生生物的地面水体（特别是湖泊水库）之中，它既可以将有害污染物净化为无害物质或转化为另一种有害物，还可以将水中微量污染物浓缩、富集千百万倍以上，而达到使生物、人体致害的程度。这个作用取决于污染物的物理化学特性及毒性大小和水生生物的类型及其对污染物的适应性、摄入量以及水体物理、化学性质背景条件。

二、自净作用

水的自净是指水体中污染物质由于水自身具有的特性，如水的流动、溶解、扩散、稀释、沉淀以及在水体中进行的生物作用与化学作用，使污染物质稀释、转化而逐渐消失的自然过程。按照水体自净作用的机制，可分为物理净化、化学净化和生物净化等。任何水体的自净作用，都是这三个过程的结果，它们同时、同地发生，并相互影响。

（一）物理净化

指稀释、扩散，吸附和沉淀等作用，使污染物的浓度降低的过程。进入水体的污染物、

按基本性质的不同，经历的稀释与扩散途径也各不相同；挥发性强的，可能逸入大气空间，而造成其浓度的降低，如 CO_2，H_2S 等；有些相对密度大的则渐渐沉入水底；有些被吸附于悬浊体上，随风飘移或沾于水底。这些途径都造成污染物浓度降低。水体中污染物受大量水流的稀释，实为降低污染物浓度的主要方式。

当污染物排入水体后，按照它们与水体的混合状态，可以分为三个阶段。

第一阶段：是从排出口或释放点到污染物在水深方向充分混和，称为垂向混和阶段。这个阶段的混和过程比较复杂。对于浮力为中性的非射流排放的情况，垂向混和的长度与水深是成正比的，大致为排放处水深的几十倍到一百倍，其距离相对很短。如某河流平均水深为 10m，则其垂向混和长度约为 1km。

第二阶段：是从垂向充分混和算起到水体横向开始充分混和为止。天然水体的床底都是宽和浅的，宽深比一般都大于 10。横向混和所需要的长度比垂向混和所需要的长得多。河流越宽，所需要的距离就越长，呈平方关系，需要几 km、几十 km。对于大河甚至需要几百 km。

第三阶段：是横断面上开始充分混和以后的区域。对河流而言，断面上各点水质的浓度偏差远比各横断面间的断面平均浓度偏差小。因此，一般只须考虑断面平均浓度沿河流纵向的流量情况。一般离排污口的混和距离 l 大于下式计算值时，此后的区域可作为第三阶段。

$$l \geqslant \frac{1.8b^2u}{4hu^*} \tag{2-6}$$

式中 b——平均河宽；

h——平均水深；

u^*——摩阻流速；

u——平均流速；

$u^*=\sqrt{gHi}$，i 为河流水力坡降。

（二）化学净化

污染物质在水体中进行化学作用，如氧化、还原、水解、离子交换等，使污染物浓度降低的过程。它是水体中污染自净过程之一。产生化学自净过程的动力因素是太阳能，以及空气中氧的作用。影响化学净化能力的主要是水体中的化学反应条件，如氧化还原电位和酸碱度。在水体中的重金属污染物，如铅、镉、铬、汞，通常在一定的 Eh 与 pH 值条件下进行迁移，沉淀或大气逸散。

（三）生物净化

生物作用使有机污染物质发生氧化分解，降低其浓度的过程。有机物质是细菌的食料，细菌可将水中的有机物质分解，并转化为无机物质。生物净化过程在地表天然水的净化作用中是最重要，也是最活跃的过程。天然水净化过程中，生物所起的作用，主要有两个方面：水生动、植物区系，在水的自净过程中的作用，是将有毒的物质分解转化为无毒的产物，这就要消耗水中的溶解氧；由于水的污染，使生物要素本身发生变化，即把生物区系的变化当做评价污染对环境影响的一个综合质量指标。

第五节　水质判别指标

水质判别指标是在物理、化学和生物方面对水质给出某个最大或最小特性值，它反映出水域生态、人体健康及人类审美观、容忍程度和需求量。

1. 碱度

碱度定义为水中物质能与氢离子起反应的定量量度，也是水的缓冲能力的量度。因为pH值影响到水中有机物及某些污染物的毒性，碱度作为缓冲能力对水质而言是很重要的。在自然状态情况下，如$CaCO_3$的浓度在400mg/l以下作为饮用水不会有害于人体健康。对于鱼类及野生物，美国科学院建议最小碱度是20mg/l（以$CaCO_3$计）。

2. 铝

在天然水中铝以各种形式出现，包括有机化合物、氟化合物以及铝的氢氧化物。铝的毒性取决于它是如何被化合的。例如，铝有机化合形式的毒性一般讲比无机化合形式要小。铝的毒性还与pH值有关，在pH值低时，铝也能有较大的毒性。铝对人体只有弱毒，当每日摄入量为正常值的5～50倍时才会对人体有害。Mckee和Wolf（1963）提出对大多数水生物来说，铝浓度的容许上限是0.25mg/l；在pH值为5.5的水中，铝浓度为0.1mg/l时，对水生物具有一定程度的毒性。在游泳池中，当铝浓度为0.1mg/l时会引起人眼不适；当浓度达到0.5mg/l时会引起人眼剧烈疼痛。

3. 氨

氨的毒性受pH值及溶液中氨浓度的剧烈影响。影响氨浓度的重要因素是温度和离子活度。温度升高促使氨浓度降低。世界卫生组织制订的饮用水标准中氨的上限值为0.050mg/l（以NH_4^+计）。

4. 砷

砷是一种既有金属性质又有非金属性质的元素。它的化合物大部分是砷盐和砷硫化铁。在天然水中常见的砷化合物是砷酸盐（+5）、亚砷酸盐（+3）、甲胂酸及二甲次砷酸。这些砷化合物的化学性质和毒性有着很大的差别。世界卫生组织建议小于0.05mg/l的砷浓度作为饮用水的标准。为了保护淡水水生物，可溶的三价无机砷在30日内平均浓度不超过0.072mg/l，或96小时内平均浓度不超过0.14mg/l。五价无机砷在浓度低于0.850mg/l时对淡水水生动物有很大毒性；在浓度低于0.048mg/l时对淡水水生物还有毒性（美国环保局，1984）。对灌溉水，美国环保局建议砷的最大浓度不超过0.100mg/l。

5. 钡

自然界中最常见的硫酸钡（$BaSO_4$）和碳酸钡（$BaCO_3$）很难溶于水，但是许多其它的钡盐却能溶解于水和酸中，并且有毒。美国环保局建议饮用水中含钡量不超过1mg/l。不论淡水或海水，钡浓度超过50mg/l的水对水生物有毒性。但是由于大多数天然水体中含有大量的硫酸根和碳酸根离子，水中的钡实际上是以不溶的形式存在的，是非毒性的化合物。

6. 铍

铍的氯盐和硝酸盐极易溶于水；而硫酸盐则稍溶于水，碳酸盐和氢氧化合物实际不溶于水。为了保护水生物，软质淡水铍含量的判别值被订为0.011mg/l；硬质淡水的判别值为

1.10mg/l，因为软水中铍的毒性高于硬水的100倍。

7. 硼

硼通常以硼酸钠或硼酸钙盐的形式出现。一般来说，饮用水中的硼不会对人体健康造成危害。美国渔业协会提出，对水中生物，硼的最大判别值对流动的海水为1mg/l，而流动的淡水为10mg/l，在长期灌溉中0.750mg/l的浓度不会对敏感的作物有害。

8. 镉

镉能迅速溶于无机酸中。在自然界，通常以硫酸盐形式出现，并常与锌矿石和铅矿石伴生，在矿区和冶炼厂附近，积累在土壤中的镉可导致邻近水域局部地区具有很高的浓度。当人体摄入或吸入镉时将产生毒性。鱼类及其它无脊椎生物对镉很敏感，它们能对水中低浓度镉显出反应。世界卫生组织建议0.01mg/l为镉的最高浓度。活性镉的有害浓度对水生生物为$e^{1.16(\ln硬度\ -\ 3.84)}\mu g$。例如，当硬度为50的碳酸钙浓度为250mg/l时，活性镉的最大允许浓度各为2.0及12.91μg/l（0.002及0.0129mg/l）。

9. 氯化物

天然水中氯化物是无处不在的。它们来自矿石、海水入侵过的地下水、盐碱地、人体和动物排泄的废水等。对饮用水来说，最高含量为250mg/l。淡水鱼类，承受不了盐度的过分变化。同样，咸水鱼类在低盐分的水域内也极易受伤，灌溉用水和氯离子浓度控制在100mg/l以下。

10. 氯（气体）

氯是一种易溶气体，它能与许多种化合物起反应，也能与动植物的组织起反应，使动植物组织变性。饮用水中氯浓度高于5mg/l会引起的怪异的味觉和嗅觉。在含有大量的天然或人造有机物的水中出现氯化导致形成有潜在致癌能力的三氯甲烷。美国环保局规定，为了保护淡水生物，残留氯总量（即自由氯和氯胺量之和）30日平均浓度不应大于0.0083mg/l，而96小时内的平均浓度不应大于0.014mg/l。

11. 铬

铬的氧化价自Cr^{2+}至Cr^{6+}，在自然界最常见的是三价形式。美国联邦法规规定饮用水允许的最大铬浓度为0.050mg/l。铬的毒性随生物品种、氧化状态和pH值大小而异。一般来说，淡水鱼类能承受较高的浓度，而一些无脊椎水生物则非常敏感。对淡水水生物而言，水溶性6价铬的30日平均浓度应小于0.0072mg/l，96小时内的平均浓度应小于0.011mg/l。

12. 大肠菌（粪便的与总的）

大肠菌是粪便污染物最主要的指标，也常用来作为水质好坏的指标。对饮用水源的水中，美国科学院推荐2000个大肠菌/100ml作为上限。对于非接触娱乐用水，其标准是每100ml中100～1000个粪便大肠菌（几何平均值），其中不高于10%的水样超过标准的两倍；对于接触性娱乐用水，培养30日以上5个水样中取最小值，粪便大肠菌量为100ml水中不超过200个（美国环保局，1979）。

13. 铜

铜的高浓度溶液广泛用于除草剂，在农业上也可用作杀菌剂。饮用水中，铜的浓度超过1.0mg/l，可能出现怪味。对淡水水生物而言，30日活性铜的平均浓度不应大于

$e^{[0.905(\ln硬度-1.785)]}\mu g/l$，96 小时内，平均浓度应在 $e^{[0.905(\ln硬度-1.785)]}$ 至 $e^{0.905(\ln硬度-1.413)}\mu g/l$ 之间（美国环保局，1984）。

14. 氰化物

氰及其化合物在生活污水及工业废水中是常见的。简单的氰氢酸（HCN）以及碱性金属盐，如氰化钾、氰化钠都是很常见的，并且是氰化物的主要来源。世界卫生组织定出以 CN^- 为例的氰化物浓度的饮用水标准为 0.05mg/l。氰化物对鱼类的毒性取决于 pH 值、温度、溶解氧及无机物的浓度。温度升高、氰化物的毒性也增大。据美国环保局的研究，温度如升高 10℃，氰化物的致死作用将增大二三倍，对淡水水生物自由氰化物（即所有的 HCN 和 CN^- 数量之和）30 日平均浓度不应大于 0.0042mg/l，96 小时之内的平均浓度应在 0.0042 和 0.022mg/l 之间。

15. 溶解固体

天然水体中的溶解固体主要包括碳酸盐、重碳酸盐、氯化物和磷酸盐，也可包括钙和钾的硝酸盐。所有溶解盐都能改变水的物理和化学性质并使渗透压力受到影响，对于饮用水，美国联邦法规规定，溶解固体的浓度不应大于 500mg/l，淡水鱼类所能承受的浓度范围为 500～10000mg/l；对灌溉用水，浓度最好小于 700mg/l；对牲畜用水，应小于 2500mg/l（Mckee 和 Wolf，1963）。

16. 氟化物

在天然地表中很少见到氟化物高浓度的情况，但地下水中则不然，大剂量的氟化物对人体有害，250～450mg 的剂量能引起严重危害，而 4.0g 的剂量就能致死（Mokee 和 Wolf，1963）。对供水而言，氟化物的浓度在 0.7～1.2mg/l 时，不会妨碍其有益用途；当浓度为 0.8～1.5mg/l 时会引起中度牙斑出现。对水生物，氟化物浓度不应超过 1.5mg/l。

17. 铁

对水环境起重要作用的几种铁化合物是二价铁（Fe^{2+}）和高价铁（Fe^{3+}）化合物，二价铁化合物通常来自抽取的地下水或矿山排水。美国环保局建议对饮用水而言，铁的浓度不应超过 0.3mg/l，否则会有怪异味道；对水生物来说，浓度不应超过 1.0mg/l，环境水体中的碱度、pH 值、硬度和温度等条件可改变铁的化合价和可溶性，甚至影响铁的毒性。

18. 铅

铅主要出现于硫化铅（方铅矿）中，但还存在于其它化合物，包括碳酸铅、硫酸铅及氯磷酸铅。铅的毒性受到周围条件的影响，如 pH 值、硬度、有机物质的存在及其它重金属的存在。降水、铅尘降落、土壤侵蚀的渗滤、城市和工业污水、街道径流及其它的表面污水都是天然水体中铅的来源。美国环保局规定：由于铅是一种累积毒物，饮用水中铅的浓度应小于 0.050mg/l；对淡水水生物，活性铅（pH 值为 4 的硝酸中酸化的水样经 0.45μm 的薄膜过滤的铅定义为活性铅）30 日的平均浓度不应超过 $e^{[1.34(\ln硬度-5.245)]}\mu g/l$。

19. 镁

镁由于活泼的化学性质，形成了极易溶解的镁盐，而不以元素的形式存在。镁的浓度达到危害人体健康的浓度之前，水就非常难以饮用了。氯化镁或硝酸镁浓度在 100～400mg/l 之间就会对鱼类产生毒性。

20. 锰

锰的氯盐、硝酸盐和硫化物极易溶于水，而氯化锰稍溶于水。Mckee 和 Wolf（1963年）发现天然地表中锰及其离子浓度很少有大于 1.0mg/l 的，溶解氧、pH 值、季节性落叶都会引起河流中溶解锰浓度的显著变化。美国环保局规定，符合饮用水标准的锰浓度不大于 0.05mg/l。

21. 汞

汞是一种毒性很大的金属，在生物体内有累积作用。在自然界汞以多种形式存在，包括各种溶解质的有机汞和无机汞。一些微生物能使溶解的汞化合物转换成毒性极大的甲基汞和二甲汞。因此汞的任何化合物都对环境有潜在的危害。汞衍生的碱性化合物对人体的毒性最大，摄入数毫克的剂量足以致病致死。世界卫生组织把 0.001mg/l 的汞浓度作为饮用水的上限标准。对淡水水生物，活性汞（用 pH 值为 4 的硝酸把水样酸化后能通过 0.45μm 薄膜滤膜的汞）的 30 日平均浓度不应超过 0.0002mg/l。对牲畜饮用水，浓度不应大于 0.5mg/l。

22. 硝酸根（NO_3^-）和亚硝酸根（NO_2^-）

氮在淡水系统中的形式包括可溶的分子氮、氨、硝酸盐、亚硝酸盐以及其他含氮有机物。氮的来源包括：降水和落尘、生物固氮作用、地下水进入、污水处理厂的影响、农业区和住宅区的径流等。按美国环保局规定，对民用供水、氮浓度不应超过 10mg/l（以 N 计）；浓度大于 1.0mg/l 的水儿童不宜饮用。

23. 钾

钾是最活泼的金属之一，能迅速与氧发生反应、与水反应，因此在自然界仅以离子状态而存在。在饮用水中钾浓度 1000～2000mg/l 是允许上限。当氯化钾浓度超过 340mg/l、硝酸钾浓度超过 680mg/l 时，味觉变得不能忍受。在一些研究中氯化钾、硝酸钾对软水或蒸馏水中鱼类的毒性浓度是 50～200mg/l。

24. 硒

硒可以在土壤中找到，如碱性硒化铁以及硒单质。微量硒对动物的新陈代谢是必需的元素，但是人摄入的硒量达到 0.1～1.0mg/l 时就产生毒性。美国规定硒浓度不大于 0.01mg/l 的水才能用于民用供水。水体中当硒浓度达到 2.5mg/l 时就开始对鱼类有毒性。

25. 银

银以单质或矿石的组成物出现。对人体讲摄入银或银盐可引起皮肤、眼睛、粘膜的变色。1×10^{-6}～0.5mg/l 的银浓度剂量可用来消毒水体而对水体无危害。美国推荐的饮用水的银离子浓度上限为 0.05mg/l。

26. 钠

钠在自然界中不以单质存在，但在地壳构成物中却占 2.5%。钠盐极易溶于水。钠是用于工业上多种盐类的阳离子，因此在废水处理中钠离子很多见。美国心脏病学会建议饮用水中钠浓度最好不超过 20mg/l。有研究发现，钠离子浓度 500～1000mg/l 就会对饮水和蒸馏水中鱼类产生毒性。Mckee 和 Wolf（1963 年）建议对牲畜饮用水钠盐浓度不超过 2000mg/l。

27. 硫酸盐（SO_4^{2-}）

硫酸盐在天然水体中几乎无所不在，它来自石膏、硫酸盐矿及其他矿物的渗析，不少

工业部门也排出含硫酸盐废水。对饮用水来说，硫酸盐浓度不应超过 250mg/l；对人体健康不产生任何副作用的浓度标准是 500mg/l；当硫酸盐浓度达 300～400mg/l 时有不好的味觉（美国科学院 1977，1982）。灌溉用水浓度最好低于 200mg/l，牲畜用水 500mg/l（Mckee 和 Wolf，1963）。

28. 锌

在自然界，锌通常以硫化合物的形式出现并经常与其他金属的硫化物伴生，特别是铅、铜、镉和铁。对民用供水，锌离子浓度应低于 5.0mg/l。水的硬度、温度、溶解氧对锌的毒性影响很大，为了保护淡水生物，96 小时内，锌离子浓度应小于 0.01mg/l。

第三章　大气水和大气污染

大气水是水环境中水的来源和组成。大气中的水分在较低温度下以某些颗粒为核心凝结成水滴。水滴中往往含有某种化学成分，在其下降过程中，接触到其它大气颗粒的成分，原先的水质也有了变化。

第一节　大气的主要成分

大气中除气体外，还有气溶胶，其粒子半径从几个分子到 20μm。半径大于 20μm 的颗粒因太重，不能长期留存于大气中，而以干沉降的形式降落到地面。排入大气中的颗粒物主要有两个来源：直接排入大气的初生颗粒，如土壤尘土、海盐粒子等；由排到大气层中的气体所凝结生成的次生颗粒。

这些颗粒物既由自然环境，也有人为因素所造成。天然来源约占总颗粒物总量的 80%，而人类活动造成的总量中由气体转化的占 13%，其余为直接排放。因此，雨水中 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Cl^- 等主要离子主要来自海盐和土壤尘土；人类所燃烧的矿物燃料以及工业排放的各种气体中 SO_4^{2-}、NO_x、NH_4^+ 等进入大气形成了次生颗粒，同时也会有 Pb、As、V 的氧化物和烃类等物质，这些都是构成雨水污染的主要物质。

产生于海洋的海盐气溶胶每年约 18 亿 t。气溶胶在大气中停留时间约 3 天，可被风吹出 1000km 以外。这样带到陆地的海盐气溶胶每年约 1.8 亿 t，相当于每年 1 亿 tCl^-（占全部气溶胶中 Cl^- 的 10%左右）。在海洋源气溶胶中，P、N 和有机碳可以富集 100～200 倍，而雨水中的 Al^{3+}、Ca^{2+}、Fe^{3+} 和硅石、硅酸盐则主要来自土壤尘土。全球总的土壤尘土气溶胶每年在 30～40 亿 t 之间，其中一部分是人为因素而产生，如建筑业、农业、采掘业。通过大气输送到海洋的尘土气溶胶每年约 9～10 亿 t。森林火灾和生物气溶胶主要是挥发性有机物质。

排放到大气中的气体所生成的次生气溶胶以 H_2SO_4，HNO_3 气溶胶为主，这些物质大多被雨水吸收而降落到地面。颗粒半径大于 20μm 的粒子大多以干沉降的方式降落到地面。

第二节　雨水的主要成分

表 3-1　　雨水中主要离子的浓度　　(mg/l)

离子	陆地降水	海洋降水	
Na^+	0.2～1	1～5	
Mg^{2+}	0.05～0.5	0.4～1.5	边远地区
K^+	0.1～0.5	0.2～0.6	K^+=0.02～0.07

续表

离子	陆地降水	海洋降水	
Ca^{2+}	0.2～0.4	0.2～1.5	Ca^{2+}=0.02～0.20
NH_4^+	0.1～0.5	0.01～0.05	SO_4^{2-}=0.2～0.8
H^+	PH=4～6	PH=5～6	污染地区
Cl^-	0.2～2.0	1.0～10	NH_4^+=1.0～2.0
SO_4^{2-}	1.0～3.0	1.0～3.0	SO_4^{2-}=3.0～8.0
NO_3^-	0.4～1.3	0.1～0.5	NO_3^-=1.2～3.0

表 3-2　　雨水中各种离子的来源

离子	来源		
	海洋	大陆	人为污染
Na^+	海盐	土壤尘土	植物焚烧
Mg^{2+}	海盐	土壤尘土	植物焚烧
Ca^{2+}	海盐	土壤尘土	植物焚烧，燃料燃烧，水泥工业
K^+	海盐	土壤尘土，生物源气溶胶	植物焚烧，肥料
H^+	气体反应	气体反应	燃料燃烧而生成的酸性气体
Cl^-	海盐		盐酸工业
SO_4^{2-}	海盐，海洋气体	生物腐败，火山喷发，生物源气溶胶	森林火灾，矿物燃料燃烧
NO_3^-	雷电使 N_2 与 O_2 化合	生物源气溶胶，生物腐败生成 NO_3^-，雷电	氮肥工业排放，汽车尾气，矿物燃料燃烧，森林火灾
NH_4^+		细菌分解有机物	氮肥，人畜排泄物的分解
PO_4^{3-}		土壤尘土，生物源气溶胶	植物焚烧，磷肥工业
HCO_3^-	空气中 CO_2	空气中 CO_2，土壤尘土	人为排放的 CO_2
SiO_2		土壤尘土	土地开垦
Al^{3+} Fe^{3+}		土壤尘土	土地开垦

由表 3-1、表 3-2、表 3-3 可见，雨水中水溶性化学组成主要为两大类：来自大气中颗粒物质(Na^+，Cl^-，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}等)；来自大气中的气体(SO_4^{2-}，NH_4^+，NO_3^-)。雨水的化学组成取决于在云层内雨滴形成时的成核气溶胶的组成(称作雨涤)以及云层下雨滴下降过程中所溶解的气体及其它物质(称作洗涤)。来自雨涤的元素浓度不随降雨时间而变，而洗涤时所带入的元素浓度则随降雨时间改变。降雨历时越长，浓度渐渐降低。雨水中各离子浓度的顺序为：

表 3-3　　雨水中各主要成分的来源

来源	离子
海洋	Cl^-，Na^+，Mg^{2+}，SO_4^{2-}
土壤	Al^{3+}，Fe^{2+}，Si，Ca^{2+}，K^+，Mg^{2+}，Na^+
生物源	NO_3^-，NH_4^+，SO_4^{2-}，K^+
植物焚烧	NO_3^-，NH_4^+，PO_4^{3-}，K^+，Ca^{2-}，Na^+，Mg^{2+}，SO_4^{2-}
工业污染	SO_4^{2-}，NO_3^-，Cl^-
肥料	K^+，PO_4^{3-}，NH_4^+，NO_3^-

$$Cl^- = Na^+ > Mg^{2+} > K^+ > Ca^{2+} > SO_4^{2-} > NO_3^- = NH_4^+$$

受海洋影响的雨区中，雨水中的主要离子 Na^+ 和 Cl^-，后者与前者的比值为 2.3～1.3，与海盐成分相近。从海岸向内陆延伸 10～20km 后，雨水中 Cl^- 浓度迅速下降。内陆雨区的雨水中则以 Ca^{2+} 为主要离子，其 SO_4^{2-}/Cl^- 比值也两倍于海盐中的比值。

雨水中的 Cl^- 并非全部来自海盐，也可能来自人为排放的含 Cl 气体，如盐酸工业、汽车、矿物燃料和聚氯乙烯焚烧等。在欧洲凡有氯污染的工业区，其降水中的 Cl^-/Na^+ 比值都大于海盐的比值，说明人为污染的影响是很显著的。

雨水中 Ca^{2+} 大部分来自土壤尘土和工业排放，其中的 $CaCO_3$ 遇酸雨中的 H^+，特别遇硫酸酸雨时，发生了下列反应，起到中和酸性的作用：

$$H_2SO_4+CaCO_3 \rightarrow CO_2\uparrow + H_2O + SO_4^{2-} + Ca^{2+}$$

工业区的雨水中 Ca^{2+}，SO_4^{2-} 浓度较高，主要就是这个原因。森林地区的雨水中 Ca^{2+} 和 K^+ 的浓度很小，但 PO_4^{3-} 含量却较高，可见雨水中含有植物花粉和种籽。

大气中许多气体溶于水后，往往又与水反应而生成新物质，如 CO_2，NH_3，SO_3，NO_2 等与水反应分别生成 H_2CO_3，H_2SO_4，HNO_3 和 NH_4OH。除 NH_4OH 为碱性物质，在解离时产生 OH^- 外，前三种酸在解离时产生 H^+。

$$SO_3+H_2O \rightarrow H_2SO_4 \rightarrow 2H^+ + SO_4^{2-}$$

$$NO_2+H_2O \rightarrow HNO_3 \rightarrow H^+ + NO_3^-$$

$$CO_2+H_2O \rightarrow H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$$

$$NH_3+H_2O \rightarrow NH_4OH \rightarrow NH_4^+ + OH^-$$

其中 SO_4^{2-} 是一切雨水中含量最高的阴离子，也是全球大气污染的主要指示物。

一、硫(S)

雨水中硫主要为 SO_4^{2-}，有 6 大来源：

(1)海盐气溶胶。大气环流所夹带的海盐中 SO_4^{2-} 估计每年约为 4400 万 t(S)，其中 10% 左右降到陆地，其余又回到海洋。

表 3-4　　全球人为排放的 SO_2 量　　(10^6t 硫/a)

年份	煤	石油	冶炼	其它	合计
1860	2.4	0	0.1	0	2.5
1900	13.2	0.2	0.5	0.2	14.1
1950	28.8	1.2	2.4	1.4	36.8
1975	32.2	21.0	4.8	1.0	69.0
1985	57.5	25.0	6.5	1.0	90.0

(2) 人类活动排放的 SO_2。全球人为排放的 SO_2 量见表 3-4，煤中含硫 2%～3%，燃烧后生成 SO_2 排入大气中，据粗略估计，78%来自热电厂，20%来自冶炼厂，2%为汽车排放。图 3-1 为美国排放的 NO_2 的组成来源。据 1989 年资料全球年排放 SO_2 的量为 1.4 亿 t。大气中 SO_2 在形成 SO_4^{2-} 之前停留时间约 1.5 天，平均可迁移 500km。颗粒硫酸盐在大气中可停留 5 天左右，被雨水吸收之前可迁移到 1000km 以外。斯堪的那维亚的雨水中 SO_4^{2-} 污染

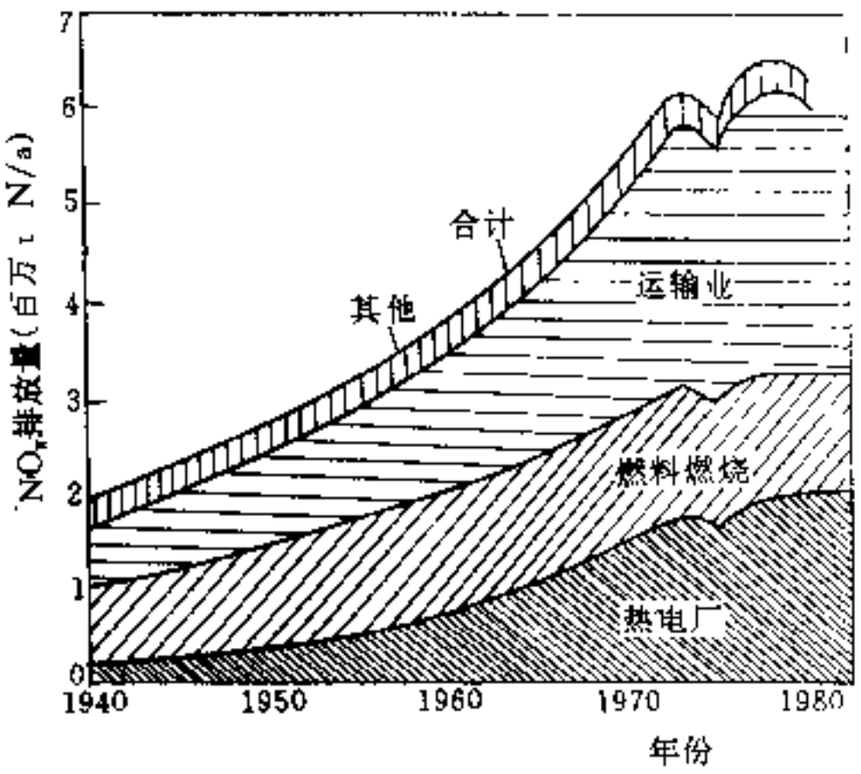


图 3-1　美国排放的 NO_x

物有 3/4 来自中欧和英国东部；我国边远地区的雨水中 SO_4^{2-} 主要来自东部工业发达地区。

全球排放的 SO_2 中美国和欧洲要占 65%，可见主要污染源是发达国家。火山喷发气体中含有 SO_2、SO_4^{2-} 和少量 H_2S，每年约 1180 万 t 左右，但仅影响周围 10km 以内地区。全球以气态硫化合物进入大气的年排放量见表 3-5。

（3）森林焚烧。地球上每年烧掉的生物量约 70 亿 t，以含硫 0.1%计，每年排放约 700 万 t 硫，其中 98%是人为造成。

土壤尘土中的硫酸盐主要为 $CaSO_4$，在大气中停留时间很短，每年迁移量约为 7 亿 t，以含硫 0.1%计，每年排放量为 70 万 t 硫。

（4）植物气溶胶。生物源的含硫颗粒来自密林中的松树类的腊质树皮和腐败的有机物质。

表 3-5　　全球以气态硫化合物进入大气的年排放量　　(10^6t 硫/a)

年份	自然源[a]	人为源	自然源在总量中%	数据来源
1972	92	50	65	Kellogg
1973	108	65	62	Friend
1975	98	64	60	Robinson
1976	35	65	35	Granat
1984	50～100	69	42～59	Moler
1985	100	100	50	Andrae
1986	51	72～77[b]	～40	Berner

注　1. 包括生物降解和火山喷发，不包括海盐。

2. 包括人为毁林的森林焚烧 700 万 t 硫/a。

人类活动排入大气中的硫占总量的 40%左右，而陆地上要占 75%左右。大气中硫循环见表 3-6。

表 3-6　　大 气 中 硫 循 环　　(10^6t 硫/a)

大陆上空大气		海洋上空大气	
a. 来自陆地		a. 来自海洋生物源硫化物	28
人为 SO_4^{2-}	65～70	海水喷溅	44
森林焚烧(人为为主)	7		
火山喷发	2		
尘土中 SO_4^{2-}	1		
生物源 H_2S，DMS 等	19		
(热带雨林，土壤)			
海岸带生物源 H_2S，DMS	1		

续表

大陆上空大气		海洋上空大气	
	Σ 95～100		Σ= 72
b. 沉降到陆地		*b*. 沉降到洋面	
降水中：过量硫	53	降水中过量 SO_4^{2-}	33
海盐	4	海盐(包括干沉降)	40
干沉降 SO_4^{2-}	30	干沉降 SO_4^{2-}	8
	Σ 87		Σ=81
c. 来自海洋		*c*. 来自陆地	17
海盐	4		
海洋生物源硫化合物	4		
	Σ=8	*d*. 从海洋大气环流到大陆上空	
d. 从大陆上空进入海洋大气		海盐	4
	Σ=17	海洋生物源硫化合物	4
			Σ=8
平衡：$a+c-b-d$ = -1 到 4		平衡：$a+c-b-d=0$	

二、氮(N)

大气中除含量占79%的氮气外，还有 N_2O，NO_2，NO 和 NH_3，三种氧化氮合称为 NO_x。除此之外，还有 NO_3^-，NH_4^+ 和水溶性有机氮 DON。大气中主要的氮通量见表 3-7，雨水中不同价态的氮通量见表 3-8。

表 3-7　　大气中主要的氮通量　　(10^6t 氮/a)

过　程	氮通量	人为因素氮通量
a. 氮固定		
陆地生物源	139	40
海洋生物源	10～90	
雷电	4	
化肥工业	40	40
矿物燃料燃烧		
NO_3^-—N	21	21
NH_4^+—N	<1	<1
森林焚烧	12	12
合计	216～296	117
b. 脱氮		
陆地	107～161	
海洋	40～120	

表 3-8　　雨水中不同价态的氮通量　　(10^6t 氮/a)

	NO_3^- - N	NH_4^+ - N	DON	总量
降落到陆地：				
雨水	17	15	9	41
干沉降	15	1		16
	32	16	9	57
降落到海洋：				
雨水	9	7		16
干沉降	4			4
	13	7		20

三、硝酸根(NO_3^-)

NO_3^- 的来源有天然源，人为源两类。大气氮循环见表 3-9。天然源中有闪电，空气中的 N_2 和 O_2，在闪电过程中温度达到 2000℃以上时生成氧化氮 NO

$$N_2 + O_2 \rightarrow 2NO$$

氧化氮与大气中臭氧 O_3 以及过氧化物极易反应而生成 NO_2。

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$$

$$NO + H_2O_2 \rightarrow NO_2 + H_2O$$

NO_2 又可进一步在空气中与水反应生成硝酸

$$3NO_2 + H_2O \rightarrow 2HNO_3 + NO$$

硝酸是强酸，在雨水中完全解离，产生 H^+ 使雨水的 pH 值降低。在雨水中，NO_2 很快转变到 HNO_3，夏天仅 1～2 天，冬天约 10 天。生成硝酸后在 1～2 天内就可被雨水吸收，再淋入土壤中，给土壤自然增加氮素。这种过程对于氮素在自然界的循环是具有重要意义。世界各大洲和海洋的降水中 NO_3^- 的沉降量见表 3-10。N_2O 气体在同温层的强光化学氧化而转化成 NO 和 NO_2。氨在大气中也能与氧反应而被氧化成 NO_x。在细菌作用下使土壤中的 NH_4^+ 氧化成 NO 气体而进入大气。矿物燃料的燃烧，属人为源，森林焚烧，主要是人为活动所造成，占大气中 NO_x—N 量的 75%左右。矿物燃料燃烧和工业排放的 NO_2 量见表3-11。

表 3-9　　大气氮循环：NO_x - N 和 NO_3^- - N 通量　　(10^6t 氮/a)

过　程	通　量	在总量中占%	人为原因在总量中占%
发生总量	43	100	76
其中：			
闪电	4	9	
同温层中 N_2O 转化成 NO_2	0.5	1	
氨转化成 NO_x	<1	<1	
土壤中产生的 NO_x	5	12	
矿物燃料燃烧	21	49	49
森林焚烧	12	28	27

续表

过　　程	通　　量	在总量中占%	人为原因在总量中占%
总沉降量	15		
陆地沉降量	32		
其中：			
雨水	17		
干沉降	15		
海洋沉降量	13		
其中：			
雨水	9		
干沉降	4		

表 3-10　　各大洲和海洋的降水中 NO_3 沉降量

	平均年降水量 (cm)	非沙漠地区面积 (10^6km^2)	$[NO_3^-]$ (mg/l)	通量 ($10^6TNO_3^- - N/a$)
陆地总沉降量				17.0
其中：				
非洲	69	21.8	0.7	2.1
亚洲(清洁区)	73	24.8	0.6	2.5
(污染区)		9.0	1.5	2.2
欧洲(污染区)	73	10.0	2.0	3.3
北美(清洁区)	67	18.0	0.6	1.6
(污染区)*	100	5.2	1.5	1.8
南美	165	17.1	0.5	3.2
南极	17	12.2	0.1	0.05
澳洲	44	4.9	0.5	0.2
海洋总沉降量	107	361.0	0.1	8.7

*　北美污染区仅指美国和加拿大东部。

表 3-11　　矿物燃料燃烧和工业排放的 NO_x 量　　($10^6TNO_x-N/a$)

	北　美	欧　洲	其余地区	全球总量
矿物燃料燃烧：				
煤	1.6	2.4	2.4	6.4
石油	0.8	1.3	1.1	3.2
天然气	1.1	0.9	0.3	2.3
热电厂	3.5	4.6	3.8	11.9
运输业	2.5	2.8	2.5	8.0
工业排放	0.2		1.0	1.2
合计	6.2	12.0	10.1	21.1

四、氨(NH_3)

大气中氨溶于水即成氢氧化铵，反应式为：

$$NH_3+H_2O\rightarrow NH_4OH \rightleftharpoons NH_4^+ + OH^-$$

氢氧化铵解离后生成 NH_4^+ 和 OH^- 离子，后者使雨水 pH 值上升。可以说氨是大气中唯一能抵消大气中 CO_2、NO_x、SO_4^{2-} 等酸效应的气体。假如大气中没有任何酸性气体，NH_3 浓度只要达到 $3\mu g/m^3$ 时，雨水的 pH 值就能上升到 8.5 左右；但大多数雨水的 pH 值都在 4～6 之间，说明酸性物质在雨水中占优势。

大气中 NH_3 在转化成 NH_4^+ 之前，可停留 1～4 天，一旦转变成 NH_4^+，在雨水中也能停留 7～8 天。大气中 NH_3 的来源见表 3-12。由此可见，人类活动的影响占大气中 NH_3 的 90% 以上。总发生量和总去除量大体是平衡的，都是每年 2300 万 tNH_4-N，这主要是 NH_3 在大气中平均停留时间较短，估计值也就比较可靠。大气中氨循环见表 3-12。大气中 NH_3 在各大洲和海洋的沉降量见表 3-13。

表 3-12　　大气中氨(NH_3)循环

过　程	通　量 ($10^6t/a$)	总量中占%	人为原因在总量中占%
发生量	23	100	91
其中：			
人畜排泄物分解	15	65	65
土壤中有机物质分解（不包括肥料）	6	26	17
肥料分解	2	9	9
矿物燃料燃烧	0.03	<1	<1
去除量	23		
其中：			
在大气中转化成 NO_x	<1		
陆地降水	15		
海洋降水	7		
以铵盐形式干沉降	1		

表 3-13　　各大洲和海洋的降水中氨沉降量

	年平均降水量 (cm)	非沙漠地区面积 (10^6km^2)	$[NH_4^+]$ (mg/l)	通　量 ($10^6TNH_4^+ \cdot N/a$)
陆地总沉降量				14.6
其中：				
非洲	69	21.8	0.2	2.3
亚洲(清洁区)	73	24.8	0.15	2.0
（污染区）		9.0	0.3	2.1
欧洲(污染区)	73	10.0	0.65	3.7
北美(清洁区)	67	18.0	0.1	0.9
（污染区）*	100	5.2	0.3	1.2
南美	165	17.1	0.1	2.3
南极	17	12.2	0.01	0.02
澳洲	44	4.9	0.05	0.1
海洋总沉降量	107	361.0	0.025	7.5

* 北美污染区仅指美国和加拿大东部。

大气中 NH_3 极易与大气中 H_2SO_4 气溶胶反应而生成 $(NH_4)_2SO_4$ 气溶胶，这个反应在一定程度上可以中和掉酸性的 H_2SO_4，并使气态 NH_3 转变成 NH_4^+ 气溶胶，以后又被雨水吸收或通过干沉降降落到地面。这个反应使大气的 N 循环和 S 循环联系在一起。在大气的 NH_3－N 循环中，有两个互相竞争的过程在调节着大气中的 NH_3 浓度：①植物有从大气摄取 NH_3 气和向大气释放 NH_3 气的倾向，由于植物具有内部化学平衡的能力，可使大气的 NH_3 浓度维持在 $1\mu g/m^3$ 左右；②NH_3 与 H_2SO_4 的反应可使 NH_3 转入 $(NH_4)_2SO_4$ 气溶胶，从而防止 NH_3 进入植物的 NH_3 循环。因此，气态 NH_3 转化成 $(NH_4)_2SO_4$ 气溶胶可基本上去除生物源 N 循环中氨气，从而减少大气中能被植物利用的氮量。此外，$(NH_4)_2SO_4$ 气溶胶在进入干沉降和被雨水吸收之前可能在大气环流中飘流达 5000km 以上。因此，生成 $(NH_4)_2SO_4$ 气溶胶的净效应是使 NH_4^+－N 散布到周围地区，也能使远离 NH_3 气发源地的地区的雨水中 NH_4^+ 浓度明显上升。

第三节　大　气　污　染

一、概述

（一）定义和类型

包围在地球表面附近的大气就其组成来说有恒定的、可变的和不定的三种。近地层大气中氮、氧、氩三种成分占大气总重量的 99.96%，含量几乎不变。可变成分主要是二氧化碳、水蒸汽和臭氧等。这些可变气体成分含量虽少，但对大气状况影响很大。大气中的不定成分主要是指物质燃烧的灰粉、火山爆发产生的烟尘、海水飞沫蒸发后的盐粒、风扬起的灰尘以及工业、交通产生的各种烟粒、氮氧化物、硫氧化物等。这些不定成分进入大气，从而改变了大气的正常组成成分，就有可能造成大气污染。

世界卫生组织(WHO)把空气污染定义为："大气受到污染是指室外空气中出现一种或几种污染物，其含量和存在时间达到一定程度以致对人体、动植物和物品有害，所造成的损失或对安宁的破坏以及对物品使用的影响达到可测的程度。"清洁空气和污染空气中 SO_2、CO_2、CO、NO_2、HC 和颗粒物质的浓度对比见表 3-14。

表 3-14　　清洁与污染空气浓度对比

成　　分	清洁空气	污染空气
SO_2	0.001～0.01ppm	0.02～2ppm
CO_2	310～330ppm	350～700ppm
CO	＜1ppm	5～200ppm
NO_x	0.001～0.01ppm	0.01～0.5ppm
碳氢化合物 HC	1ppm	1～20ppm
颗粒物质	10～20$\mu g/m^3$	70～700$\mu g/m^3$

大气污染若按污染物的化学性质及它们存在的大气环境状况可分为四种类型：

(1) 还原型(煤炭型)。它常发生在以使用煤炭为主的地区，主要污染物是 SO_2、CO 和

微粒物质。在低温、高湿度的阴天，风速很小并伴有逆温的情况下，一次污染物扩散受阻，易在低空聚积，以致生成还原性烟雾，也称之为伦敦烟雾型。

(2) 氧化型(石油型)。这种类型大多发生在采用石油为燃料的地区。污染物的主要来源是汽车尾气和燃油锅炉，以及石油化工企业。主要的一次污染物是CO、NO_x和HC，这些物质在太阳辐射作用下能发生光化学反应，生成二次污染物O_3、醛类和PAN等强氧化性物质。所以这种污染被称作为氧化型。由于以美国洛杉矶最为典型，所以也称之为洛杉矶光化学烟雾。

(3) 复杂型(酸性降水型)。它是由煤炭和石油在燃烧或加工过程中产生的混合污染物造成的大气污染，或者是由工业企业排放的各种混合污染物造成的大气污染。酸雨就属于这种类型。

(4) 特殊型。这种类型的大部分是由于特殊原因和某些特殊的污染物造成的局部地区的大气污染。如事故泄漏的氟化物、氯气、硫化氢、汞和其他金属蒸汽等污染物造成的局部空气污染事件。

此外，还可以按污染所及范围将大气污染分为：局部性污染，指污染源附近小范围的污染；地方性污染，指某工厂区域的污染；区域性污染，指大工业城市及其附近的污染；全球性污染，污染超越国界、影响全球。如人类活动产生的二氧化碳和颗粒飘浮物质的增加，空气中核试验产生的放射性物质等对大气的污染，均可产生全球性的影响。

(二) 污染源及污染物

大气污染源有自然源和人为源两大类。

火山喷发、森林火灾、土壤风化等自然来源导致的污染称为自然源。人为源是指任何向大气排放的一次性污染物的工厂、车辆或行为等。严重的大气污染主要来自人为活动造成的人为源。

受到人们注意的从各种污染源排入大气的污染物约100多种。表3-15列出了全世界每年向大气中排放的主要有毒物质的总量。在我国的大气环境评价中，主要考虑的污染物有飘尘、二氧化硫、氮氧化物、一氧化碳和总氧化剂等，它们都是大气污染监测和污染控制的重点。

表3-15　　全世界每年排入大气的污染物总量(1972年)

项目 / 污染物质	污染源	排放量 (10^8t)	占总排放量 (%)
煤粉尘	烧煤设备	1.00	16.3
二氧化硫	燃煤、烧油设备、有色冶炼	1.46	23.8
一氧化碳	工厂、汽车不完全燃烧时的废气	2.20	35.9
氮氧化物	工厂、高温燃烧时的汽车废气	0.53	8.6
碳化物	燃油、燃爆、汽车、化工废气	0.88	14.3
硫化物	化工废气	0.03	0.5
氨	工厂废气	0.04	0.6
合计		6.14	100.0

大气污染物中气体形式约占90%，气溶胶占10%左右。气态形式是指在常温、常压下以气体形式分散在大气中的污染物质，也包括某些虽在常温常压下是液体或固体，但易于挥发到空气中的物质。常见的气态污染物有：一氧化碳、氮氧化物(NO、NO_2等)、氯气、氯化氢、氟化氢、臭氧等。

任何以小颗粒物形式分散在气流或大气中的固态或液态物质都叫做气溶胶。各种气溶胶颗粒的粒度范围大体在$5\times10^{-6}\sim500\mu m$之间，由于粒度大小的不同，气溶胶颗粒的化学和物理性质有很大的差异。在固态颗粒物中，凡粒径在10μm以上，受重力作用，很快沉降到地面上的称为降尘；凡粒径在10μm以下，能长期飘浮在大气中的气溶胶粒子叫飘尘。气溶胶按其形成的方式不同又可分为：分散性气溶胶、凝聚性气溶胶以及化学反应性的气溶胶。常见的雾、烟、粉尘和烟雾，便是不同形式的气溶胶。

污染物质按生成过程的不同，可分为一次污染物和二次污染物。一次污染物是指直接从排放源进入大气的各种气体、蒸汽及尘埃。最主要的是SO_2、CO、NO_x大气微粒(包括重金属毒物和致癌物质3—苯并芘、4—苯并芘和HC)等物质，它们又可分为反应物质和非反应物质，前者不稳定，在大气中常与某些其他物质产生化学反应，或者作为催化剂；后者是不发生反应或反应速度缓慢且较稳定的物质。

二次污染物是进入大气的一次污染物互相作用或与大气正常组分发生化学反应，以及在太阳辐射的参与下引起光化学反应所产生的污染物。重要的二次污染物有O_3、醛类(乙醛、丙烯醛等)、过氧乙酰硝酸酯(PAN)、硫酸雾(硫酸及硫酸盐气溶胶)，以及许多不同寿命的活性中间物质，如OH、NO_3等自由基和氧原子等。

大气污染物的浓度有两种表示方法，一种是质量浓度，以单位体积内所含的污染物的质量数来表示，常用的有mg/m^3，$\mu g/m^3$。另一种是对于气体或蒸汽用ppm或ppb作单位，称为体积浓度。两个单位可用下面公式换算

$$x(ppm)=\frac{22.4}{m}a \tag{3-1}$$

式中 a——以mg/m^3表示的气体浓度；

x——以ppm表示的气体浓度；

m——物质的分子量；

22.4——标准状况下气体的摩尔体积。

对于大气气溶胶粒子，除了用上述的质量浓度表示以外，往往还采用数目浓度(个/cm^3)、表面积浓度($\mu m^2/cm^3$)等来表示。

由于气体体积随温度和压力而变化，要使计算出的浓度有可比性，必须将样品体积换算成标准状态下的样品体积，换算式如下：

$$V_0=V_t\frac{273}{273+t}\times\frac{P}{760}. \tag{3-2}$$

式中 V_0——标准状态下的样品体积(l或m^3)；

V_t——样品体积(l或m^3)；

t——采样时的温度(℃)；

P——采样时的大气压力(mm/Hg)。

需要注意的是，在美国、日本和国际全球监测系统内的标准状态是25℃，760mm水银柱高。

二、影响大气污染的气象因素

(一)风

风对大气中污染物起着两个作用：一是输送作用，即污染物质整体随风迁移，风速愈大，污染物移动也就愈快；二是稀释作用，污染物质在被风吹走时，不断与周围干净空气发生混和，从而使浓度不断降低。

风向决定着污染物迁移的方向，某一风向频率越大，其下风方向受污染的机会越多，即污染程度与风向频率成正比。另一方面，某一方向的风速越大，则下风方向的污染程度越轻，即污染程度与风速成反比。综合风向和风速对其下风地区污染的影响，得一系数，称之为污染系数。所以

$$\text{污染系数}=\frac{\text{风向频率}}{\text{平均风速}} \tag{3-3}$$

式中风向频率为一定时间内某风向出现的次数占风向观测总次数的百分数。

按上式分别计算出各风向的污染系数，并绘制成污染系数玫瑰图(表3-16、图3-2)。可以看出，污染系数越大，其下风方向的污染越严重。如把工业区布置在污染系数最小的方向上，则其下风区的污染就轻。所以，在城市规划中，利用污染系数玫瑰图有利于工业城镇的合理布局。

表3-16　　上海全年各风向频率、污染系数和污染风频统计表

(1956~1972年)

项目＼风向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
频率	5	6	7	7	8	10	9	8	4	3	2	3	3	7	9	6	6
平均风速	3.4	3.4	3.6	3.6	3.2	3.2	3.4	3.7	3.0	2.5	2.4	2.1	2.7	3.7	3.7	3.7	0
污染系数	1.5	1.8	1.9	1.9	2.5	3.1	2.6	2.2	1.3	1.2	0.8	1.3	1.1	1.9	2.4	1.6	
污染风频	5.3	6.7	5.5	7.0	8.8	12.7	8.7	7.2	4.8	4.2	3.6	3.6	3.5	7.7	7.8	4.9	

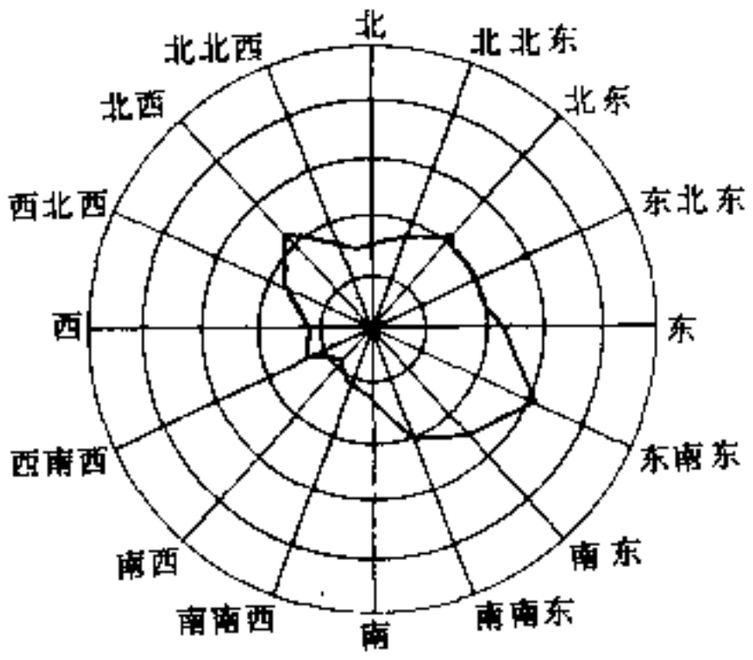


图3-2　上海各风向污染系数玫瑰图

(间距1.0m/s，1956~1972年)

为了使污染系数成为一个无因次量而更具物理意义，引进了污染风频。表达式为：

$$P=\frac{\bar{\mu}}{\bar{\mu}_1}\frac{D}{} \tag{3-4}$$

式中　P——污染风频；

$\bar{\mu}$　年平均风速；

D——定向风频率；

$\bar{\mu}_1$　定向风平均风速。

(二)大气湍流

湍流是指毫无规则的流体运动，也叫乱流，它是大气运动的主要形式。大小不一的湍涡在近地气层中

进行着极其复杂的无规则的运动，不断将周围的清洁空气卷入污染的烟气，同时将烟气带到周围的空气中。这种湍流混合和交换的结果，造成污染物从高浓度区向低浓度区的输送，使它们逐渐被分散，稀释，这就是湍流的扩散过程。湍流越强，污染物散布的范围越大，大气中的污染浓度也就越低。

引起湍流运动的原因有动力和热力因子两个，但在实际大气中，湍流运动总是在动力和热力因子的共同作用下增长或减弱的、综合动力因子和热力因子对湍流运动强弱影响的里查逊(Richardson)数 R_i，常用来作为衡量湍流消长的指标。

$$R_i = \frac{g}{\theta} \times \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{(\frac{\partial u}{\partial z})^2} \tag{3-5}$$

式中 g——重力加速度；

θ——位温；

u——平均风速；

$\frac{\partial \theta}{\partial z}$——位温在垂直方向上的变化率，为大气稳定度的量度；

$\frac{\partial u}{\partial z}$——风速在垂直方向上的变化率，为风垂直切变。

从上式可以看出，理查逊数既包含动力因子，也包含热力因子。理论上，当 $R_i<1$ 时，表示湍流易于发展；当 $R_i>1$ 时，表示湍流不易发展。但试验资料表明，湍流发展与否的临界值 R_{ic} 约在 1/2～1/4 之间。对(3 5)式作如下讨论：

1) $\frac{\partial \theta}{\partial z}>0$，$R_i>0$，为稳定层结，热力作用抑制湍流运动的发展。$\frac{\partial \theta}{\partial z}$愈大，愈是如此，但当$\frac{\partial u}{\partial z}$足够大时，虽 $R_i>0$，只要动力作用超过热力作用，湍流作用仍能加强，这时 R_i 应小于 R_{ic}。

2) $\frac{\partial \theta}{\partial z}=0$，$R_i=0<R_{ic}$，温度层结是中性，湍流运动完全取决于风的切变。

3) $\frac{\partial \theta}{\partial z}<0$，$R_i<0<R_{ic}$，为不稳定层结，湍流运动易于发展。

由此可见，大气程度的稳定对湍流运动的生长、发展有着至关重要的影响，而理查逊数恰恰反应了大气稳定度条件，因此在大气污染研究、大气环境评价等工作中常常用它作为划分大气稳定度的条件。

（三）温度层结

温度层结是衡量大气稳定度的标志，它与近地层的湍流运动密切相关，因而温度层结的性质对大气污染的影响是很明显的。

所谓温度层结，是指大气温度随高度变化的情况，即大气温度的垂直分布。在大气的对流层内，通常气温自地面向上递减，每升高 100m 气温的降低值，称作为气温垂直递减率，用 γ 来表示。在整个对流层中，γ 的平均值为 0.65℃/100m。由于近地层气象和地形条件的复杂性，气温可以随高度的增加而下降、上升或不变，因此 γ 可以大于、小于或等于零。

在气象学上，把任一气块与外界之间无热量交换时的状态变化过程，称作绝热过程。

个干燥的气团(或未饱和的湿空气团)在大气中绝热垂直上升(或下降)100m 时，其温度通常要降低(或升高)1℃，这个数值就称作为干绝热减温率，以 γ_d 表示，即 $\gamma_d=1℃/100m$。

比较 γ 和 γ_d 的大小，可以判断大气层结的性质。一般有以下三种情况：

(1) $\gamma<\gamma_d$。表明气团在上升过程中，由于温度降低得比环境空气快，因此相对变得冷一些，因而重一些，这样气团移动的速度就会减慢，并有返回原来位置的趋势，这时的气层对于该空气团来说是稳定的。

(2) $\gamma>\gamma_d$。与上述情况相反，由于气团在上升过程中，温度下降较周围的大气慢，因而变得相对较轻，上升的速度就越来越快，而远离起始位置，我们说，此时的大气层结是不稳定的。

(3) $\gamma=\gamma_d$。气团在任何高度上都与周围的空气具有相同的温度，它既不会加速，也不会减速，而保持平衡状态，此时的大气层结称为中性的。

可见，γ 愈大，大气愈不稳定，湍流和对流便充分发展，扩散稀释能力加强，在同样的排放条件下，一般不会形成大气污染；γ 愈小，大气愈稳定，对流和湍流不易发展，污染物不易扩散，而容易形成大气污染。如果 γ 很小，等于零甚至小于零，这就是等温和逆温现象。在逆温层中，暖而轻的空气在上面，冷而重的空气在下面，使气层很稳定，从而阻碍了空气上升运动的发展，抑制污染物质的输送和扩散，所以，逆温层又称为“阻挡层”。逆温容易造成大气污染，世界上一些严重的大气污染事件多与逆温存在有关。从匈牙利布达佩斯大气污染研究资料，也可以看出烟雾轻重与大气稳定度有密切关系。出现逆温时，发生强烈烟雾；出现弱逆温和正等温稳定时，发生中度烟雾；正、负等温和正常稳定度时，烟雾很轻；大气不稳定时，烟雾迅速消散(表 3-17)。

表 3-17　　烟雾轻重与大气稳定度之间的关系(匈牙利布达佩斯)

烟雾强度	稳定度	混合层最大厚度(m)		城市热岛中温度差(℃)	SO_2 浓度 (mg/m^3)
		早晨	下午		
无污染(0)	不稳定	>150	>1500	0.0	0.10
弱烟雾(1)	正常稳定 正、负等温	101～150	1000～1500	0.1～2.0	0.11～0.99
中度烟雾(2)	正等温 弱逆温	50～100	500～999	2.1～4.0	1.00～1.49
重烟雾(3)	弱逆温、逆温 强逆温	<50	<500	4.1～10.0	1.50

大气层结常受到气压系统的控制和影响，因而大气污染也受到气压系统的影响。当高气压控制一个地区时，由于大规模的空气下沉运动，往往在数百 m 至数 km 的高度上形成下沉逆温，阻止污染物向上扩散，导致严重的污染事件。低气压中，盛行辐合上升运动，风速较大，大气多处于不稳定状态，对污染物的扩散、稀释十分有利；低压中往往伴有降水，对污染物还起到冲刷作用，所以低气压影响时一般不会发生大气污染。

三、局地环流的影响

由于不同下垫面的物理性质存在差异，引起热状况在水平方向上分布的不均匀，这种热力差异在弱的天气系统条件下就有可能产生局地环流。如海陆风、城效风和山谷风等地方性环流。这

些地方性环流势必会影响污染物输送的范围和路径，从而直接导致地面浓度的剧烈变化。

（一）海陆风

海陆风是在沿海或大湖沿岸常有的一种局地环流，日间近地层气流自水体流向陆地，夜间则相反。海风发展侵入陆地时，海洋冷空气位于陆地暖空气之下，称之为海风锋面。锋面上的弱逆温层结，对于下面排放的污染物扩散构成了一个倾斜的“顶盖”，阻碍了烟气向上扩散。因此在海风锋面扫过大排放源的地方时，地面浓度骤然增加，一般持续几十分钟至1小时左右。锋面过后由海风控制，由于海风风速较大也较清洁，它能起到净化作用。

海陆风对大气污染的另一种作用是循环污染。表现在两方面：一是日间地面附近吹海风而上层吹陆风形成污染物的倒流，特别是对于抬升显著的源容易返回陆地；二是海陆风的日变化也有可能形成重复污染，因为夜间被陆风带至海洋的污染物，日间仍有可能部分被带回陆地，这种污染情况对沿海大城市有着不可忽视的影响。

（二）城郊环流

城市中由于人工热的排放，造成了市区的温度比郊区高的现象，人们称它为热岛现象。城市热岛上空暖面轻的空气上升，四周郊区的冷空气向市区辐合补充，于是形成城郊环流，或称市郊风。烟尘等污染物在局地环流的作用下，聚集在城市的上空，形成烟幕，所以这种城郊环流往往不是给城市带来新鲜的田野空气，而是城市本身排放的污染物，导致市区大气污染物浓度的增加。

城郊环流通常在风速微弱或晴稳天气下发生。在沿海城市中，可同时产生海陆（水陆）环流和城郊环流，我们可称之为复合环流。

（三）山谷风

山谷风是由于山坡和各地受热不均而产生的一种局地环流。日间受热的山坡把热量传递给近山坡的空气，这部分空气比同高度上的谷中空气温度高，比重小，于是就产生了上升气流。谷底的冷空气沿坡向上补充形成谷风。夜间山坡上冷而重的空气靠自身的重力下沉到谷底；同时，山坡上的空气比同高度谷中空气要冷，谷中热空气上升，坡上的冷空气沿着山坡向山谷吹，形成山风。这种山谷风是在山区常见的局地环流。在山谷建厂时应注意山谷风造成的污染。尤其要注意山谷风转换及小风情况下的污染。

在日出和日落期间，山风和谷风交替出现。吹山风时排出污染物向沟外流动，接着又转为谷风，被污染了的空气又被带回沟内，污染源又排入污染物。这样几经反复，在平均风速和稳定度变化不大时，四周的扩散量可与排入量相等，此时沟内污染浓度很大。若有逆温存在，风速又小，风向变化频繁，则污染会更加严重。

第四节　酸　　雨

一、概述

酸雨是指pH值小于5.6的酸性降水。它包括酸性雨、雪、冰雹、露、霜等多种形式。

大气中的CO_2溶于雨水中可以形成弱酸H_2CO_3（碳酸）。雨水的最小pH值约在5.6～5.7之间，如果大气受到酸性物质的污染，降水的pH值就会进一步降低。因此，一般把pH＜5.6的降水称为人类活动造成的酸雨。

天然条件下的空气中除了CO_2还有其他的酸性和碱性物质，降水的pH值也不一定是5.6。不同地区空气中酸碱物质有多有少，例如海洋大气中酸性气体较多，而干旱大陆大气中碱尘则较多。因此未受人类活动影响的降水本底pH值也就可能高于或低于5.6。

近10年来，酸雨在世界许多地区频繁出现，它是一个与人类对地球气候影响有关的一种现象，是大气污染的重要标志之一。瑞典、挪威、丹麦、美国、加拿大、前苏联、日本都出现了降水酸度增高的现象，pH值低到5甚至4以下的水平。70年代末，美国西弗吉尼亚州的小城惠林连续下了3天蒙蒙细雨，雨水比柠檬汁还酸，经测定，酸度超过正常雨水的5000倍。我国酸雨出现的频率也相当高。1982年，我国开展的全国性酸雨普查中，2400多个普查监测的雨水样品中，属酸雨的占44.5%。1979年和1980年，对我国重庆地区雨水的监测分析表明，pH值已达4.01～5.33。1983年重庆沙坪坝下过一场酸雨，最低pH值为3.0，和食醋的酸味差不多。

酸雨对自然环境的影响和危害极大(见图3-3)。酸雨有相当大的腐蚀性，它会侵蚀和穿透油漆、金属，腐蚀建筑物。酸雨会污染江河湖泊，影响饮用水质，直接危害人体健康。它还会破坏土壤肥力，影响农作物生长。特别是酸雨会引起水体酸化，使水中浮游生物逐渐消亡，使湖泊和河流中的鱼纷纷死亡，以致对生态系统造成不可估量的损害。因此，人们称它是一颗毁灭人类和环境的定时炸弹，与有毒化学污染和二氧化碳的积聚一并称为当今

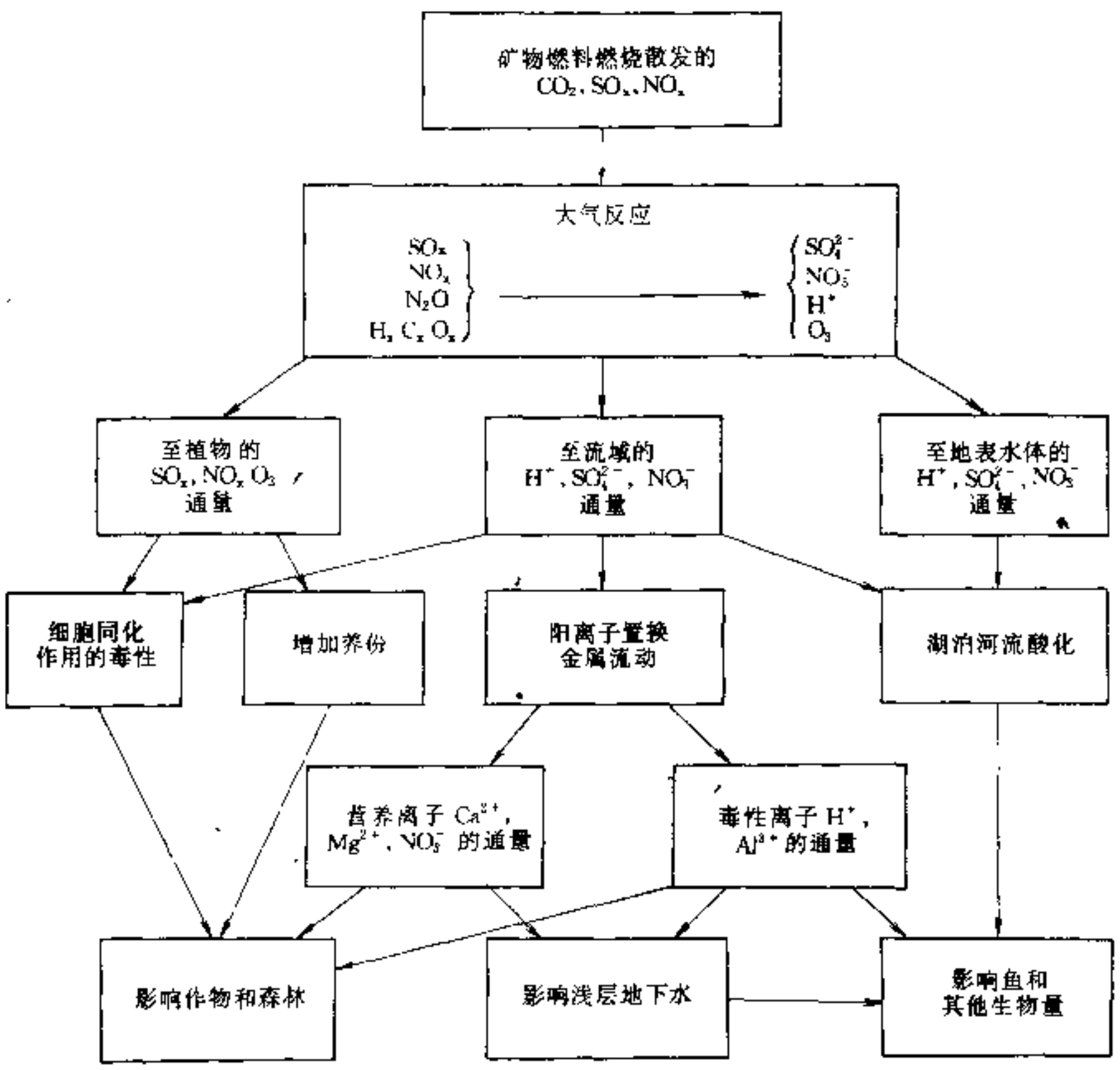


图3-3　酸沉降对环境的影响

环境方面举世瞩目的三大潜在危害，是人类目前所面临的一个重大环境问题。

酸雨问题已引起世界各国的极大关注。为了控制酸雨的继续发展，1972年世界气象组织(WMO)和联合国环境规划署(UNEP)联合成立了“全球空气污染监测网(BAPMN)”，及时向各国提供全球酸雨状况与发展趋势，以便各国采取控制酸雨的对策。到1986年底，全世界已有95个国家参加了这一监测网，其中70个国家的监测站正在运转，有35个国家的监测站能定期提供酸性降水的化学分析结果。

二、成因

酸雨的形成是一个极为复杂的过程。雨水的酸化主要是由于污染大气中的SO_2和NO_x(主要指NO和NO_2)，两者在雨水中分别转化成为硫酸和硝酸。据资料统计，美国东北部雨水中的酸度大约65%是硫酸，其余主要是硝酸；西部通常是硫酸和硝酸各占一半，而在西部某些城区硝酸占到80%。

在工业发达的地方，终年累月燃着煤、石油或石油产品。这些燃料在燃烧过程中释放大量的酸性气体——二氧化硫和氮氧化物。据估计人工排入大气中的SO_2每年达1.3亿多万t，其中9000多万t来自煤的燃烧，约占总SO_2排放量的70%，1800万t来自石油产品的燃烧，1200万t来自铜、铅、锌矿的冶炼，500万t来自石油的加工过程。

（一）SO_2形成H_2SO_4的过程

SO_2可以通过光化学氧化过程转变为SO_3后形成H_2SO_4，但是这种过程一般比较缓慢。在潮湿大气中，因为大气中悬浮着气溶胶粒子，当它们作为凝结核使水汽凝聚形成小水滴时，SO_2连同O_2也通过扩散过程被吸收到水滴的表面，并从表面扩散到水滴内部，生成H_2SO_3(亚硫酸)。特别当这类粒子含有铁、锰等金属盐杂质时，它们作为催化剂使H_2SO_3与水中的O_2迅速氧化成H_2SO_4(硫酸)。所以潮湿大气中SO_2转化成H_2SO_4往往和成云雾过程同时进行。当空气中含有NH_3(氨)，雨水的酸化过程便会进一步地发展。因为SO_2在水中的溶解度随着水中酸度的增加而减少，而空气中的NH_3被含硫酸的水滴所吸收，便与H_2SO_4结合成$(NH_4)_2SO_4$(硫酸铵)，从而使SO_2转化成H_2SO_4的过程得以持续。

（二）NO_x形成HNO_3的过程

大气中各种含氮化合物中尤以NO和NO_2为主要污染物质。据估计，每年人工排放的NO和NO_2约为4800万t，约占自然排放量的1/10。然而这些额外的NO_x却主要叠加在人口密集的城市地区，使它们的浓度增大了10倍。据测定，NO_x在干净空气中的含量大约为0.001～0.01ppm，而污染大气中的含量达0.01～0.5ppm。

燃料在高温燃烧过程中产生大量的NO(约占95%)和部分NO_2(约占5%)。但NO可以通过各种反应过程转变为NO_2，同时NO_2又可转化为NO，最后使NO_2和NO达到一定的比例。就整个大气来讲，NO和NO_2大致保持着1与2.0～2.5的比值。湿度比较大或有云雾存在时，NO_2将进一步与水分子作用生成HNO_3(硝酸)，从而构成酸雨的第二位重要的酸分。NO_2除了本身是直接构成硝酸的物质外，在它和SO_2同时存在时，还可以促进SO_2向SO_3和H_2SO_4的转化。

一些研究指出，凝结过程增加了水滴对气体的吸收，因为水滴表面的连续更新，使得质量输送系数远比按边界层理论估算的数值为高。由于这个缘故，成云生雾和降水形成过程显然提高了水分对SO_2和NO_2的吸收率，从而加速了雨水的酸化过程。

三、我国酸雨的现状

（一）地理分布状况

图 3-4 和图 3-5 是根据 1981～1983 年的酸雨观测有关资料绘制的酸雨等值线分布图和酸雨频率等值线图。从图中可以看出我国酸雨的地理分布，有其明显的区域特征。降水的 pH 低值多出现在南方地区，如重庆为 3.32，贵阳为 3.70，武汉为 3.73，广州和苏州为

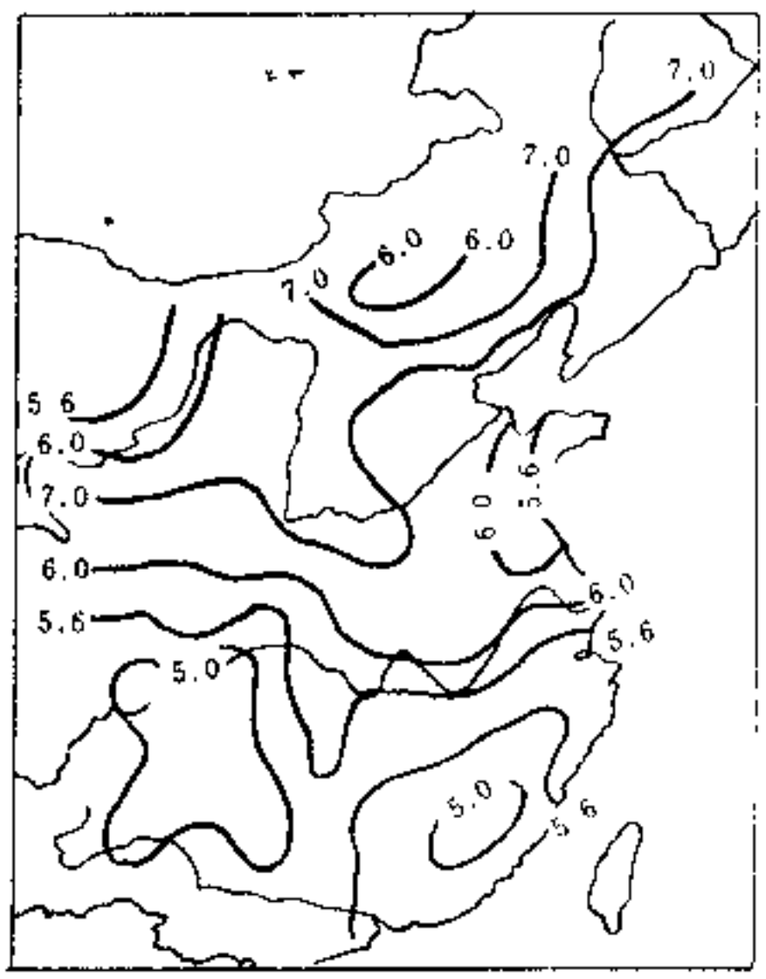


图 3-4　1981～1983 年我国降水酸度等值线图

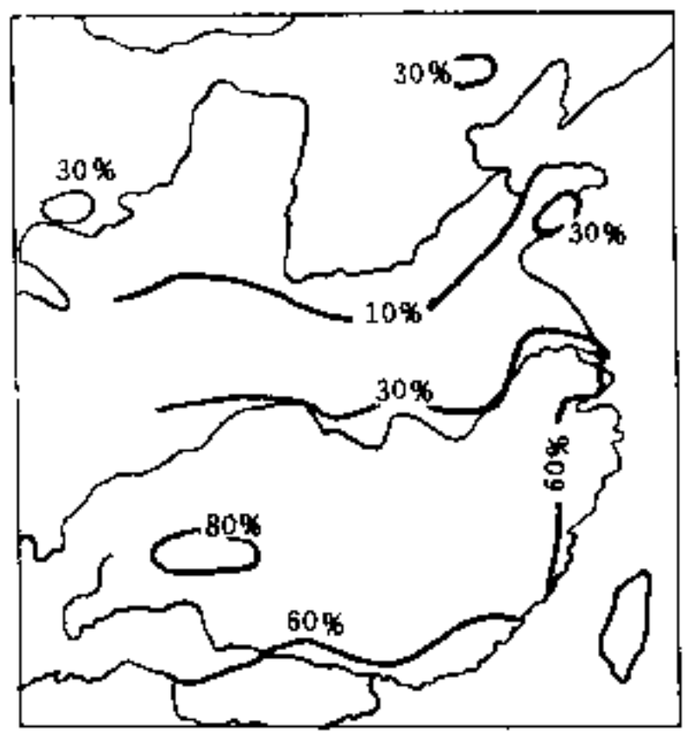


图 3-5　我国酸雨频率等值线图

3.80。而且南方地区酸雨出现的频率大大高于北方地区。北方地区除个别城市外，极少出现酸雨，降水基本上是中性或偏碱性的。沿海地区的青岛也多出现酸雨，且比较严重，1981～1983 年的 pH 最低值分别是 5.0、3.56 和 3.81；1982 和 1983 全年出现酸雨的频率分别为 98.3%和 87.5%，为所有测站之冠。再从杭州近 3 年来降水 pH 的变化趋势看，1981 年为 5.33，1982 年为 5.02，1983 年为 4.73，出现酸雨的频率在 60%～69%之间，降水的酸度有逐年上升的趋势。从全国来看，除少数测站外，年 pH 均值变化不很大，酸雨出现的频率大部分测站均在 50%以下。

总之，从酸雨出现的地理分布来看，我国降水酸度由北向南逐渐加重。长江以北，很少出现酸雨。长江以南则比较普遍，大致可以分成三个酸雨片区，即西南区，包括重庆和贵阳周围的地区；华东地区，包括上海、苏州、常州、杭州和中南地区，包括长沙、广州、南宁、桂林。

关于酸雨出现这种明显的区域性原因，从大气污染状况来看，北方的一些城市大多较南方城市严重，但降水的酸度却较南方小，甚至呈碱性，因此，虽然大气污染状况是最重要的影响因素，一般认为这种明显区域性主要是地理环境，特别是由于土壤的性质起到了一定缓冲作用。我国的土壤分布概括地说北方多为石灰岩，偏碱性，南方土质多为酸性。因此，北方大气中的颗粒物也多为碱性物质，在降水过程中，这些污染物的粒子与云水相碰并吸附、溶解在降水中，使之具有较强的缓冲能力，因此降水呈中性或碱性。反之，大气中颗粒污染物呈酸性，则缓冲能力差，令较多的地方出现酸雨。当然我国幅员辽阔，自然条件多种多样，酸雨形成的机制又非常复杂，对于我国酸性降水的区域性还有待继续研究。

（二）季节变化

对同时具有4个季度降水的30个城市的平均pH值进行统计分析，结果如表3-18。由表可见：30个城市中，50%的城市酸雨最低值是在11月，30%的城市是2月。说明我国酸雨以11月为最严重，2月次之，5月最轻，即具有冬秋季较重，春、夏较轻的季节分布特征。这种季节变化趋势同我国城市二氧化硫的季节变化趋势基本一致。

表3-18　　我国30个城市不同月份的pH值变化情况

月份 / 站数 / 变化	2月		5月		8月		11月	
	站数（个）	%	站数（个）	%	站数（个）	%	站数（个）	%
最低	9	30	2	7	4	13	15	50
次低	6	20	8	27	8	27	8	26
次高	7	23	10	33	8	27	5	17
最高	8	27	10	33	10	33	2	7

（三）酸雨的危害

酸雨对水生生态系统的影响直接而明显，这是因为酸雨是水体酸化的重要原因之一，而水体酸度的增加是影响水生生态的主要环境因素。

研究表明，鱼对于水的酸性容忍有一定的限度，通常在pH值达到6.0～4.5时，便停止繁殖，而鱼类繁殖力衰退是造成鱼类数量减少的主要原因。pH<3.5，对多数鱼都有致命的影响。美国的阿迪龙达克山脉的214个海拔以上的湖泊中，有109个湖泊的pH值低于或等于5，其中32个湖泊已成“死湖”。加拿大安大略省有5万个湖泊酸化，4千多个被宣布为死湖，140多个人工湖泊的鱼类已消失；新埃科斯省内的9条河流的pH值为4.7，致使鲑鱼和鳟鱼停止繁殖。挪威南部50%的湖泊中很难找到鱼的踪影。类似这样的例子还有许多。

低pH值的水体还可毒害浮游植物、软体和海绵动物以及两栖动物，改变水生系统的组成和结构，减少产量和丧失生物群落。从酸化的湖泊和溪流中摄取食物和饮水的鸟类和哺乳动物可能会遭受食物短缺或有毒金属的富集的危害，这些后果是不可挽回的，其中包括稀有动、植种的灭绝。

酸雨对于陆上生态的影响比较复杂，这是因为酸性物质对植物营养补给的正效应和抑制植物生长的负效应的综合效果是很难估计的。酸雨一方面加速土壤中营养阳离子如Ca^{2+}和Mg^{2+}淋滤，同时又增加了营养阴离子如NO_3^-和SO_4^{2-}等。酸雨引起其他营养物的循环和供给的变化，pH值的降低、有毒金属的移动以及微生物活动的改变等，都可能影响植物营养物的供给。有人曾对作物分别从pH=3.0、3.5、4.0、5.7的雨水浇淋进行对比实验，结果是某些作物遭受广泛的损害，但其他却有不明显的伤害，有的即使在很强的酸雨条件下也没受到太大的损害，显然，这和植物的抗酸能力很有关系。不过引起人们特别关切的是，过去几年中，欧洲和北美的森林受到损害。尽管森林衰枯的原因尚未确定，这是因为有许多复杂的相互影响的人类和自然的因素在起作用的缘故，但肯定的说酸雨是其中的主要原因之一。

酸雨引起铝在土壤中移动性的增加，是造成森林衰枯、农作物产量下降和水生物死亡的主要原因之一。铝是地壳中含量最多的无毒元素，但是在酸性条件下可变成可溶性的硫酸铝，造成铝离子在土壤中的迁移，通常在 pH 值为 3.5～5.5 的范围内发生这种变化。一般浓度在 0.2mg/l 时就会对陆生植物和鱼类产生毒害，并随之被带入鸟类、哺乳动物和人类的食物链，形成更为广泛的危害和影响。

第四章　河　　流

第一节　我国的水系

我国境内的河流众多，其中流域面积在100km²以上的河流有5万条，1000km²以上的河流有1500条。因受地形、气候的影响，河流在地区上的分布很不均匀，水量、水能资源的状况各河差异很大。根据地形走向，从中国东北部的大兴安岭西麓起，沿东北→西南向，经内蒙古高原南缘的阴山、贺兰山、祁连山、巴颜喀拉山、念青唐古拉山、冈底斯山，直到西端国境线，联成一条分水线，将全国分成两个大区。此线以东，称外流区。除松嫩平原、鄂尔多斯台地以及雅鲁藏布江南侧有几块面积不大的闭流区外，河流都分别注入太平洋与印度洋。此线以西称内陆区。除西北隅的额尔齐斯河下游经苏联注入北冰洋外，其余河流均不与海洋相通。外流区湿润多雨，河系发达，水量、水能资源丰富。外流区面积约占全国总面积的65.0%，水资源总量占全国总量的95.9%，水能资源约占全国总量的95%。内陆区气候干燥少雨，河流稀少，并有面积广大的无流区。内陆区总面积约占全国总面积的35.0%，水资源总量只约占全国总量的4.1%，水能资源约占全国总量的5%。

外流水系发源于青藏高原的河流，主要有长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江等，其上游多由冰雪融水补给，河流源远流长，水量充沛，蕴藏着巨大的水能资源。发源于内蒙古高原、黄土高原、豫西山地、云贵高原的河流，主要有黑龙江、辽河、滦河、海河、淮河、珠江、元江等，其中，除黑龙江、珠江流域面积较大，河流长度较长外，其它各河的长度，流域面积和水量，都较源自青藏高原的水系为小。发源于东部山地的河流，主要有图们江、鸭绿江、沂、沭、泗河、钱塘江、瓯江、闽江、九龙江、韩江、东江、北江等，此外还有台湾和海南岛上诸河流。这些河流的长度和流域面积都较小，但大部分河流的水量和水能蕴藏量都较为丰富。除东北地区部分河流的上游有雨雪混合补给外，其他河流都是由雨水补给。在这一外流区中，还散布着许多大小不等的湖泊洼淀，总面积达到32114km²，贮水总量达2099亿m³，其中淡水贮量为1755亿m³，主要集中在东北、华北、江淮三大平原地区和长江中、下游沿江一带。

在内陆区中，因有祁连山、天山、昆仑山等高山冰雪融水和雨水补给，发育了一些比较长的内陆河流，如塔里木河、伊犁河、黑河等。还有许多短小河流顺山坡流到山麓，因沿途渗漏和蒸发而消失在山前或盆地的砂砾中。青海省的柴达木盆地，因地形和高寒气候的因素，使盆地四周分布着许多向中央汇集的短小河流，盆地中则广泛分布着盐湖和沼泽。藏北恙塘内陆河流域湖泊众多，成为许多小河的汇集中心。内蒙古的内陆地区，地形平缓，河流短促而稀少，存在着大面积的无流区。在整个内陆区中，湖泊总面积达42163km²，贮水总量共约5230亿m³，其中有淡水约454亿m³，主要集中在青藏高原。

对整个国计民生影响巨大的主要河流有：

(1) 黑龙江水系。南源额尔古纳河，发源于我国内蒙古自治区东北部的大兴安岭西坡；北源石勒喀河(上源鄂嫩河)出自蒙古北部青特山东麓，经俄罗斯境内流向中国黑龙江省漠

河以西的恩和哈达附近与南源汇合后称黑龙江。从南北源汇合点起到与乌苏里江汇合点止，为中、俄界河。额尔古纳河右岸、黑龙江干流右岸及乌苏里江左岸所包括的流域面积均在中国境内，共达 90 多万 km^2，占全国总面积的 9.43%。干流河长 3900 多 km，我国境内多年平均年水资源总量为 1334 亿 m^3，占全国总量的 5.10%；水能蕴藏量 1153 万 kV，占全国总量的 1.71%。黑龙江最大的支流松花江上游称第二松花江，源出吉林省东南部长白山脉的白头山天池，西北流到扶余县汇嫩江后称松花江，折向东北，到同江县注入黑龙江，全长 2300 多 km，流域面积达 55 万多 km^2；多年平均年水资源总量为 887 亿 m^3，占全国总量的 3.2%；水能蕴藏量为 660 万 kV，占全国的 0.98%。

(2) 辽河水系。有东西两源，西辽河上游北源西拉木伦河，出自内蒙古自治区什克腾旗白岔山；南源老哈河源出河北省平泉县光头山，于辽宁省昌图县古榆树附近与发源自吉林省辽源县萨哈岭的东辽河汇合后称辽河。下游于辽宁省之盘山县注入渤海，全长 1390km，流域面积 22 万多 km^2。多年平均年水资源总量 231 亿 m^3，占全国总量的 0.82%，水能蕴藏量 95 万 kV，占全国总量的 0.14%。

(3) 海、滦河水系。海河上游为潮白蓟运河、永定河、大清河、子牙河、漳卫南运河，原汇合于天津附近后始称海河。经多年治理，各支流均已有各自的独流入海新河，皆分别注入渤海。流域东北的滦河和南部的徒骇河、马颊河均单独入流。除徒骇河、马颊河为平原河流外，海、滦河各支流均发源燕山和太行山。流域面积共达 31 万 km^2，占全国总面积的 3.2%，其中滦河流域面积只有 4.6 万多 km^2。全水系多年平均年水资源总量 428 亿 m^3，占全国总量的 1.5%。水能蕴藏量为 294 万 kV，占全国总量的 0.44%。

(4) 黄河水系。上源卡日曲发源于青海省巴颜喀拉山脉之各姿各雅山麓，辗转东流，于山东省北部注入渤海。全长 5464km，流域面积为 75.24 万 km^2，占全国总面积的 7.87%。多年平均年水资源总量为 740 亿 m^3，占全国总量的 2.64%。多年平均年输沙量 16 亿 t，为全国诸河之冠，是世界著名的多沙河流，干支流水能蕴藏量为 4055 万 kV，占全国总量的 6.0%。

(5) 淮河水系。包括淮河和沂、沭、泗河两大水系。淮河发源于河南省桐柏山，东流入江苏省洪泽湖。洪泽湖以下，主流出三河经高邮湖，由江苏省江都县三江营入长江；另一部分水流经苏北灌溉总渠于扁担港入黄海。干流全长约 1000km，流域面积 18.7 万 km^2。沂、沭、泗河均发源于山东省沂蒙山，下游直接入海，流域面积 7.45 万 km^2。两片总流域面积为 26.9 万 km^2，占全国总面积的 2.82%；多年平均水资源总量 889 亿 m^3，占全国总量的 3.44%；水能蕴藏量 145 万 kV，占全国总量的 0.21%。

(6) 长江水系。长江为中国第一大河，上源沱沱河源出青海省西南唐古拉山脉之各拉丹冬雪山西南坡，东流后与南来之当曲汇合，东南流到玉树县之巴塘河口，称通天河；再下至四川省宜宾市与岷江汇合止，称金沙江；宜宾岷江口以下始称长江，在上海市注入东海。干流全长 6300km，流域面积为 180 万 km^2，占全国总面积的 34.2%。多年平均年水资源总量 9586 亿 m^3，占全国总量的 35.3%；多年平均年输沙量 4.7 亿 t；干支流水能蕴藏量 2.68 亿 kV，占全国总量的 38.6%。

(7) 珠江水系。位于中国南部。为西江、北江、东江的总称，珠江，原指广州至虎门的一段水道。西江、北江三角洲及东江三角洲，合称珠江三角洲，三江汇集于此后注入南

海。西江上源南盘江出自云南省之马雄山。西江下游至广东省三水县与北江汇合，主流经磨刀门入南海，全长 2214km，其右侧支流左江上游有小部分流域面积在越南境内。北江、东江均发源于南岭山脉之南坡，北江河长 582km，东江河长 503km，珠江水系总流域面积 42.57km²(不包括越南境内支流流域面积)。多年平均年水资源总量为 3341 亿 m³，占全国总量的 11.9%，全水系水能蕴藏量 3348 万 kV，占全国总量的 4.95%。

(8) 雅鲁藏布江水系。西藏自治区南部的最大河流，上游马泉河发源于喜马拉雅山北麓，向东流至波密附近之德莫以下切穿喜马拉雅山东段转而向南，经过世界上最大峡谷之一的底杭峡，然后南流进入印度和孟加拉国境内，称布拉马普特拉河。中国境内流域面积 24 万 km²，占全国总面积的 2.51%，多年平均年水资源总量 1654 亿 m³，占全国总量的 5.9%；水能资源蕴藏量 11348 万 kV，占全国总量的 16.8%。

第二节 河 流 水 文

一、水文地貌特征

由一定区域的地表水和地下水补给，常年或周期性地沿着它本身所造成的凹槽流动的天然水流称为河流。河流根据其大小的特征可分为江、河、溪、沟，它是地球上水文循环的重要通道，大陆上的径流、泥沙、盐类和其他化学元素通过河流进入海洋。河流是自然地理环境的重要组成部分，是经过漫长复杂的发育过程而形成的。它的形成密切依赖着流域的气候条件、河网布局、水文特征和地貌结构，还和气候上的区域差异有着密切关系。在一定意义上说，河流是气候的产物，但河流本身也反过来影响着气候和环境。如北亚南凭高原山地，北向北冰洋缓缓倾斜，主要的大河如叶尼塞河和疏勒河都由南向北流，对于北方的植物和土壤起着一股暖流作用。又如西伯利亚河流自南向北流，使各河上游融冰在先，下游解冻在后，融冰水的泛滥造成了鄂毕河下游两岸广大沼泽地带。

河流汇集各种大大小小的流域，流域面积直接和流量、河宽有关。径流是由流域内树枝状的大大小小的河系汇集面成的。从小支流到高一级支流，再到干流，支流的“级别”的多少与流域的而积有关。河系支流的级别以及干流级别与河系其他特征间的关系见图 4-1。

霍顿的河数律、河长律和河流比降律描述了河流水文地貌结构的基本规律。河流律是指河系由任一级支流与该级支流的级别成为几何级数的函数，该几何级数的首项为 1，公比为河流的分叉系数(分叉系数是任 一级支流数与下一级支流数之比)。河长律是指水系由任

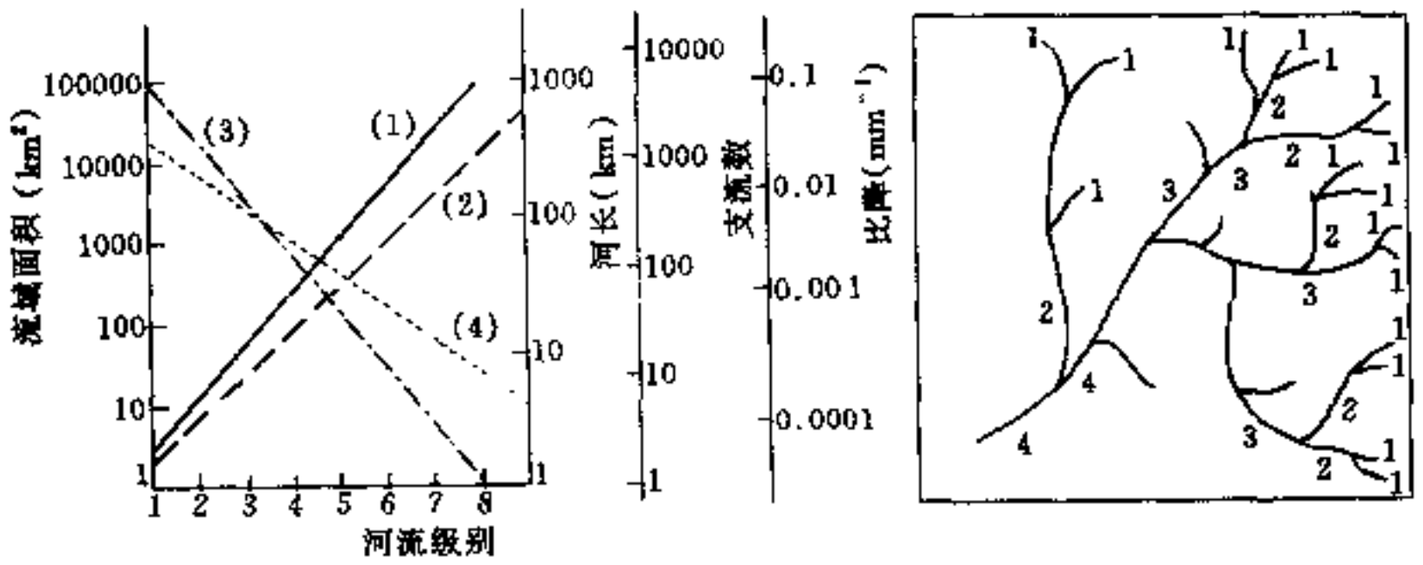


图 4-1 河流级别

一级支流的平均河长与该级支流级别数序呈正几何级数的函数关系，该几何级数的首项为第一级支流的平均河长，公比为河长比（河长比是任一级支流平均河长与比它低一级支流的平均河长之比）。河流比降律是指河系内任一级支流平均比降与该支流的级别数序成正几何级数的函数关系，该几何级数的首项为第一级支流的平均比降，公比为河流比降比（河流比降比是任一级支流的平均比降与比它高一级支流的平均比降之比）。

河流和水系代表河中水流的动态，它们是地表径流、渗入地下的地下水和地下水流量的产物。图 4-2 是河流断面上各种物理特征与高水位、低水位之间的关系。

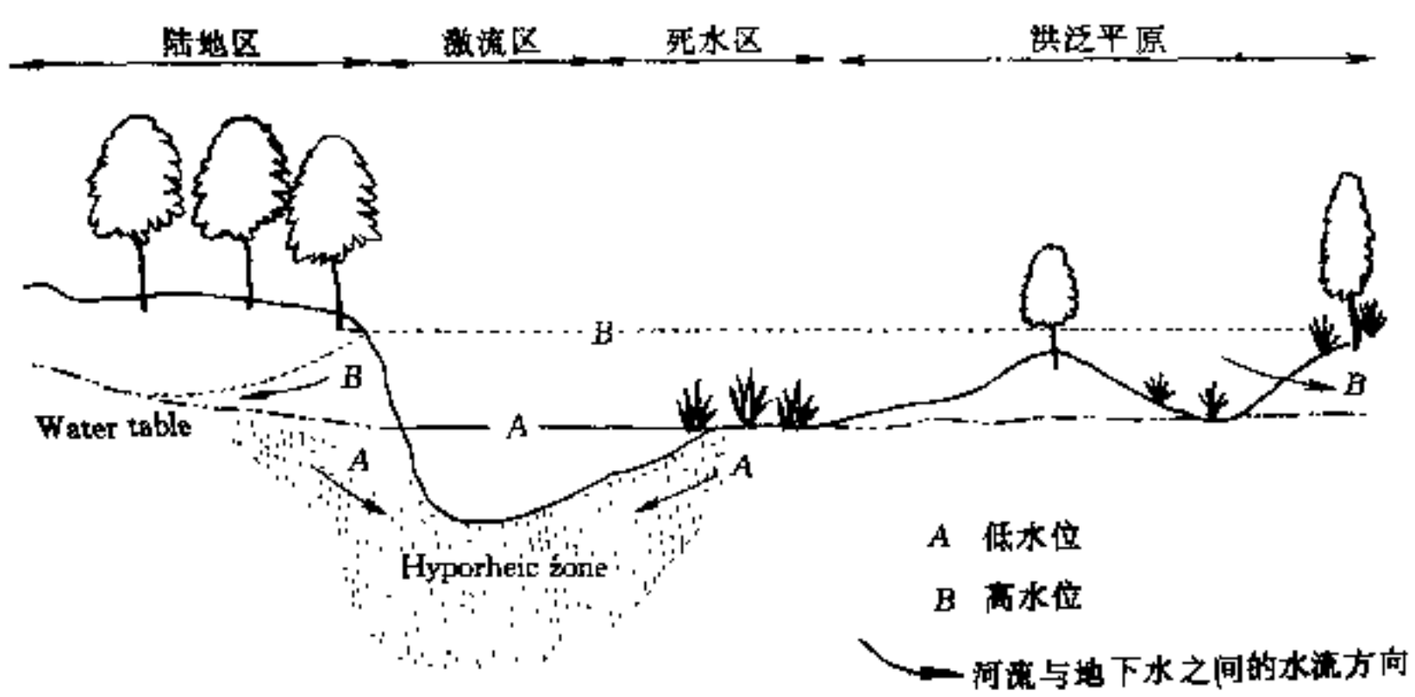


图 4-2 河流断面

二、河流的划分

河流可根据河水情势与流量大小来区分。流域内的洼地、湖泊或水库，以及河流的渠化、灌溉或其他目的的取水、农业活动、城市化等都会直接或间接地改变水文情势。

按照流量进行河流分类是最常用的。例如，采用一些特征流量如平均洪峰流量、年或月平均流量、平均枯水流量等。也可以根据流量、流域面积和河宽等综合特征指标进行区分，见表 4-1。这种区分方法带有一定的任意性，因为界线不太明确，也显示不出年内流量的变化。例如在干旱的近赤道地区的河流，在干旱季节时流量可能为零，而在雨季时则十分大。又如大江大河流经不同的气候区，河口处的流量变化比流域内其他气候区相应的流量变化要小得多。

表 4-1 根据流量特征、流域面积和河道情况对河流进行划分

河流类别	年平均流量 (m^3/s)	流域面积 (km^2)	河宽 (m)	支流级别
特大江河	>10000	$>10^6$	>1500	>10
大河	1000～10000	100000～10^6	800～1500	7～11
中等河流	100～1000	10000～100000	200～800	6～9
小河	10～100	1000～10000	40～200	4～7
溪	1～10	100～1000	8～40	3～6
沟	0.1～1.0	10～100	1～8	2～5
涧	<0.1	<10	<1	1～3

三、河流水情

流速和流量是河流水情中最重要的特征，它们分别以 m/s 和 m^3/s 计。流速和水位由实测而得，流量为流速与河流过水断面积的乘积。水位与流速、水位与流量之间存在一定的关系。因此，在一定情况下，流速和流量可以由水位估算而得。流量对用户来说，比流速更为重要。它向用户提供了关于可供利用的水量、各种水质参数的负荷量，它是了解河流造床过程的基础和了解河流水质情况的关键，通过流量和各种污染物浓度之间的关系，可以了解河流水质的起源。

流域的大小和地质条件决定了河流的水情。流量及其年内、年际的变化主要受流域特征的影响。气候、气象、地形和水文的因素在河流流量形成中起了主要的作用。

一般情况下小流域的中值流量小，而最大流量与最小流量之比却十分大。在湿润气候条件下，年内最大流量与最小流量的比值可能达到两位数。大流域具有相对均匀的流量，年平均流量与枯水流量之间具有较稳定的比值。季节性的大的流量变化由于河流中水库、水坝或天然湖泊的调节而成为变化小的相对均匀的流量。

形成流量的时间变化的主要因素是气候。气候条件决定了降雨的年内分配。在温湿气候条件下，降雨年内分配较均匀，流量的变化也小；但是在亚热带地区的草原上的河流，径流年内分配却十分不均匀。流域的土壤组成成分和结构也是重要因素。有孔隙的岩石、粘土和沼泽土之间，径流形成条件有着巨大的差别。流域这种地质条件的差异可能造成流量变化的不同。

植被在一定程度上影响地表径流的形成条件。流量的变化由于大范围植被生长而衰减，而植被少或无植被的地区，降雨之后地表径流迅速形成。

对于水环境管理问题，例如工业废、弃水排入河流，枯水流量是设计污水处理设施和控制废水容许最大排放量的决定性因素。当河流流量较大的情况下，污水排放对河流生态的影响可能不严重，而河流作为城市供水的水源地，干旱条件是重要的制约条件。

河流的基流往往被用来表明河流的基本特点，它是河系内流量的最小值。多数情况下，基流是由地下水补给的。河流的流量特征在很大程度上受流域自然地理特征的影响。流域内下渗率的变化改变了流域的径流特征，因为森林覆盖率的减少，基岩露头对深厚土层和砂土的面积比例对流量特征有显著影响。图 4-3 表明两个面积相同但下渗率不同的流域，在

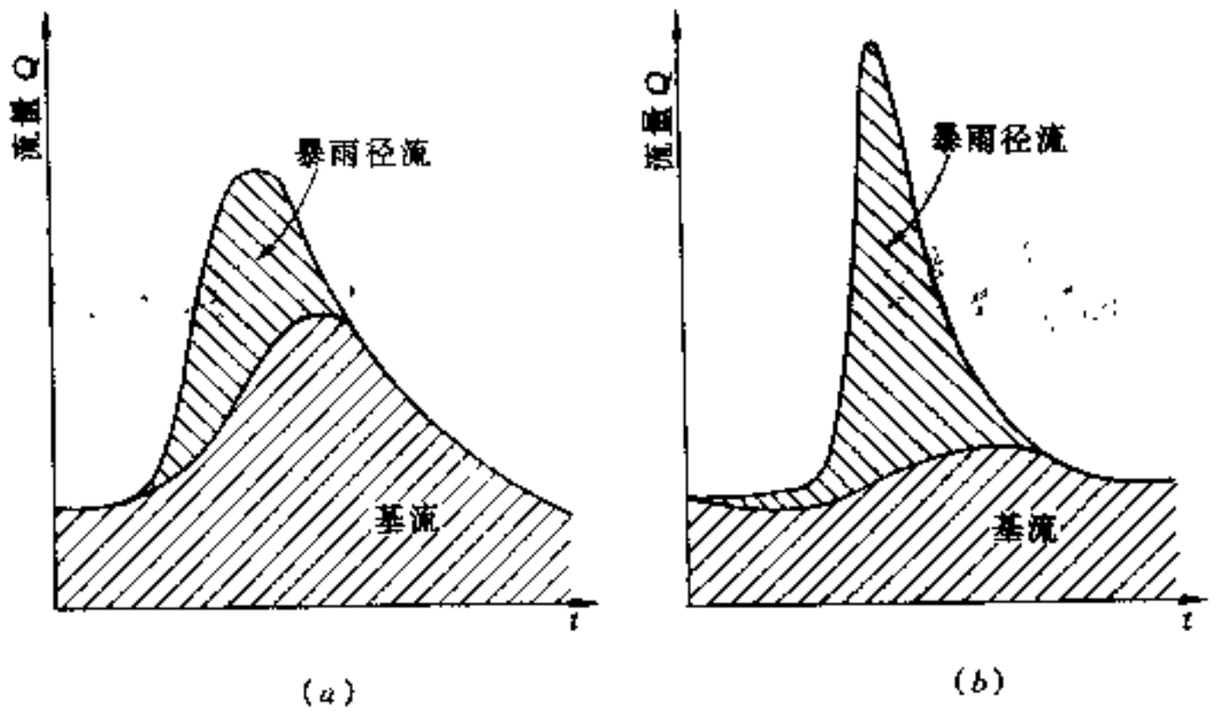


图 4-3　流量过程线比较

经历了相同历时和强度的降雨之后的流量过程线。图 4-3(*a*)是具有较大下渗率的流域，图 4-3(*b*)是下渗率小的流域，前者的洪峰流量和洪水位明显比后者为小，而且洪水历时也比后者为长，说明前者的汇流时间长。当由于城市化的原因，流域从甲型变化到乙型，那么在高下渗率情况下形成的河流几何特征不能容纳低下渗率情况下形成的流量大、流速快的洪水，因而可能导致城市排洪设施的污水处理系统的负荷过重，并由此造成径流中的有机物质、粪便细菌和有毒物质高于通常的水平。

图 4-4 是温带地区河流的年内径流过程以及降雨和径流的对应关系。寒带地区和高纬度地区河流由于冰川和积雪的溶化，径流的年内分配则具有不同的特点。图 4-5 是瑞士阿尔卑斯山麓 Rhone 河四个水文测站的月平均流量和最大流量。枯水流量发生在冬季冰冻时，而高水流量则发生在夏季冰川融化时(5～10 月)。

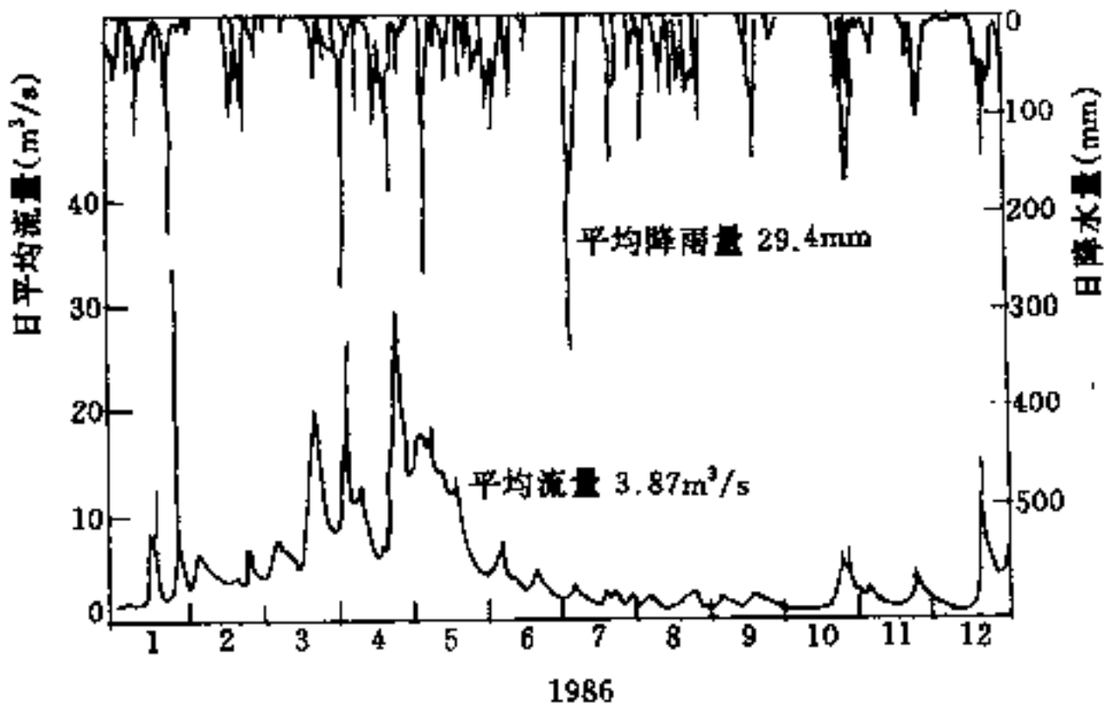


图 4-4　温带地区河流的降雨与径流对应关系

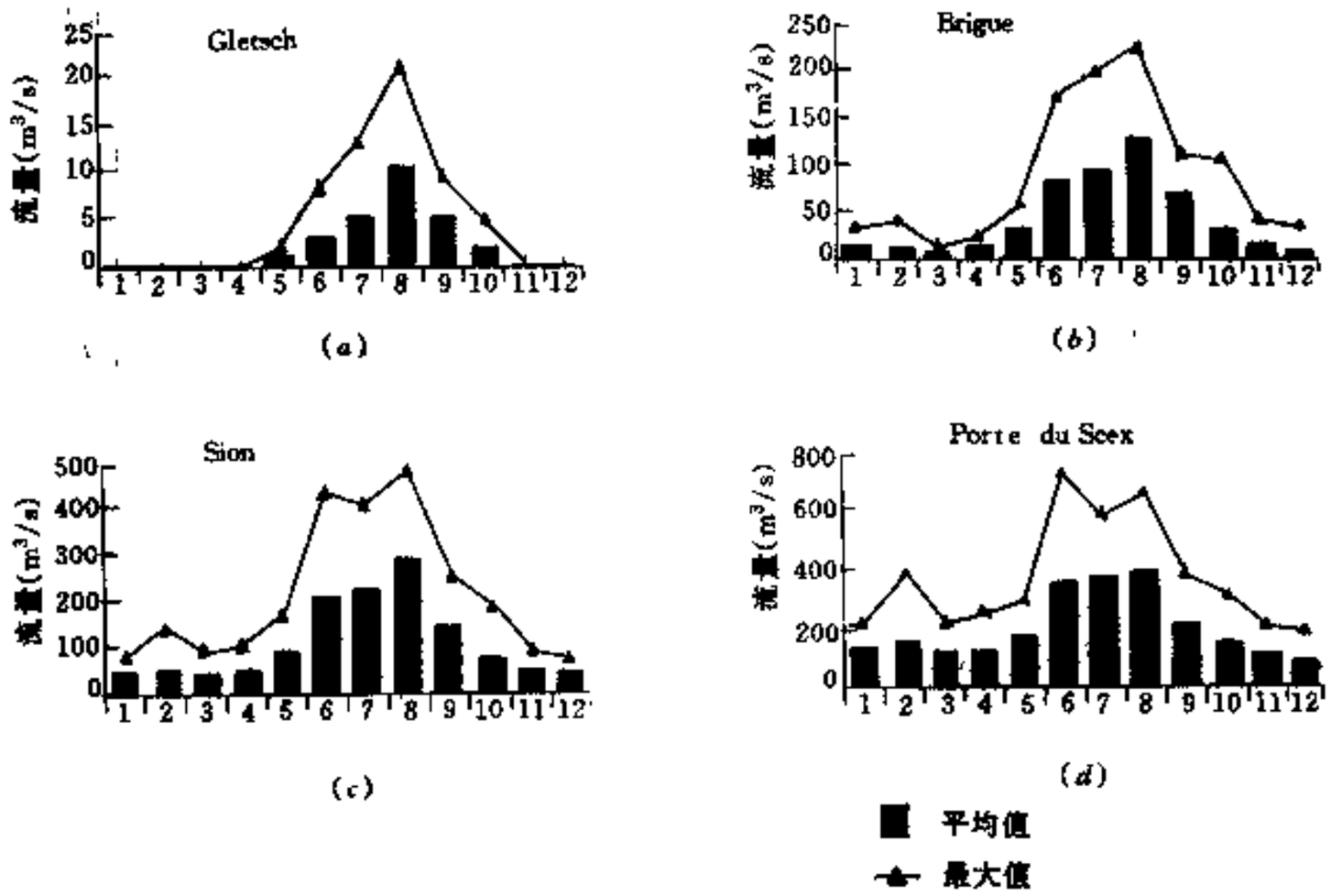


图 4-5　冰川补给河流的径流年内过程

流量的另一个特点是它与流域面积的关系。流域面积越大，流量变化的阻尼衰减影响也越显著。图 4-6 说明雨情水情相同但流域面积大小不同的三个流域的理论的径流年内分

配过程。

四、悬移质泥沙与断面流速分布

总悬沙浓度(TSS)随着流量而增大，泥沙来自于坡面侵蚀、河岸侵蚀、沟谷侵蚀，以及沉积于河底的再掀起。流域侵蚀强度与气候特别是雨量及雨情有关，也受到植被的影响。砍伐森林和加强农业耕作都会造成强烈的侵蚀。

虽然含沙量与流量之间一般具有正增长关系，但也有不少河流例外。例如美国的 Exe 河，见图 4-7。两者的关系与流域的各种特征有关，含沙量的峰值不一定与流量峰值同步发生。

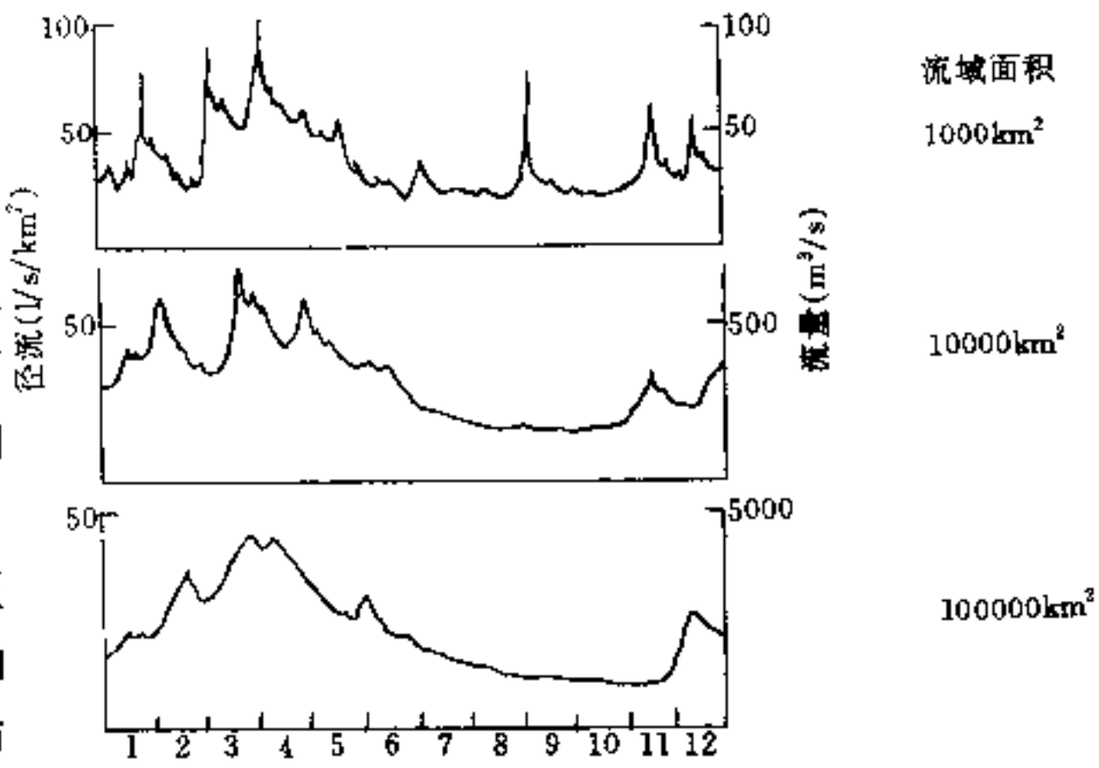


图 4-6　径流年内分配过程

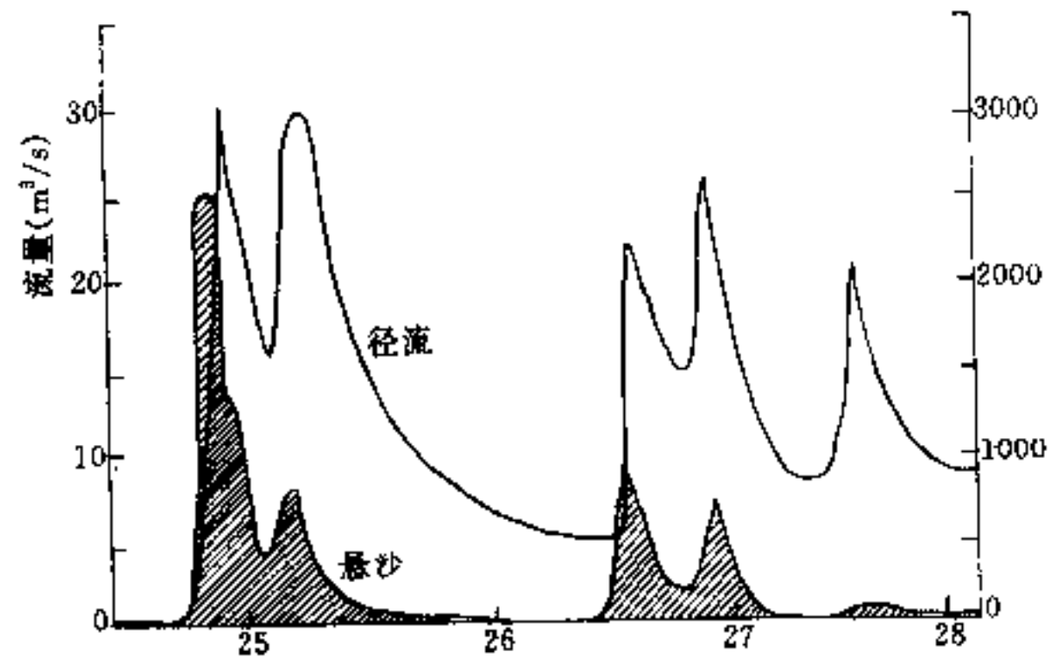


图 4-7　总悬沙量与流量过程线

了解断面上流速分布与流速梯度十分必要，以便在水质测验中合理安排取样点以及分析测验成果的可靠性。在单一断面而且流态为层流的情况下(见图 4-8)，最大流速发生在中泓线处。由于近岸浅水区及河岸的阻力，近岸处流速趋近于零。横向流速梯度的存在，使得从支流注入的径流和从排污口排放的污水向河岸边运动，如图 4-8 中，支流注入的河水沿着左岸运动，并维持层流的流态。河弯、急流或跌水促使河水混和，图中三个断面处的浓度由均匀、不均匀，又回到均匀分布。层流的流态以及图中所示的不均匀的浓度梯度，一般可保持 1km 左右的范围。充分的混和通常只发生在很小的支流和发生紊

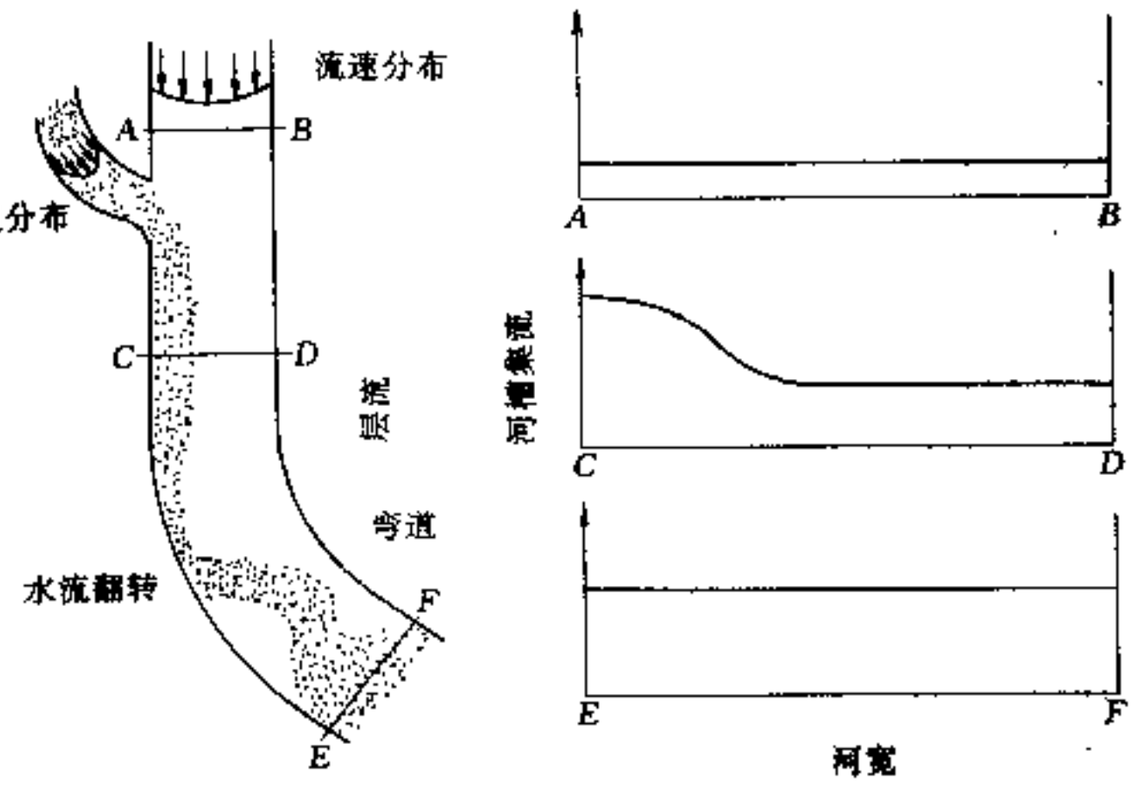


图 4-8　支流汇入口上下游浓度的变化

流的河流的情况下，只有在极偶尔的情况下，断面的浓度梯度才可能保持几十公里甚至几百公里。

河流流速的其他特征见图 4-9。图中(*a*)是单一均匀断面的流速分布情况；(*b*)为复合断面的流速分布情况；(*c*)是垂向流速分布情况，由于局部的阻力造成局部流速的减小，而由此释放的能量转化成泥沙沿河床的运动；(*d*)说明河弯造成的环流，它是一种呈螺旋形前进的水流；(*e*)说明断面上环流的水流方向

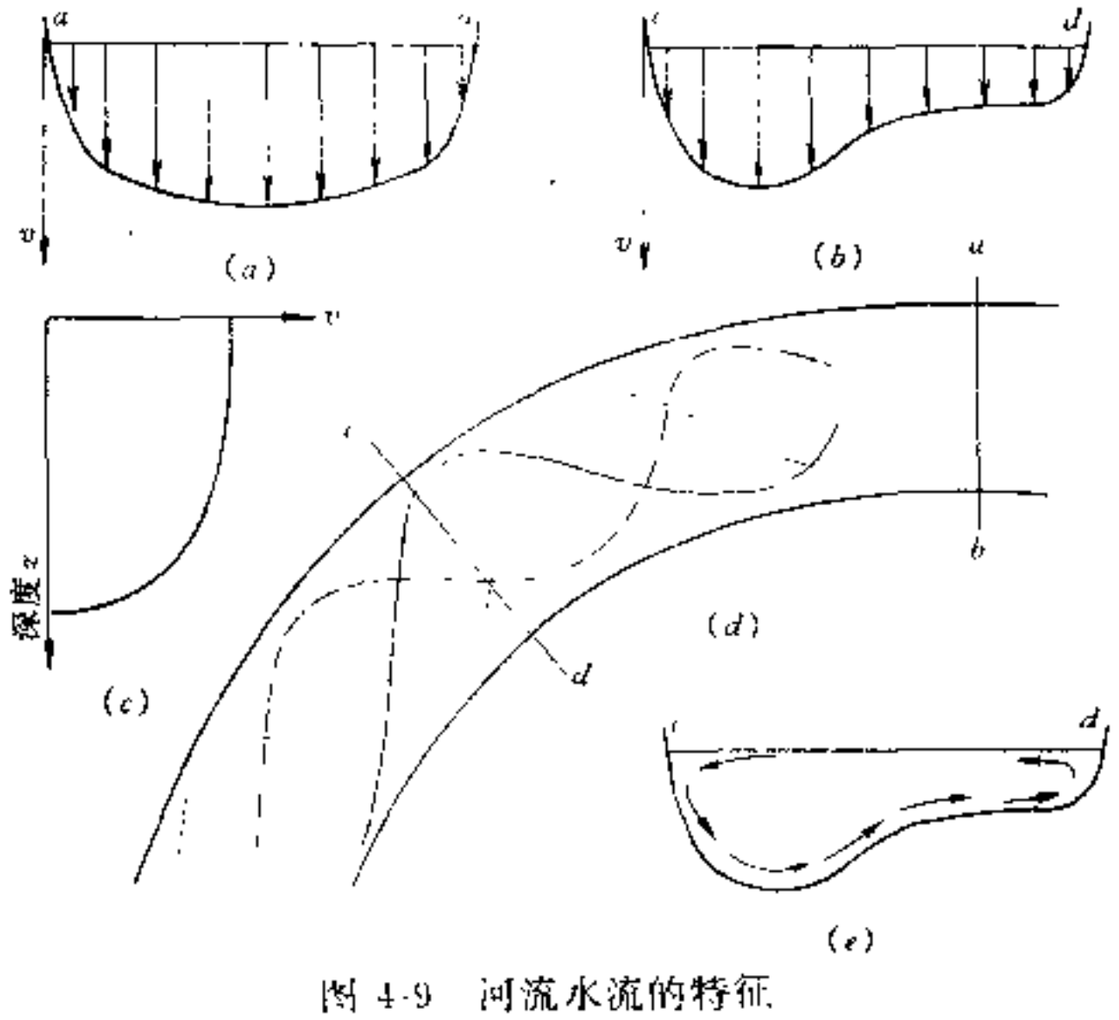


图 4-9　河流水流的特征

第三节　化　学　特　征

在特定的测流断面处，水质与下列因素有关：地表径流与地下径流的比例；受河床造床过程影响的河系内的反应；支流对不同水质的混和情况和污染物的注入。

一、河水中化学元素的起源

在不受人类活动影响的情况下，河流不同地点处的浓度、相对比例和溶解物的输移率有显著的差异，这和污染物的来源、途径、颗粒间的相互关系、水中微粒组成有关。河水中化学元素的主要来源有：

1) 岩石表面的化学侵蚀的和风化(图 4-10 中 1，2 和 3)，最主要来源的岩石类型是页岩(占陆地上露头的 33.1%)，花岗岩和片麻岩(占 20.8%)，砂岩(占 15.8%)，碳酸盐类岩石(占 15.9%)和玄武岩(占 4.1%)。石膏和岩盐等虽然只占 1.3%，但是由于极易溶解于水，而对地表水的水质有很大影响。大部分的化学侵蚀反应来源于矿物(主要是铝上)与碳酸的化合(H_2O+CO_2)，导致了 Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^+和 K^+离子以及 SiO_2 和 HCO_3^-。不易溶解的痕量元素如 Fe、Al 和 Ti 等滞留在土壤矿物，即氧化物和粘土中。占全球岩石露头的 15%的黑金刚石的风化侵蚀，导致高浓度的 HCO_3。当岩石中具有高含量的硫化矿(FeS)或石膏($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)时，硫酸盐根阴离子有时占了主要成分。由于氯化钠矿比较少，因此氯离子为主的情况比较少见；然而在近海区有盐雾存在，以氯离子为主的情况却是常见的。

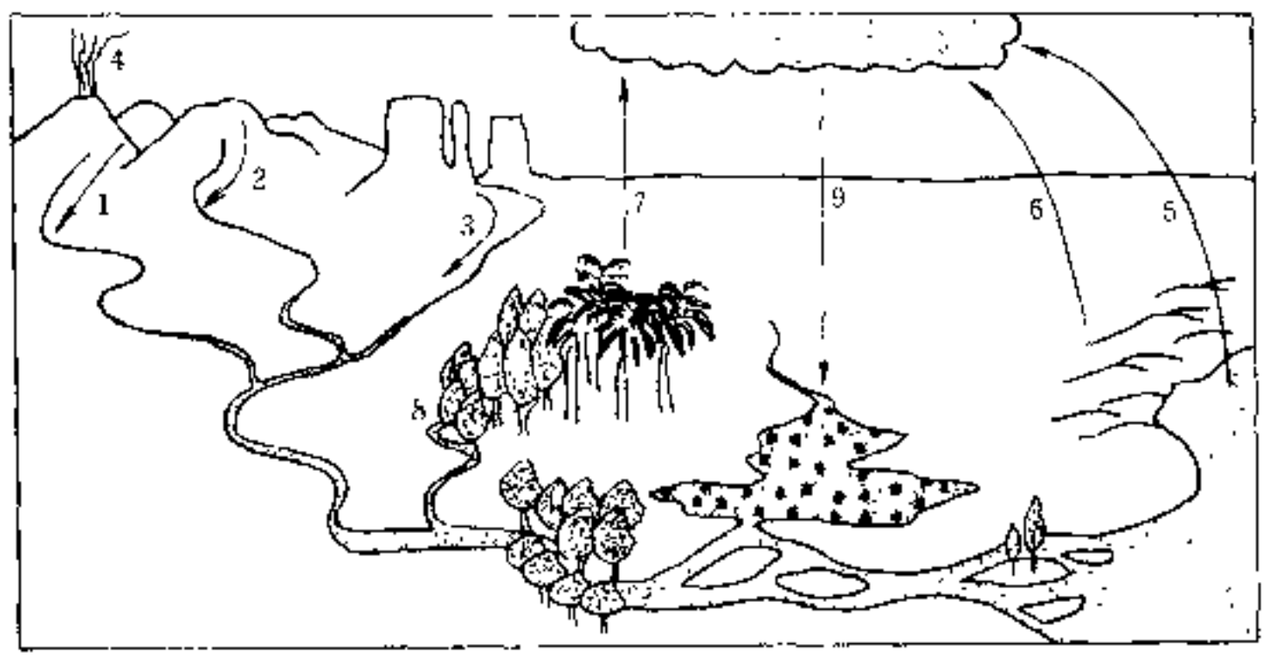


图 4-10　天然河水中化学元素的来源

1，2，3- 地表岩石的化学侵蚀；4 -火山灰散落；5 -海洋烟雾；

6 -陆地风蚀；7- 植物凋谢；8 - 有机质土壤淋滤；9---大气输入

2）大气输入(见图 4-9 中第 9 个来源)和海上的盐雾经过大气的再循环又降落在陆地上(图 4-9 中第 5 个来源含有丰富的 Na^+、Cl^-、Mg^{2+}、SO_4^{2-})，它们的数量由海岸、半岛向内陆呈指数函数递减。在半岛处，主要是盐雾侵蚀(图 4-9 中来源 6，含有丰富的 Ca^{2+}、HCO_3^-，SO_4^{2-})，植物凋萎的残骸(图 4-9 中来源于含有 N)和火山灰的沉降物(图 4-9 中来源 4，含有 HCl，H_2SO_4)等。

3)有机质土壤的淋滤过程(图 4-9 中来源 8)。这个过程产生了氮(NH_4^+，NO_3^-)和地表水中溶解的有机质，如有机碳(DOC)和有机氮(DON)。人类改造自然的活动加剧了侵蚀过程和土壤淋滤，使得自然化学成分和的输入增大，例如进入河中的矿物盐和有机肥料。人类的活动也增加了化学合成物的成分，其中大部分是有机质如溶解质、农药、芳香剂的碳水化合物等。通过土壤的沥滤进入河中，造成水质污染。城市的点源污染(经过处理或未经处理的废水、废物)有的是直接注入河中造成河水污染，也有的是经过土壤淋滤间接造成河水污染的。

二、天然河水水质

天然的未经人类污染的河水，其水质的变化与下列环境因素有关：

1）易溶解或易风化的矿物质。风化的侵蚀难易的次序是：岩盐＞石膏＞方解石＞石灰石＞黄铁矿＞橄榄石；

2）距海岸线的远近；

3）降雨与径流之比，即径流系数的大小；

4）泥炭塘、洼地或沼泽的存在，它们能释放出大量溶解的有机质；

5）其他因素，如环境温度、风化岩石厚度、有机质土壤覆盖厚度等。

表 4-2 为天然河水中离子和营养物浓度。由于污水的流动性、水质的地理变化还没有找出规律，因此，不能用世界平均水质来衡量任何给定河流的水质情况，必须逐时逐地的进行观测调查。天然情况下河流的溶解物组份的情况见表 4-3(表中未包括严重污染的欧洲及北美的河流)。流域面积为 10 万～100 万 km^2 的大中河流，它们的支流(10^3～$10^4 km^2$)的天然离子含量的差别可能达到几位数。这取决于河流中物理、化学和生物条件及内部过程。那些内部过程见表 4-4。

表 4-2　　天然河水中离子的营养物浓度

	电导度 (μs/cm)	pH	阳离子 (μeg/l)	SiO_2 (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^{+} (mg/l)	K^{+} (mg/l)	Cl^{-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	HCO_3^{-} (mg/l)	注
A. 具有普通岩石的天然河流												
花岗岩	35	6.6	166	9.0	0.78	0.38	2.0	0.3	0	1.5	7.8	1*
片麻岩	35	6.6	207	7.8	1.2	0.69	1.8	0.4	0	2.7	8.3	1*
火山岩	50	7.2	435	12.0	3.1	2.0	2.4	0.55	0	0.5	25.9	1*
砂　岩	60	6.8	223	9.0	1.8	0.75	1.2	0.82	0	4.5	7.6	1*
页　岩			770	9.0	8.1	2.9	2.4	0.78	0.7	6.9	35.4	1*
碳酸盐岩	400	7.9	3247	6.0	51.0	7.8	0.8	0.51	0	4.1	195.0	1*
B. 具有稀有岩石或地质构造的天然河流												
亚马逊河清水	5.7	5.1	111	1.9	tr	0.13	1.2	1.4	0.7			2*
亚马逊河黑水	29.1	3.7	212	0.6	tr	0.02			1.2			2*
煤页岩			40700	7.0	87	121	600	10.2	14.8	1400	652	2*
盐岩		8.0	312000	1.2	607	68	6300	7.7	9400	1330	183	2*
C. 受蒸散发影响的河流												
埃塞俄比亚 Horocallor 河	2230	9.2	21800	79	2.2	1.45	480	2.5	195	65	973	2*
D. 受海雾影响的河流												
德国 Clisson 河	227	6.2		14.6	6.4	4.8	22.0	2.6	40.0	5.8	32.9	S*

注　1*——法国 250 条河流的统计值。

2*——由各种来源综合而得。

S*——60%盐分来自于沼泽大气输入。

表 4-3　　天然河水的组份

	小河(1～100km²)				大中河流(10万km²)				全球平均	
	最小值①		最大值①		最小值②		最大值②		MCNC③	
	μeg/l*	mg/l*	μeg/l*	mg/l*	μeg/l*	mg/l*	μeg/l*	mg/l*	μeg/l*	mg/l*
SiO_2	10	0.6	830	50	40	2.4	330	20	180	10.8
Ca^{2+}	3	0.06	10500	210	100	2.0	2500	50	400	8.0
Mg^{2+}	4	0.05	6600	80	70	0.85	1000	12.1	200	2.4
Na^{-}	2.6	0.06	15000	350	55	8	1100			
K^{+}	3.0	0.1	160	6.3	13	0.5	100			
Cl^{-}	2.5	0.09	15000	530	17	0.6	700			
SO_4^{2-}	2.9	0.14	15000	720	45	2.2	1200			
HCO_3^{-}	0	0	5750	350	165	10	2800			
总阳离子数	45		20000		340		4000			
pH	4.7		8.5		6.2		8.2			
TSS		3		15000		10		1700		150
DOC		0.5		40		2.5		8.5		4.2
POC		0.5		75						3.0
POC(1%)	0.5			20						2.0
TOC		1.5		25						
$N-NH_4^{+}$						0.005		0.04		0.0015
$N-NO_3^{-}$						0.05		0.2		0.10
有机 N						0.05		1.0		0.26
$D-PO_4^{3-}$						0.002		0.025		0.010

注　TSS——总悬浮颗粒　DOC——可溶有机碳　POC——微粒的有机碳　TOC——总有机碳。

*　最小和最大值相应为2%和98%，但营养物相应为10%和90%。

①　根据75条世界上未污染的具有单一岩性的河流。

②　由60条河流的组份并按流量权重的分布算得。对海洋的周期性循环的盐分没有改正。

③　MCNC是指最常见的天然浓度，相应于②中的中值。

表 4-4　　影响河流水质浓度的主要内部过程

	水的紊动	蒸发	吸附于底泥	初级①产品	有机质氧化	
					水中①	缺氧泥沙中②
pH		增加		增加	减少	减少
电导率		增加				
钙、碳酸氢盐	沉淀③	沉淀		沉淀④		
钠氯铂钙磷		增加				
营养物	NH_3 挥发		减少	减少	增加（释放）	减少（去氮）（无氨）
溶解氧	增加⑤			增加	减少	减少
溶解有机碳	减少		减少	增加	减少	
溶解金属			减少			增加（吸附）
有机污染物	挥发		减少			

① 例如洪水时增加总悬浮颗粒；

② 除非富营养化河流，天然河流中这些过程不重要，但对湖泊、水库、水塘中的水质有重要影响；

③ 岩溶水的排气；

④ 由于 pH 增加；

⑤ 再充气。

溶解于水中的痕量元素难以确切地测定和分析，因为测量精度达不到，表 4-5 给出了世界上未受污染的河流中溶于水的痕量元素的平均值。

表 4-5　　世界上未污染河流的河水中痕量元素平均值

痕量元素	溶解于水的浓度 (mg/l)	占总溶解物的 (%)
铝	40	0.13
砷	1.0	25
钡	30	40
镉	0.001	2.5
铬	0.1	0.25
钴	0.1	2.5
铜	1.4	
氟	100	20
铁	50	
锰	10	2
钼	0.8	30
镍	0.4	4
铅	0.04	0.5

三、流量与水质的关系

河水中水质变化与河流水情（流量变化）与每年雨洪频度等有关。在洪水期间，由于地

表径流、表层径流和地下径流的不同来源，各种径流的水质有很大差异。地表径流通常具有较高的混蚀度，携带着大量的 TSS(总悬浮颗粒)，包括 POC(微粒有机碳)；而表层径流从土壤中滤沥出可溶的有机碳和营养物(N 和 P)；地下径流则携带着主要由岩石风化导致的各种化学元素，如 SiO_2、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^+ 和 K^+ 等。

大气水是 Cl^- 和 SO_4^{2-} 的主要来源和 Na^+ 的部分来源。HCO_3^- 这种常见的无机碳(pH 值为 6～8)，一部分来源于溶解的碳酸盐矿物(金刚石)，一部分则来源于土壤中的 CO_2。当流域由不含有任何碳酸盐类岩石时，HCO_3^- 主要从土壤中的 CO_2 得到。

对水中各种物质的含量进行比较时，为了说明物质的来源，研究流量的变化具有重要的意义。流量－浓度曲线可以说明它们之间的定量关系，如图 4-11(*a*)，这种关系曲线的时间尺度可以从单次洪水到几年历时，图 4-11(*a*)中曲线(1)表明一般情况下浓度随流量而减小，这意味着流量大，水流对水中物质的稀释作用大。这种情况是点污染源如城市排污口处的特征。图 4-11(*b*)中曲线(2)说明浓度随流量而缓慢增加，这和径流过程中土壤组份(有机质氮等)被淋洗有关。同一图中曲线(3)与曲线(2)大体相同，只是当流量很大时，由于稀释作用，浓度有所降低。曲线(4)说明浓度随流量呈指数函数迅速增长，这种情况发生在水中的 TSS 和微粒物质情况下，微粒物质以及与之相关的磷、金属和有机质等，由于片状侵蚀和河床变化而大量增加。有机质中占主导地位的是农药和除莠剂。曲线(5)呈绳套状曲线，它是把曲线(4)的流量、浓度观测数据按时间次序点绘出来的。这样能够看到 TSS(总悬浮颗粒)、DOS(可溶有机碳)，甚至 NO_3^-。图 4-11 (*c*) 中曲线(5)中含沙量的峰值在 A 点，它的出现时间略早于流量峰值 B。曲线(6)表明河流的水源是有恒定的或接近恒定不变的浓度。例如大气水中的 Cl^-、喀斯特地区的地下水和湖泊出口处的 Cl^-。

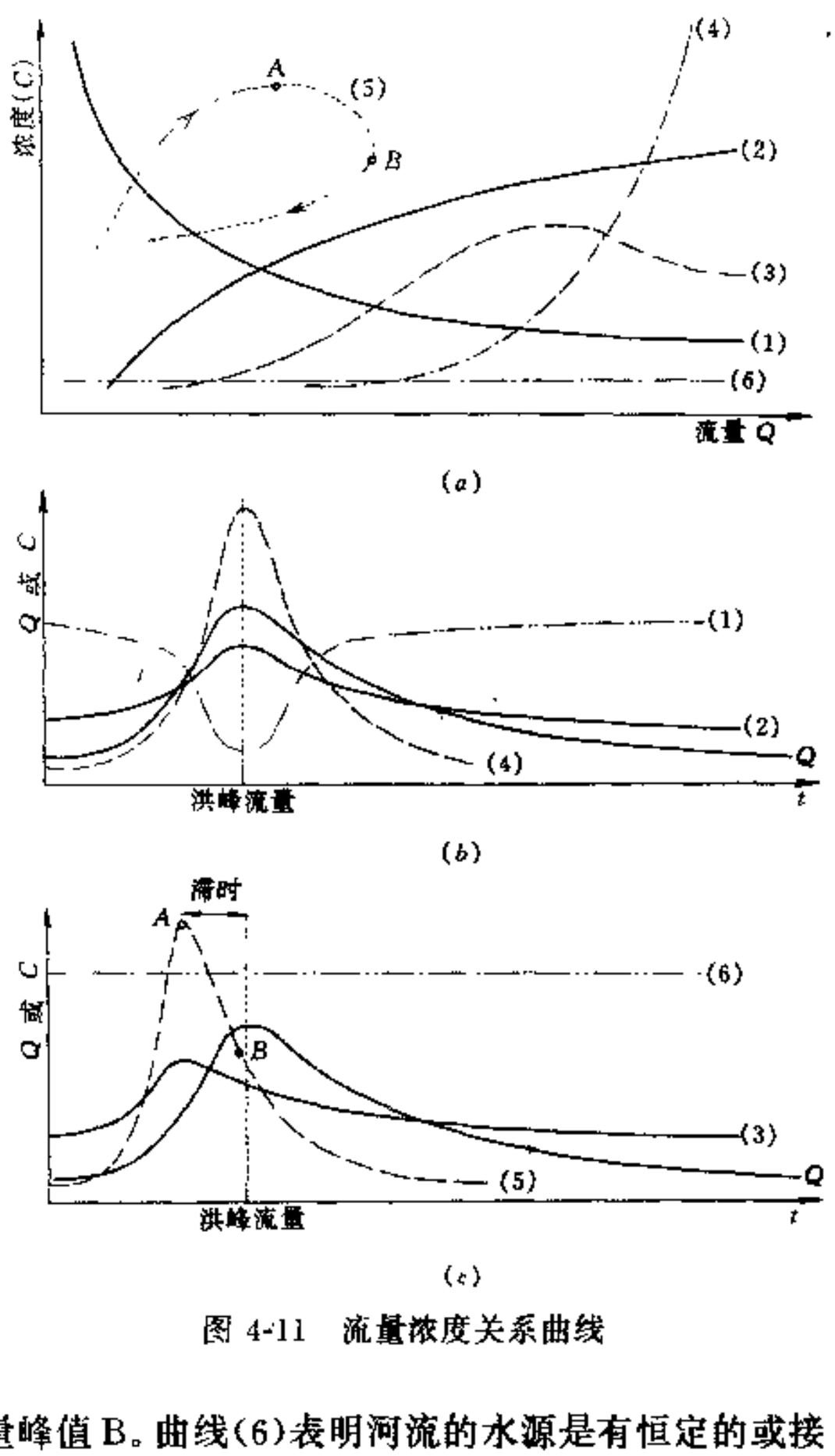


图 4-11　流量浓度关系曲线

污水处理厂全年向河中排放稳定不变的污染物，经过河流而被稀释。图 4-12 是塞纳河 Acheres 排污口下游处流量和原磷酸盐浓度的过程线图。巴黎的生活污水和工业废水经过一级或二级处理后排入 Acheres。从图 1-12(*b*)、(*c*)可见，磷的通量接近于恒定，原磷酸盐稀释接近于理想状况。

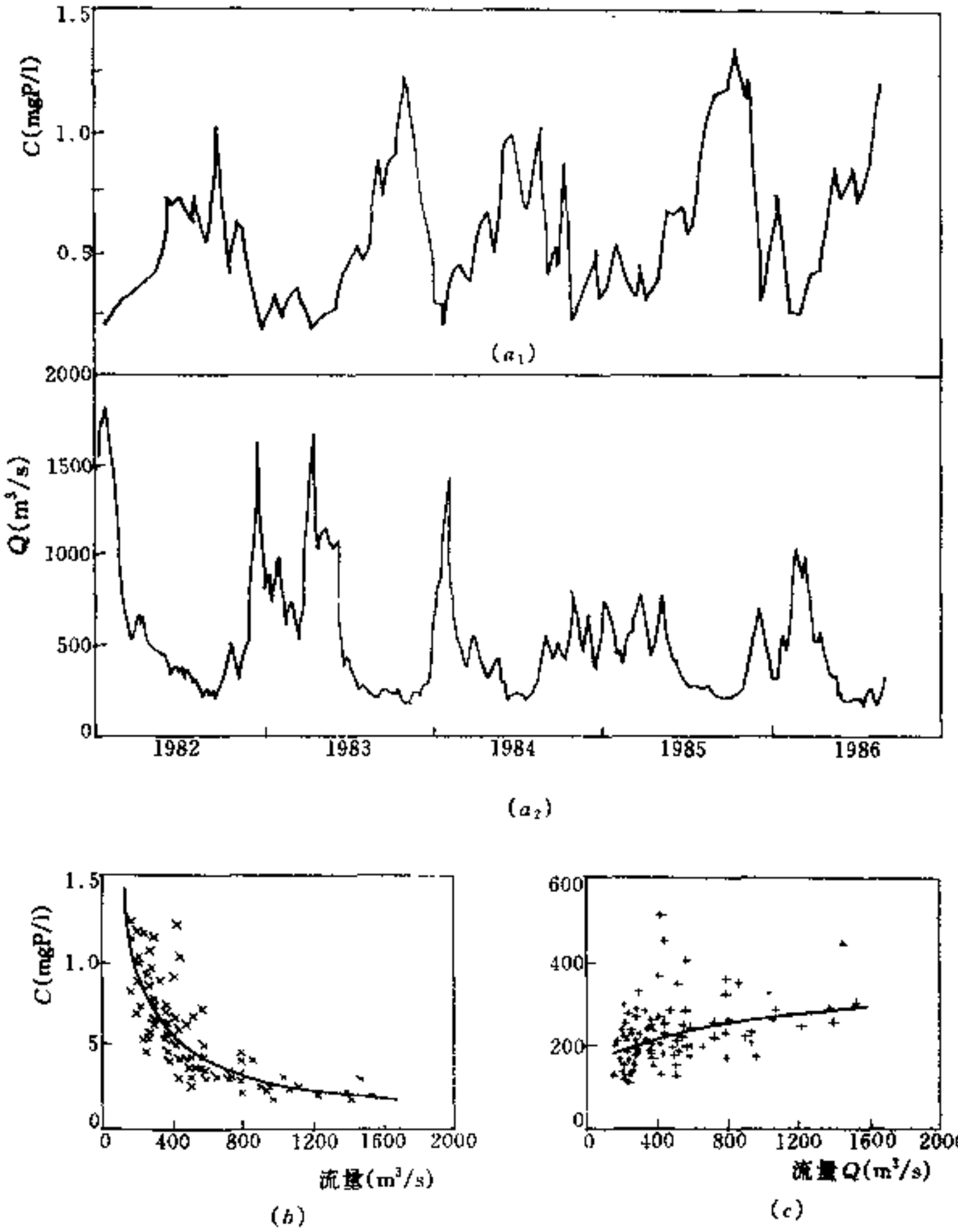


图 4-12　塞纳河流量 Q 和原磷酸盐浓度

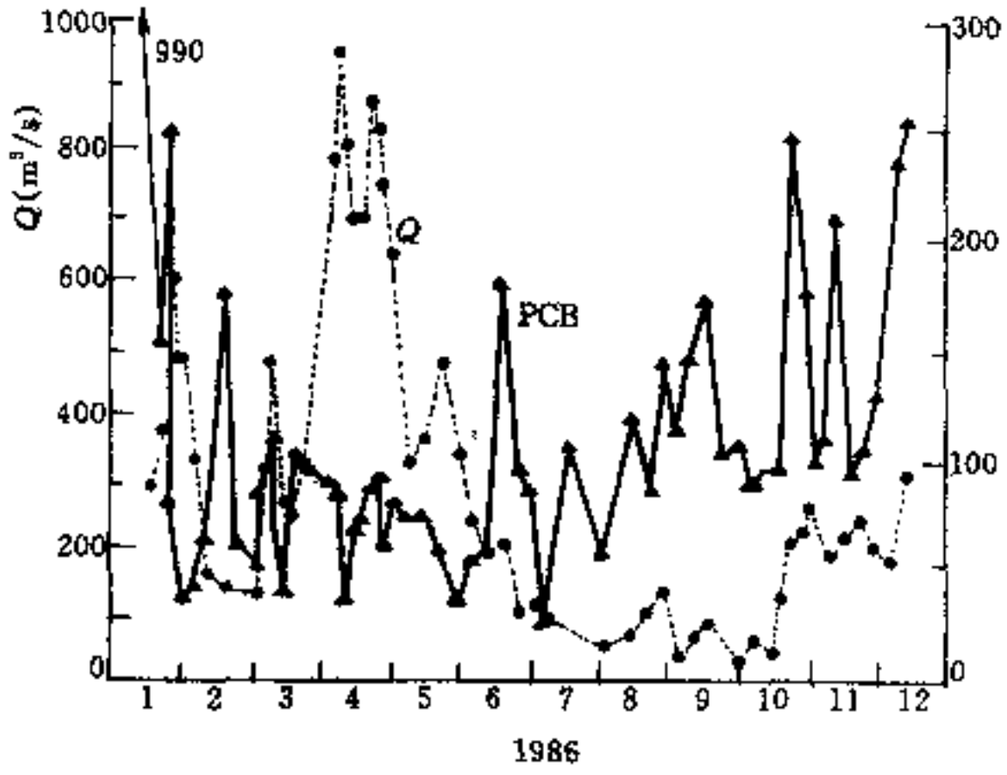


图 4-13　塞纳河流量和总 PCB 浓度

图 4-11 中的(*b*)和(*c*)也说明了孤立洪水事件中浓度随时间的变化。这种流量～浓度关系可用来判断水中污染物的来源。当然，污染物的来源是多种多样的，实际情况要复杂得多。图 4-13 是塞纳河上巴黎断面处流量和 PCB(多氯联苯)浓度随时间的变化过程。两者之间存在三种关系：

1) 高浓度与大流量密切相关，PCB 浓度的高值出现在大流量出现的 1 月和 11 月；

2) 两者间适中的关系，即 PCB 的高

浓度和流量的中等峰值有关系，即1月初和6月；

3）浓度的高值与流量成反关系，即发生最大流量时，PCB浓度(3月、4月、5月)。

在塞纳河上有两个重要的PCB源：一个在上游处，PCB被泥沙颗粒所吸收，另一个在靠近巴黎处，溶解的PCB在那里注入塞纳河。含大量泥沙的上游源在5月份很活跃，但是当靠近巴黎的PCB源占主导地位的3月、4月、5月份高流量时，前者可能业已耗尽。带有PCB的泥沙当夏季低水流量时重新沉积于河底，只有当再悬浮时才重新活跃，于是在9月和11月成为PCB的主要来源。

四、水质的变化过程

测量浓度的时间变化过程，可以用长历时、低频度的采样策略，也可以用短历时(至少一个水文年度)、高频度的采样策略。如果采样站代表一个单一的水生系统，资料来自于单一的统计总体，那么数据呈正态发布(高斯分布)或对数—正态分布。于是在特定的机率格纸上点绘累积频率曲线来检验。如果河流被长时期地污染，水质数据也呈正态或对数—正态分布。河流被间断性地污染情况下，统计数据趋向于“断裂”，即表明了两个总体的指标。实测数据必须按季节分类，因为水质数据可能有显著的季节变化。图4-14是法国Laita河一些离子的统计分布。如水质监测系列小于10年，通常不可能确定长期变化趋势。欧洲水质系列最长的河流是泰晤士河(英国)和塞纳河(法国)，系列超过100年。河流中污染物的年平均浓度的误差可能至少达到±20%。只有相当大的水质变化才有可能借助短期系列推求出来。决定水质是否改变这类问题，至少需要10～20年的资料系列。

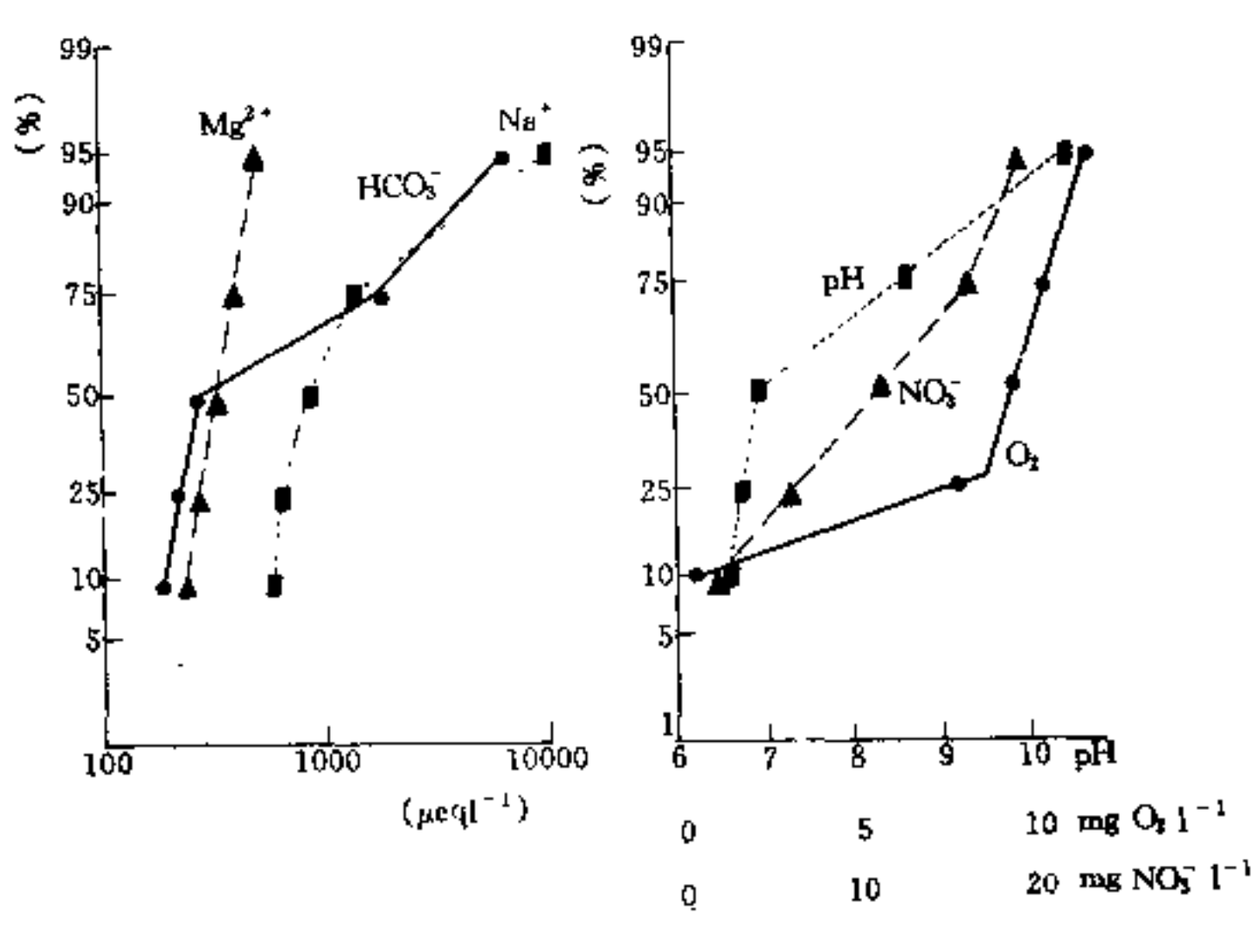


图 4-14　Laita河(法国)一些离子的统计分布

化学成分如营养物、微粒污染物、矿物盐和有机质等的通量，是河流水质评价的主要目标。理论上，通量(φ)，以单位时间的质量计，是由流量$Q(m^3/s)$和浓度$C(mg/l)$的连续观测而得到的，即

$$\varphi=\int_{t1}^{t2} C(t)Q(t)dt$$

然而连续观测实际上不可能，只能借助于固定取样周期的离散的水质数据。流量由水位计连续记录间接推算。至于两个取样的水质数据之间分布的采用内插或外延的方法。至

于微粒污染物的通量，或者假定恒定不变的浓度，或者假定恒定不变的通量。

关于恒定浓度，假定在 t_i 时刻测得浓度 C_i，那么在取样时刻相邻的前后的时段 Δt_j 内，浓度 C_j 等于 C_i，于是可溶性物质在 Δt_j 时段内的通量 $\varphi_j = Q_j \cdot C_j$。其中 Q_j 是 Δt_j 时段内的平均流量。于是在任意时段 $\Sigma\Delta t$ 内的总通量 $\varphi = \Sigma\varphi_j$。这种假设适用于洪水期间浓度随时间递增的那些化学成份。这种方法得到的估计值偏低于真值。

至于恒定通量的方法是假定取样时刻 t_i 的通量 $\varphi_i = Q_i \cdot C_i$，在相邻于 t_i 的时段 Δt_j 内是恒定不变的。于是任意时段 $\Sigma\Delta t_j$ 内的总通量为 $\varphi = \Sigma\varphi_i$。这种方法适用于那些在洪水期间浓度随时间递减的化学成份。这种估计值往往偏高于实际值。

第四节　生　物　特　征

一、河流的生态系统

河流是一个复杂的生态系统，由不同的栖息生物群落所组成。这个生态系统的物理结构广义上可区分为：水体的河床(水生物区)、水交换区(两栖区)和被水影响的区域(陆地区)。三个区有不同的水文特征，它们直接或间接地制约着生物群落。从水源到汇入受纳水体处，栖息地的特征是不同的。因此，生物群落不但有其地理分布特征，而且沿着河长也是不相同的。

物理—化学特性如流速、侵蚀与淤积、地层特性、光、温度和氧，对决定河流系统的生物特性具有十分重要的影响。

(1) 流速。流速对水生物有直接和间接的影响。它对水中有机质、河床结构和对表面的气体交换都具有重要的影响。河底的糙度以及沿河底起伏的水流都对栖息地的形成具有重要意义，因为它使有机质得以存在。在多数河流中，流量的季节变化影响了生物群落。

水流中的紊流结构支撑了各种类型和大小不一的微粒。光透入水中的深度也有赖于流速特征，从而对光合的有机质的数量、类型的分布有着直接的影响。

(2) 侵蚀的淤积。它造成了河流的变化，一般可导致河床冲淤和河流中泓线的移动。这种影响往往由于人类活动而加剧，例如陆栖区由于岸区修筑防洪堤而改变，或者由于渠化而扩大。人类活动导致的侵蚀加剧将造成栖息地的破坏和生物群落的衰亡。

河流中泥沙和岩石碎屑的间歇性运动是正常现象，对生物群落只有极小的影响；然而在高侵蚀区大规模的泥石运动发生在高速水流中，十分不利于生物的栖息。

(3) 河床基底质。在河流中适合于生物群落栖息的河床基底质有岩石、石块、砾石、沙粒或淤泥，树根、枯枝以及水下的苔藓、水藻、芦苇和漂浮的叶类植物也形成了自然基底质。人工结构物如混凝土墙、木桩头和钢板桩也可作栖息地。细颗粒的河床质如淤泥和沙粒被硅藻、兰绿海藻、高等植物或被蚯蚓、昆虫或其他动物选为栖息地。岩石质河床往往不能支持巨大植物的生长，但对硅藻等海藻类植物，岩石表面也可作为栖息地。

能移动的动物喜爱避光和水流停滞的处所作为栖息地，因为在岩石之间和石块下面适合于苔藓层和水生植物生长。对无脊椎动物来说那里是理想的生活场所，也是鱼类产卵的好去处。特别是河床底部孔隙内，对无脊椎动物和鱼类的幼年生长阶段尤其合适。

(4) 光。对于河流的初级生产原料如水藻、巨大植物等光合作用是十分必需的。光透

过水柱是呈指数函数衰减，光合作用进行充分的河水上层，其深度在很大程度上依赖于水色和水中悬沙含量。通常当河水十分洁净清彻时，光合作用层往往很浅容许足够的光透入以支持水底藻类和巨大植物的光合作用。在河流下游处则不然，水深大，水流混浊，充分光合作用层可能包含到整个水层，水底植物几乎不可能生长。

(5) 温度。水温反映了生物的物理过程，在流动的水中，只有较高的温度才能保持生物种群族的高生长率。

(6) 氧。水生动物即使短暂地缺氧也会导致大量死亡，对于生存于清洁水中的水生动物及大部分鱼类尤其如此。它们的生存密切依赖于高氧气量。在流动缓慢的水体或水池中，富营养化(营养过剩)将导致泥沙的脱氧以及营养物和有毒的痕量元素从泥沙中分离出来。

二、浮游生物

浮游生物群是指与河流的水生物区中流动的水有关联的游动或浮游的生物。河流的浮游植物只有当其生长速度达到了在水流滞留时群体量还能成倍增长的程度，才能保持它的群体。光照强、温度高和混浊度低以及水流流速小、水的滞留时间长，能加快浮游植物的生长速度。河道管理措施诸如堰闸控制、抽水站等使这种效应变得显著。在小河中或水流流速大的地方，浮游植物很难生存。在很多热带或亚热带的河流中，由于土地侵蚀造成水中大量悬浮颗粒而使水流混浊，浮游生物群往往比较少。

浮游动物以浮游植物等初级原料或者更小的浮游动物为生。大于 1mm 的浮游动物的幼年阶段可能需要若干天。因此，它们的繁殖只能在流速很低和温度适中的处所。细小的浮游动物往往保持较大的群体。

鱼能够利用河流中几乎所有的地方作为栖息地，它们产的卵粘附在石头或杂草上，或者其他经过仔细选择的庇护场所。对鱼类产卵来说，需要河流中特殊的物理条件。鱼类群体对河流的水文情势如流速、侵蚀等的改变十分敏感，对河中有毒物质的注入尤其敏感。

有水库、池塘调节的河流具有相对长的滞留时间(换水周期)，并兼有河流和湖泊的特性，在多数情况下，具有大量的浮游生物。但这和水质特别是含氧量的变化有密切关系。图 4-15 是德国 Baldeney 湖(一个有拦水堰的河流)浮游水藻分布图。

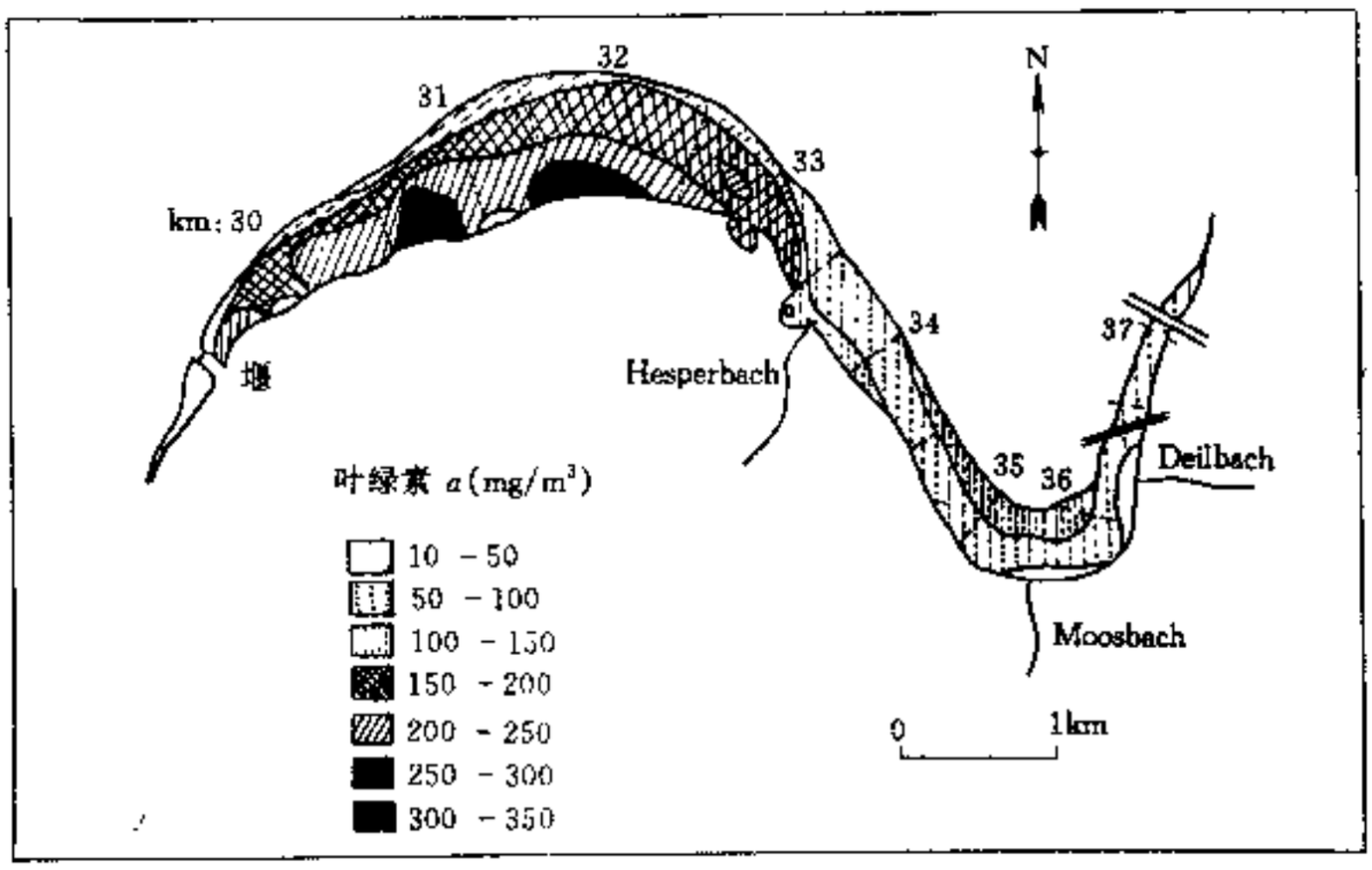


图 4-15 Baldeney 湖中水藻分布

三、底栖生物

底栖生物群落是由生长在河底或者与河床底层物质有关联的生物体所组成的。人们常借助于这些生物群来评价水环境和水体的质量，这是因为底栖生物运动能力差，它们的存在与否往往和它们的栖息地或水环境条件的改变密切有关。底栖动物主要由无脊椎动物组成，它们生活在河床或附近地方。不同种类的底栖生物分别适应于不同的水环境条件和河流不同的处所。大部分颗粒状的有机质碳粒，以外来的或本地动植物的形式进入河流，被底栖动物所食用。

水中附着植物(Periphyton)是一种显微型植物，通常出现在岩石、砂粒和淤泥的表面。这种表层藻类附着在高等植物的茎、枝、叶的表面生长，不容易脱离开附着的物体，它们的营养物得到不断地补充。当悬浮颗粒或浮游植物的花造成水流混浊的情况下，靠近底部的水藻可能因此而得不到足够的光照强度而形成不了合适的光合作用。

巨型植物是植根于或附着于河床质的植物。河流中的巨型植物的成分和茂密程度通常比较稳定，但是存在季节和年际变化。有些浸没在水中，有些则漂浮在水面或完全暴露在空气中。因为巨型植物需要一定的光透入和营养条件，这种植物的成分和茂密程度也是指示水质富营养化以及河床物理条件的标志，巨型植物为细小的无脊椎动物和鱼卵提供庇护地。

四、栖息地的分区

河流根据栖息地或生物群落出现情况，或者根据沿河长的生物过程分区。

河流的水生植物区通常是长年被水淹没的，那里生物群落不耐干旱。河流的两栖区是平均低水区(即芦苇生长区)到平均高水区之间的过渡地段。这个地段水位变化频繁。因此，对大河来说这个地段可以有若干米宽的整片地区，而小河则由于河岸陡峭，却可能以零碎的小块地段出现。砍伐森林造成的土壤侵蚀，可能使河流成为无两栖区。

在两栖区高程以上即高水位以上的区域是陆栖区，这个区域的下限可以由小树、灌木丛的出现来辨识。陆栖区往往作为河谷的一部分。在干旱季节，由于地下水注入、缺氧条件和除氮等原因，那里的水质与主干河道有很大差异。在洪水季节，洪水、造成水、河床质和有机质之间的交换，沿河平原上的土壤水和营养物平衡通常可用河水来表征。

第五节　河流的水质问题

一、粪便污染

粪便污染至今仍然是河流中最严重的水质问题，发展中国家尤其如此。这个问题在城镇和郊区普遍存在，但在迅速发展的城市往往更为严重，因为人口增长速度远大于废弃水收集和处理设施的增长速度。像达卡、新德里等发展中国家的大城市，粪便大肠菌可能达到 10^6 个/100ml。在认真实施收集和处理生活工业废弃水的城市，粪便杆菌数明显下降到100到10，000个芽胞杆菌/100ml。

二、有机质污染

把未经处理的含有有机质的生活和工业污染水排入河中将导致河水含氧量显著下降。图4-16是排污口下游溶解氧、氮和二氧化碳随时间或沿程的变化。这种变化与排污口废污

水的负荷与流量的比值有关。沿程有机质的影响中最显著的是所谓“氧垂曲线”(图 4-15)。这种现象可以在排污口下游几 km 到 100km 处观察到。含氧量的恢复靠水的高紊动强度。有些工业活动如生产纸和纸浆、提取棕榈树油和制糖等，可能产生 BOD_5 和 COD 的浓度超过 1000mg/l 的工业废水。当这类废水注入河流层，河水中的氧可能完全被耗尽。

在进行有机质污染监测时，根据研究目标，测点可选择在“氧垂曲线”的中部，或者当考虑最劣条件时，设在恢复区的起点端。前期调查工作必须在综合各种水文特征的纵剖面上进行，目的是选择固定测点的位置。

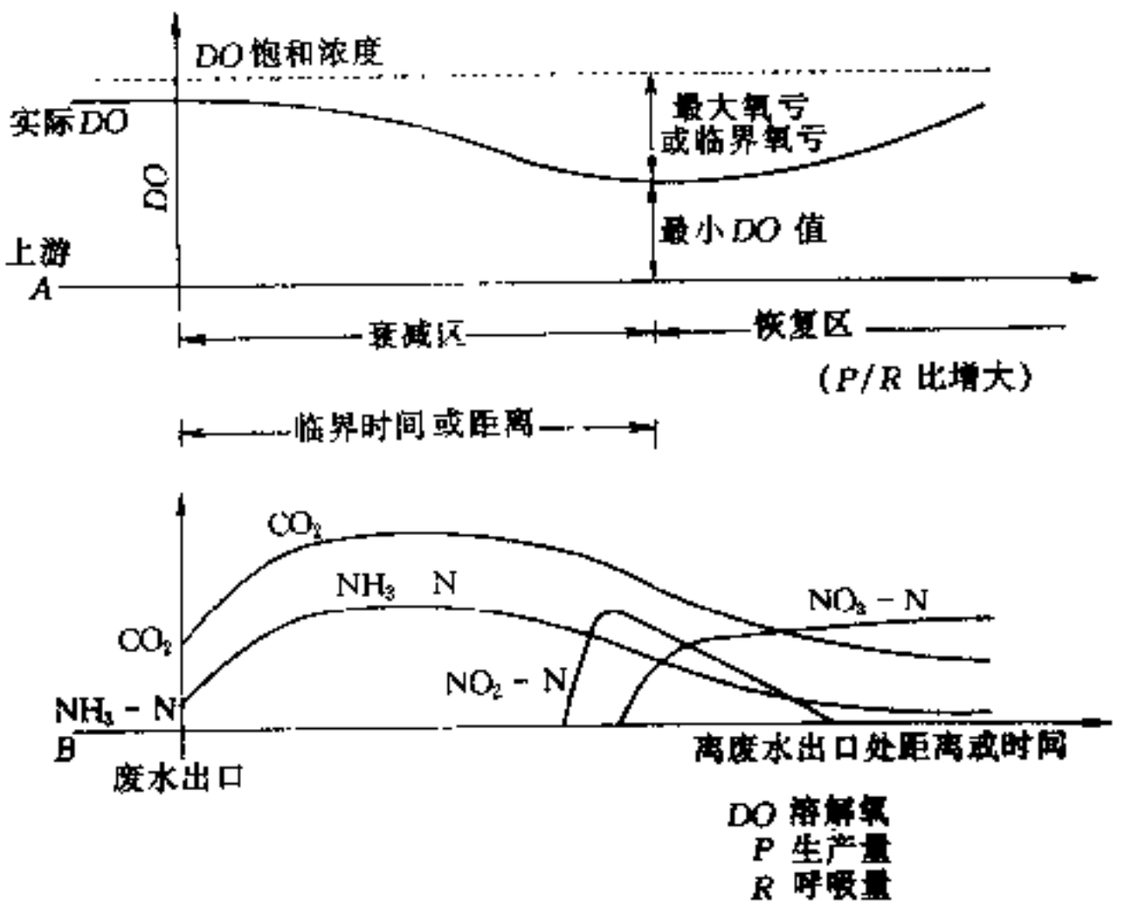


图 4-16　排污口下游溶解氧、氮和二氧化碳的变化

三、河流的富营养化

在五六十年代，富营养化多半在水库湖泊中观测到。70 年代以来，不少国家中由于注入河流的磷和氮越来越多，造成了河流的富营养化。在小河中，即一般流域的第三、第四、第五级支流中，富营养化促进了巨型植物的生长；而在大河中，浮游植物往往比巨型植物还多。在这种情况下，叶绿素水平可能大到 200mg/m^3。例如法国的 Loive 河和德国的莱茵河就是这样的情况(图 4-17)。河流富营养化也可能由于水库和船闸的修建，因为水利工程使河水流速减小。

富营养化能导致溶解氧 O_2 和 pH 值显著的昼夜变化的。白天，初等生物(P)远远超过水藻屑的细菌分解(R)，O_2 过饱和可达到 200%甚至更多；中午 pH 值超过 9；晚上，情况相反，O_2 的水平可以跌落到 50%饱和，而 pH 值低于 8.5(见图 4-17)。

水质的昼夜变化造成了监测和评价工作中的困难。一天中固定时间的采样，造成 O_2 和 pH 值的系统偏差。叶绿素和营养化浓度虽然也表现出昼夜的波动，但一般都在±20%之内。

由于富营养化而形成的河流水质变化，对鱼类是巨大的威胁。这是因为在高 pH 值的情况下，气态的 NH_3 释放，这对鱼类是有毒的。在流速缓慢的水流中，富营养化使浮游植物过度生长所形成饮用水源地的取水口堵塞以及发生随后的水处理问题。浮游植物有机质碳可以从测定的总色素中估计而得。欧洲河流中，最小有机质碳大约是总色素的 30 倍。

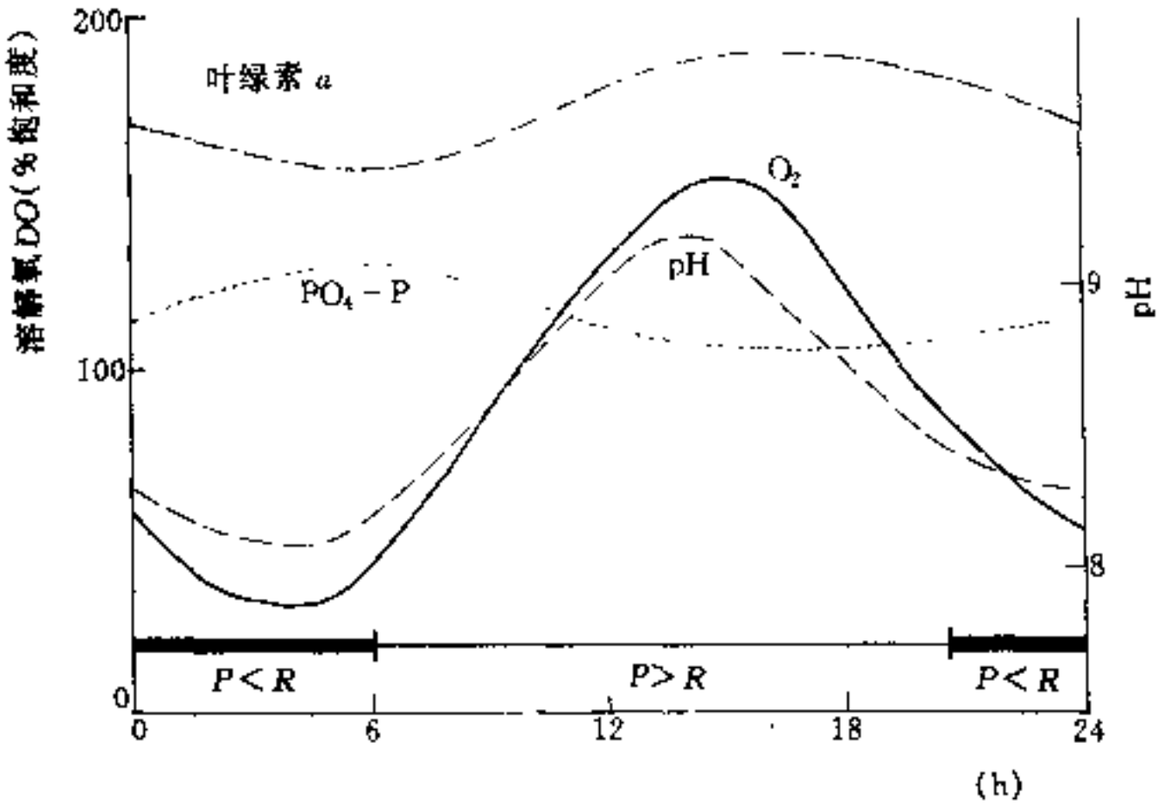


图 4-17　富营养化河流中 O_2 和 pH 的变化

四、河水咸化和酸化

河流中矿物盐会由于以下几种原因而增加：采矿废水的排放，如莱茵河的碳酸钾矿的盐水，波兰维斯杜拉河的盐矿；工业废水的排放；在干旱和半干旱地区修建水坝、灌溉回归等造成蒸散发大量增加。

工业和采矿的废弃物只导致一些特定的离子的增加，例如从硝酸钾和盐矿中的 Cl^- 和 NO_3^-，又如从铁矿和煤矿废弃物中的 SO_4^{2-} 以及从工业废弃物中的 CO_3^{2-}。然而蒸发影响到所有的离子，因为当碳酸钙达到饱和水平时，产生了富于碳酸盐和硫酸盐的水或富于钠盐和氯盐的水。离子含量(主要是 Ca^{2+}、Na^+、Cl^-、SO_4^{2-})，可能被其他人类活动所影响。例如生活废水排放、大气污染、用盐溶冰、含肥料的径流等等。然而由此导致的主要离子的增加，与上述盐淡化的三种原因所造成的增加相比，要少得多。离子含量的变化和水中离子的比例往往和 pH 值的变化有关。矿物废水通常带有强烈的酸性(pH≤3)，而工业废水可能是碱性或酸性的。由于蒸发引起的盐化往往导致 pH 值偏于碱性，例如在埃塞俄比亚那样的干旱地区，pH 值达到 9.2。

评价河水咸化的影响需要借助于纵剖面图，如图 4-18、图 4-20，以检验盐分增加的原因。一般来说，需要 10 年甚至更长历时的观测资料。

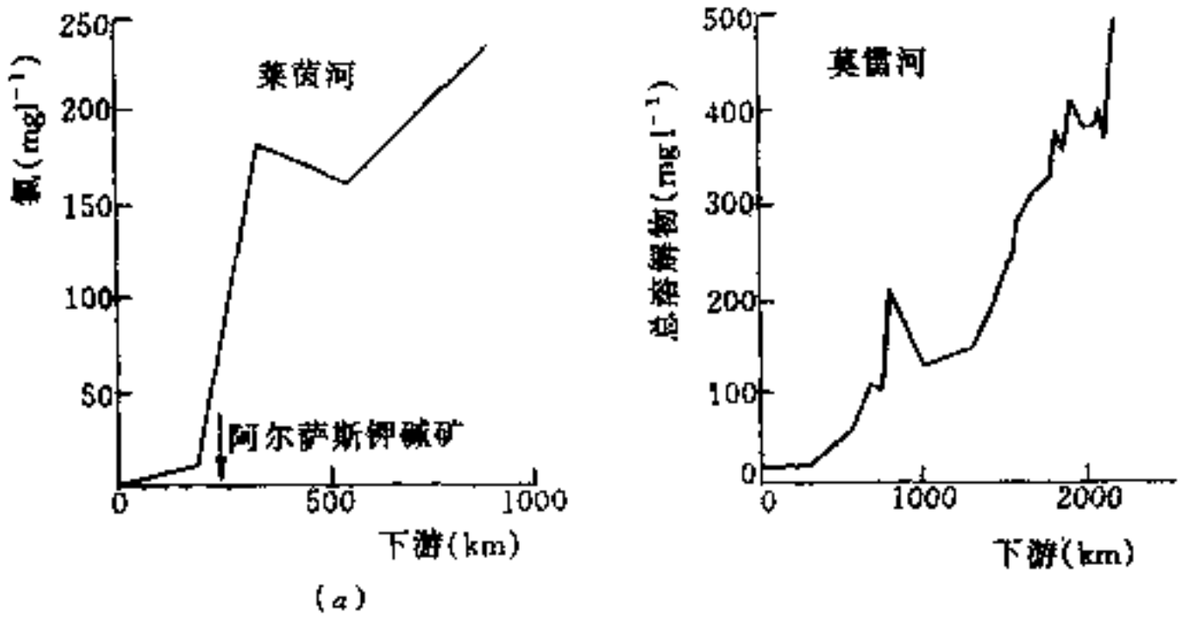


图 4-18　莱茵河和墨累河矿区下游氯和总溶解物沿河长变化

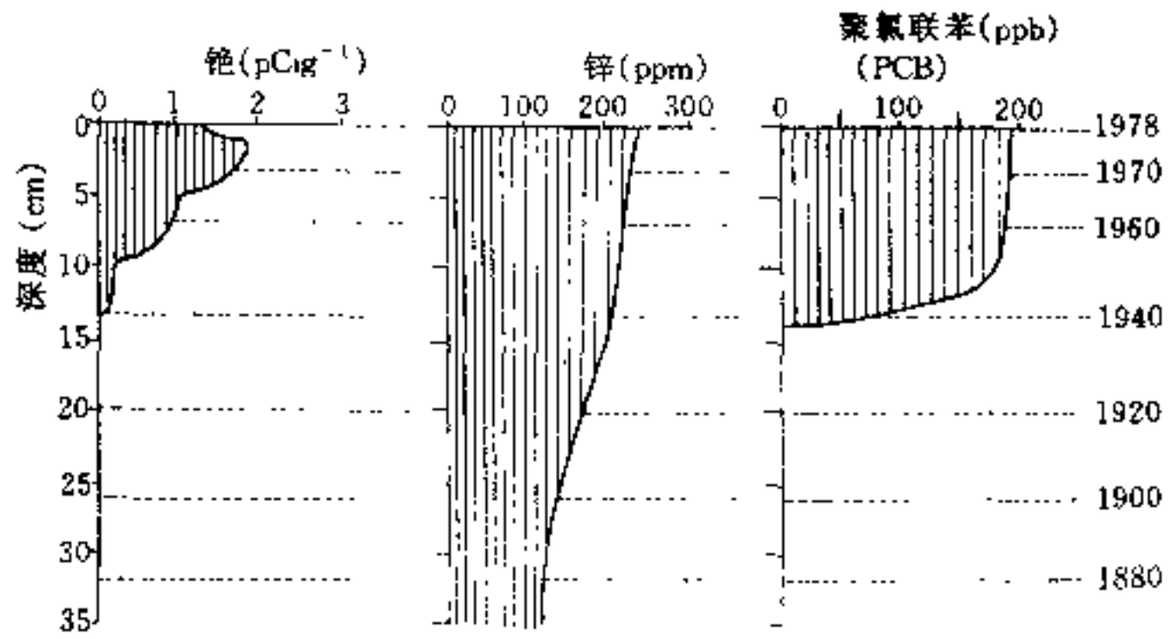


图 4-19　莱茵河和塞纳河上氯的长期变化

由于电导率取决于主要离子的含量，连续观测必须使用同一个电导计并联结上一个自记水位计。此外，为了建立离子浓度　电导率之间的定量关系，必须定期地检验观测成果。

发生河水酸化的原因有二：一是由于采矿和特殊工业中的酸性废水的排放，点源或者面源(从尾矿的淋滤)；二是由于大气中酸的沉降，主要是从汽车废气和化石燃料中导致的氮氧化物和硫酸盐。在后者的情况下，地表水的酸化可能只有在流域内土壤的缓冲容量不大的情况，也就是在不会产生碳酸盐的碎屑岩石(如砂岩)和结晶岩石(如花岗岩和片麻岩)的情况下。

由于点污染源的排放，即酸性排放，河流点污染源下游处水质呈现实质性变化。应该沿着河流纵剖面进行污染范围和污染程度的监测。大氧酸沉降进入地面的范围可以大到$10^6 km^2$，有些大城市，冶炼、精炼和燃煤电厂等，扩散距离可以到 100～1000km。在寒带地区，雪面上积累的酸沉积降，在融雪时排放出来而形成河流中突然的酸脉冲过程，这种融雪径流能从正常 pH 值下降一个单位以上。

一个和酸化有关的特殊问题是当 pH 值小于 4.5 时，某些金属例如 Al^{3+}的溶解而产生的金属浓度，这对鱼类是有毒的，也不适用于其他用水户。

五、痕量元素和硝酸盐污染

河流中痕量元素的污染源来自于：工业废水例如氯—碱工厂的汞；矿区和冶炼厂的废水，如砷和镉；城市径流中的铅；农业径流(铜作为杀虫剂和农药)和固体废物堆放处的淋滤渗漏。

在地表水中，在正常的 pH 值和氧化还原作用的情况下，大部分痕量元素极易被微粒所吸收，(见表 4-6)。真正溶于水中的痕量元素的浓度是很小的，往往难以监测到。流动的空气却往往被污染物所污染，特别是铅污染，因此常规的水质监测往往得出偏高的值。

由于泥沙吸附污染物质，对沉积的泥沙进行分析是测定河水中低含量的可溶性污染物的有用方法。图 4-20 是巴西 Rio Paraiba do sul 河泥沙中的金属元素。图 4-21 是 1974 年前德国一些河流中镉 Cd 和铅 Pb 的分布，图中河宽与痕量元素的浓度成正比，说明污染物的来源以及污染物被泥沙所稀释。

表 4-6　　河流中悬浮颗粒的化学组份

A. 主要元素 (mg/kg)	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
世界河流均值	290000	78300	52600	1300	17200	35400	22700	19300	11700	
赤道及干旱地区均值	388000	49800	19000	235	3110	<3000	7250	23800	3400	
寒带及温带地区均值	211000	35300	17400	300	8500	178000	2500	8800	2000	
B. 痕量元素 (mg/kg)	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	
世界河流均值	8	600	0.3	20	120	50	80	40	240	
世界表面岩石均值	7.9	445	0.2	13	71	32	49	16	127	

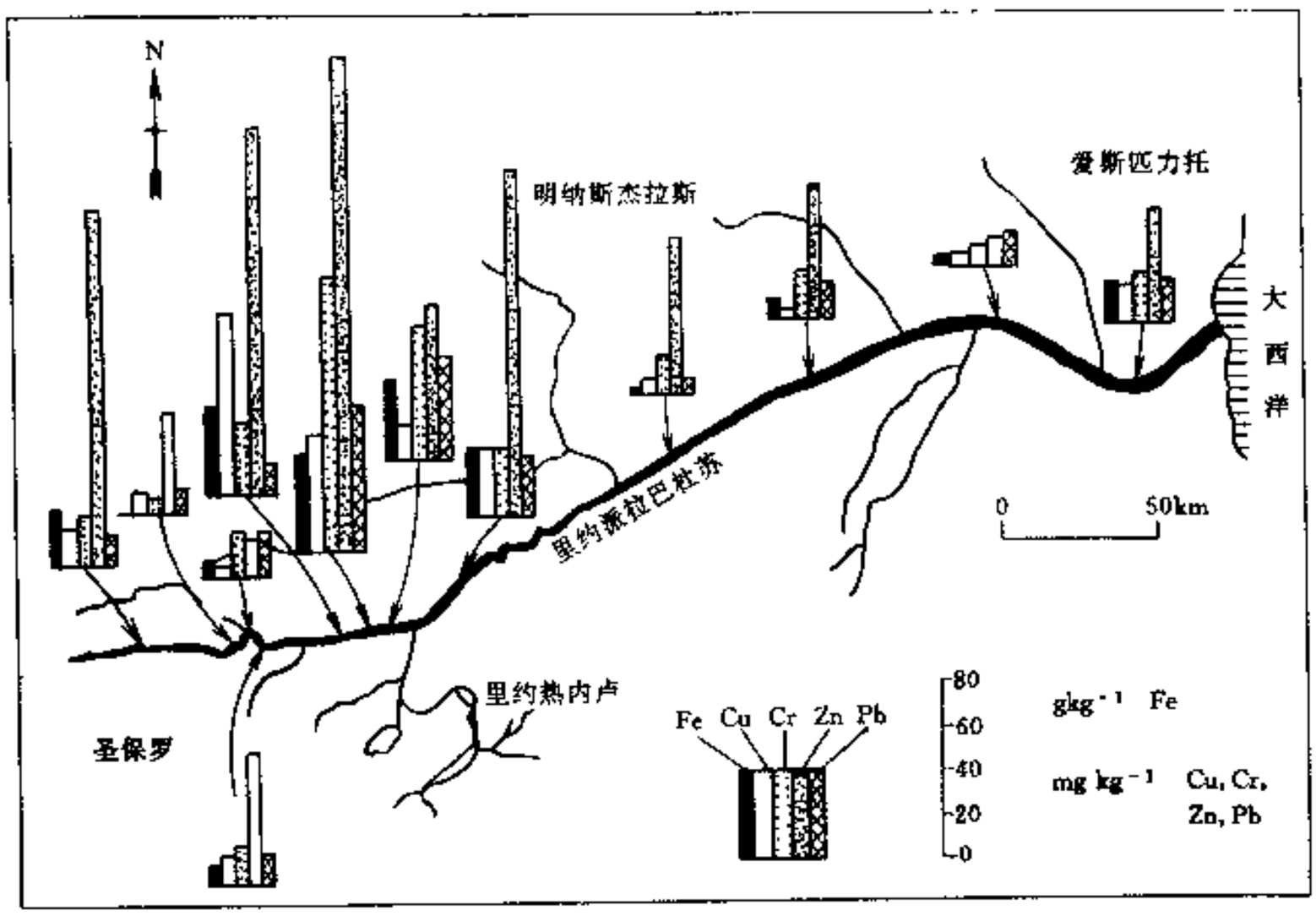


图 4-20　巴西 Rio Paraiba do sul 河中金属元素含量

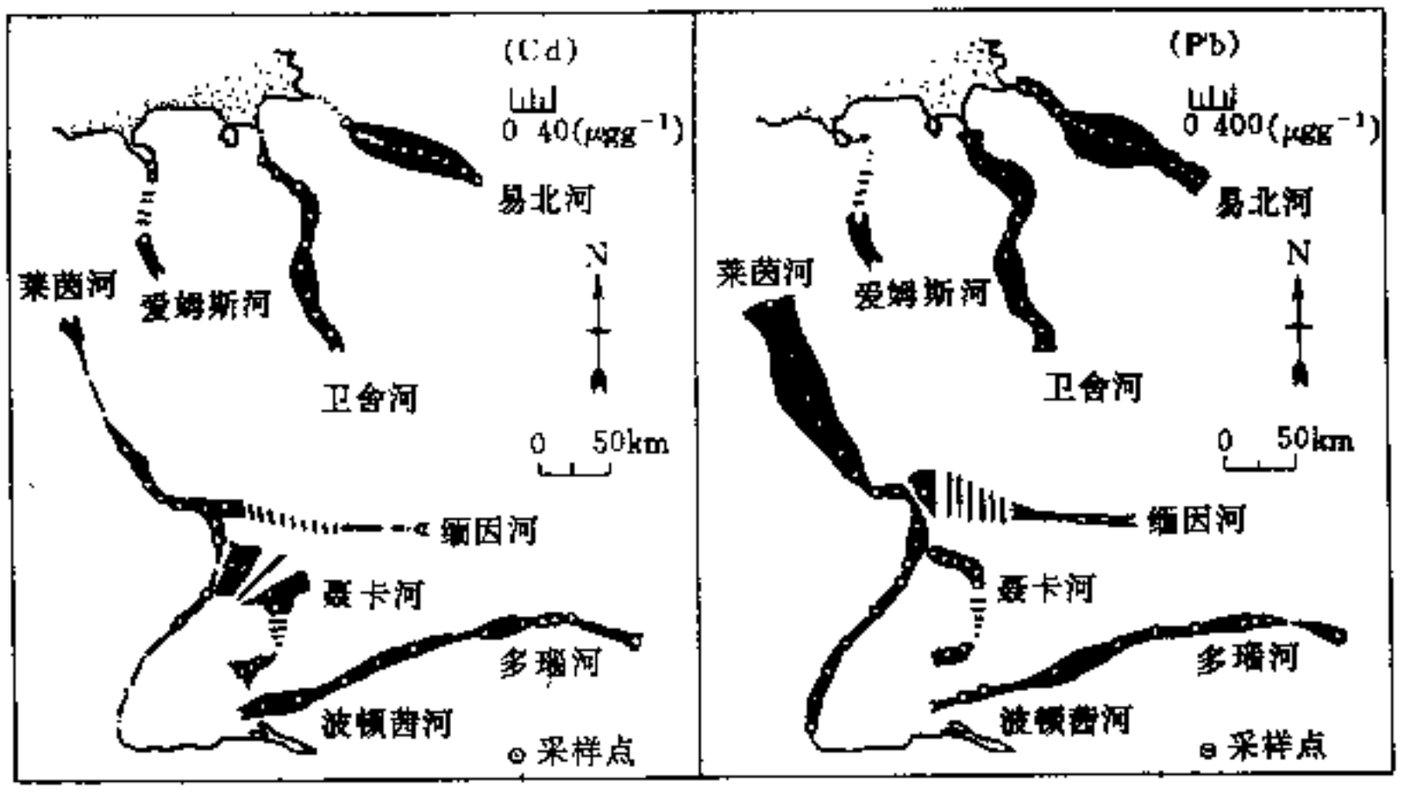


图 4-21　1974 年前德国一些河流中泥沙含 Cd 和 Pb 的量

生活污水和工业废水是河水中硝酸盐的主要来源。在农业发达地区氮肥和牲畜饲养场的废水也是重要的硝酸盐的污染源。降雨使裸露旧地上的硝酸盐渗入地下，除一部分直接进入河流外，大部分经过地下水注入河流。评价硝酸盐的浓度需要至少 10 年以上的长期观测。遭受有机物污染的河流，必然使溶解氧衰减。河床质泥沙中有可能发生去氧而把 N_2 释放到大气中去。

第五章　湖　　泊

我国拥有大大小小的湖泊共24,880个，总面积83,100km²，约占全国陆地面积的0.8%左右。其中湖水面积在1km²以上的湖泊有2，800多个，湖泊总面积为74，277km²，贮水总量约7，330亿m³，其中淡水贮量仅占30%。外流区域的湖泊面积为32，114km²，总贮水量2，100亿m³，淡水贮量1，755亿m³。内流区域的湖泊面积为42，163km²，总贮水量5，230亿m³，淡水贮量390亿m³。长江、淮河中下游平原是淡水湖的集中分布区，主要有洞庭湖、鄱阳湖、巢湖、太湖、洪泽湖等；青藏高原是咸水湖的集中分布区，主要有青海湖、纳木错湖、奇林错湖等。

我国除众多的天然湖泊外，还拥有86，000多座人工湖泊——水库，其面积数倍于天然湖泊。

第一节　湖泊水资源

地球上湖泊蓄水量为176.4万亿m³，占全球总水量的0.013%。其中淡水储量为91万亿m³，占全球淡水总量的0.26%。湖泊淡水储量在地球上的分布很不均匀，北美、非洲和亚洲大陆上的湖泊约占70%，北美苏必利尔等五大淡水湖群约占24%。世界著名湖泊列于表5-1。

表5-1　　世界主要湖泊形态特征简表

湖　名	国　　家	面积 (km^2)	最大水深 (m)	容积 (km^3)
里海	前苏联、伊朗	374000	1025	78200
苏必利尔湖	加拿大、美国	82680	406	11600
维多利亚湖	坦桑尼亚、肯尼亚、乌干达	69000	92	2700
咸海	前苏联	64100	68	1020
休伦湖	加拿大、美国	59800	229	3580
密执安湖	美国	58100	281	4680
坦喝尼喀湖	坦桑尼亚、扎伊尔、赞比亚、卢旺达、布隆迪	32900	1435	18900
贝加尔湖	前苏联	31500	1741	23000
马拉维湖	马拉维、莫桑比克、坦桑尼亚	30900	706	7725
大熊湖	加拿大	30200	137	1010
大奴湖	加拿大	27200	156	1070
伊利湖	加拿大、美国	25700	64	545
温尼伯湖	加拿大	24600	19	127
安大略湖	加拿大、美国	19000	236	1710
拉多加湖	前苏联	17700	230	908
马拉开波湖	委内瑞拉	13300	35	

中国湖泊总蓄水量约为 7，330 亿 m^3，其中淡水储量约为 2，210 亿 m^3。地区分布为：青藏高原占 44.2%，东部平原地区占 32.8%，云贵高原占 13.4%，其它地区占 9.6%。中国主要湖泊列于表 5-2。

表 5-2　　中国主要湖泊形态特征简表

湖名	湖面高程 (m)	面积 (km^2)	最大水深 (m)	容积 (10^8m^3)	水质状况
鄱阳湖	21.0	3583.0	16.0	248.9	淡
洞庭湖	34.5	2820.0	30.8	188.0	淡
太　湖	3.0	2420.0	4.8	48.7	淡
洪泽湖	13.0	2151.0	5.5	41.9	淡
南四湖	35.5～37.0	1266.0	6.0	53.6	淡
巢　湖	10.0	820.0	5.0	36.0	淡
日月潭	760	7.7		1.4	
青海湖	3196.0	4635.0	28.7	854.4	咸
纳木错	4718.0	1940.0	35.0		咸
奇林错	4530.0	1610.0	33.0		咸
扎日南木错	4613.0	1000.0			咸
鄂陵湖	4268.7	610.7	30.7	107.6	淡
扎陵湖	4293.2	526.0	13.1	46.7	淡
呼伦池	545.5	2315.0	8.0	131.3	咸
艾比湖	189.0	1070.0			盐水
博斯腾湖	1048.0	1019.0	15.7	99.0	咸
贝尔湖 (中蒙界湖)		608.5		54.8	
艾丁湖	−154.0	121.0			盐水
兴凯湖 (中俄界湖)	69.0	1380.0		27.1	
连环泡	139.0	276.2	4.6	6.1	
白头山天池 (中朝界湖)	2194.0	9.8	373.0	20.0	淡
滇　池	1885.0	330	8.0	15.7	淡

我国湖泊的地理分布，大致以大兴安岭－阴山－贺兰山—祁连山—昆仑山—唐古拉山—岗底斯山一线为界，东南为外流湖泊，以淡水湖为主；西北为内陆湖区，以咸水湖或盐湖为主。就地区分布而言，我国湖泊的分布以高原山区为主，面积约占全国湖泊总面积的 67.8%；分布在平原区的湖泊，只占全国湖泊总面积的 32.2%，我国湖泊主要分布在青藏高原湖区、东部平原湖区、蒙新高原湖区、东北平原和山地湖区及云贵高原湖区等五大湖区，面积占全国湖泊总面积的 99.8%。

按湖水含盐量的大小，可把湖泊分为淡水湖、咸水湖和盐湖，相应含盐量小于 1‰，

1‰～35‰和大于35‰。据统计，咸水湖和盐湖面积约占全国湖泊总面积的55%。我国的咸水湖和盐湖多是由淡水湖演变而来的，在干旱气候条件下，由于湖水的蒸发量大于补给量，随着入湖径流携入湖泊的盐分不断积聚和湖水不断地蒸发浓缩，年长日久，使湖水中的盐分浓度逐渐增加成为咸水湖；当盐分积聚达到饱和或过饱和状态后，咸水湖成为盐湖。由于地质构造和地球化学条件的不同，不同地区形成的盐湖具有不同的性质。例如，分布在柴达木盆地、塔里木盆地和准噶尔盆地的湖泊以硫酸盐——氯化物型的盐湖为主；而在藏北高原、内蒙古高原的湖泊以碳酸盐—硫酸盐型的盐湖为主，淡水湖则以重碳酸盐型水为主。

我国各高原地区湖泊面积贮水量分布见表5-3。

表5 3　　湖泊贮水量

湖区	湖泊面积 (km^2)	湖水贮水量 (10^8m^3)	其中淡水贮量 (10^8m^3)
青藏高原	36889	5182.0	1035.0
东部平原	21641	711.0	711.0
蒙新高原	9411	697.0	23.5
东北平原—山地	2366	190.0	188.5
云贵高原	1108	288.0	288.0
其他	372	20.0	15.0
合计	71787	7088.0	2261.0

第二节　湖泊水文情势

湖泊从大气降水、入湖地表和地下径流等途径源源补给水量，而以湖面蒸发、出湖地表和地下径流以及工农业用水等形式不断支出水量，从而导致湖泊水量的时空变化。在某一时段内湖水量的变化，可应用湖泊水量平衡方程表达和计算。吞吐湖泊，一般对江河具有调节功能，可以起到减轻干旱、洪涝灾害的作用。如中国鄱阳湖在洪水期间，出湖洪峰流量为入湖洪峰流量的80%～60%，出湖洪峰较入湖洪峰滞后1～4天。湖泊对江河调节功能的大小，可用调节系数即湖泊的调节容积(水位差乘湖水面积)与江河年径流量之比值来表示。

一、湖泊水位

引起湖泊水位变化的主要因素是进出水量的差异和水面状态的变化。若进湖水量多于出湖水量，水位上升，反之则下降；若湖面在外力作用下形成增减水改变了原有的水面状态，增水岸水位上升，减水岸水位下降，但这种水位变化与前者不同，无水量的变化。湖水位变化有周期性和非周期性之分。周期性的年变化取决于水源补给，旱季最低；主要以冰川和冰雪融水补给的湖泊，以高温季节水位最高，低温季节水位最低；主要以地下径流补给的湖泊，水位的年变化不甚明显。周期性的日变化可由湖陆风、潮水、冰雪融化等影响产生。非周期性的变化往往由于暴风骤雨、气压突变、地震等因素使湖水产生增减水、定振波等运动所致。某些湖泊，筑坝修闸，人工调节水量，其水位变化规律不同于天然湖泊，

水位年变幅的大小，主要取决于湖泊当地的自然地理条件及其补给条件。

二、湖水运动

湖水受风力、梯度力等力的作用产生的湖流、混和、波浪、波漾和增减水等现象。湖流是湖水按一定方向的前进运动，按其成因可分为下列几种类型：入湖河水使湖水面发生倾斜，形成水力梯度而出现梯度流，亦称重力流；湖水受热不均或水化学成分分布不同，发生密度差异而出现密度流；风力作用于湖面，驱使湖水流动称为风生流或称漂流；挟带泥沙的河水流入湖泊产生异重流等呈曲线运动的湖流称环流。环流，按其空间路线有垂直环流和平面环流。水层之间物质(水质点、水中悬浮物质等)和能量(热能、动能等)由于对流、涡动而产生的输送和交换的现象叫混和。当垂线温度　　密度发生变化，湖水处于不稳定状态时，可产生具有自由对流性质的对流混和；当湖流速度出现水平或垂直梯度时，湖水产生涡动现象，则形成具有强迫对流性质的动力混和。湖中波浪按其成因有风浪、地震波、船行波等。波漾亦称定振波或假潮，是整个水体缓慢的摆动现象。湖面上外力，如持续而强大的风应力、湖面局部暴雨和强大气压的剧烈变化，使湖面发生倾斜。当外力变化时，引起波漾。湖面持续的强风将表层湖水从背风岸输送到迎风岸，使迎风岸水位上升，即所谓增水现象；同时使背风岸水位下降，即所谓减水现象。湖面在风力作用下，尚可形成一种环流现象叫兰米尔环流。上述湖水运动的方式往往是相互影响，相互结合的。湖水运动方式除由作用力决定外，还受湖盆形态、湖面大小、湖水深浅所制约，并对湖盆形态演变发生作用；湖水运动的结果使湖水物理化学特性趋于均匀或重新分布。

三、湖水光学

湖水光学指光在湖面上的反射和水中的折射以及湖水对光的吸收和散射等特性。照射在湖面上的光线，部分进入水体，部分为湖面反射。湖水对射入的光线具有选择吸收和选择散射的特性，所以不同水质的湖水呈现不同的颜色。湖水对光的吸收和散射能力与水中悬浮物质的数量和大小有关：通常悬浮质愈多、粒径愈大，吸收和散射能力愈强；此外，还随湖水化学成分而变化。光射入湖水中的深度和亮度，对水生植物生长具有决定意义。湖泊水文中，通常用透明度近似地反映湖水中可见光随深度衰减的程度，用水色反映湖水对光谱的吸收和散射特性。透明度是指用白色圆盘沉入湖水中达到目力见不到时的深度(以 m 计)，透明度愈大，表示湖水愈清；世界上湖泊最大透明度曾在日本的摩周湖测得，为 41.6m。水色用标号 1～21 号的水色计测定，标号越小，水色越清。

四、湖面辐射平衡

湖面收入太阳辐射和大气长波辐射减去对太阳辐射的反射辐射、对大气长波辐射的反射和湖水放出的长波辐射，当差额为正时，湖水增温，反之则降温。辐射差额称为辐射平衡。湖面辐射差额的大小与陆面不同之处，在于湖面对短波和长波的反射率小于陆面。湖水接受太阳辐射能量的多寡主要取决于太阳入射角的大小。入射湖面的太阳辐射中，一部分进入水体，另一部分则被水面反射。透入湖水中的太阳辐射随深度的衰减服从指数规律。实测表明，射入湖水中的太阳辐射能量，其中极大多数为水的最上层所吸收，起到加热表层湖水的作用，抵达 1m 深处的水层不足 30%；透入 5m 深处的小于 5%，而进入 10m 深处的则不足 1%。就全球平均而言水面对太阳短波辐射的反射率约为 7%，对大气长波辐射的反射率约为 3%～5%。湖水因不断向大气放射长波辐射而消耗热量，其量相当于吸收太阳

辐射的 25%～40%。

湖泊是气候、地质、地貌等综合因素的产物，又反过来影响气候。气候对湖泊的形成与消亡作用的显示需要经历漫长的时间，但湖泊对气候的影响只是局地性的。在日幅射、大气环流和地理纬度相似的条件下，下垫面不均匀是形成气候差异的主要因素，因此湖陆间气候的差异即是不同下垫面作用的结果。湖泊对湖区气候的影响，称为湖泊气候效应。这种效应主要表现为增高近湖区的年平均气温，减小气温的年、日较差，以及增加湖区温度，使气候变得较远湖区稍微温和、湿润。湖泊对气候调节的程度和影响的范围，主要取决于湖面积的大小、湖水的深度和湖周的地形。一般来说大而深的湖泊，调节作用大、影响范围也广；地形封闭的湖泊，影响范围虽较小，但调节作用更为明显。

第三节 湖 泊 分 类

一、湖泊起源

湖泊的起源有各种理论，Hutchinson(1957 年)把湖分成 11 种主要类型、76 种子类型，现列举几种主要类型如下：

1. 冰川湖

大部分冰川湖是冰块挤擦形成的岩石湖盆组成的。冰川湖是世界上最多的湖泊，一般是在山区、北极和更新世表面。加拿大、俄罗斯、北欧、南美和新西兰等寒温带和一些热温带的湖泊属于此类。

2. 构造湖

大规模的地壳运动从沼泽中把水体分隔出来形成的湖，如咸海和里海；由于断层、折绉或地层倾斜而在河谷中形成的湖泊，如非洲断层湖和俄罗斯的贝加尔湖等。这类湖泊一般年代久远，如贝加尔湖有 2500 万年的历史。

3. 冲积湖

在河流洪泛平原、河弯处形成的湖，如牛轭湖和堤岸湖；由于支流上泥沙淤积或堵塞形成的湖。

4. 海岸湖

由于沿海岸的泥沙淤积而把水体从海洋中分裂出来而形成，例如埃及的海岸湖。

5. 堵塞湖

由于山区的岩石滑坡崩坍遗留下来的封闭水体，一般寿命较短促。

6. 火山湖

出现在火山口的湖，也包括火山喷发的岩浆堆积形成的湖。这种湖在日本、菲律宾、印尼、喀麦隆以及拉丁美洲和西欧部分地区比较普遍。

7. 溶解湖

出现在一些可溶性岩石，如石灰岩、石膏石或矿盐的地区，由于水的渗漏形成溶洞，又叫喀斯特湖，一般是小湖。

二、湖水分层

水的密度随水温而变。在湖泊水柱中，密度最大的水沉在底部，上面是更冷的水(0～

4℃)或较温的水(4～30℃)，出现了水柱的物理分层。当表面水冷却或增温到4℃，密度分层或者消失，或者风使水体混和，水温从上到下均温，这个过程叫垂直循环，混和或翻转(Overturn)。

现在来讨论温带地区一个中等大小的湖泊一年四季的温度纵剖面变化情况(图5-1)。先从夏末开始，此时空气温度最高，水面温度也最高。湖水被加热的深度取决于风扰动并向下延伸到不受风影响的深度为止。湖泊上层被风扰动的浅层叫做温变层。在温变层之下，有一层水的温度随深度的变化特别快，这一层叫做斜温层或温跃层。在斜温层的下面是湖泊的最深最冷部分是下层滞水带，又称均温层。因为全部湖水的温度都在4℃以上，温度最低的水密度也最大，当然也就沉在最底层。图5-1中所指出的状态代表稳定的温度分层，这就是说湖水的垂直循环甚小，而下层滞水带基本与大气隔绝。这种情况只是大多数海洋的特征，温带地区的淡水湖在夏季也是这样。

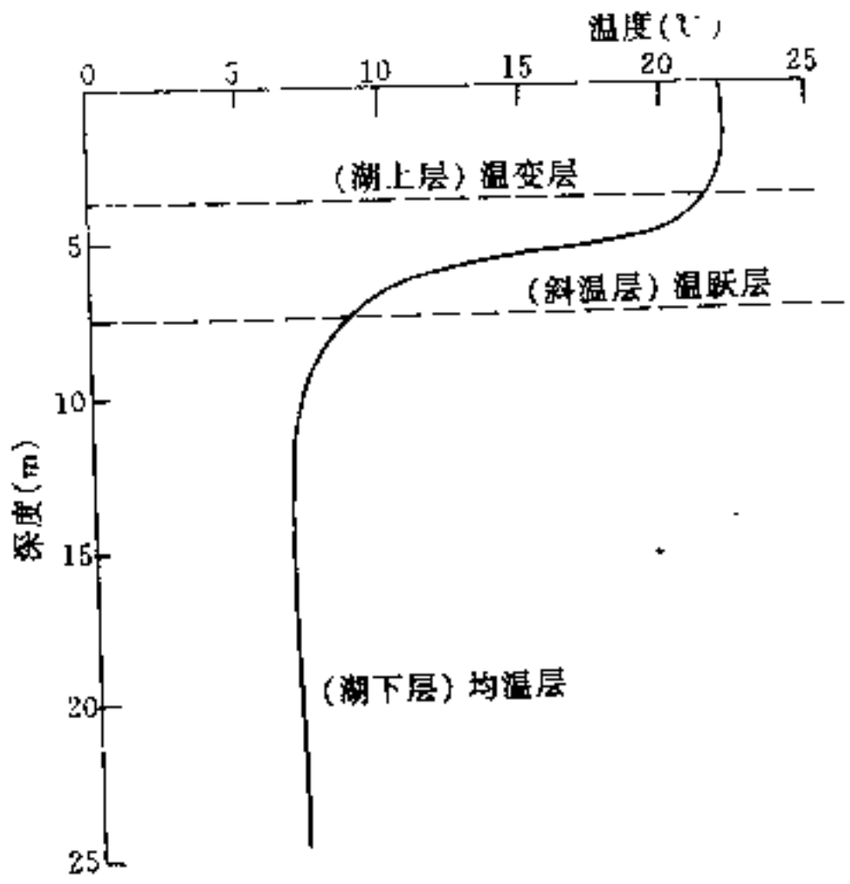


图 5-1　湖水垂直分层

进入秋季后，空气变冷，温变层也随着降温，直到其温度与湖下均温层的温度相等为止。在这种情况下，斜温层消失，于是从上到下的温度变成一样。湖泊表层水的进一步冷却导致密度分层从稳定变得不稳定，上层水的密度反而较高，这样必然要出现垂直对流。湖泊从上到底发生混和或翻转，风力也会推动这种翻转。到了秋末冬初，从水面到湖底一致的温度越来越低，直到降到4℃情况又不同了。

湖泊表层水温度进一步降低低至4℃后，其密度却比下层水更小，这样再一次发生稳定的密度分层，上下水层的混合翻转过程也就停止。最后表层水达0℃后开始冻结。到了冬季，寒冷的表层水加上冰层可以防止风对下层水任何扰动。这种状态叫做冬季分层，深层水再一次与大气隔绝。

春天到来时，冰开始融化，表层水也开始升温。当表层水的温度上升到接近深层水的温度，湖水再一次进入非稳定状态，这时就要出现春季翻转。这时水层从上向下渐渐热起来，直到形成稳定的温度分层以及垂直方向的混和被抑制为止。进入夏令时节，水温还在持续升高，使得夏令型分层现象更趋稳定，这时湖水的温度剖面又一次恢复到夏末状态，于是完成了一年内的循环。

从生物学观点。湖泊可以区分三个带(图5-2)。这些带由补偿深度的位置来确定，所谓补偿深度是在这个深度上光能正好足以使光合作用与自养生物的呼吸作用相平衡。补偿深度大致是处于射进的日光辐射有1%到达的深度。在补偿深度以上为光亮带，自养生物占优势；补偿深度以下为深暗带，异养生物才可能得到营养。光亮带内有两个部分：光可以达到湖底的浅水沿岸带和深水的湖沼带。在许多湖里，光亮带大致相当于湖上层，深暗带大致相当于湖下均温层。因为温跃层和补偿深度往往非常接近。

在沿岸带的浅水里，光照和氧气非常丰富，由河流带进来的有机物质，在氧气充足、流

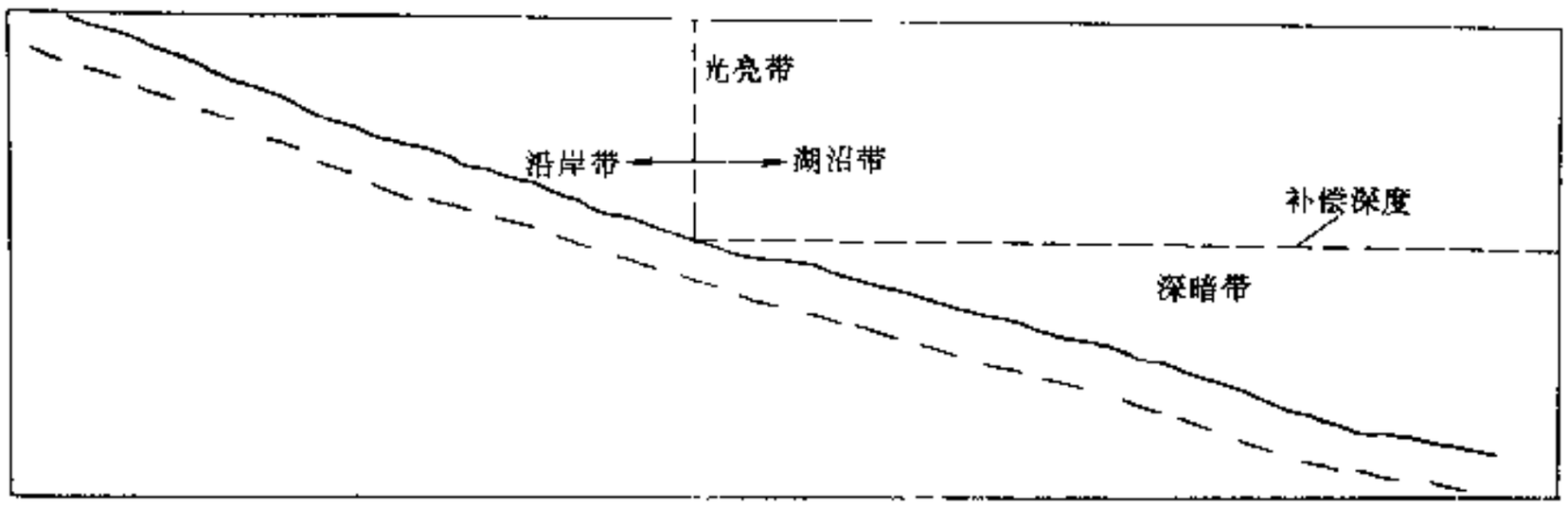


图 5 2　湖泊的生物带

浪和水流使沉积物经常受到搅动的地方迅速分解。沿岸带的一级生产者是水生的有花植物和浮游藻类。较高等的植物有三种类型(图 5-3)。水上带中的植物扎根在水里，但植物的大部分是暴露在水面上的。如有很高的经济价值的香蒲和芦苇的根从嫌气性沉积物中吸收养

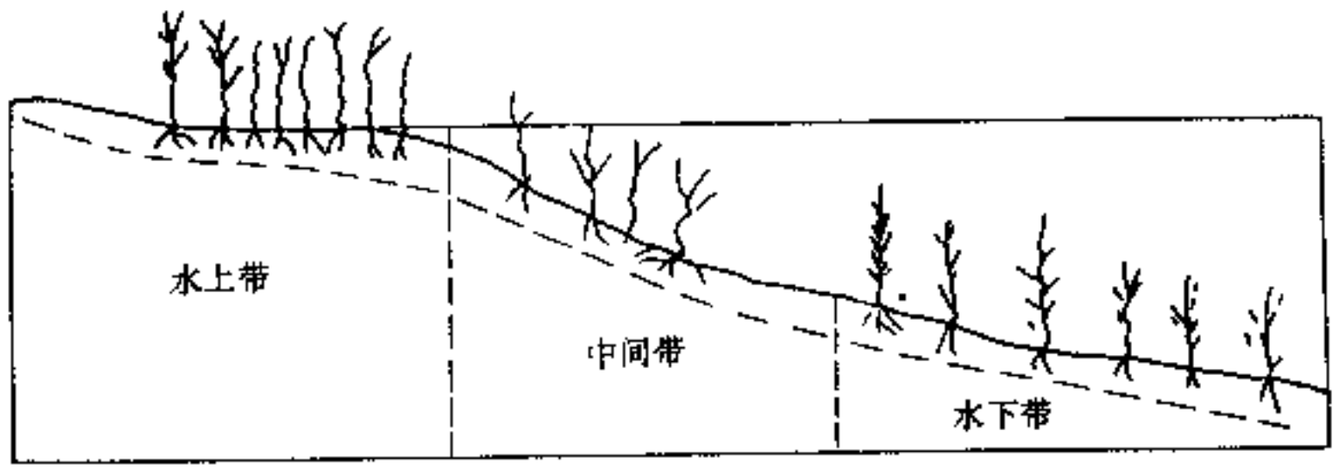


图 5-3　淡水湖或池塘的沿岸带各部分

分，水上部分利用空气中的 CO_2 进行光合作用。当它们死亡后，这种被固定的碳就作为一种新增加的有机物质到湖水中进行分解。水上带的水生植物还把它生命循环中的一部分作为水陆两栖类动物和昆虫的生存环境。

水上带内侧通常有一个中间带，此间的植物扎根在水底，而漂浮的叶子、茎则暴露在水面上。水百合就是中间带最普通的植物之一，浮萍也在中间带大量繁殖。扎根水底的眼子藻科则往往在水下带占优势。

除去那些在湖泊和池塘的沿岸环境中占优势的较大的生根植物以外，还有浮游植物，主要有三类：硅藻，自由漂浮于水中具有硅质壳的金褐色藻类；绿藻，从单细胞的自由漂浮型到丝状的水下附生植物型；兰绿藻，既有单细胞型又有集群型。浮游植物，很容易对湖水中营养物浓度的增加作出反应，当受到有机物输入(如废水)的刺激时易产生藻华(即藻类疯长)。许多种蓝绿藻产生有毒的代谢物，当发生藻华时，这种代谢物大增，可以达到使其他生物死亡的浓度，因而破坏其他生物体的生存而破坏水生态系统的平衡。如果湖泊或池塘的水是用作公共供水的，则这种代谢物也可能引起严重的水质问题。

微小的浮游动物是以浮游植物作为一种食物来源。淡水中的浮游动物有三种类型：轮型动物、枝角目动物和桡足类动物。它们靠过滤周围水中的浮游植物和碎屑物质为食。浮游动物倾向集中在湖水上层，接近其食物源。

自游生物如鱼类和某些无脊椎动物也出现于湖沼带内，但不限于此带。鱼类在整个水

体中的分布情况取决于水中的温度、氧气和食物量。各种鱼占据不同的适宜环境，如石首鱼、梭子鱼和翻车鱼常常分布在温暖的湖水上层，而鳟鱼、哲罗鱼则生活在较深的冷水层中。

根据定义深暗带是缺乏足够的光来进行光合作用的地带；因此，这一带占优势的是异养生物。深暗带环境受到上面湖沼带中生物活动的影响很大。在生产量高的湖泊中，大量有机碎屑物质沉到湖底。可是，由细菌和微生物的分解作用来降解这些碎屑物质需要氧气。因此，生产量高的湖泊接近深暗带的底部可能存在着缺氧的或近乎缺氧的环境。另一方面，沿岸带小和自养生物量低的湖泊，在底部水中会有较高的溶氧浓度，因而通常能维持更加多样化的底栖生物。

堆积在深暗带中湖底上的有机淤泥是一个生物活动很活跃的层，那里厌氧菌特别丰富，为了降解有机物质把硫、氮和有机化合物还原。因为这些还原性的最终产物可能对其他生物是有毒的。

水深岸陡，沿岸带狭窄的湖泊，其无机营养物浓度低，生产率也低，浮游植物密度也不高，很少出现藻华现象。如果溶解氧量在湖下层内较为充足，再加上温度较低，有机物质输入量少使耗氧类生物发展缓慢。这种环境适合于冷水鱼类的生存和繁殖。

水浅，沿岸带占总体积比例大，阳光可达到大部分湖水中，使湖水温度提高，自养生物能源充足，生物生产率高，有根植物大量繁殖。底栖微生物降解大量有机物质时产生高浓度营养物质使浮游植物大量繁殖。深暗带水体氧浓度极低，其底部水往往处于停滞状态。

三、湖泊的热学分类

按热学结构状况可以对湖泊进行分类(图 5-4)：

(1) 双混湖(Dimictic lakes)。一般在寒温带地区，湖水一年内分别在春季和秋季中发生两次翻转(Overturn)。春季的温升导致夏季表层湖水具有较高的温度；秋季的翻转造成湖泊的均温(大约 4 C)情况。冬季出现冷水在表层的分层。到次年春季的升温又导致混和，重新发生一个年周期的循环。对大的双混湖来说，分层的混和过程见图 5-5。这种类型的湖泊研究得最充分，因为其中大部分是在世界上工业发达的国家。

(2) 冷单混湖(cold monomictic lakes)。这种湖泊出现在高纬寒冷地区，水温不超过 4℃，呈现一个垂直的温度剖面，接近或偏低于 4℃，它们具有冬季的分层，一年大

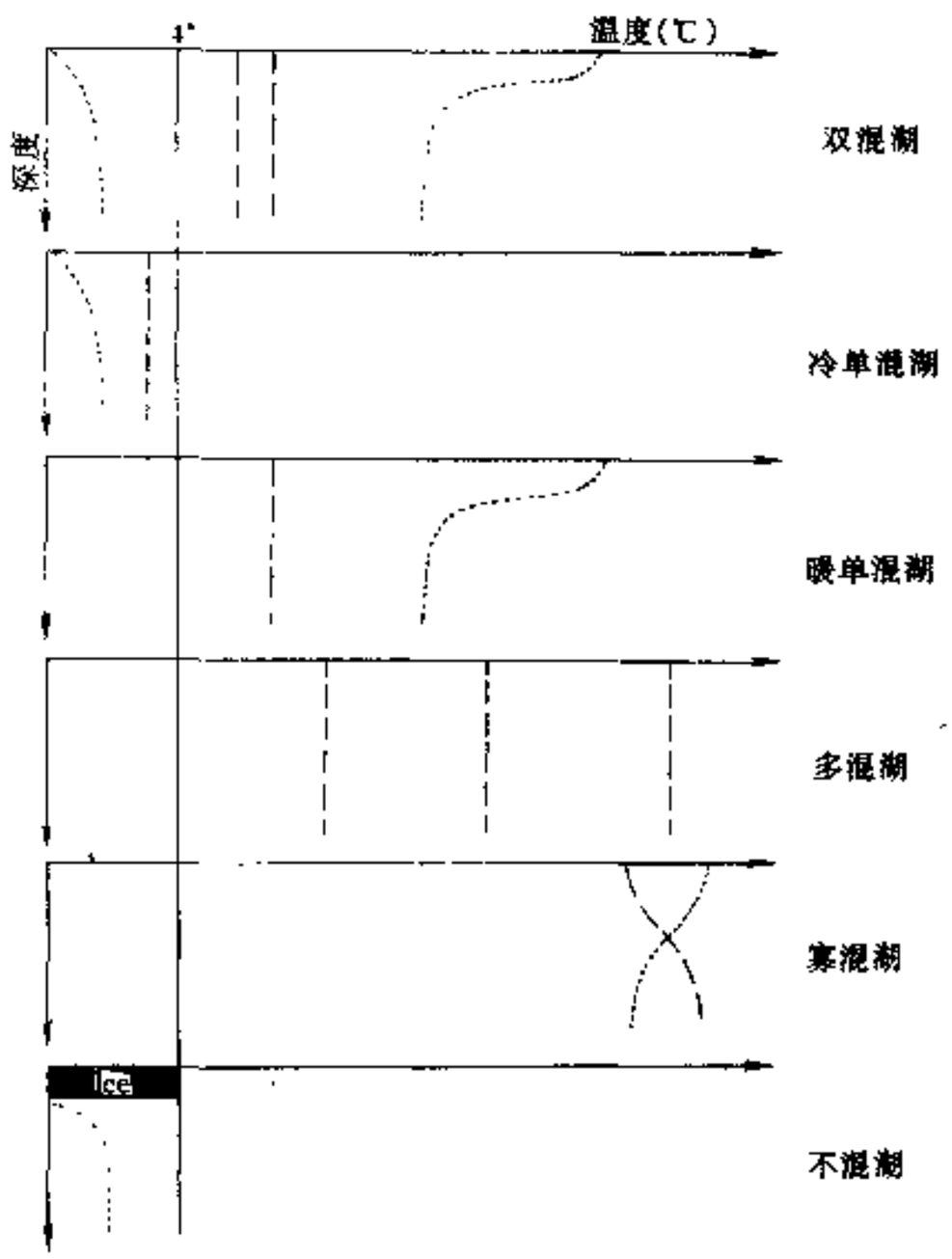


图 5-4　湖泊按热学状况分类

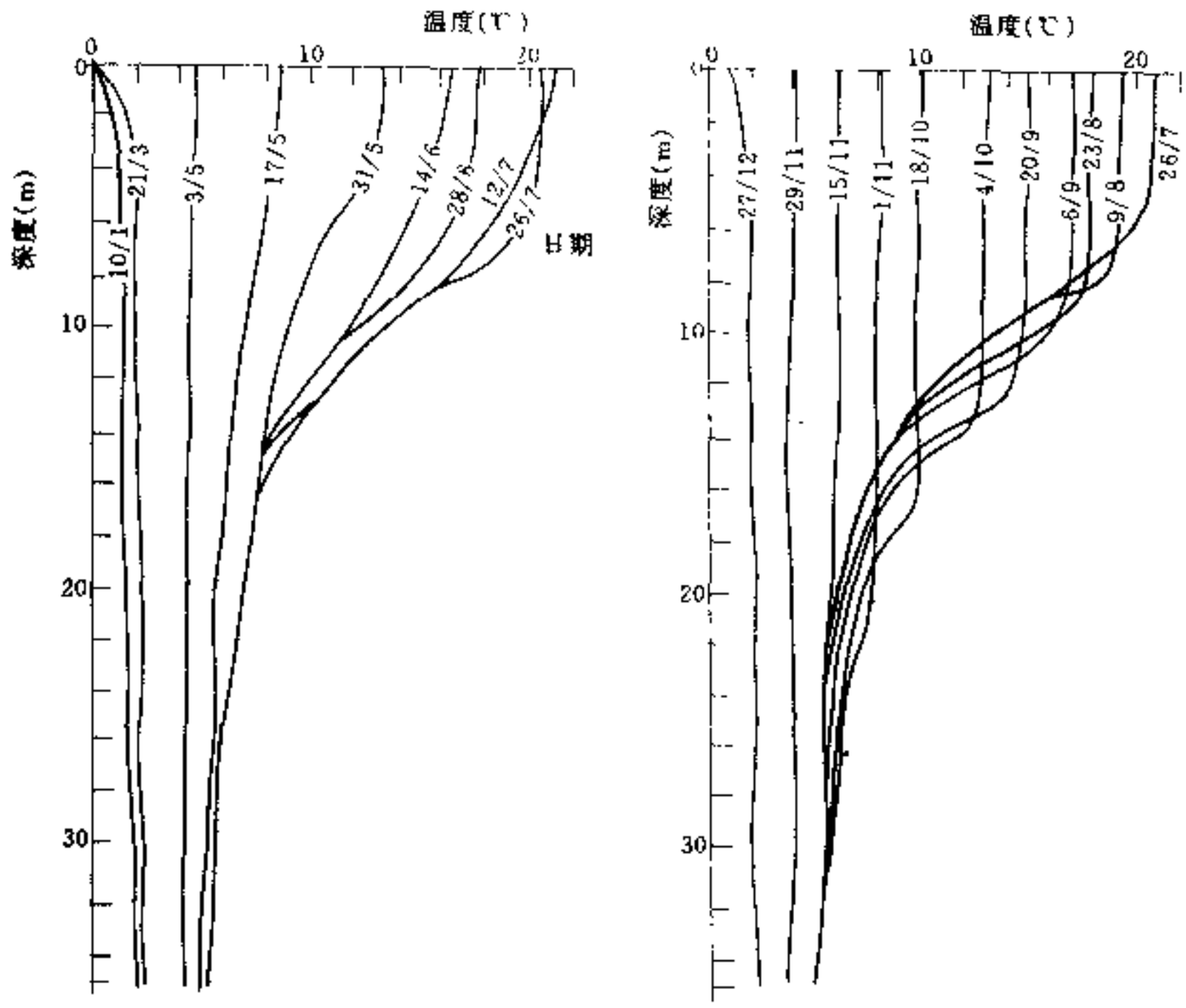


图 5-5　双混湖的分层和混和

部分时间有冰盖，混和只发生在冰盖融化之后。

(3) 暖单混湖(Warm monomictic lakes)。出现在亚热带山区，以及受海洋气候强烈影响的温带地区，混和只发生在年内气温超过 4℃的湖泊。

(4) 多混湖(Polymictic lakes)。发生在由于频繁变换风向和昼夜温差大，因而在季节温度变化很小的地区。这类湖泊具有频繁的循环和混和周期，可分为温度在接近 4℃时循环的冷多混湖和在较高温度时循环的暖多混湖。淡水湖泊多属于多混湖。

(5) 寡混湖(Oligomictic lakes)。常常出现在热带地区，水温在 4℃以上，混和很罕见或不规则。

(6) 不混湖或永冻(Amictic lakes)。在高纬极地区常年封冻，不循环也不混和，冰盖下湖水温度通常小于或等于 4℃，取决于河床或太阳辐射的热量。

此外，还有局部混和湖、全混湖等。局部混和湖(Meromictic lakes)湖水水柱不是全混和，在热带地区大部分深水湖属于这种类型。全混湖(Holomictic lakes)顾名思义是水温完全混和。上述按热学状况的分类主要受气温控制，因而与纬度的高程有关，见图 5-6。

四、湖泊的营养分类

按营养状况进行湖泊分类早在 20 年代就已开始。湖泊的富营养化过程是和湖水中有机质的生成有关，这个过程也叫自营养生产。

富营养化的过程源自于湖泊内部的有机质由初级生产者所造成的自营养物，即光合植物和藻类。营养物由外部进入湖中，或由于有机质腐败形成的内部再循环，以及底泥的分解。富营养化的成因和影响见图 5-7。浅水湖的富营养化是通过巨型植物的生长而显现出来的。湖中营养物的有效利用取决于众多因素相互作用而形成的生长条件及生物

总量。

浮游植物被浮游动物食用而后者又被鱼类所捕食，由此组成了湖泊的碳转化系统，其效率取决于两个因素：由初级生产者创造的生物量和物种的组成(食草的效率和鱼的数量质量)。

富营养化对水质十分有害，见表5-4。有害的影响还来自于未被充分利用的含有高营养成份的浮游植物。藻类没有有效地被食草和浮游动物所食用，往往造成水藻蔓延泛滥。

按营养程度，湖泊可分成以下几类：

(1) 寡营养湖(Oligotrophic lakes)。初级产品和生物量低下的湖

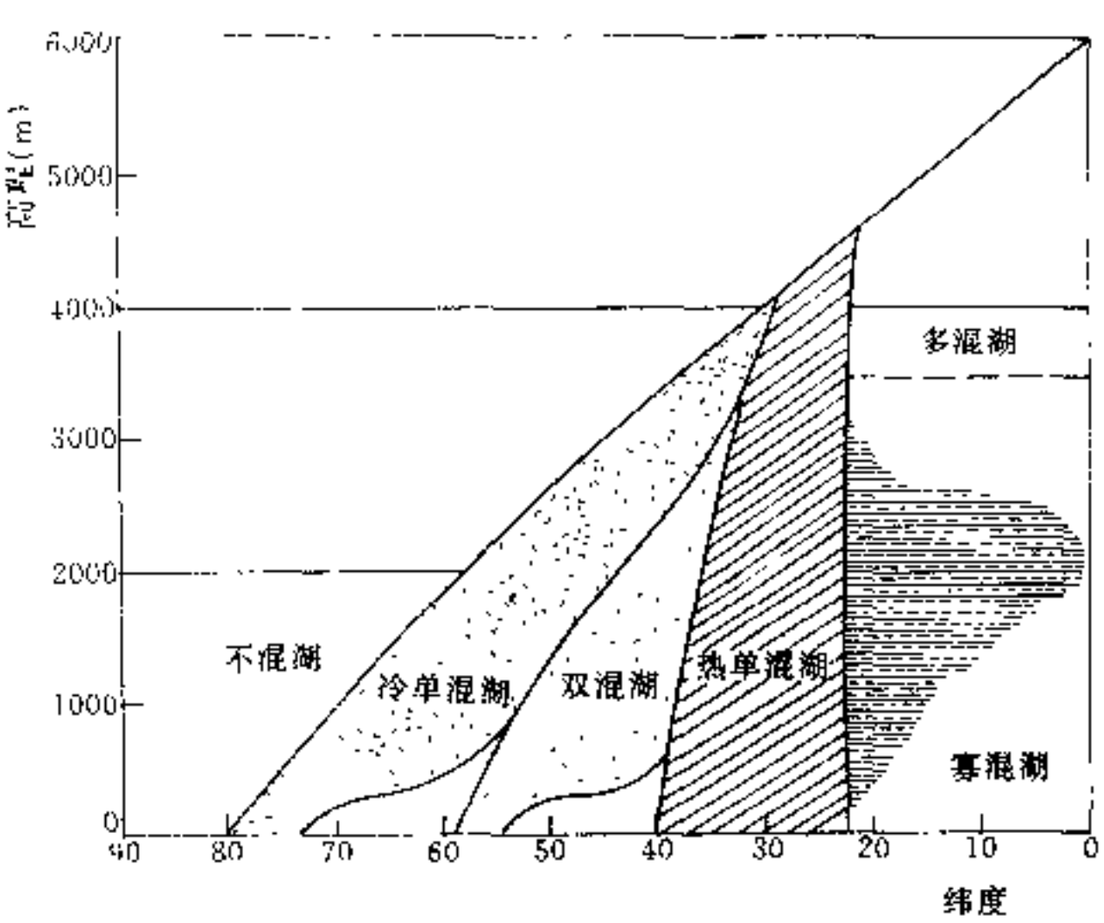


图 5-6 湖泊分类与纬度和高程的关系

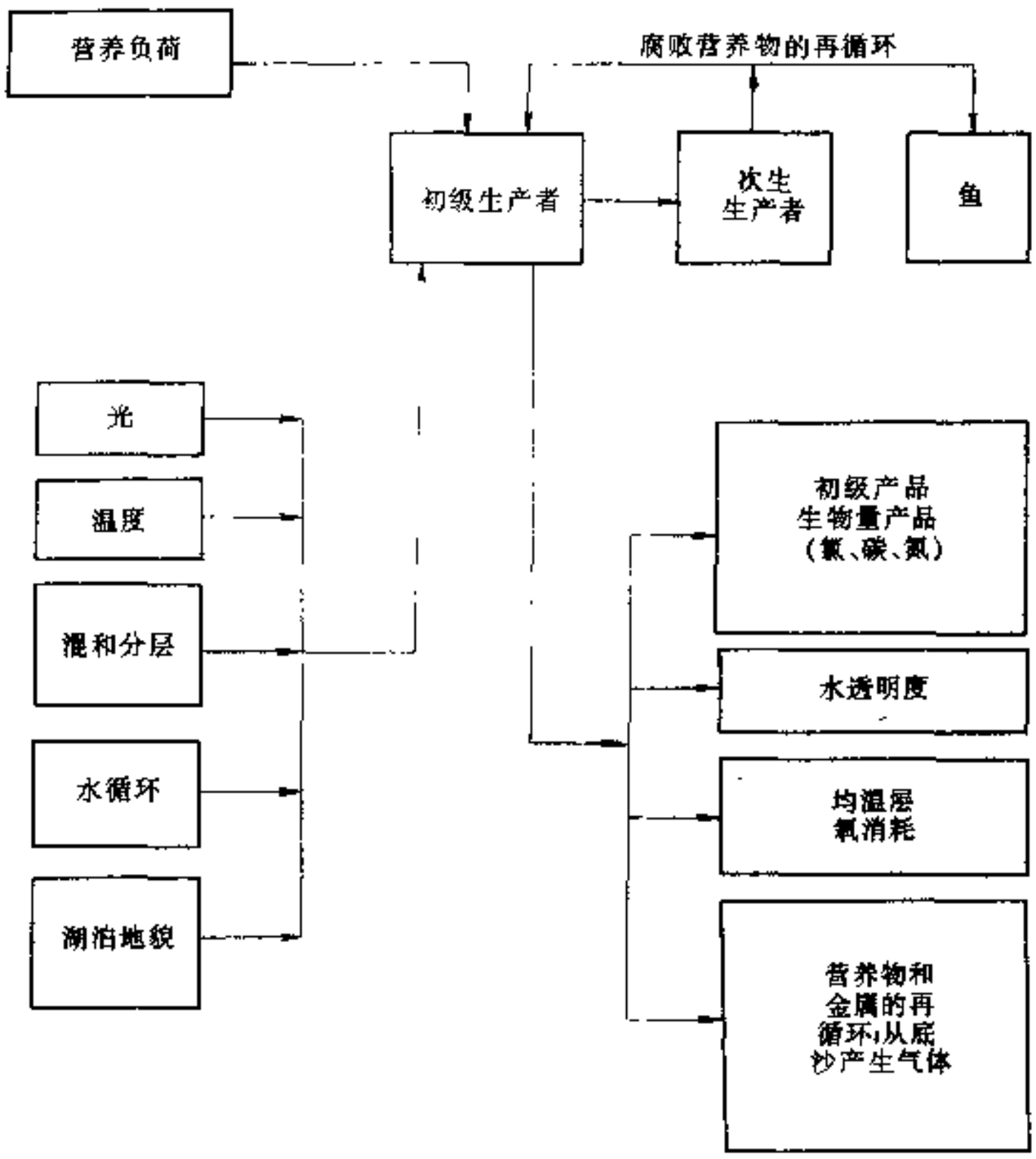


图 5 7 富营养化原因和影响

泊，营养物(N 和 P)的浓度也低。在温带地区，鱼类一般以鲑鱼和鳟鱼为主。这类湖泊趋向于整个水柱从上往下 O_2 都达到饱和，营养特征见表 5-4。

表 5-4　　湖泊营养状况特征

判定指标	寡营养湖	富营养湖
1. 植物营养元素(N,P)浓度	“营养不良”；植物所需的营养元素浓度甚低	“营养充足”；植物所需的营养浓度甚高
2. 有机物质富集	有机物质浓度甚低	不论湖内自生或从环境输入，有机物质浓度甚高
3. 生物生产力通常是光合作用下合成的浮游植物	低生产力—因营养元素浓度甚低，浮游植物甚少，初级生产力<150g 有机碳/m^3/a；叶绿素A 的浓度<3μg/l	高生产力植物浓度甚高，特别是浮游植物(绿藻和兰藻)以及大型着根植物；初级生产力>250g 有机碳/m^3/a；叶绿素A 的浓度>6μg/l
4. 湖深和容积	深度和容积甚大(>15m)	湖浅，容积甚小(<15m)
5. 水的物理指标	清洁，浅兰色，可视深度大于5m	浊、暗色，可视深度小于3m
6. 夏季时均温层的氧	湖下层溶氧浓度足够、大于饱和值的50%	由于分解有机物时生化需氧量甚高，而使湖下层的溶氧耗尽，在分层后溶氧浓度<1mg/l
7. 湖底生物	品种繁多的水生动物，深水鱼类有白鱼，鳟鱼	只能生存能忍受低溶氧的底栖生物，无深水鱼
8. 底泥	砂质，无机成分为主，氮含量较低	富含有机物的粘泥，含氮量甚高
9. 实例	苏必利尔湖(美国　加拿大) 休伦湖(美国—加拿大) 日内瓦湖(瑞士) 大熊湖(加拿大) 大奴湖(加拿大)	西伊列湖(美国) 罗伽诺湖(瑞士—意大利)

(2) 中等营养湖(Mesotrophic lakes)。中等营养的定义不如寡营养或富营养湖那么贴切，通常认为是寡和富之间的过渡状态。在温带地区，鱼一般以白鱼和鲈鱼为主。在夏季温水分层时，均温层(hypolimnion)和 O_2的浓度下降。

(3) 富营养湖(Eutrophic lakes)。营养物浓度和生物量高的湖泊，透明度一般较低，在温带地区，鱼的种群主要是鲈鱼、鳊鱼和鲤鱼。这类湖泊往往表现出不利于水的利用的特征。在夏季分层时，均温层(hypolimnion)的O_2的浓度往往低于1mg/l。富营养湖的特征见表5-4。

(4) 超营养湖(Hypereutrophic lakes)。是指营养物浓度达到极端值的湖泊，生物量也十分高。在温带地区，鱼种主要是鳊鱼和鲤鱼，夏季湖水分层时，均温层缺氧十分严重甚至完全缺氧。水的利用受到严重的限制。

(5) 营养障碍湖(Dystrophic lakes)。这类湖泊富有有机质，为腐殖质和茶色酸，一般都是从湖泊外面注入的。

各类湖泊的营养物水平、生物量和生产量见表5-5。

表 5-5　　各类湖泊的营养物水平，生物量和生产量

湖泊分类	平均全磷 (mg/m^3)	年平均叶绿素 (mg/m^3)	叶绿素最大值 (mg/m^3)	年平均透明度 (m)	最小透明度 (m)	最小溶氧饱和度 (%)	主要鱼种
极贫营养	4.0	1.0	2.5	12.0	6.0	<90	鲢、鲑、白鱼
寡营养	10.0	2.5	8.0	6.0	3.0	<80	鳟、鲑、白鱼
中等营养	10～35	2.5～8	8～25	6.0～3.0	3.0～1.5	40～89	鲈、鲈鱼
富营养	35～100	8～25	25～75	3.0～1.5	1.5～0.7	40～0	鲈、鳊鱼
超营养	100	25.0	75.0	1.5	0.7	10～0	鳊、鲤鱼

第四节　湖泊富营养化

一、成因

富营养化是生物对于营养物过多地进入湖水的反应，称之为湖泊富营养化。生物量的增加产生了不利于水的利用的影响。Megbeck等强调指出：富营养化是一个自然的过程，在很多地表水体中，这个过程导致高生物量的产品，造成很高的鱼产量。富营养化的原因是人为加速或人为引起的超过自然状况的营养物的变化。这种人为诱发的变化可能在任何水体发生，包括海岸带。富营养化的进度和影响是由气候作媒介的，热带和亚热带的湖泊比寒带地区的冷水湖影响更为严重。

湖水中营养物的浓度来自于外部(流域)的输入。最终的生物量取决于供生长季节所需营养物的积累，自然界水体中碳、氢、氧等元素能满足水域中藻类生长的需要，而氮和磷成为藻类大量繁殖生长的限制因素。在任何湖泊系统，被消耗掉的营养物都是有限度的。Megbeck 等认为：在 N/P 的比值大于7～10的湖水中，磷是限制性因素，而在 N/P 的比值小于7的湖水中，氮则是限制性因素。

图5-8是英国 Windermere 河中可溶性活性磷，总磷和氮相对于初级产品(以叶绿素表示)的季节变化。从图中可见从4月到9月是初级产品生长的季节，这个时期可溶性活性磷和氮明显减少，可溶性活性磷的最大浓度从16mg/l 迅速减少到零，说明湖水中植物的生长受到磷的制约。

湖水中透明度的变化是由于矿物质浓度增加或植物生物量增大导致混浊度的增大所致。矿物质之所以增加是由于混浊的入流携带着相当多的流域侵蚀物质和底沙被波浪再掀起，还由于湖泊波浪拍击湖岸而造成的湖岸侵蚀。

高产量的初级产品之后，接着浮游植物的死亡、定居、腐烂和沉积到湖泊底沙中。据计算，每克矿物有机质和干重的物质在腐烂过程中，耗用1.5～1.8g氧。氧从水中取得，因此在富营养化的条件下，均温层(hypolimnion)中的氧被消耗殆尽。在供水水库中，均温层中氧的耗尽是一个非常严重的问题。有些品种的浮游生物，还给水带来了怪异的嗅和味觉。此外，在水—沙交界面上，氧的耗尽和迅速降低，使铁、锰和其它痕量元素从底沙中再分离出来。

美国明尼苏达州 Mendota 湖泊中不同水深处溶解氧呈明显的季节变化。在深层水处，4

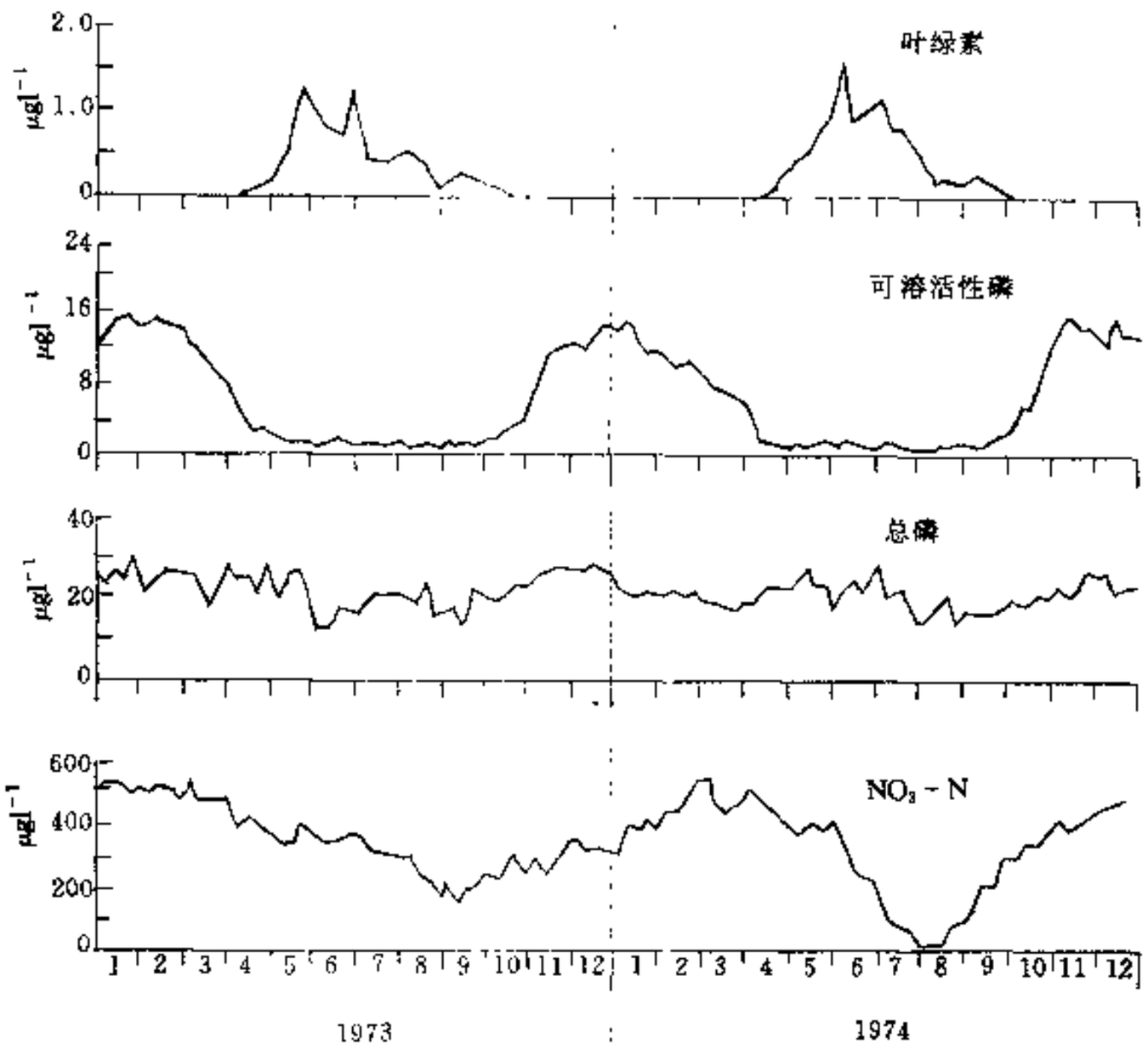


图 5-8 叶绿素的营养物的季节变化

月份伴随着初级产品的开始，氧逐步下降；从7月份到10月份在均温层处最低值不到1mg/l。直到10月份后期，伴随着湖水的翻转和完全混和，才开始充氧。在很多湖泊中，氧往往被完全利用，从而均温层变得缺氧。一个典型的例子是伊利（Erie）湖的中心湖盆处由于60年代均温层的严重缺氧，导致了北美的大湖在1972～1981年10年期间大规模地清理和控制磷的治理活动。

深水层中氧的耗尽和缺氧的开始，导致磷和其它元素从湖底底泥中再输移。研究指出，当均温层缺氧时，随着氧化还原作用的加强，锰(Mn)也从底泥中释放到均温层，再其次是铁和磷的同步释放，三价铁(Fe^{3+})还原为可溶性二价铁(Fe^{2+})也导致磷的释放。在缺氧的条件下磷被铁和锰的氧化物所吸收，其它元素也释放到湖水深层处，淡水在缺氧的条件下，生成了大量的气体。在缺氧的水中，氮通常以NH_4^+的形式出现。随着大多数降价的形式(Mn^{2+}，Fe^{2+}，H_2S，CH_4等)，以及NH_4^+的出现会严重地影响水的利用，特别是不能作为饮用水。

磷释放到均温层，通常发生在氧消耗期间的深层水中。当湖水翻转而水体再充气时，磷在整个水柱中混和，吸附在铁的氢氧化物和氧化物的细颗粒上并沉降到湖底。这种由底泥再生的磷对水藻的生长和循环是有益的。

二、我国湖泊的富营养化

表5-6是根据我国34个主要湖泊近期(1978～1984年)的调查分析，表明目前处于贫—中营养、中营养状况的湖泊有15个，占调查湖泊总数的44.1%，占调查湖泊总面积的

60.8%；中—富营养状况的湖泊为10个，占调查湖泊总数的29.4%，占调查面积的37.6%；已达到富营养和超营养程度的湖泊有9个，占调查湖泊总数的26.5%，占调查湖泊总面积的1.5%。虽然富营养化污染的湖泊水域的面积占调查的很小一部分，但它们都濒临近于大中城市，在国民经济中占有重要位置，危害严重，见表(5-6)。

表 5-6　　我国主要湖泊营养状况分类统计

湖泊营养类型	贫-中营养	中营养	中—富营养	富营养	超营养
湖泊个数	7	8	10	7	2
占评价个数的百分比(%)	20.6	23.5	29.4	20.6	5.9
湖泊面积	5870.8	3912.5	9134.1	66.95	7.31
占评价面积的百分比(%)	24.1	16.7	37.6	1.5	0.003

湖泊中营养物质的来源是广泛而大量的，有生活污水(有机质、洗涤剂)，以武汉东湖为例，来自生活污水中的磷、氮量已分别占到湖泊总负荷量的3/5和1/2，成为湖泊水体中磷、氮的主要来源之一；有工业废水，直接或间接排入湖泊的工业废水，也给湖泊营养物质的负荷带来极大的影响，江苏太湖地区的一些化肥厂排出的废水总氮含量可高达30～400mg/l，分别高出湖水浓度数十倍到数百倍；有湖面降雨(雪)和径流的带入，存在于大气中的氮，磷等营养物，经降雨或降雪的淋洗，其量也相当可观。太湖湖面降水的总氮和总磷含量分别为1.5mg/l和0.103mg/l，均高出湖水的平均浓度。降雨(雪)到达地表后，所汇集的湖泊流域的地表径流，带着大量的营养物质包括化肥和农家肥入湖。下渗水流也往往通过地下水将岩层或土壤中的氮、磷营养物带入湖泊；此外，还有养殖投饵和动物排泄粪便的带入。

据全国18个有代表性湖泊的测算，随着湖区国民经济的发展和人民生活水平的提高，每年排入湖泊中的营养物质不断增加，因此，湖泊水质富营养化的污染程度，也将会出现日益加重的趋势，到本世纪末，被调查湖泊的绝大多数，其富营养化程度将有进一步加重的趋势，见表5-7。

表 5-7　　我国部分湖泊富营养化发展趋势预测

时间 / 污染程度 / 湖泊名称	80年代初	1990年	2000年
南京玄武湖	富营养化	富营养化	重富营养化
石河子蘑菇湖	富营养化	重富营养化	重富营养化
昆明滇池	富营养化	富营养化	富—重富营养化
武汉东湖	富营养化	富营养化	富—重富营养化
杭州西湖	富营养化	富营养化	中富营养化
太湖(鼋头渚湖区等局部水域)	中富营养化	中富营养化	富营养化
巢湖(施口湖区局部水域)	中富营养化	中富营养化	富营养化

阳澄湖是苏州市的重要水源，近期由于城区综合污水量流入湖内，加上环湖农田大量使用含磷肥料，总磷浓度超过了湖泊水的水质标准，造成了阳澄湖水源的富营养化。夏季

湖中的浮游藻类大量繁殖，出现“水华”，严重时曾发生藻类堵塞水厂进水口，致使水厂被迫停产。沿水植物几乎复盖整个湖底，并长到水面，影响航行。强烈的光合作用，使这些绿色植物大量汲取水中的二氧化碳，使湖水 pH 值上升，最高值达9.5，水质呈明显的碱性。

1985年我国东江水生生物资源的调查表明，东江干流上已建的水电枢纽已经对藻类种群结构产生了影响。与1981～1982年相比，贫营养水体的金藻门近乎为零，隐藻门下降至1.39%，贫中营养性的裸藻门和硅藻门分别上升为5.50%和56.82%，蓝藻门上升也较高，达到27.76%。藻类种群结构的变化表明，已建水库群使东江原来的贫营养水体变成了贫中营养—营养水体。

我国一些重要湖泊的营养状况分类如下：

1）严重富营养型湖泊。主要有滇池草海，东湖，西湖及南湖。

2）富营养型湖泊。主要有南四湖，岱海。

3）中—富营养型湖泊。有太湖、洪泽湖、巢湖、淀山湖、松花湖、异龙湖、呼伦湖等，占我国湖泊的比例较大。

4）中营养型湖泊。主要有鄱阳湖，洞庭湖、布伦托海、镜泊湖等。

5）贫—中营养型湖泊。主要有洱海、黄旗海、天龙天池，青海湖等。

6）贫营养湖。主要有抚仙湖。

归纳起来，重富营养型和富营养型湖泊，大多局限于大城市近郊的一些小湖，它们由于城市污水和工业废水的大量流入，使湖内磷、氮日渐积累，藻类迅速繁殖，造成水质感官性下降，影响了湖泊多种功能的发挥。

我国湖泊水质营养类型划分采用表5-8所示的标准。

表 5-8　　湖泊物质营养类型划分标准

水质参数 / 营养类型	耗氧量 (mg/l)	总氮 (mg/l)	总磷 (mg/l)	透明度 (m)
极度贫营养	0.12	0.02	0.0009	27.0
贫营养	0.48	0.08	0.005	8.0
贫—中营养	0.96	0.16	0.010	4.4
中营养	1.80	0.31	0.023	2.4
中富营养	3.60	0.65	0.050	1.3
富营养	7.10	1.20	0.11	0.73
重富营养	14.0	2.30	0.25	0.40
严重富营养	27.0	4.60	0.56	0.22
异常富营养	54.0	7.10	1.23	0.12

第五节　湖泊的污染物

一、污染物来源

关于杀虫剂 DDT 能抑制美国密歇根湖的鲑鱼孵化的发现，导致了70年代禁止使用 DDT 的规定。随后关于金属和有机污染物具有毒性及环境循环的发现也导致了很多环境管

理策略的实施。这些湖泊的水质管理策略要求提供有关的信息，如湖水中有无金属或化合物的含量，水中、泥沙的水生物中污染物的浓度；不符合水质要求的湖水面积的空间分布以及浓度随时间的变化等。这些问题首先涉及到湖水中污染物的来源。

湖水中有毒污染物通常是人为造成的。因为有些地区，虽然天然的岩石基底也会形成高含量的有毒金属，但很少形成危害人类健康的问题。因此，风化、输移和沉积的过程十分缓慢。但是人类活动，如采矿和制造业，造成天然无毒的侵蚀率剧烈增长或者改变了天然元素的化学形式，使浓度达到了对水生生物和人类有害的水平。有机化合物合成和生产并不是天然的物质，它们在生产、运输和应用的过程中，对环境来说，是损失的直接扩大化。

进入湖泊中污染物有多种途径，包括：直接的点源污染，如城市和工业的废水排放；农业方面污染，如从农田的冲蚀和土壤侵蚀带来了除莠剂和杀虫剂等农药；分散的城市污染源，如城市街道、城郊环境园林、工业地区和仓库的冲洗等；废物处理，如工业废物处理场和城市垃圾堆放场的污染物和输移；河流，如溶解于水中和吸附在颗粒上的污染物随河水进入湖泊；地下水源，如被点源或面源污染的地下水进入湖泊；大气源，包括大气污染物直接沉积到湖面，及经过大气污染物循环和地表侵蚀的二次循环等。

二、湖泊负荷

在上面讨论了磷的问题，即控制磷的输入以达到符合湖泊一定生产量水平所容许的浓度。有毒物质的管理也采用了类似的哲理。

湖水及其泥沙中污染物的浓度即湖泊浓度是分布在湖泊中的污染物负荷(单位时间和质量)的结果。这个结果定义为湖泊负荷(loading)，以单位体积的质量，或单位时间的面积计。

湖泊负荷和污染物负荷在概念上是不一致的。试想以下两种情况：

1）大的河水容积×低的污染物浓度＝湖泊高负荷而河水的低浓度＝湖泊缓慢地恶化，即

$$10^9 m^3/d \times 10^{-3} g/m^3 = 10^6 g/d$$

2）小的河水容积×高的污染物浓度＝河水的高浓度而湖泊的低负荷＝对河流有害的，即

$$10^4 m^3/d \times 10^{-2} g/m^3 = 10 g/d$$

对情况1)，河水低浓度，对河中生物将影响，但是湖泊高负荷使湖水水质变坏，对湖水生物恶化有长期性影响。在情况2）时，河水高浓度，河水生物受到真正的影响，但湖泊的低负荷不会出现整个湖泊的恶化。

控制措施通常只对于河水高浓度、湖水低负荷的情况2)，而不考虑河水低浓度但湖泊高负荷的情况1)，但实际上后者却真正代表了一种十分糟糕的湖泊水质情况。这可以用北美尼加拉河注入安大略湖泊例子来说明，见表5-9。

表5-9

尼加拉河多年平均浓度	流入安大略湖的年负荷	尼加拉河多年平均浓度	流入安大略湖的年负荷
$1 g/m^3$	26380t	$1 \mu g/m^3$	26.38kg
$1 mg/m^3$	26.38t	$1 ng/m^3$	26.38g

据 Swain 估计，对于安大略湖上层的捕食性鱼类，为了达到在鱼的组织中只含有25μg/g 的四氯化钠二苯(TCDD)，湖泊负荷只能容许5g/d。为了取得合适的湖泊的负荷，必须进行有效的质量平衡。北美安大略湖泊的质量平衡的实例见表5-10。

表 5-10　　安大略湖的铅质量平衡

组　成　部　分	输　入 (t/a)	未输入的 (%)	沉积及输入 (t/a)
积累在泥沙中			
尼加拉河口悬浮固体(沙)	534		
其它河流的悬浮固体	176	69.6	
所有河流的溶解质	195		
岸线侵蚀	50	3.8	
挖掘的丢弃物	65	5.0	
大气输入(化学沉降)	280	21.6	
悬沙出流			547
溶质出流			207
总数	1300		1479

从表5-10可见安大略湖中铅的主要来源是河流冲刷过程和大气的化学沉降。主要负荷来自尼加拉河，它源出伊利湖，从伊利湖进入尼加拉河的铅，据估计是496t，而从尼加拉河进入安大略湖约为754t，说明从其他来源进入安大略河的铅是258t。可见，质量平衡关键是减少从伊利湖进入尼加拉的负荷。

三、污染途径

在湖泊中，污染物沿着与化学元素或化合物密切有关的一系列物理、化学和生物的路径运动。溶于水中的元素和化合物随着湖水的物理循环而输移。在最简单的情况下，污染物在湖水中混和，在长达几个小时到几十天不等的湖泊的换水周期内消失。具有漫长的换水周期的湖泊遭到污染是一种十分严重的条件，因为这种治理活动只能十分缓慢地减少或消除水中的污染物。

湖水中可溶性元素的分布实际上要复杂得多，高负荷或高浓度的输入直接影响到湖泊的边缘。污染物向湖水的消散受制约于扩散机理。湖流和湖水运动受风速和风向的影响，而直接影响到湖水换水周期和可溶性元素分布的其它因素，和湖水分层有关。当温暖的河水注入分层的湖水后，可溶性元素很快混和，因为温变层只是湖泊水体中的一小部分，加速了混和和翻转时间。消失的速度可以考虑成为温变层体积除以湖水分层期间河水注入的流量。相反，当河水在秋季冷却时注入，可能发生在均温层(湖水下层)内部分层，或者以深层水的形式直接进入均温层的深处。这种情况下混和过程进展飞快，消失期可能延伸得十分长。对水库而言、泄水孔的位置可能加速或迟缓可溶性化合物的迁移，这取决于水库水体的热学结构。

最有毒的痕量元素和其他很多低溶解度的有机质污染物。如多氯联苯(PCB_s)、二氯联苯、二氯乙烷(DDT)等，往往被无机质或生物的颗粒所吸附。它们的分布和消失是伴随着泥沙的分选和沉积过程，后者是湖水的循环，波浪运动的结果。

化合物的各种特征不仅决定了污染路径，而且说明了在湖泊的那个部分(水、沙或有机质)能发现污染物。作为一般规律，毒性与可溶性成反比关系，可溶性越大，毒性越小。不少有毒元素和化合物往往被颗粒吸收或消除，以及通过泥沙过程，全部或部分地输移掉。

决定有毒元素从湖水中消失速率的最终因素是元素自身的持久性。有机化合物以恒定的速率衰败，这取决于湖水的物理—化学条件。化合物可能被破碎，也可能转化为其它形式，即 DDT→DDD 或 DDE。在一定的情况下，腐败物和代谢物可能比原化合物毒性更大。

第六节　湖泊酸化

对淡水湖泊来说，最重要的问题之一是带有酸性矿物质的酸雨和颗粒在湖面的沉降，从而造成湖水逐渐酸化。这是世界上一些特殊地区的湖泊的特征。酸化现象的发生，一般需要两个条件：湖水是软水，即低的硬度、电导度和溶解盐；遭受富于硫酸(H_2SO_4)和氧化氮(NO_2)(产生硝酸)的沉积物的沉降如酸雨。由于从流域上汇入的溶解盐湖泊都具有对酸的一定程度的缓冲容量，在无碳酸盐的流域，例如结晶岩或石英砂岩的流域，缓冲能力迅速耗尽，游离的 H^+ 使湖水逐渐酸化。Jehries 等把湖泊对酸化的灵敏度用酸中和能力(ANC)来表示：

ANC＝Σ 基本阳离子(Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^+、K^+)　Σ 强酸的阳离子(SO_4、NO_3、Cl)

对加拿大东部的湖泊，Jeffy 定义为：

ANC≤0——酸化

ANC＝0～40μeq/l　　十分敏感

ANC＝40～200μeq/l　　敏感

ANC＞200μeq/l　　不敏感

湖水的酸化以及湖盐酸淋滤，使铁、锰和铝与氧化物水解，从而把对水生物有毒的痕量元素释放出来。在泥沙表面的铝溶解于酸化水，对鱼类特别有害，因为氯化铝沉淀在鱼鳃的线状体上造成窒息而死亡。

湖泊酸化现象多发生在大量使用矿物燃料和工业化国家，特别是美国东部、加拿大、中欧和北欧。据估计，未来有可能发生在中国、亚洲、非洲和其他工业化地区。

酸雨破坏了欧洲4000多个湖的生态，使之成为死湖，其中挪威受害最甚，约80%的湖泊遭到严重污染。美国工业高度集中在东北部地区，在那些酸雨猖獗的地区，湖泊中的鱼类濒临于绝迹。北美是酸雨危害最严重的地区之一，自60年代就发现酸雨使湖鱼显著减少，70年代以来加拿大安大略省，每当雨后或溶雪时，就接连发生湖面大量鱼类飘浮的现象，目前该省已有4000个湖泊被酸雨污染到鱼类几乎绝迹的程度。魁北克省也有1300个湖泊的 pH 值正在迅速下降，无鱼湖泊不断增加。据加拿大环境保护部门调查，受酸雨影响的面积为120万～150万 km^2，安大略至少有48000个以上的湖泊受到酸雨的严重威胁，魁北克和大西洋沿岸各省的广大地区也有许多易受酸雨威胁的较大湖。表5 10中列举了安大略省西北一些软水湖 pH 极值变化情况。加拿大五大湖地区降雨的酸度常为正常值的几十倍。据统计，1980年进入北美大气环境的二氧化硫共2890万 t，氮氧化物为2110万 t，造成严重的水域污染。

表 5-11　　安大略省西北部软水湖 pH 极值变化

湖名	pH 值		湖名	pH 值	
	1961	1971		1961	1971
Broker	5.8	4.7	O.S.A	5.5	4.3
David	5.2	1.3	Spoon	6.8	5.6
George	6.5	4.7	SunFish	6.8	4.4
Johnnie	6.8	4.8	Grey	(1959)5.6	4.1
Lumsden	6.8	4.4	Tuson	(1955)7.4	4.9
Mahzenazing	6.8	5.3			

第七节　湖　泊　盐　化

湖泊的盐(咸)化正变为越来越具广泛意义的湖泊水质问题。由于农业用水管理不善，湖泊盐(咸)化造成水资源的废弃。湖泊盐化的最简单道理就是水量平衡中输入大于输出，水量由高蒸发量来维持，造成盐分的不断积累，死海就是这样情况下形成的，含盐量达到300g/l。

含盐分的地下水的注入，形成湖泊的单混条件。在浅水湖，由于湖水混和导致湖水盐化成中等盐度的盐湖，海岸湖往往存在这样的条件，特别是超量开采地下水形成海水入侵的情况下尤其如此。短暂性的盐湖中咸的地下水可能是在风暴潮之后造成的沿海湖泊洼地地区的洪泛。

湖泊盐化通常是和水平衡失调以及过渡灌溉所造成的盐浓度的变化有关。陆地向湖泊引水有可能造成：①灌溉季节由于渗入地下及强烈的蒸散发，损失了水资源；②通过土壤下渗，水又回到湖泊或河流，含盐度增大。当两者结合时，发生了湖水的缓慢的盐化，然而当湖水过度利用时，盐化过程将加速进行。原苏联从阿姆河和锡尔河用于大规模灌溉，导致湖水位猛降，影响涉及灌溉、渔业和供水，以及由于高蒸发量而使湖水盐化。

第六章 地 下 水

第一节 地下水资源

充满在地面以下岩土孔隙、裂隙及溶洞中的水叫地下水。地下水是自然界水文循环的重要组成部份，也是工业、农业与人畜用水的重要水源。

中国从20世纪50年代开始，结合农田灌溉、工业用水、城市生活供水和山区、牧区人畜饮水对地下水利用的要求进行了全国范围的供水水文地质普查和地下水资源评价，为地下水合理开发利用提供了可靠的资料和数据。地下水开发利用主要集中在北方干旱、半干旱平原地区，其中辽河平原、黄河平原和海河平原地下水资源开发利用率较高；南方部分城市、东南沿海以及红土层和岩溶分布的缺水地区，也进行了少量地下水开采。中国1978年地下水年开采量达418亿 m^3，其中北方干旱、半干旱地区达410亿 m^3。地下水年开采量中，农业开采量达342亿 m^3，工业的达70亿 m^3，地下水开采量占全国水资源总开发利用量4770亿 m^3的8.7%。

地下水开发利用在其他国家也经历了一个发展过程。1951年印度开始大规模开发地下水，1965年井灌面积已增达1亿亩，1969年已超过1.64亿亩，约为总灌溉面积的30%。美国地下水开发利用量1940年为311亿 m^3，1975年增至1130亿 m^3，地下水占开发利用水量的比重，1940年为16.7%，1975年增至24.3%。据70年代中期资料统计，日本地下水占总开发利用水量的比重为20%，前苏联为24%，英国为25%，法国为33%；有些沿海国家如荷兰、以色列达66%和71%；而地中海岛国马尔他和位于西亚干燥高原的沙特阿拉伯高达100%，全部靠提取地下水资源。

人们往往对地下水在供水方面的作用估计偏低，根据常识认为地下水在干旱或半干旱地区很重要，而在湿润地区地表水却比地下水更为重要。其实地下水在任何地区都是重要的，因为地下水十分靠近用水处所，水质也好，只要稍加处理，甚至不加处理就可以饮用；加上开发成本低，易于实行阶段性开发，以便不断满足用水的需要。

以美国为例，大约50%的畜牧业和灌溉用水、40%的公共供水依靠地下水；在乡村地区96%的居民用水靠地下水源。不少大城市完全依赖地下水供给。在拉丁美洲、墨西哥城、利马、布宜诺斯艾里斯、圣地亚哥等大城市的供水中，地下水占了很大的比重。拥有二千万人口的墨西哥城，在附近的河谷地上，1000多眼深井供水占总供水量的95%。在欧洲同样如此，很多大城市供水中，地下水起了举足轻重的作用。表6-1是1988年欧洲一些国家地下水占饮用供水量的比重。在亚洲和非洲，大部分大城市利用地表水，只有农村利用地下水。

在两个特征上地下水水体与地表水显著不同：一是水流运动缓慢，水更新期远远大于地表水(见表6-2)，因此地下水一旦被污染需要几年、几十年，甚至几百年才能把污染物彻底清除掉。二是水和水中物质之间有物理—化学、化学的相互依赖性。地下水顾名思义是指地表以下所有的水，因此水质及其变化涉及地下岩土和水的特性以及两者之间的相互

作用。

表 6-1　　地下水占供水量的比重

国家名称	所占比重(%)	国家名称	所占比重(%)
丹　麦	98	荷兰	67
葡萄牙	94	卢森堡	66
德　国	89	瑞典	49
意大利	88	美国	35
瑞　士	75	西班牙	20
比利时	67	挪威	15

表 6-2　　水体的换水周期

	体　积		淡水体积 %	淡水体积（不含冰川）(%)	水更新期
	10^3km^3	%			
（水　体）					
海　洋	1，370	94			~1，000年
湖泊水库	0.13	<0.01	0.14	0.21	~10年
沼　泽	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1~10年
河　道	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	~2周
土壤水分	0.07	<0.01	0.07	0.11	2周~1年
地下水	60	4	66.5	99.65	2周~50，000年
冰　川	30	2	33.3		10~1，000年
大气水	0.01	<0.01	0.01	0.02	~10天
生物水	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	~1周
（流通量）					
大洋蒸发	425				
陆地蒸发	71				
海洋降水	385				
陆地降水	111				
入海径流	37.4				
冰　川	2.5				

第二节　地下水文情势

地下水水文情势是指地下水循环以及各种动态要素(地下水位、水量、水温和水质等)随时间与空间而变化的现象和过程。地下水循环是指降水或地表水对含水层的补给、径流及排泄的过程。地下水水文特征受气象、水文、地质、地貌、生物以及人类活动的影响，具有周期性、区域性和随机性的特点。

地下水的补给，径流与排泄，同含水层的水文地质条件密切有关。潜水的补给主要来自大气降水和地表水的下渗。水位高于潜水面的地表水体(如河流和湖泊)通过侧渗补给潜水。当承压含水层的水头高于潜水位时，承压水可越流补给潜水。潜水位的空间分布有高低起伏，因而在重力作用下侧向流动，以泉或渗出水的形式流出地表或流入地表水体中，是为水平排泄；潜水蒸发，亦称垂直排泄。承压含水层出露地面的部位，可得到降水、地表水下渗或侧渗补给。这个区域称承压水的补给区。补给区的地下水向承压区流动。若位于承压区上部的潜水面高于承压水面，则潜水可越流补给承压水。相邻承压含水层之间因压力水头的差异，也可以有越流补给或排泄。承压水最终可在地形低处流出地表或排入地表水体。地下水排入河流的水量构成河流的基流。

地下水水量是地下水的补给量、径流量和排泄量(包括人工开采量)的总称。除泉水流量和人工开采地下水量可在野外直接测量外，其余各量均需通过估算求得。

一、地下水起源

地下水来源于：①渗透水，指降水和地表水下渗补给形成的地下水；②凝结水，指大气中的水汽凝结成水下渗补给形成的地下水；在干旱、半干旱地区，由于昼夜温差大，水分易于凝结，这种水往往是地下水的重要来源；③原生水，指地壳深处熔融的岩浆上升过程中，分离出水蒸汽冷凝而成地下水，常常分布在岩浆活动与火山近代活动区，是地下热水的主要来源之一；④埋藏水，是指在海相沉积物形成过程中封存在沉积层中的海水(淡化或未淡化)；⑤脱出水，指含结晶水的矿物(如石膏、芒硝和蛋白石等)，在高温高压下，脱出成为自由水。渗透水是地下水最普遍最重要的来源，凝结、原生、埋藏、脱出水常与渗透水混合。

地下水的储存空间与地质结构有关，在地壳上部的岩石，不论何种类型、起源或年代，都具有空隙。不固结的颗粒状的物质中，孔隙是颗粒间的空间(图6-1*a*)。孔隙也由于压实和粘结而减少(图6-1*b*)。但固结的岩石中，空隙表现为裂隙，它一般具有固定不变的形状大小，但也可以由于溶解而扩大(图6-1*e*，*f*)。岩石中水的含量取决于岩石体积中空隙的百分数，即岩石的空隙率。孔隙中饱和水只有一部分能抽取和利用，当水位下降时，在重力作用下，一部分排出，另一部分水仍被表面张力和分子力所保持着。在重力作用下，从初始饱和岩石中排出的水体积与岩石体积之比叫作给水度，以百分数计，岩石孔隙度和给水度的典型值见表6-3。

地下水流动的难易程度取决于孔隙大小的配合和孔隙间联结的程度，定义为透水性。具有充满水的孔隙以及容易透水，并能开采出一定数量地下水的岩层叫含水层。对于任意含水层，区分出在孔隙水流和裂隙水流中以哪种水流为主，对于了解地下水开采条件，水污

染情况以及设计水质监测系统是十分必要的。

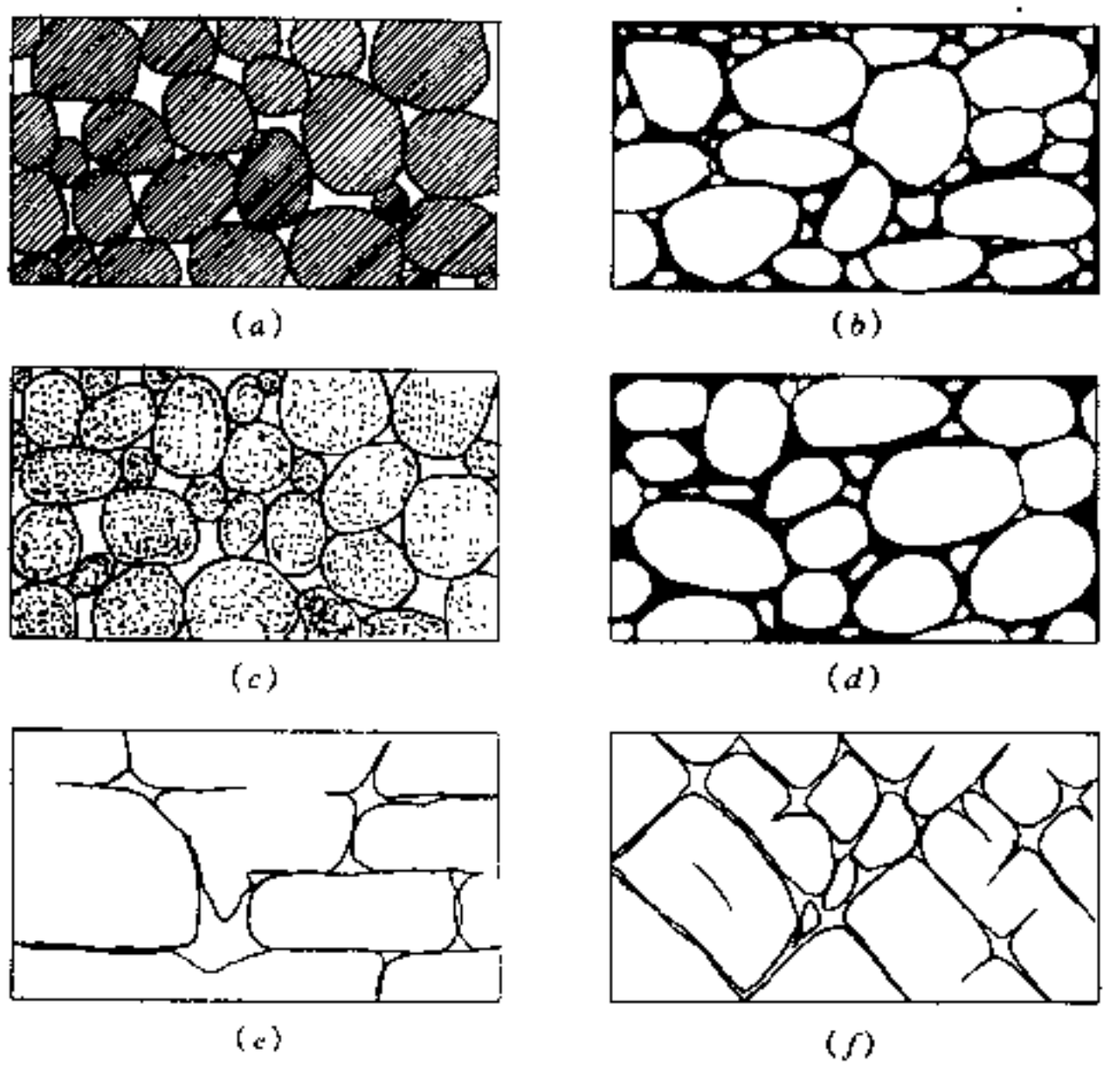


图 6-1　岩石构造和岩石孔隙

(a)分选良好的成层沉积，有高孔隙度；(b)分选不良的成层沉积，有低孔隙度；
(c)分选良好的卵石成层沉积，有高孔隙度；(d)分选良好的成层沉积，
由于空隙中粘结物孔隙度不大；(e)固结岩石，溶解形成空隙；
(f)固结岩石，破裂形成空隙

表 6-3　　孔隙度和给水度的典型值

材　　料	空隙度(%)	给水度(%)
(非固结沉积物)		
砂砾	25～35	15～30
沙	25～45	10～30
淤泥	35～50	5～10
粘土	45～55	1～5
沙和砂砾	20～30	10～20
冰碛物	20～30	5～15
(固结岩石)		
砂岩	5～30	3～15
石灰岩、白云岩	1～20	0.5～10
喀斯特石灰岩	5～30	3～15
页岩	1～10	0.5～5
泡状玄武岩	10～40	5～15
裂隙凝灰岩	5～30	2～10
凝灰岩	10～60	5～20
新鲜花岗岩和片麻岩	0.01～2	<0.1
风化花岗岩和片麻岩	1～15	0.5～5

地下水可分成包气带水，潜水和承压水三种，见表6-4。在靠近地表的土层中，孔隙部分被空气部分被水充填，叫包气带。其深度从零到几十米不等。在不饱和区，土壤、空气和水互相接触、互相影响。水往下运动速度极慢，一般小于10m/y。包气带的水更新期视厚度而定，其范围从零到几十年。在包气带以下，孔隙充满水，叫饱和带，如果水面停留在一定高程处，这个高程叫地下水位，它是饱和带的上界限。狭义的地下水只是对低于地下水位的饱和区而言。地下水分类见图6-2和表6-4。

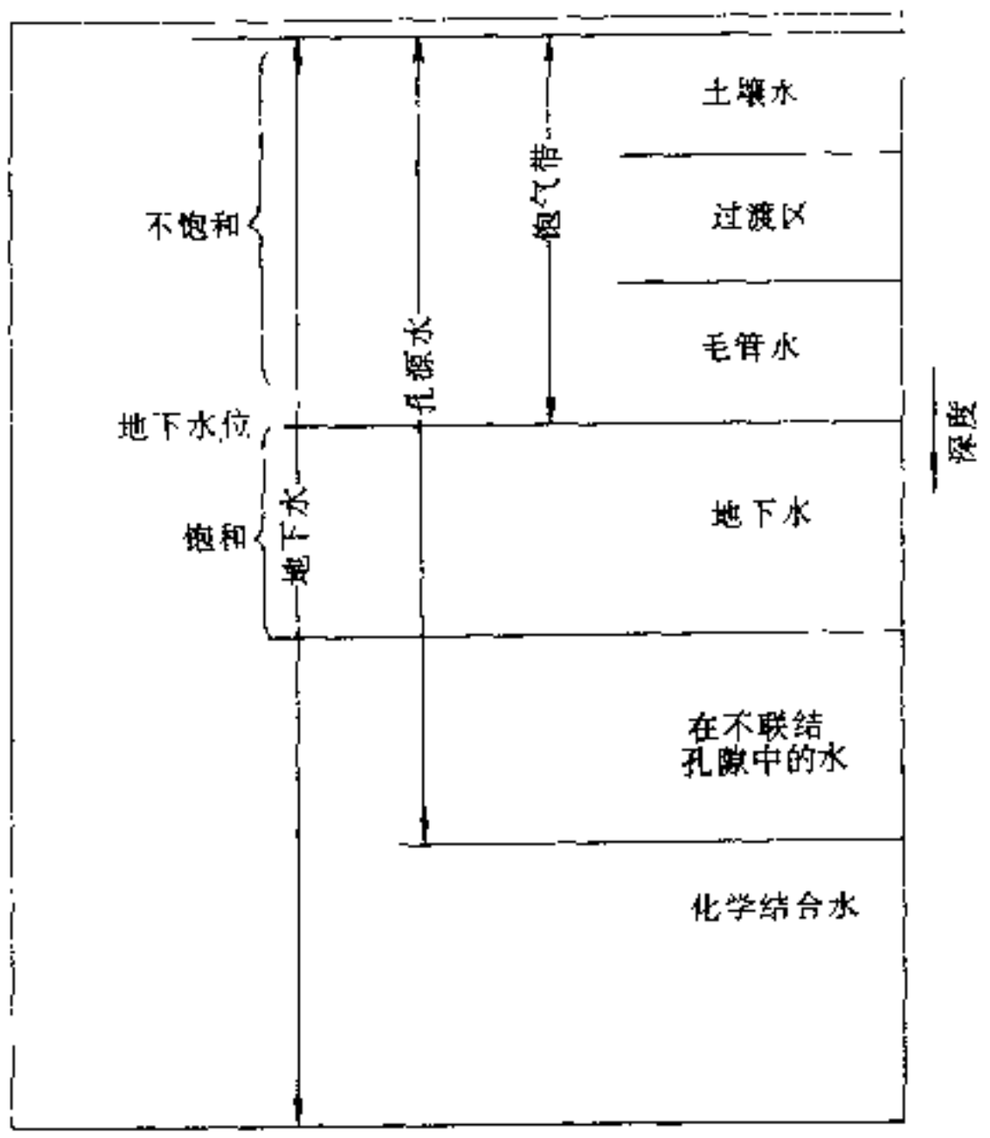


图 6-2　地下水分类

上界面是大气压的含水层叫潜水含水层(unconfined aquifer)，在含水层中，地下水位以下任意深度处的压力都大于大气压，以上的任意点，压力小于大气压。承压含水层(confined aquifer)是指处于两个隔水层之间的含水层。含水层中任意点的压力都大于大气压。如果挖掘水井穿过隔水层，水井水位将上升直到井水位与含水层压力达到平衡。设想把承压含水层中许多水井的水位都联结起来，这样的想象表面是承压水面(Potentiometric surface)，如果承压含水层中的水压力超过地面，水井将溢流，这种井叫自流井。两类含水层见图6-3。

表 6-4　　地 下 水 分 类

埋藏条件 \ 含水层空隙性质		孔隙水	裂隙水	岩溶水
包气带水	埋藏于潜水面以上包气带中	土壤水、沼泽水、上层滞水	基岩风化壳中局部隔水层以上的季节性水	可溶岩层中包气带局部隔水层以上的季节性水
潜水	埋藏在地表以下第一个稳定隔水层以上，具有自由水面的重力水	冲积层中水，坡积、洪积、湖积、冰积及海滨沙丘水	基岩上部风化裂隙和构造裂隙中的水，沉积岩层间裂隙水	裸露岩溶化岩层中的水
承压水	充满在两个隔水层中的地下水	松散岩层构成的向斜、单斜及山前平原自流斜地中的水	构造中向斜盆地及单斜岩层中层状、断层破碎带中的水	岩溶化岩层中的承压水

二、地下水运动

地下水在含水层中连续不断地从高水位向低水位流动的过程，称为渗透或渗流。渗流的空间称渗流场或渗透场。地下水的渗透过程，受透水层的性质、地下水的物理和化学性质以及人为因素的影响。一般以地下水面为界，划分为饱和带和非饱和带，这两个带中的

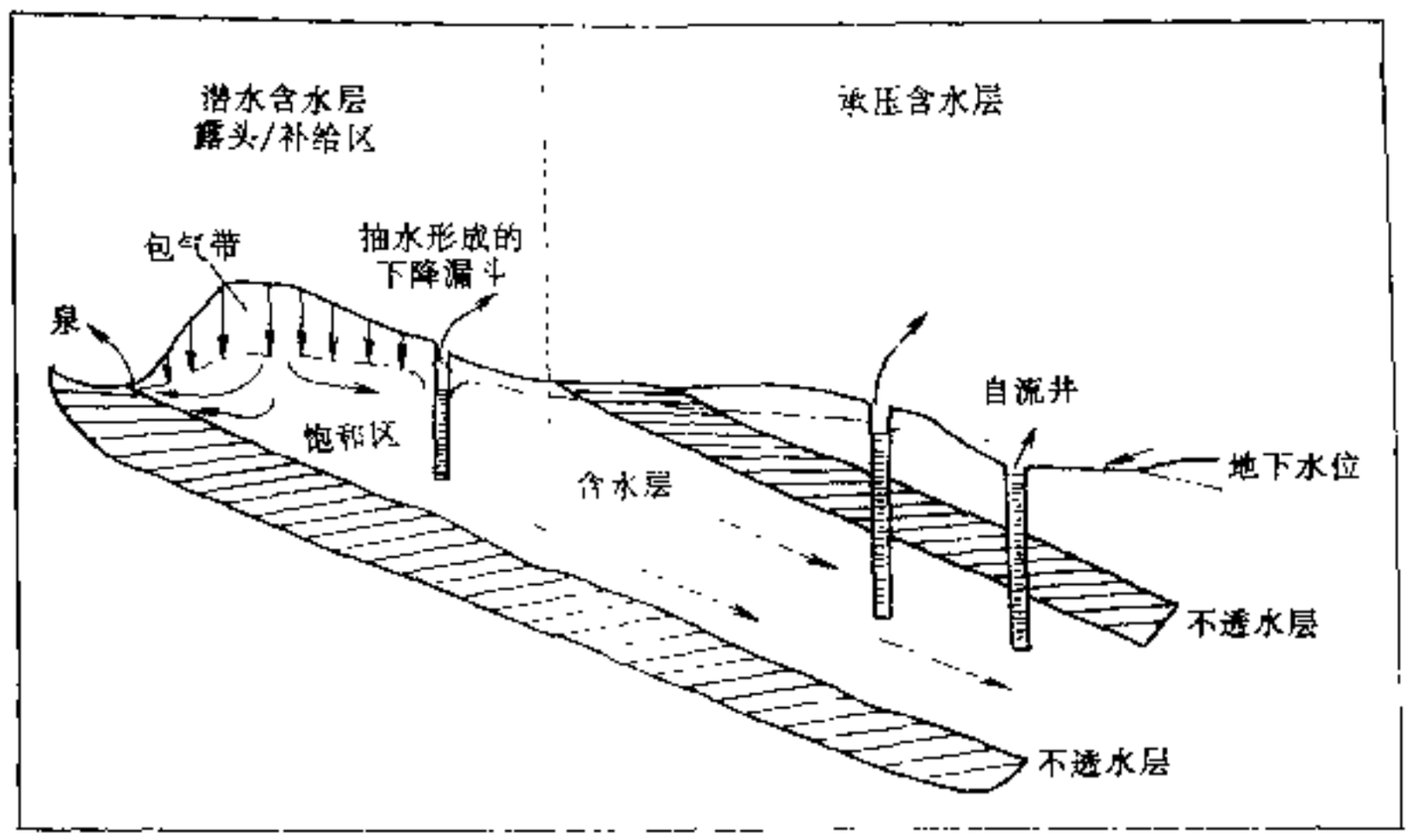


图 6-3 两类含水层

地下水运动可分为四种形式，即：①渗漏，地表水因重力作用渗入地层中的运动，地层的性质与地面比降影响渗漏量的大小；②毛管水运动，毛细管或微裂隙中，因表面张力的吸力使水体上升的现象。土壤中的孔隙纵横交错，毛管互相连通。水在土壤毛管中趋于平衡状态。当上部毛管水因植物根系的吸收或地面蒸发而减少，毛管水就由压力较大处向压力较小处流动；③地下紊流，地下水在大空隙或裂隙、溶洞中的流动，因流速较大，水分子成涡旋状流动；④渗流，地下水在含水层中，沿孔隙作缓慢流动，由于地下水面比降甚小，水质点作平行的不相混杂的层流运动。

地下水运动的主要方向和性质，决定于地下水的类型和产水条件。非饱和带中，渗入地面以下的水主要呈垂直向下运动。饱和带中潜水的运动，决定于其所在的地形单元，在分水岭的地区，潜水水流向着泄出地下水的河谷方向运动。在下谷的地区，潜水水流沿地表坡度移动。在河谷中，潜水与河水关系密切，河流可以排泄潜水，或者相反补给潜水。承压水盆地中地下水运动的性质取决于盆地的大小和含水层埋藏的深度。当盆地不大、含水层埋藏不深的情况下，地下水在整个层中运动，由补给区沿含水层循环，然后到泄水区形成泉源。在含水层埋藏深的情况下，地下水运动缓慢，水的交替时间很长。

含水层的水流可以用达西定理来描述，即流量与水力梯度成正比：

$$Q = kiA \tag{6-1}$$

式中 Q—— 通过单位面积 A 的流量；

i—— 水力比降，为任意两点处势能之差；

k—— 水力传导度，也称渗透系数，是物质的透水性的量度指标。

达西定理与说明电流和热流的物理定理类似。水力传导度 k 随颗粒大小而变，见图6 4。各种岩石物质的水力传导度见图6-5。

达西定理中，可以用 V 代替 Q/A，即：

$$V = -k\frac{dh}{dl} \tag{6-2}$$

式中 V—— 比流量，也称渗透速度，但它并不代表地下孔隙中真实的流速，是一个引用值。考虑到大多数含水层的空隙度为20%～40%，因此孔隙中真正的流速是比流量 V 的3～5

倍。

裂隙水流的主要特征是低孔隙度和高透水性，特别是当小部分裂隙由于溶解而扩大时，可能出现比较大的流速。在喀斯特地区的地下水实测最大流速可达到每日几公里之多。在破碎岩石的含水层中，地下水流主要是通过裂隙，但同时也通过母质岩层的孔隙。前者的特征是低孔隙度高透水性，而后者则为高孔隙度低透水性，后者比前者可能大20～100倍，大部分石灰岩、部分砂岩和火成岩具有这样的特征。

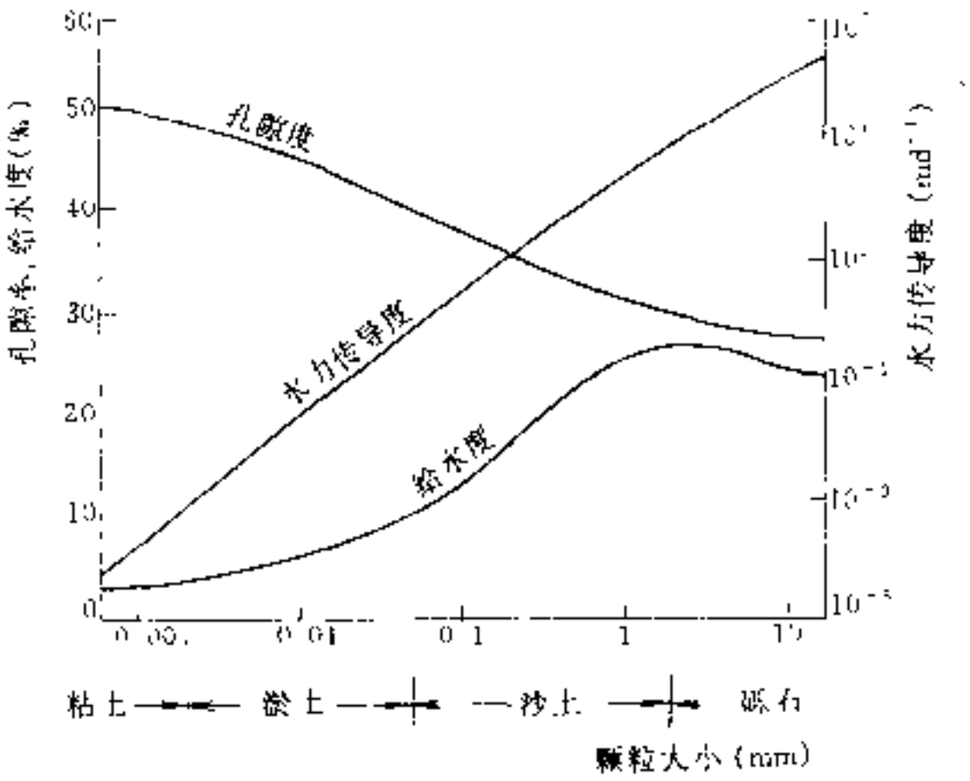


图 6-4 颗粒材料的孔隙率、给水度和水力传导度

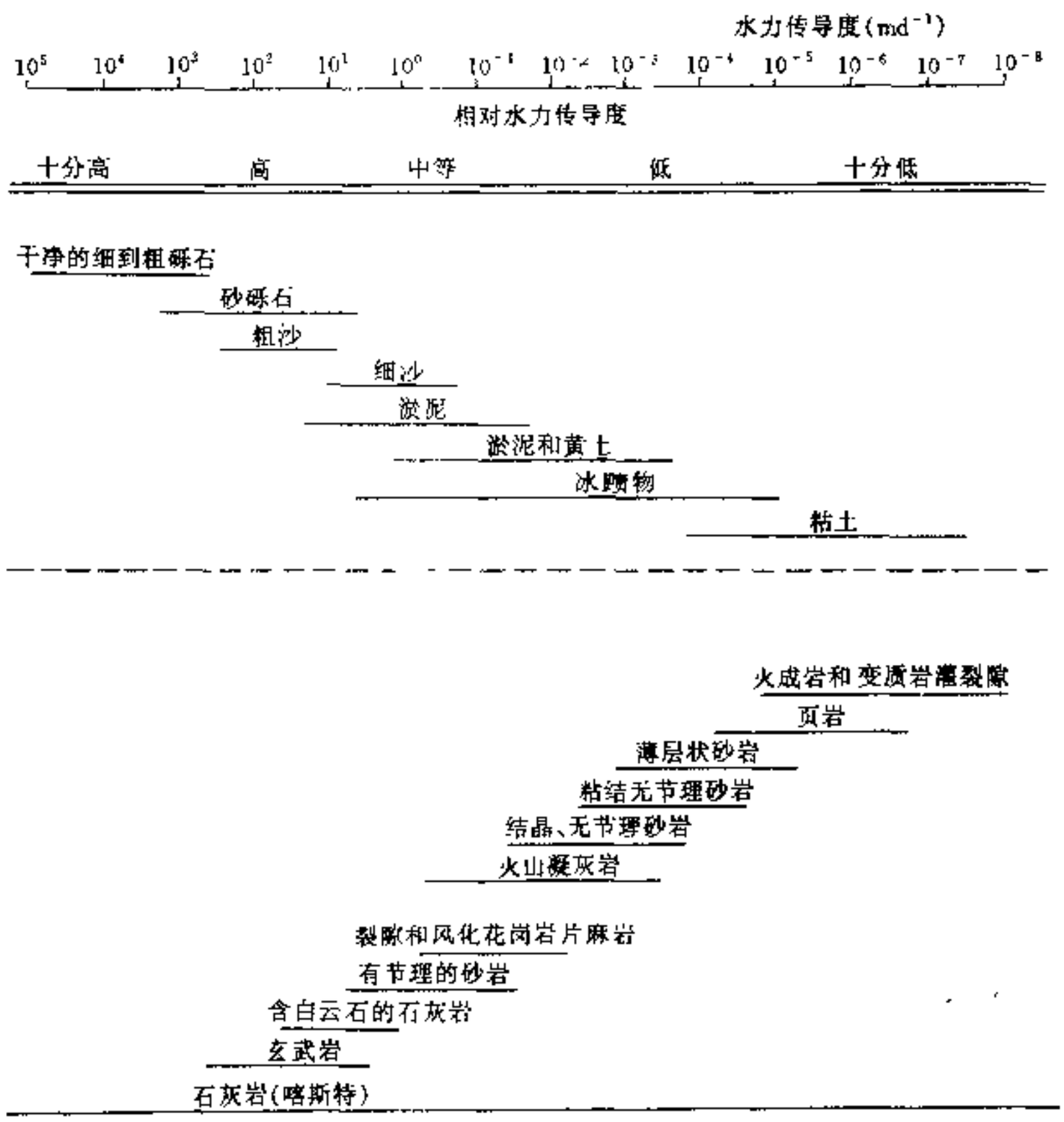


图 6-5 各种岩石和土壤的水力传导度

地下水是一个三维的、封闭的系统，它包含了从水渗入含水层的地点起到水离开地形最低点的整个路径和过程。降雨下渗发生在补给区，在那里水头随深度而递减，水流从上往下移动，并在含水层中沿着水力比降的方向运动。在地下水排泄区，水头随深度而增加，水流从上流向地下水面。在补给区，地下水面往往埋藏在包气带下相当深处，而在排

泄区，地下水面则往往接近地表。河流、湖泊水库，或者补给地下水，或者接纳地下水，根据季节而变化。

图6-6说明在湿润和干旱气候条件下，地下水系统的运动情况，在大而深的含水层中，地下水流动缓慢，每年不过几米，从补给区到出流区需要几百年甚至几千年；在小而浅的含水层中，补给区靠近排泄区，滞留时间可能不到几个月或几年。在干旱和半干旱地区，地下水水质一般比较差，含盐度也比较高，地下水出流处往往成为有特殊生长的盐碱滩地或干盐湖。

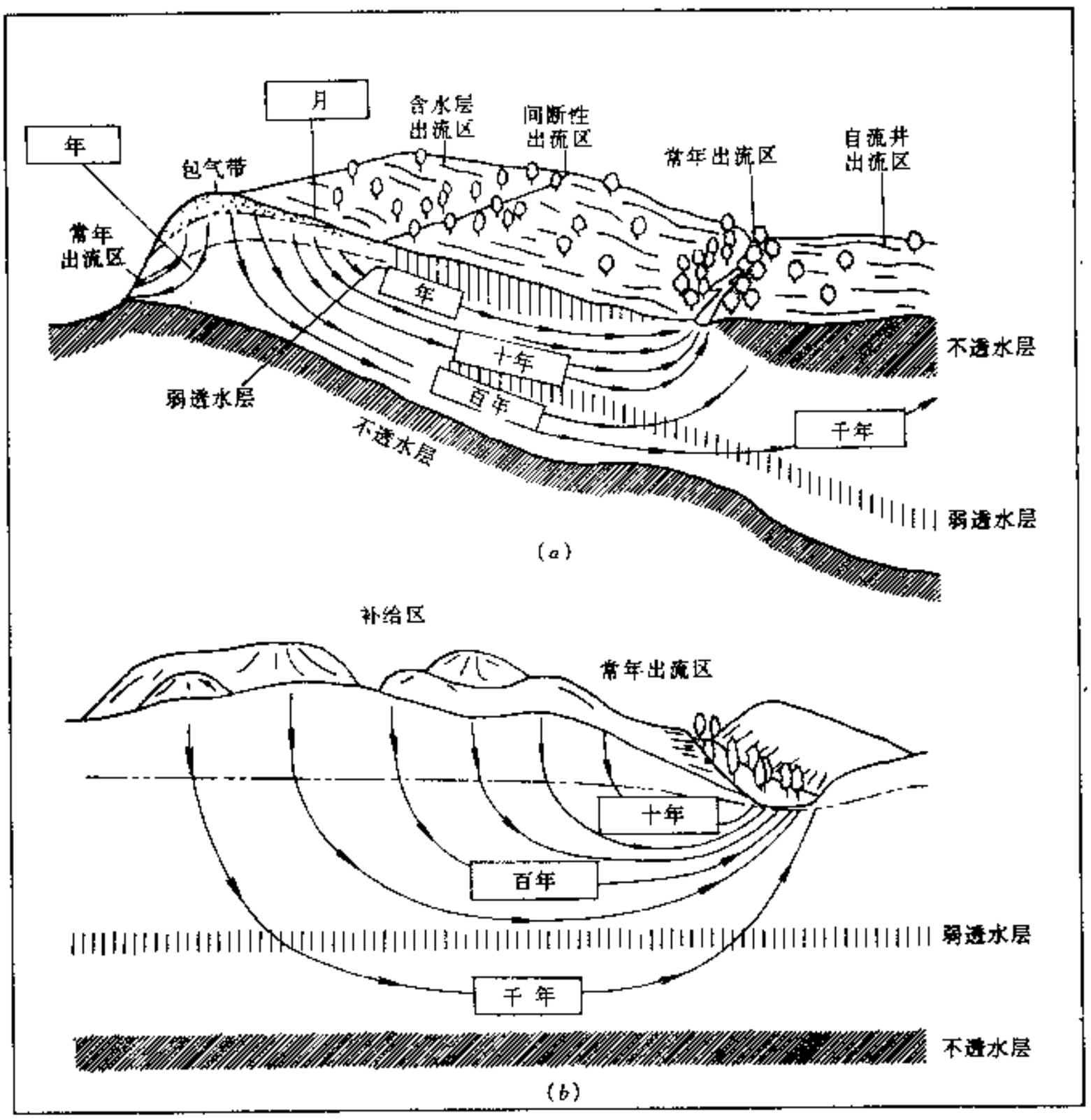


图 6-6　地下水系统运动情况

非饱和区的水的运动不同于饱和区，除非土壤水压力大于大气压力，否则不能自由地进入孔隙，因此必须用张力计，干湿球湿度计或同位素土壤水份测定计来测定土壤水分。在包气带，水流主要是垂向的，与下渗速度有关，在颗粒状的土壤中，水向下运动速度每年不过几米，如果包气带厚的话，滞留时间可能高达几十年。只有在裂隙充分发育的土层，水通过裂隙迅速地下渗，可能完全越过包气带而进入地下水，滞留时间可能很短，这种情况下，含水层很容易受到污染。

三、含水层

岩石按起源可分为：火成岩、沉积岩或变质岩。火成岩是由熔化的岩石或岩浆的冷却，

凝固而成，岩浆被挤进其他岩石下侵入地表，或者以火山喷发的形式喷出地面。沉积岩由颗粒沉积而成，来源于其他岩石的风化、侵蚀、通常在海底或河湖、库底部。变质岩是由其他岩石在热力和压力作用下演变而成的。

世界上多数区域性含水层属于沉积岩母质。对地下水来说，火成岩和变质岩并不重要，因为它们通常只具有很小的初始孔隙率和透水性(见表6-2和图6-5)，不形成重要的含水层，但是如果它们距地表近并长期暴露在空气中而风化，节理逐渐形成和发展，形成足够大的孔隙度和透水性，那么也可能成为含水层。对小范围地区，这种风化的岩石可能成为充满活力的水源地。沉积岩则不同，在地质生命开始时，孔隙率和透水性很大，但是天长日久，它们由于被深埋和压实，形成颗粒间的粘结胶合，慢慢地这种固结、硬化的沉积岩的孔隙度和透水性变小，成为主要靠节理和裂隙来储水的含水层。

表6-5说明不同岩石母质的含水层的特性。表上部的含水层是松散的、相对年轻的。这些含水层接近地表不到一二百米，是浅层含水层。而年老的沉积岩虽然起源于非固结物质，但埋得却很深。例如冰川沉积，经过几百万年之后被深埋和压实，失去了大部分原有的孔隙，不再成为含水层了。非固结物质的含水层中以颗粒间含水为主，往往局限于浅层处，这种含水层由于分布广泛，是重要的地下水源，由于水更新期不太长并得到有规律地补给，一般具有较好的水质。

固结的物质结构形成了浅或深的含水层(见表6-4)。沉积岩起初形成在较浅的深度上，具有大孔隙度，后来被深埋、压实和粘结，但是随后由于地壳上升运动被带回地表。如果次生的孔隙率得到发展，可能形成浅的含水层，其中裂隙水和孔隙水都是重要的地下水源。这种含水层如果得到有规律地补给的，则产水量高，水质好。由于裂隙中水流流速较大，这种含水层对污染的抵抗能力不大。火成岩和变质岩原始孔隙度小，在地壳深处形成时，只能形成产水量不高的含水层，当被地壳上升运动带到地球表面并遭到风化时，逐步发展次生孔隙度和透水性，虽然不多，但仍不失为可利用的含水层。

火成火山岩以岩熔浆或喷射的碎块形式出现在地表处，这些碎块伴随着火山活动，由于大热量和大气体而造成一体并形成凝灰岩。这种细颗粒结晶状岩石几乎无原生孔隙度可言，只有依靠裂缝、节理的发育才可能形成含水层，但这种含水层一般具有较好的水质。

深的固结的沉积岩，地下水流动缓慢，滞留时间长，溶解矿物的含量大，因而水质较差。但是由于埋藏深，受到深厚大片的低透水的粘土或页岩的复盖保护，对人类造成的污染有较好的抵抗能力。

四、地下水化学特性

从水化学的观点，地下水可以分成大气的、原生的和初生(指岩浆成因)的三类。大气地下水，是降水和下渗造成的，也是最重要的地下水部分。它属于水化学演变的类型。所谓原生的地下水是指在海洋泥沙沉积过程中在孔隙中储存的水。这个术语常用于咸水，即古沉积构造中深部的水，在很长的地质年代中脱离了大气循环的地下水，不少作者习惯于用“地层水”或“岩层水”称之。初生的地下水是指那部分早先没有参与水循环而是在火山过程中形成的地下水。当然从地球化学的角度来看初生的地下水不能严格地区别于大气的地下水，因为后者也参与了火山岩的过程。

天然的地下水一般来说质量是好的，但是为数不少的溶解于地下水的化学物质，对用

户来说仍然有水质问题。表6-6中给出了溶解于地下水的化学物质。关于天然地下水化学成份的浓度和来源见表6-7。

表 6 5　　不同岩石母质的含水层的特性

地质环境	组成	岩性*	岩石类别	孔隙	地下水流
冰川沉积	冰河沙堆、冰碛阶地、阶地、扇、冰碛，深埋河谷	砂、砾砾石、沙卵石、园石、粒上透镜体	S，U	P	I
冲积沉积	阶地、扇、深埋河谷、冲积层	沙、淤泥、粘土透镜体沙、淤泥	S，U S，U	P P	I I
三角洲淤积	冲积层	细沙、淤泥	S，U	P	I
海相沉积	石灰岩 白云石	鲕状岩 泥灰岩	S，U	P	I
	喀斯特石灰岩、砂岩	细沙、砂粒	S，U	P，S	F，I
风成沉积	沙丘沙	沙	S，U	P	I
	黄土	淤泥	S，U	P	I
火山	火山灰	不聚集碎片	I，U	P	I
	熔岩	细颗粒结晶	I，C	S	F
	二以灰岩	胶结颗粒	I，C		I，F
火成岩和变质岩	花岗岩、片岩、片麻岩	结晶体	I，M，C	S	F
	花岗岩、片麻岩、片岩	不聚集晶体	I，M，C	S	F，I

说明　①岩石类别：S　　沉积岩；I　－火成岩；M　·　变质岩。

②固结程度：U——不固结；C·　　固结.

③孔　隙：P·－　·原生；S－　次生。

④地下水流：I—　颗粒间水；F——裂隙水。

表 6 6　　溶解于地下水的化学物质

主要组份 1.0～1000mg/l	次要组份 0.01～10.0mg/l	更次组份 0.0001～0.1mg/l
钠	铁	三氧化二砷(砒霜)
钙	铝	氨
镁	钾	溴
碳酸氢盐	碳酸盐	镉
硫酸盐	硝酸盐	铬
氯	氟	钴
硅	硼	铜
	硒	碘
		铅
		锂
		锰
		镍
		磷
		锶
		铀
		锌

表 6-7　　天然地下水组份的来源和浓度

成　　份	来　　源	天然水浓度
溶解微粒	矿物组份溶于水	通常＜5000mg/l，但一些咸水可能包含到300000mg/l
硝酸盐	大气、豆荚、豆种植物残骸，动物粪便	一般＜10mg/l
钠	长石(钠长石)、粘土矿物、沉积岩如岩盐、氯化钠、工业废物	一般＜200mg/l，污水中约10，000mg/l，在咸水中25000mg/l
钾	长石(正长石)、假长石、某些云母、粘土矿物	一般＜10mg/l，但在温泉，大到100mg/l，在咸水25000mg/l
钙	闪石、长石、石膏、辉石、白云石、方解石、粘土矿物	一般＜100mg/l，但咸水中可能达到75000mg/l
镁	闪石、橄榄石、辉岩、白云石、粘土矿物	一般＜50mg/l，大约在海洋水中1000mg/l，咸水57000mg/l
碳酸盐	石灰岩、白云石	一般＜10mg/l，但在高度充满钠的水，可能＞50mg/l
碳酸氢盐	石灰岩、白云石	一般＜500mg/l，但在高度充满CO_2的水中，可＞1000mg/l
氯	沉积岩，少数来自于火成岩	一般在湿润地区＜10mg/l，较干旱区可到1000mg/l，海水中约19300mg/l，咸水中可到200000mg/l
硫酸盐	硫化矿的氧化作用，石膏、硬石膏	一般＜300mg/l，除了被酸矿排水所影响以外，在一些咸水中可达200000mg/l
硅	长石，含铁和镁以及粘土矿物非结晶的硅、黑硅石和蛋白石	从1～30mg/l，最大可到100mg/l，在咸水中浓度可到1000mg/l
氟	闪石(氟闪石)，磷灰石，萤石(氟石)、云母	一般＜10mg/l，但在咸水中可达1600mg/l
铁	火成岩、闪石、含铁和镁的云母，FeS、FeS_2的铁低矿，Fe_3O_4，砂岩：氧化物、碳酸盐，硫化物或铁的粘土矿物	一般＜0.5mg/l(在充分充气的水中)，地下水pH＜8，可达10mg/l；偶尔也可出现50mg/l
锰	来自于土壤和泥沙，变质岩和沉积岩、云母、黑云母和闪石、氟闪石矿物，可包含大量的锰	一般＜0.2mg/l，某些地下水可能＞10mg/l

不少发展中国家发现，地下水中含有相当高浓度的铁，因此造成了严重的水质问题。如果未经处理的地下水含有高浓度的铁，用户宁愿采用未经保护的但铁浓度却低的地表水，尽管后者带有相当严重的细菌污染。加上不少地方由于铁井盖和水泵零件的锈蚀情况变得更糟。在实际操作中要提取地下水中有代表性的含铁的水样是十分困难的，因为水样提升过程中的氧化/还原作用使铁含量变化，如何折算的问题还没有解决。

五、地下水的生物特征

地下水的水质受微生物过程的影响，因为微生物过程造成了地下水中有机物成份和无机物成份之间的转换(变)。生物的转换促进了地球化学过程。单一的和多细胞的生物体能够通过代谢作用吸收水中溶解物和含水层中原有物质，然后再把代谢产物释放到地下水中。在地球表面的 pH 值条件，一般不利于生物体的生存。各种各样的微生物(细菌)，爱好各有不同，有的嗜好低温(低温爱好)，有的偏爱高温(热度爱好)，有些则能承受高压，然而从生物学的角度，最合适的环境是热湿的条件。

微生物并不影响任何系统的热力学条件所控制的反应方向，但却影响反应速度。例如硫化物的氧化能够在没有微生物的条件下发生，但是微生物的过程能大大加速氧化。在适当的温度、湿度条件下，微生物比物理和化学因素更为重要。

所有有机化合物具有生物体能量潜在的源泉。例如大部分微生物的呼吸需要氧(需氧微生物的呼吸)，它们的分解破碎也需要氧；但是当氧的浓度减小时，一些细菌能利用别的替代物，例如硝酸盐、硫酸盐和二氧化碳。那些有和无氧都能生活的微生物叫兼性厌氧微生物。专性的厌氧微生物是指那种不喜欢氧的微生物，对它来说，氧的存在与否有重要影响。微生物的生长和繁殖，氧并非是唯一的因素，还需要补充营养物以满足碳、氮和矿物的需要。

大多数微生物生活在固体表面，包在颗粒外面。它们有多孔蜂窝和多醣的表面，一个紧紧吸附的生物薄膜保护层。95%的细菌群落以这种形式互相接触联系，而并非生活在地下水中。在流动的地下水中，还是可能迁移的。微生物的群落取决于营养的供给和有害的代谢产品的迁移。一般情况下，地下水流速越大，提供的营养物越多，越容易移去代谢产品。在富营养和腐殖质多的土壤表层微生物总数多，随着深度加大，营养物和氧的供给减少，微生物总数也变少。有不少生活在地表以下的微生物，适宜在较低的营养水平下生长。在具有例如有机物质的能源条件下，厌氧微生物能够在很深处活动，甚至在几百米到几千米深处也能发现。至于活动深度究竟有多大，与 pH 值、Eh 值、含盐量、地下水温度和含水层的透水性等有关。

微生物的活动主要影响到氮、硫和某些金属元素如锰、铁等的化合物。专性的需氧微生物消耗硫酸盐是最重要的地下水生物过程之一。氮的含量受硝化和去氮细菌的影响。在厌氧条件下水中存在有机物质时，硝酸盐由于去氮细菌而衰减，这是因为在这种情况下，产生了亚硝酸盐并随后分解为氮元素。自然去氮涉及到地下水中硝酸盐问题是当今科学界十分关注的。在需氧条件下，氨被氧化为硝酸盐和亚硝酸盐。在一定的 Eh 和 pH 值条件下，铁被还原或氧化，在合适的微生物环境下，大量生长的铁细菌能堵塞井的滤网和减小含水层的透水性。

微生物能破坏溶解于地下水中的复杂有机物。在厌氧条件下，细菌的衰变过程可能是甲烷发酵，也可能是硫酸和硫酸盐的还原。细菌的破坏说明了整个范围的有机化合物，包括燃料碳氧化合物、氯化烃溶剂和杀虫剂。在理想的条件下，所有有机物质将最终转换成最简单的无机化合物。实际上，完全的衰变是达不到的，只可能产生等量的甚至更大毒性和持久性的中间产品。

地下水微生物学中最令人关注的是粪便污染对人体健康的危害。人的排泄物包含四种

病源体中，只有细菌和病毒小到足以通过土壤进入地下水。长期以来，人们认为土壤能最有效地抵御粪便对地下水的污染。实验证明，并非所有土壤都是同等有效地阻止粪便污染。另外病源体有可能伴随水下渗到地下并随地下水流动而迁移。

总之，微生物过程可以从正反两个方面影响地下水水质，前者如减少地下水中硝酸盐和硫酸盐，并把有机质污染物移走；后者则产生硫化氢、可溶性金属和气体，导致井滤网和管道上的生物薄层的腐败恶臭等。

六、污染物的运移

从水环境的角度来说，地下水系统的重要特征是它输送溶解物质的能力。这些溶解质可能是天然的化学物，也可能是污染物。地下水流携带、运移溶质的过程叫对流或移流(advection)。小量的溶质或污染物、痕量元素进入含水层后形成扩散晕状的污染带，它沿着水流平行或垂直方向扩散(见图6-7)，有两个过程有助于这种污染带的发展：一个过程是沿浓度的梯度方向的分子扩散，这是由于溶质颗粒具有的热 — 动能的能量，这个过程只对低流速起作用；另一个也许更重要的过程是物理的弥散(dispersion)，它源自于含水层孔隙和裂隙通道的迂回曲折，以及源自于地下水流速在含水层中的差异。

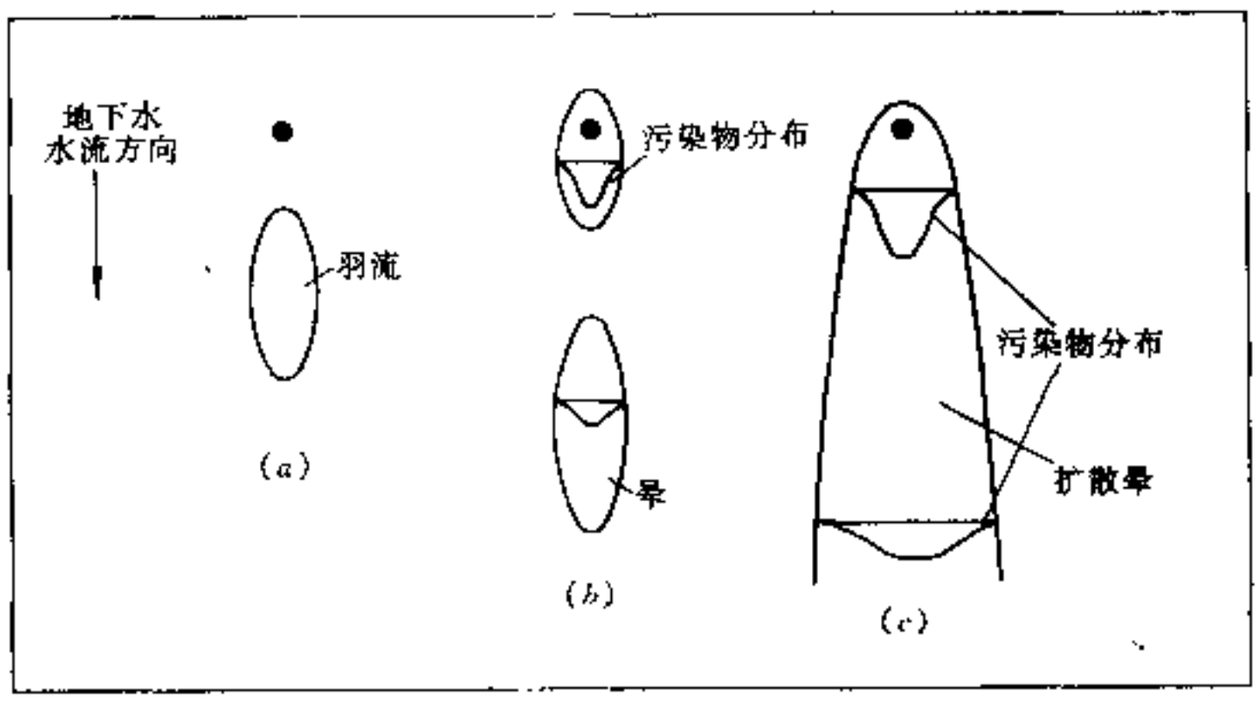


图 6-7　污染物的运移

在两重孔隙的含水层中，地下水中溶质浓度不同于母质。在点源或非点源污染中，裂隙水中溶质的浓度比母质中孔隙水的浓度高，于是发生了从裂隙到母质(基岩)的扩散。相反地，如果污染源消失了，裂隙水中溶质浓度可能低于母质中孔隙水，发生了相反方向的扩散。传统的地下水取样方法只可取得裂隙水，而不知道基岩母质中污染物积累程度。

如果污染物是以不溶混的状态进入含水层，运移将完全取决于地下水水流的污染物的密度和粘度等因素。芳香族有机化合物比重轻，粘度比水大，在不溶混的状态下，它们可能悬浮在水面上(见图6-8)，沿水力梯度方向而侧向运移。它随着水位升降而浮沉过程中，可能被非饱和区空隙中的表面张力所截留。相反地，不溶混状态下的氯化烃溶剂，密度比水重，粘度比水小，它能迅速地深入含水层中，并可能达到母质基岩的底部，聚集在低洼处或沿着比降下移，而不管地下水流的方向如何。

制约地下水中溶剂是否持久的因素是它的不可溶解混和的状态能够从多大程度上从细颗粒的母质中取代水的能力。这与水的表面张力以及不混溶的液体的表面张力特性有关。看来，使大部分有机质溶液(污染物)在不混溶状态下深入母质需要较大的压力。一旦在含水

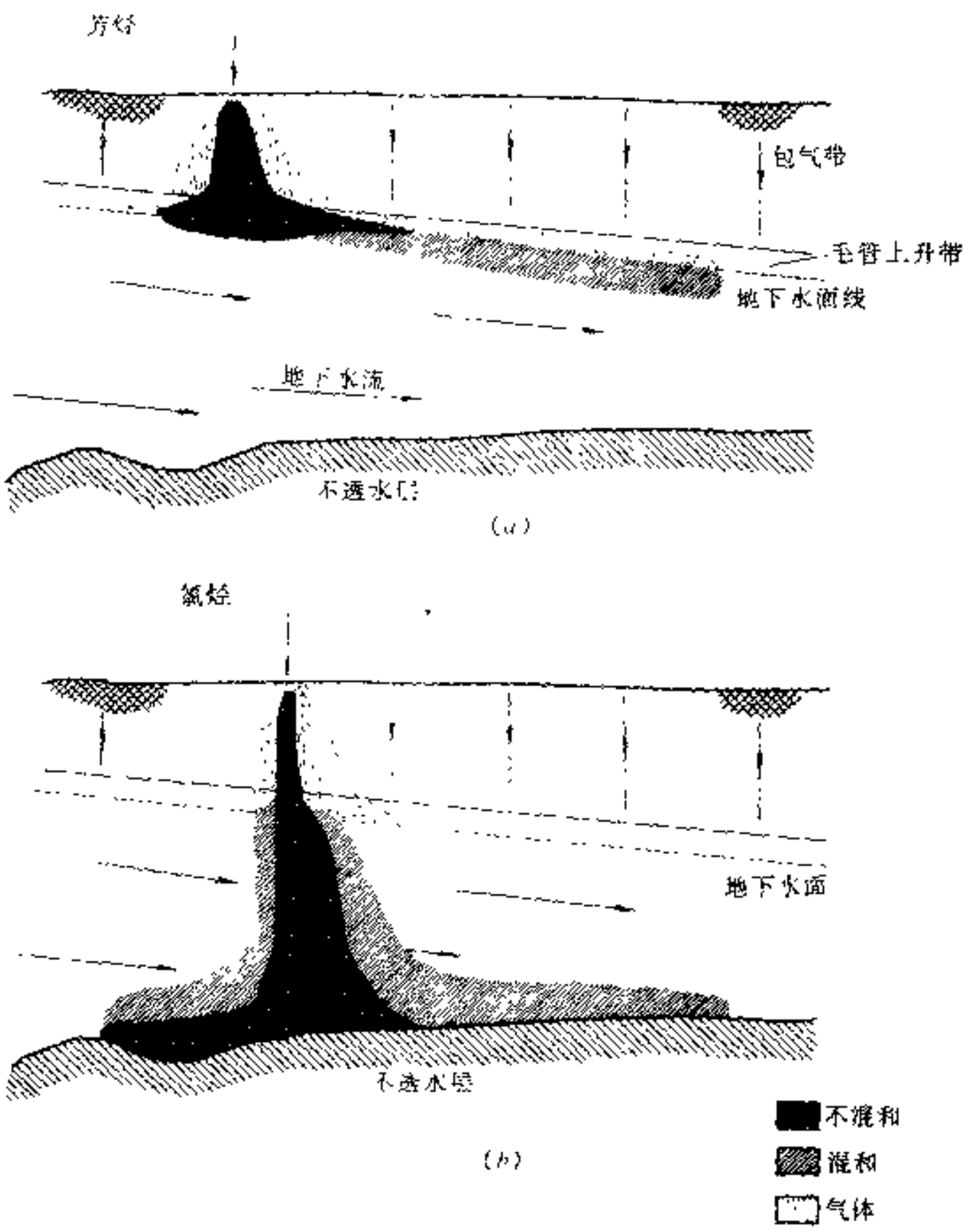


图 6 8 碳氢化合物的污染

层中出现稠密的溶剂组成的不溶液体而成一个暗藏的污染源的话，这种污染也许会持续若干年或几十年之久。溶解的速率和物质的可溶性、地下水流速和混和程度有关。混和程度与溶剂的分布，当地的水力条件和水流路径有关，不溶混污染物的存在给改善水环境、水质评价和水质监测分析带来了很多难以解决的麻烦。

第三节 地下水水质问题

地下水水质是天然地下水和人类活动的综合结果。表6-7列出有可能造成地下水污染的各种人类活动。

点源污染和非点源污染之间既有差别又有相似之处，因为大量小的点源污染源可以变成为面污染源。但是区分开来十分必要，这关系到如何防止和控制地下水污染以及如何评价污染控制措施的有效性。从表6-8可见，地下水水质问题可能是全球性、全国的或全区的，影响涉及一个或多个含水层，也可能只局限于单一污染源附近的地方，所需要的监测设施的规模和类型取决于水质问题和被影响的地下水水体的大小。

可能影响地下水成分的各种过程见表6-9。

表 6-8　　可能造成地下水污染的人类活动

活　动	污染特征				对用户的影响		
	城乡分布	类别	污染类型	水力负荷	饮用水	农业	工业
（城市化）							
无下水道的卫生设施	ur	P	pnc	×	××××		×
污水向地面排放	ur	P~D	nsoj	×	××	×	×
污水向河流排放	ur	P~L	nop	××	××	×	×
污水氧化塘	u	P	opn	××	××		×
污水渗漏	u	P~L	opr	×	×		×
固体废物堆场	ur	P	osnb		×		×
高速公路排水	ur	P~L	so	××	××	×	×
水源污染	ur	P	pn		×××		
（工业活动）							
废水贮留	u	P	obs	××	××		×
管道渗漏	u	P	ob		××		××
事故泄漏	ur	P	ob	××	×××		××
向地面排放	u	P~D	obs	×	×	×	×
向河流排放	u	P~L	obs	××	×	×	×
废物残渣堆放	ur	P	obs		××		×
向井排放	u	P	obs	××	××		×
大气沉降	ur	D	a		×	×	×
（农业活动）							
农业化学	r	D	no		×××	×	×
灌溉	r	D	sno	×	×××	××	×
淤泥和泥浆	r	D	nos		××	×	×
污水灌溉	r	D	nosp	×	××	××	
（饲养业）							
出流贮留	r	P	pno	×	×	×	
从地面排放	r	P~D	nsop	×	×	×	
从河流排放	r	P~L	onp	×	×	×	
（采矿业）							
废矿水排放	ru	P~L	sha	××	××	×	×
废水贮留	ru	P	hsa	××	××	×	×
固体尾矿	ru	P	hsa		××	×	×
油处理	r	P	s	×	××	×	×
水力搅拌	ru	D	s		××	×	×
（地下水管理）：							
咸水入侵	ur	D~L	s		×××	×××	××
恢复地下水位	u	D	so		×		××

说明　城乡分布中：u——城市；r——农村。

类别中：P——点；D　散布；L　线。

污染类型中：p　一粪便病原体；n　营养物；o　微生物；h　重金属；s　一盐度；a　一酸质。

×到××××表示重要性或影响的增加程度。

na 表示不能应用。

表 6 9　　可能影响地下水成分的各种过程

组份	物理		地球化学				生物化学			
	弥散	过滤	络合	离子浓度	酸基	氧化还原	沉淀溶解	吸附释放	腐败呼吸	细胞合成
Cl^-，Br^-	××									
NO_3^-	××					××			××	××
SO_4^{2-}	××		×	×	×	××		×	×	
HCO_3^-	××		×	×	××		××		××	
PO_4^{3-}	××		××	××	××		××	××	××	××
Na^+	××			×				××		
K^+	××			×				××		
NH_4^+	××			×	××	××		××	××	××
Ca^{2+}	××		×	××			×	××		
Mg^{2+}	××		×	××			×	××		
Fe^{2+}	××		××	××	××	××	××	××		
Mn^{2+}	××		××	××	××	××	××	××		
Fe^{4+}，Mn^{3+}	××	××			××	××	××			
痕量元素	××		××	××		××	××	××		
有机溶剂	××		××	×	××	××	×	×	××	××
微生物	××	××				××			××	××

说明　××---强控制；× ----弱控制。

一、无污水道的城市卫生

国际供水和卫生10年(1981～1990年)活动的开展促进了在很多国家加强了旨在改进城市卫生工程的供水和卫生活动的投资，推动了不少发展中国家为农村和乡镇提供利用不加处理的地下水的供水设施；也推动了建设以没有污水下水道的公共厕所为代表的卫生设施。在一定的水文地质条件下，这种类型的卫生设施通过病原体的微生物和硝酸盐引起了严重的地下水污染。因此实际上这两种设施是互相矛盾的。

无污水下水道的卫生设施对饮用水的影响十分显著。实践证明，这种卫生设施是造成很多疾病突然蔓延的病原体传染的媒介。不少地方如南美、非洲和印度，这种卫生设施也是地下水中硝酸盐浓度增加的原因。如果居民生活污水也排放到无排污管的下水道卫生设施中，由于家庭使用的清洁剂和消毒剂的缘故，地下水污染更增加了有机物污染的可能性。在中小城市和城镇以及人口密集的城郊和农村，由于使用当地的未经处理的地下水作为水源地，地下水污染问题更为严重，在那里，往往在水源地的井口处就被用户、牲口和废水所污染。地下水污染最容易发生在土壤稍薄的地方，那里裂隙水流速大，地下水埋深又浅。

二、城市和工业区废水和废物

爱佛雷特举了一个在纽约长岛的例子说明废水污水处理所造成的地下水污染的实例。那里金属电镀业产生的含铬和镉的废水排放到泻湖，并随后进入冰河期砂岩的含水层。这种情况持续了若干年，终于在水井中测到铬。被污染的地下水中的扩散晕污染带的侧向和

垂向范围进行测定，见图6-9，图6 10，从图中可见，铬和镉的最大浓度并不同步。

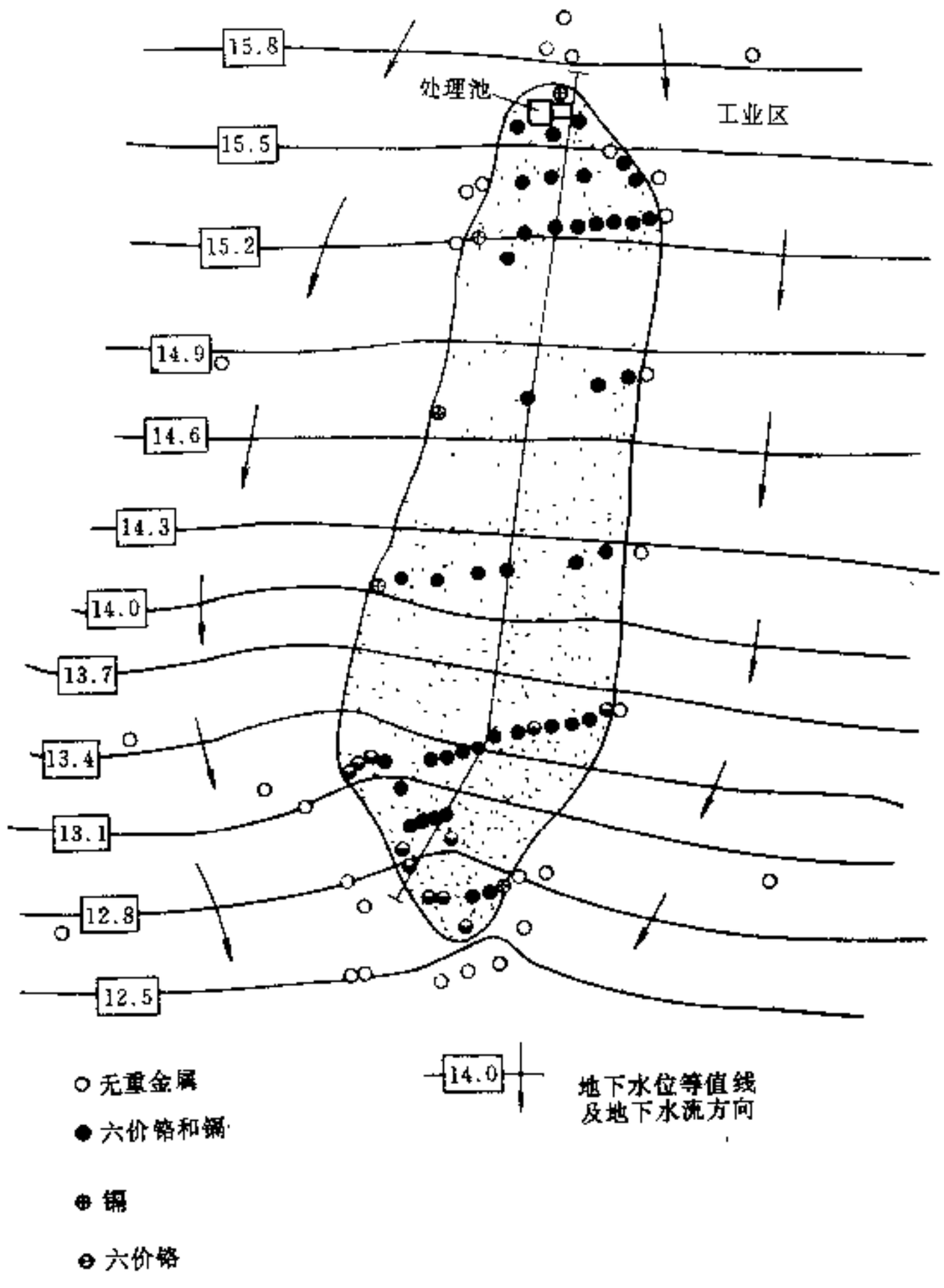


图 6-9 工业废水的扩散晕污染带(纽约长岛)

处理工业废水的办法有下渗池、扩散或喷射到地面再排入河流或干河床中，形成了快速到达浅含水层的污染途径。在一些地区把居民用水、工农业废水排入深浸泡池或废井再渗入地下。在美国有数千眼这种井。这种处理方法即使在很深处处理，由于止水不好或井衬砌被腐蚀造成渗漏都会污染浅层地下水。

在城市排污系统中，最经济的处理污水的方法是先把污水贮留在氧化塘，再排入河流或用于灌溉。氧化塘通常建立在粗颗粒土壤上，可能有很大渗漏损失，能引起局部的地下水水质变坏，特别是氮和痕量有机化合物成份。

处理固体废物的常用方法是在垃圾堆放场上堆放，形成了地下水污染的重要来源。垃圾堆场一般是事先规划好的，按照工程要求设计和施工，尽可能减小对环境包括对地下水水质的影响。常用的工程方法是衬砌和复盖、整实土壤、控制地下水入流。美国有10万个堆场，只有10%可以称作符合卫生标准，其余的实际上是露天的垃圾堆。

符合标准的堆场，应是能阻止降水、径流和地下水进入堆场，尽量小的淋滤。地下水的化学成份取决于堆场的性质、建成时间和淋滤率。大部分生活固体废物危害性不大，但

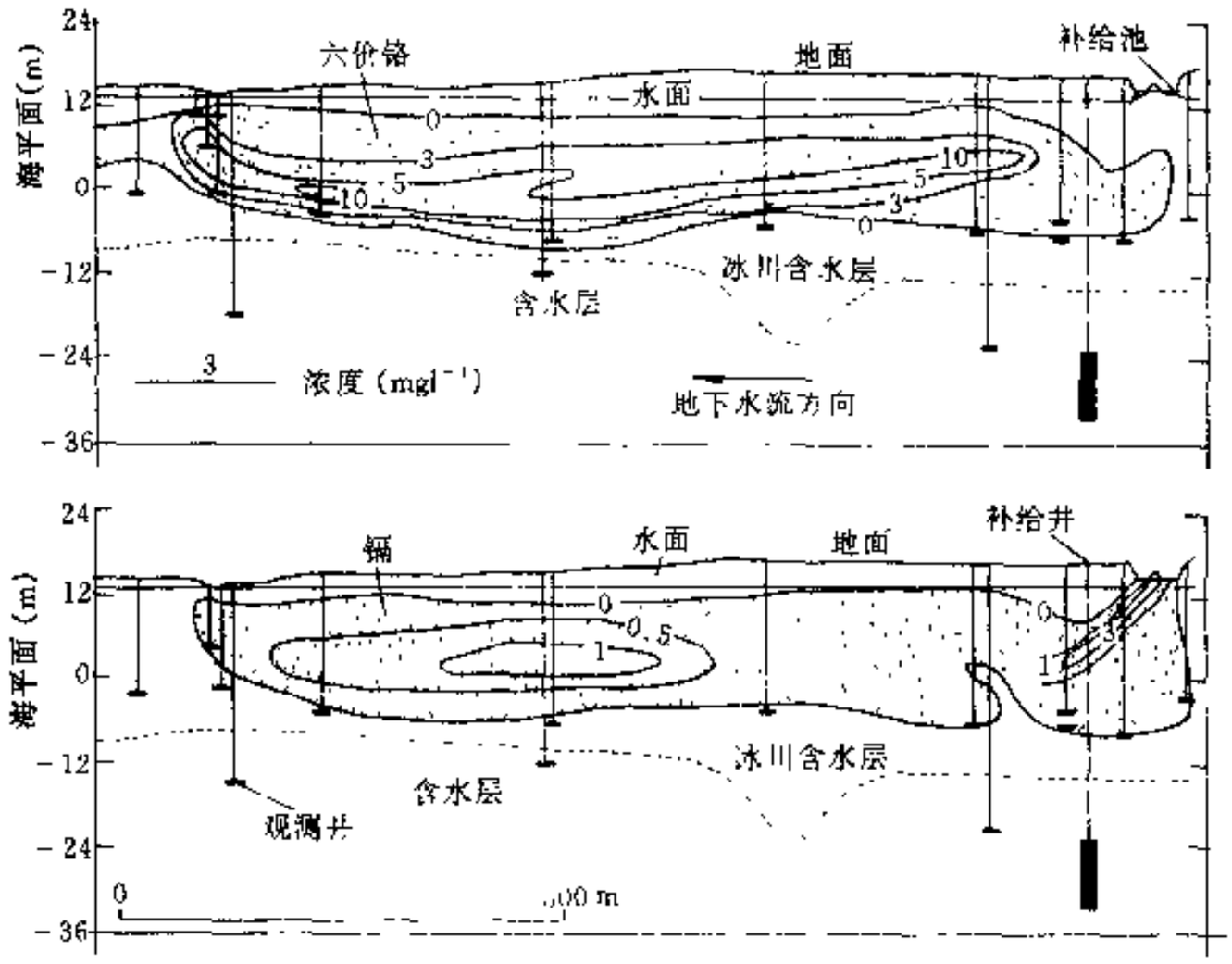


图 6-10 六价铬和镉沿扩散晕污染带中心线上的垂直分布

工业固体废物可能含有很高浓度的有毒成份，如金属和有机污染物。对地下水最严重的威协是不加控制地乱倒垃圾而不是放在堆放场上。在欧洲和北美，这种情况直到70年代中期才有所纠正。

三、农业耕作的影响

土地利用和耕作对地下水水质有重要影响，农业影响造成的严重的地下水污染可能涉及大面积含水层，其中化肥和杀虫剂的淋滤特别重要。破坏天然植被、开垦处女地、新的耕作技术对地下水水质的改变也很重要。

科学调查表明，土壤在长期连续地使用无机化肥时，硝酸盐和其他活性离子向地下水渗漏的速度很大。

农业加强措施对公共水源处的影响往往需要若干年才能被观测到，这种现象叫时间滞后现象。在包气带中，水分运动和滞后时间，在西欧的白垩—石灰岩含水层中有时可达10～20年，滞后时间与包气带厚度有关。

在饱和区，地下水质具有一定的分层性。根据深层水中的取样分析不足以说明含水层上部已经出现的污染，见图6-11。当深井中显示水质有较大污染时，说明含水层的大部分已经被污染了。

关于耕地上杀虫剂淋滤到上层地下水的问题人们关注得不够，一些有机氯农用杀虫剂毒性很大，虽然已经明令禁止使用，但是新的化合物还是在应用着。不少国家地下水中含有杀虫剂。

对于杀虫剂的淋滤来说，埋深浅的含水层和低有机质的粗颗粒结构土壤，是脆弱的水文地质环境。

四、地下水盐化

由于灌溉农业造成的土壤盐渍化是最古老的最广泛的地下水污染的根源之一。灌溉过度又没有适当的排水，造成地下水位上升，通过潜水蒸发而造成土壤盐渍化，在一定条件

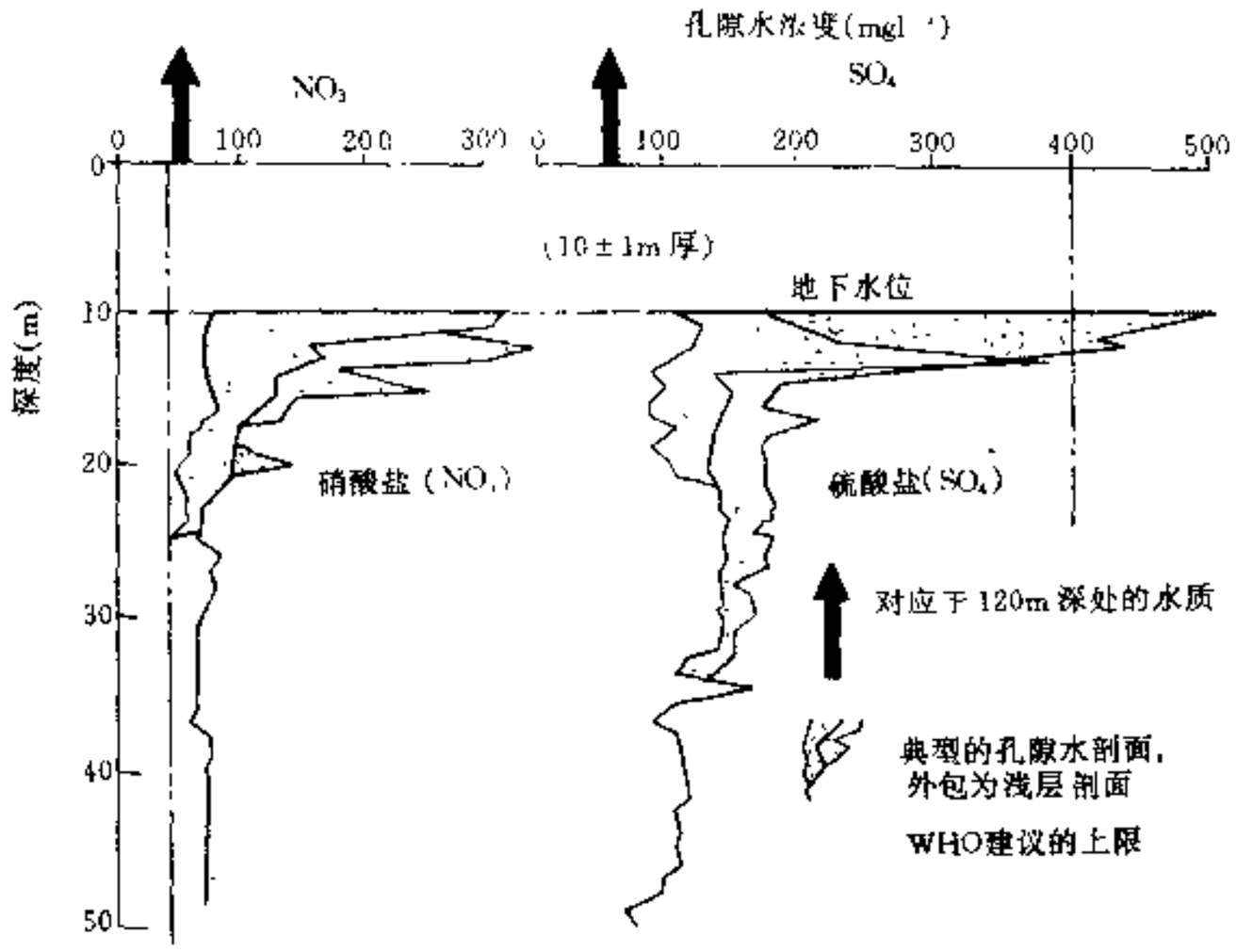


图 6-11　地下水质的垂直分层

下，这些盐分又逐渐转移到地下水，造成地下水盐化。造成盐分的原因还有：地下水上升溶解了土壤和含水层中的盐份；在沙漠和半沙漠土壤以及在土地首次实施灌溉的情况下，从灌溉土地上淋滤出来的盐份。

防止和减轻地下水盐度问题需要灌溉与排水的有效配合。开沟挖渠，保持地下水埋深2～3m 以满足排水需要，即使实施了排水措施，还有处理咸水的问题。

第七章　海　　洋

第一节　概　　述

一、海洋与人类的关系

海洋面积占地球面积的 70.8%，即 $361\times10^6km^2$。其平均深度约为 4100m，拥有海水总量 $137\times10^{16}t$。海洋从太阳吸收热量，又将热量释放到大气中。大气与海洋相互作用，调节气候。海洋与人们有着密切的联系，自古人类就喜欢在沿海一带居住，利用海洋财富，进行渔猎和采集活动，继之又发展航运通商。海洋对世界各国经济、文化的发展和交流起了积极的作用。

海洋与人类的关系这样密切，是由于海洋的辽阔和富饶所决定的。地球上生物生产力每年约为 1590 亿 t(干重)，其中 25%来自海洋。据估计，海洋每年可向人类提供 2 亿 t 鱼和贝类，现在被利用的每年约 1 亿 t 左右，可见，海洋仍然具有为人类提供食物的潜力。

海洋中埋藏的矿产资源是极为丰富的。据估计，地球上石油的总埋藏量中约有 1/3 在海洋。近几十年内发展并开采的深海矿产锰结核，含有锰、铁、铜、镍、钴等二十余种金属元素，经济价值较高。据估计，仅太平洋底就有数千亿 t，其所含的锰金属，如按目前的消耗水平(每年 180 万 t) 计算，足能供应 14 万年。

在 $137\times10^{16}t$ 海水中，约有 $(3\sim4)\times10^{16}t$ 为溶解在水中的各种化学元素和它们的化合物，这些物质是一项巨大的化学资源。据 1967 年资料，人们每年从海水中提取食盐 3500 万 t，占年总产量的 29%；溴化物 10 万多 t，占年总产量的 70%；金属镁 10.6 万 t，占年总产量的 61%。

海洋不仅为人类提供廉价的航运资源，还可成为取用不尽的动力资源。据初步估计，利用潮汐能每年可发电 12400 万亿度；海流、波浪的动能亦可用来发电。同时，海水淡化又使海洋成为世界上工业用水和生活用水的最大来源。

随着生产力的发展，人们大规模地开发海洋生物资源、矿产资源、水力资源和能源，并利用海洋空间和发展海洋游览观光事业。但是，与此同时，近一二十年来，人们的生产经济活动，给海洋环境带来污染，直接或间接地影响了人类的生产和生活活动，这种状况已引起了各国的高度重视。

二、海洋污染

海洋污染的含义不一，一般指的是由于人类的行为改变了海洋的原来状态，使人类和生物在海洋中的各种活动所受到的影响。

海洋污染物质是指由于人类活动而进入海洋并破坏海洋生态平衡和造成污染的有害物质。海洋污染的一个主要特点是污染源多而复杂。除了在海上航行的船只、海上油井外，还有沿海和内陆地区的城市和工矿企业排放的污染物。

海洋的污染源可分为：城市生活与生产排水及废弃物；农药及农业废弃物；船舶、飞

机及海上设施废弃物；原子能的生产与应用和军事活动等五项。以上五类污染物质的来源及其影响，可以归纳如表 7-1。由表可见，引起海洋污染的物质种类繁多，从重金属到放射性元素，从无机物到营养成分和食品，从石油到农药，从液体到固体，从物质到能量（如废热），都是海洋的污染物质。

污染物质进入海洋基本通过三种途径（图 7-1）。

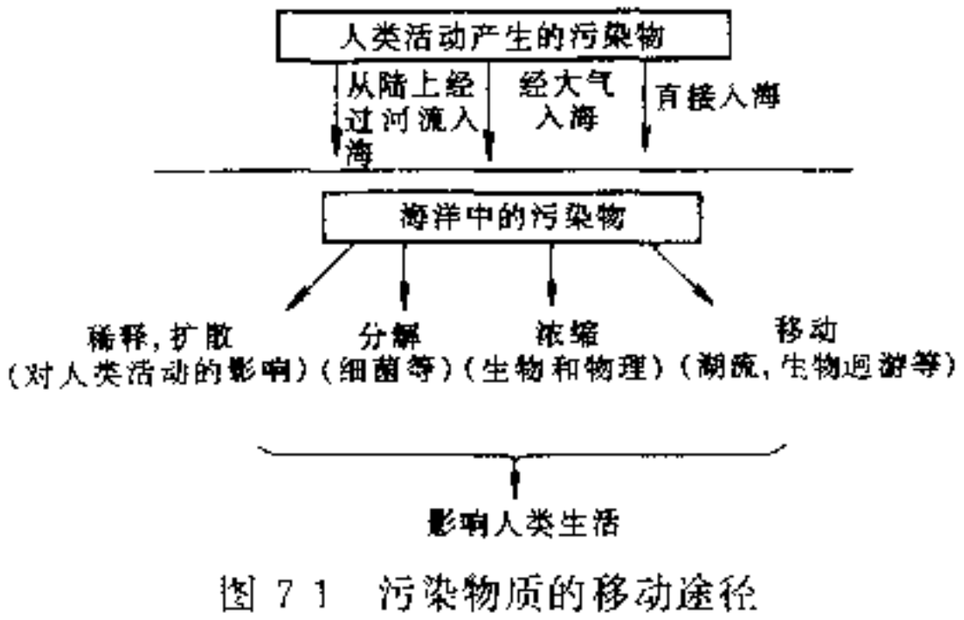


图 7-1　污染物质的移动途径

表 7-1　　海洋与污染物及其影响

污染源	污染物质	破坏生物资源	危害人体健康	妨害海上活动	降低舒适性
1. 城市生活与生产排水及废弃物					
(1) 生活废水及废弃物	粪便、洗涤剂、杀虫剂、塑料制品及其它废弃物	++	++	(+)	++
(2) 工业废水及废弃物	重金属、石油、石油化工产品、纸浆、合成洗涤剂，电厂及工厂冷却水、固体废弃物、疏浚泥、放射性物质等	++	++	—	++
2. 农药及农业废弃物	有机汞化合物、有机磷化合物、多氯联苯、其他农药、肥料、家畜粪便	++	(+)	—	—
3. 船舶、飞机及海上设施					
(1) 船舶、飞机石油及其制品、粪便、工业废弃物及其他有害物质	润滑油、洗舱水、食品、橡胶、污水	++	++	+	+
(2) 海上设施、钻探开采	污水、废物、油罐渗漏油、造地填土、疏浚泥、石油、天然气、锰结核矿、磷矿、其它金属、矿砂	+	++	+	+
4. 原子能生产与应用					
(1) 原子能设施	裂变衍生物、引爆放射性物质、冷却废水	++	++	—	
(2) 核动力船	废弃物				
(3) 医药、工业、科研	放射性废物				
5. 军事活动	有机物、生物化学武器、重金属、石油及其化工产品、炸弹、杀虫剂、落叶剂、固体废物、疏浚泥、放射性物质等	++	++	+	+

说明　++——非常大；+——大；(—)——微量；———可忽略不计；0——潜在性危害。

第一是由陆地通过河川入海，如工业废水和生活污水、农药及其它污染物质随河水流入海中。其次是先排放到大气中，然后进入海中，如农药(DDT、BHC)、汞、铅以及核试

验的放射性物质等，扩散到大气后再带进海中。第三种途径是工业废水或生活废弃物等直接向海中排放或投弃，或由航行中的船舶排弃以及由于船舶和海底管道发生事故的滴漏排放等，其中以油污染和废热污染尤为严重

海洋污染有如下特点：

(1) 污染源多而复杂。人类活动产生的废弃物，不管是扩散到大气中、丢弃在陆地上，还是排放到河流里，由于风吹、雨淋和江河径流最后都可能进入海洋。因此，海洋也被称为一切污染物的“垃圾箱”。

(2) 污染的持续性强，危害性大。海洋是各地区污染物的最后归宿，污染物进入海洋后，很难再输移出去，不能溶解和不易分解的污染物(如重金属和有机氯农药等)，便在海洋中积累起来，数量逐年增多，还能通过迁移转化而扩大危害。

(3) 污染范围大。世界上的各个海洋是相互沟通的，污染物在海洋中可以扩散到任何角落。海洋环境中原来不存在多氯联苯(PCB)，现在可以从北冰洋和南极洲捕获的鲸鱼体中检出，也可以在太平洋复活节岛附近海域采集到的浮游生物体中检出。可见，这种污染物已由近岸扩散到远洋。

三、海洋的环境容量和自净能力

环境容量是指一特定海域所能容纳的污染物质的最大负荷量。环境容量愈大，可接纳的污染物就愈大，反之则愈少。

为了保护某一海域，使其不受污染，必须将其污染负荷量限制在该海域本身固有的自然净化范围之内。

海洋环境受污染后，海洋中存在着多种因素能使污染浓度降低乃至消失的过程，称为海洋的自净能力。海洋自身能净化污染物的能力是一种资源，认识其规律，并科学地利用它，对于发展生产合理地排污以及防治和监测污染等都有用处。

海水的流动状况，海水的温度、盐度、酸碱度(pH 值)、生物品种、数量和污染物本身的性质、浓度等对海水自净能力存在一定的关系。按发生机理有物理、化学、生物三类自净过程。

物理自净是海洋中最重要的自净过程，对近岸、港湾而言，潮流涨落，使海水污染物扩散、稀释、沉淀、混和，降低了污染物的浓度，可沉性固体物质由水相向沉积相转移，改善了水质。其中在水平流动和混和过程中湍流扩散至关重要，它取决于潮流、海浪、海面风力的大小和海水层结状况。

除物理自净能力外，还有化学净化和生物净化能力。前者指海水中所产生的氧化、还原、化合分解、吸附凝聚等化学反应实现的自然净化；后者指海洋藻类和微生物等生物的代谢作用将污染物质降解或转化成低毒化的过程。

第二节 海 水 混 和

海流、潮流、海浪、海洋湍流、海水密度变化、风力作用等多种原因的综合作用，致使海水不断地发生混和。海水混和是海洋中存在的一种普遍运动形式，是海水各种特性(例如热量、浓度、动量等)逐渐趋于均匀的过程。参与混合的海水总量带着自己的特性向相

邻的空间运动。

海水混和的形式有三种：分子混和，通过分子的随机运动与相邻海水进行特性交换，其交换强度较小，且只与海水的性质有关；涡动混和，也称湍流混和，它是由海洋中的湍流运动引起的，类似于分子的随机运动，它是海水微团（小水块）以随机运动形式与相邻的海水进行特性交换，其交换强度远比分子混和大得多，它是海水混和的主要形式，湍流混和与海水的运动状况密切相关；对流混和，是由热盐效应引起的，主要表现在垂直方向上的混和交换。

一、海洋湍流

在均匀的以及稳定层结的海洋中，湍流产生的必要条件是具有充分大的流速和速度梯度。在均匀海水中，这是为克服粘性阻力所必须的；在稳定层结的海洋中，不仅要克服粘性阻力，更重要的是要克服稳定性的阻力。因此，在稳定层结的海水中，为要产生湍流，里查森数必须要小于 1/4，里查森数表达为：

$$Ri = \frac{g\frac{\partial \rho}{\partial Z}}{\rho\left(\frac{\partial u}{\partial Z}\right)^2}$$

由于某种热力过程（包括降温和增温的物理过程）而使海水出现静力不稳定层结时，便产生自由对流。然而，由于海水粘性的阻滞作用，还由于热盐扩散将使对流的水团与周围海水的温盐差不断减小，因此，只有当密度垂直梯度大到一定量值后，这种对流才能发展。

总之，海洋湍流的产生不外乎两种原因，一是动力的，或机械的原因，二是热力的原因。两者必居其一，或者兼而有之。

在实际海洋中，导致湍流产生的物理过程是很多的，不过这些物理过程具有显著的区域特征和时间变化。这样就使海洋湍流也具有相应的区域特征和时间变化。

二、海水混和的区域特征

湍流的结果必然导致海洋中各种物质的扩散和混和。与湍流形成的原因相对应，湍流混合也可分成两大类：由各种动力作用产生的混合称为机械混和；由各种热力过程产生的混和称为对流混和。

由于影响湍流和混和的各种物理过程在不同海区和不同深度具有很不相同的特点，从而形成了海洋混合的相应的区域特征。

（一）界面混和

海洋的能量，除了潮汐以及量极微的地热以外，都是通过海—气边界面进入的。这里发生着最强的动力和热力过程，所以是海洋中湍流和混合最活跃的区域。

风应力使海水产生波浪和海流；它们的速度梯度、以及波浪的翻卷破碎，都将促进或产生海水的混和。风的作用还在于，风通过对海面蒸发和海—气湍流热交换的作用而促进海——气间的热交换，从而促进海水的混和。海面上一次大风，常常可使几十米厚的水层混合得均匀一致，在浅海甚至一直混和到海底。但风混和的强弱不仅与风本身的强度及持续时间有关，还与海水的层结有关；而且，由于风的混和通常是与热力过程同时进行的，所以问题显得很复杂。

海面的热力作用包括热交换引起的海水温度变化，以及因海—气水量交换和结冰融

冰产生的盐度变化，两者都能引起表层海水密度的变化。尤其是表层海水温度的年变化能造成秋冬季海水的对流混合。温度的日变化也能产生较弱的对流，常常影响到 10m 左右的深度。在中纬度海区，由于有很大的温度年较差，冬季平均风速也大，所以垂直混和很强，常可达到几百米的深度。至于近岸浅水区域，冬季的垂直混和一般都直达海底。

海洋底层的混和主要是由海流、潮流以及内波等与海底的摩擦而产生；内波在倾斜海底的破碎也是原因之一。因此，海底的混和主要是机械混和。由于海水层结、海底形态、海底粗糙度，以及海流、潮流、内波等动力条件不同，海底混和的强度具有很大的地区变化和时间变化。

海洋锋区是不同性质的水团相交汇的海区，海水温盐等物理性质的变化相当剧烈，海流也比较复杂，通常具有较大的速度梯度。所以这里是很不稳定的区域，具有相当强的水平和垂直混和。除了机械混和以外，由于不同性质水团的相互穿插，还伴有双扩散对流混合。

（二）内部混和

海洋内部的湍流和混和与内波密切相关。当内波在海洋中传播时，它的最大速度剪切一般集中在界面层，也就是密度梯度特别大的水层。这时，如果原来就存在速度剪切，则内波就很容易发生破碎。另一种情况与表面波相似，当内波的波高增大到一定量值后，其波峰的水质点速度将达到并超过波速，这时，波面向前倾倒、翻转。这两种情况都将导致局部的湍流和混和。

在稳定层结的海水中，当温度和盐度两种要素中的一种具有“不稳定”的垂直分布或者是温度随深度升高，或者是盐度随深度减小，就会发生由于分子的热与盐扩散系数差别而导致的双扩散对流。若将冷而淡的水置于暖而咸的水层之上，并使上层密度略小于下层，开始时是静力稳定的。这时，在两层水的界面处将发生热量和盐量的分子扩散。上层水将因此而增温增盐，下层水将因此而降温降盐。但由于分子热扩散系数比盐度扩散系数大 100 倍，所以在界面处，上层水由于增温而使密度减小的作用远远超过由于增盐而使密度增大的作用，因而破坏了它的静力平衡，导致对流的产生。这种自由对流从界面不断向上（对于上层）和向下（对于下层）扩散，导致热量和盐量自下向上不断的扩散。另一种双扩散现象恰好相反，是暖而咸的水置于冷而淡的水层之上，上层水的密度同样略低于下层。这时，在界面附近，上层水因双扩散而密度增大，下层水则因此而密度减小，于是静力平衡受到破坏，对流随之产生。

双扩散大大促进了海洋内部的混和过程，实验表明：对于总厚度为 30cm 的两层水，由于双扩散对流，几个小时便可混合，如果仅靠分子扩散，则需 1 年时间。

第三节　海洋扩散模式

在海洋环境研究中，为了了解盐度、温度、溶解氧、营养盐或污染物质的分布和变化，我们建立了各种类型的扩散模式。

一、稳态湍流混和

稳态模式，是指浓度的分布不随时间变化，即 $\frac{\partial C}{\partial t}=0$ 的情况。

（一）垂向二维扩散模式

假定海流沿 x 方向流动，流速为 u。湍流混和仅沿 z 方向进行。某种保守物质，比如盐度 s 的垂向二维湍流扩散方程为：

$$u\frac{\partial s}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial z}(k_z\frac{\partial s}{\partial z}) \tag{7-1}$$

(7-1) 式的右端项可写为：

$$\frac{\partial}{\partial z}(k_z\frac{\partial s}{\partial z})=k_z\frac{\partial^2 s}{\partial z^2}+\frac{\partial k_z}{\partial z}\frac{\partial s}{\partial z} \tag{7-2}$$

假定 k_z 不随深度变化，即 $\partial k_z/\partial z=0$，则得

$$u\frac{\partial s}{\partial x}=k_z\frac{\partial^2 s}{\partial z^2} \tag{7-3}$$

在一定的边界条件下，(7-3) 式可以求得解析解。在海洋实际情况下，有下列 3 种形式的解：

当(1) $k_z/u=\frac{1}{2}a$ 时，$s=s_0+s_1\{(z-h)^2+ax\}$ (7-4)

(2) $k_z/u=\frac{1}{\pi^2}\frac{d^2}{l}$ 时，$s=s_0+s_1e^{\frac{x}{l}}\cos\frac{\pi}{d}(z-h)$ (7-5)

(3) $\frac{k_z}{u}=\frac{1}{\pi^2}\frac{d^2}{l}\frac{s_1}{s_2}$，$\frac{s_1}{s_2}<<0$，$u=u_0\cos\frac{\pi}{d}(z-h)$ 时，

$$s=s_0+s_1e^{\frac{x}{l}}\left[s_1+s_2\cos\frac{\pi}{d}(z-h)\right] \tag{7-6}$$

式中 s_0、s_1、a、l、d、h、s_2 和 u_0 等均为恒量。

（二）横向二维扩散模式

如海流沿 x 方向流动，流速为 u，仅考虑 y 方向的混和。与垂向混和相似，可得到相似的扩散模式：

$$u\frac{\partial s}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial y}(k_y\frac{\partial s}{\partial y}) \tag{7-7}$$

同样可获得与(7-5) 式形式相似的解，符合海洋实际情况的解为当 $\frac{k_y}{u}=\frac{1}{\pi^2}\frac{b^2}{l}$ 时

$$s=s_0+s_1e^{\frac{x}{l}}\cos\frac{\pi y}{b} \tag{7-8}$$

式中 s_0、s_1、l、b 均为恒量。

（三）纵向一维弥散模式

采用与垂向和横向混和扩散模式同样的分析方法，可得

$$u\frac{\partial s}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial x}(k_x\frac{\partial s}{\partial x}) \tag{7-9}$$

上式符合海洋实际情况的可能解为：

当 $\frac{k_x}{u}=l$ 时，

$$s=s_0+s_1e^{\frac{x}{l}} \tag{7-10}$$

式中 s_0 和 l 为恒量。

弥散作用包括湍流和平流等作用，纵向弥散系数 k_x 自然比单独湍流引起的混和系数 k_y 和 k_z 大得多。

污染物在海洋中经过一定时间扩散后，沿纵向的分布趋向于正态分布时，纵向弥散系数 k_x 可按下式计算：

$$k_x = u^2 H^2/(20k) \tag{7 11}$$

式中 $\bar{u}$ ——垂向平均流速；

H ——水深。

从(7 11)式看来，纵向弥散系数 k_x 与垂向湍流混和系数 k_z 成反比。这在河口和海湾具有特殊意义。由于潮流影响，海域稳定分层，从而限制了垂直扩散，这样大大加速了纵向迁移。在河口中，k_x 可达 $10^7 cm^2/s$。

二、非稳态湍流混和

（一）非稳态湍流垂向混和模式

非稳态湍流混和模式的特点是浓度随时间而变化，即 $\partial c/\partial t$ 不等于零。垂向和侧向湍流混合模式相似。现以非稳态垂向湍流混合模式为例来说明。假定不考虑平流的作用，则湍流扩散模式可简化为：

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial c}{\partial z}\right) \tag{7-12}$$

如 k_z 不随 z 而变化，则上式可为

$$\frac{\partial c}{\partial t} = k_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \tag{7 12'}$$

(7-12′)式与一维热传导方程相同。在一定起始条件和边界条件下，可以得解。适合海洋实际情况的可能解有三种：

① $$c = c_0 + c_1 e^{-\frac{z}{d}} \cos\frac{\pi}{d}(z-h) \tag{7-13}$$

据(7-13)式可以求得

$$k_z = \frac{1}{\pi^2}\frac{d^2}{\tau}$$

式中 c_0、c_1、τ、d、h 均为恒量。

② $$c = c_1 \cos\frac{2\pi t}{T} + c_2 \sin\frac{2\pi t}{T} \tag{7-14}$$

式中 T 为振动周期；c_1 和 c_2 是深度 z 的函数。据(7-14)式可求得

$$k_z = -\frac{2\pi}{T}\int_{z_1}^{z}\frac{c_2 dz}{\frac{dc_1}{dz}} = -\frac{2\pi}{T}\int_{z_2}^{z}\frac{c_1 dz}{\frac{dc_2}{dz}} \tag{7-15}$$

③ $$c = c_1 = c_0 e^{-az}\cos\left(\frac{2\pi t}{T} - az\right) \tag{7 16}$$

式中 $a = (\pi k_z/T)^{\frac{1}{2}}$

（二）三维湍流混和模式

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u\frac{\partial c}{\partial x} = k_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \tag{7-17}$$

对非周期变化

$$c = c_0 + c_1 e^{-\frac{t}{\tau}} \cos\frac{\pi y}{b}\cos\frac{\pi}{d}(z-h) \tag{7-18}$$

$$\frac{1}{\tau} + \frac{u}{l} + \frac{k_x}{l^2} = \pi^2\left(\frac{k_y}{b^2} + \frac{k_z}{d^2}\right)$$

对周期变化

$$c = c_0 + c_1 e^{-\frac{t}{\tau}} \cos\left(\frac{2\pi t}{T} - \frac{x}{l}\right)\cos\frac{\pi y}{b}\cos\frac{\pi}{d}(z-h) \tag{7-19}$$

$$\frac{u}{L} + \frac{2k_x}{lL} = \frac{2\pi}{T}$$

$$\frac{u}{l} + k_x\left(\frac{1}{l^2} - \frac{1}{L^2}\right) = \pi^2\left(\frac{k_y}{b^2} + \frac{k_z}{d^2}\right)$$

(7-18) 式和(7-19) 式中，c_0、c_1、τ、l、b、d、h、T、L 等均为恒量。

（三）水平圆形扩散模式

海洋中，在水平湍流作用下，某种物质斑点，如染料、油沫等，会向四周呈圆形扩散。以源点为中心，径向距离为 r，圆形扩散方程为

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{1}{r}\times\frac{\partial}{\partial r}\left(k_r r\frac{\partial c}{\partial r}\right) \tag{7-20}$$

如 k_r 为常数，上式的解为

$$c(r,\ t) = \frac{m}{4\pi k_r t}\exp\left[-\frac{r^2}{4k_r t}\right] \tag{7-21}$$

据研究，m 为单位水深一次性投放量；k_r 与 r 成正比关系，即 $k_r = pr$，其中 p 为扩散速度。

（四）非保守物质的湍流混和模式

非保守物质如营养盐、放射性物质以及有机污染物等，在海洋的迁移扩散过程中，会发生各种变化，致使其浓度衰减或增大。非保守物质的垂向、横向湍流混合和纵向弥散作用，仍可采用上述的保守物质的同类扩散方程，只须在方程的右端项中增加一个转化项 R。如

垂向湍流扩散：
$$u\frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z\frac{\partial c}{\partial z}\right) - R \tag{7-22}$$

横向湍流扩散：
$$u\frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y\frac{\partial c}{\partial y}\right) - R \tag{7-23}$$

纵向弥散扩散：
$$u\frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial c}{\partial x}\right) - R \tag{7-24}$$

上列各式可采用数值方法求解。

第四节 温 排 水

一、温排水的热污染

无论是火力发电厂，还是原子能(核燃料）发电厂，由燃料所放出的全部热量和电能相等价的热量之差，即为损失热量，其中大部分通过冷却水排放出去。这种把水温已上升了的复水器冷却水直接排放到自然环境水圈的技术措施，称为“温排水”。

使用冷却水的工业很多，例如，生产 1t 钢所使用的冷却水需要 90～150m³，但在温排

水中，火力发电厂的复水器冷却水量要大得多，平均输出 100 万 kW 需要 35m³/s(火力发电厂）或 60m³/s(原子能)。冷却水经过循环使用后，水温将平均升高 7℃左右，所以经过温排水排放出的热量是巨大的。

当这种温排水的排热对环境不利影响时，称为热污染，如果这种排放具有正的效果，就称为热富集；当其影响好坏不明时，称为热影响。

我国的海岸线漫长，近年来，电力部门已将电厂建设的重点由坑口电厂转到沿海电厂。电厂所需的大量复水器冷却水可依靠水量无限的海水，而且排热处理场可求助于拥有庞大冷却能力的海域。用海水作为冷却水大多都不再循环使用，而且采用所谓一次用水方式。

利用海水作为电厂冷却水对于整个海岸线来讲，受到温排水影响的范围只限于很小的水域，对于气候几乎没有影响，但如果微观地从各个具体地点来看，对于电厂周围海域的海象条件和生物乃至生态系统，会有一定的影响。因为水温升高使水中的溶解氧减少，同时，又使鱼类的新陈代谢率增高，从而需要更多的氧。鱼在热应力作用下，发育受到阻碍，甚至很快死亡。因此，涉及到浅海渔业和沿岸养殖业的温排水的影响是不可忽视的。发电厂的选址及其扩建计划，必须充分考虑到温排水的影响。

二、温排水的扩散和冷却过程

发电厂对复水器冷却水所排放的热能大致有两种处理方法。一种是温排水排放到原来的取水源中(即所谓一次用水系统)；另一种是把温排水送到冷却塔或冷却池等人工设施里，把热量排放到大气里去，然后再把冷却了的水循环使用再送到复水器里，温排水完全不排放到自然水圈(闭路循环系统)。

通常，温排水由排水口进入到海洋当中，比海水温度平均要高 7～8℃的温排水，其密度比周围海水的密度小，所以趋于海水的表层向周围扩散。温排水的扩散、冷却过程是由温排水本身排出时所产生的流动(排水口水流）和海水流动之间进行热量传递(对流混和)，与周围冷海水混和稀释(湍流混和)以及由海面向大气放热等三种物理过程所组成的复杂形式进行的。

如果海面平静又没有潮汐影响，海域处于极为稳定的气象和海象条件之下，则在排水口周围，温排水形成的水流占优势。由于这种水流运动，热量进行传递，与此同时，冷水由下层连续加进来进行混和稀释。

随着离排水口距离的加大，与排水口的水流相比，海洋的湍流运动越来越占优势。这种湍流运动所造成的混和稀释很激烈(湍流热扩散)，同时水温也逐渐下降。在这期间，由于海而与大气间的热交换(尤其是海面蒸发引起的潜热传递）温排水逐渐冷却。

由于这样的混和、冷却过程，首先是在排水口附近水温有相当程度的下降，向海洋移动时水温又在逐渐下降，从而很快就接近周围海水的表层温度。在以排水口为中心的一定范围海域的表层形成了一个近似舌状的升温区。最后，所有的排热都扩散到大气中去了。

在稳定状态下的海域，由于上述扩散过程，形成了因温排水造成的高温区。高温区的大小和形状取决于下列种种因素。

升温区域的形状与排水口的方向有着极为密切的关系，也与排水口周围的海岸地形以

及防波堤等水工建筑物的布置情况有关。在平直海岸的情况，如果排水口安排在与海岸线直角的方向，那么升温范围就形成了一个面向海洋的舌状形。与此相反，若把排水口安排在与海岸平行的方向，那么水温上升范围就会沿海岸扩展，对海洋的影响停留在一个小范围内。此外，排水口的形状、排放深度和排放的流速也影响到扩散的范围。

沿岸的海流和潮汐作用也左右着升温区域的大小和形状。在周期性往返变换的潮流作用下，水温上升范围随着涨潮、退潮而有所改变，其形状和大小也在时时刻刻发生变化，并在退潮时形成最大的扩散范围(图 7-3)。

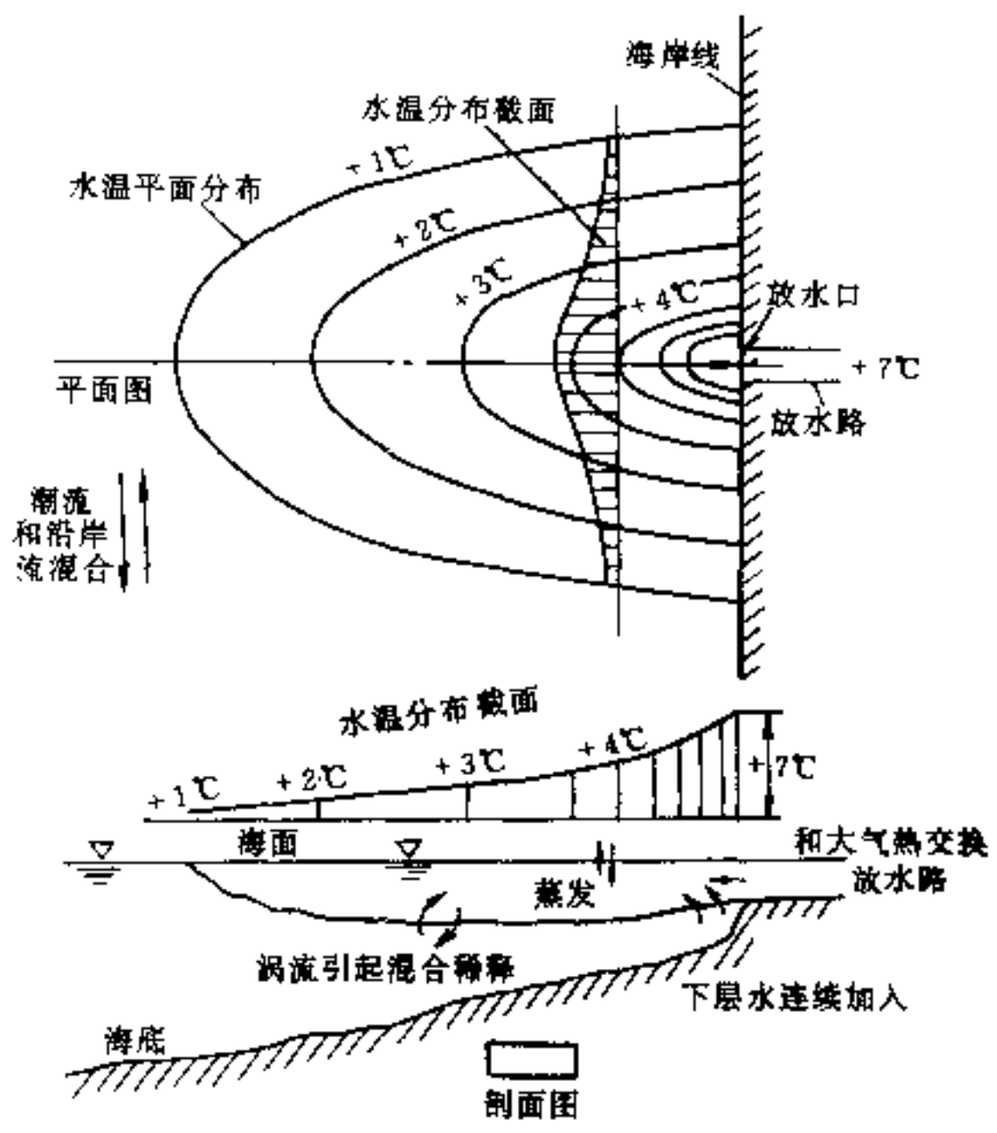


图 7 2　温排水的扩散冷却过程模式图

排水口前面的海底地形会对排水口周围的海水温升有所影响。如果排水口前面的水深达到一定深度，当温排水沿表层向外扩散时，深层的冷水就会补偿楔入，从而使表层的温升降低，范围缩小。

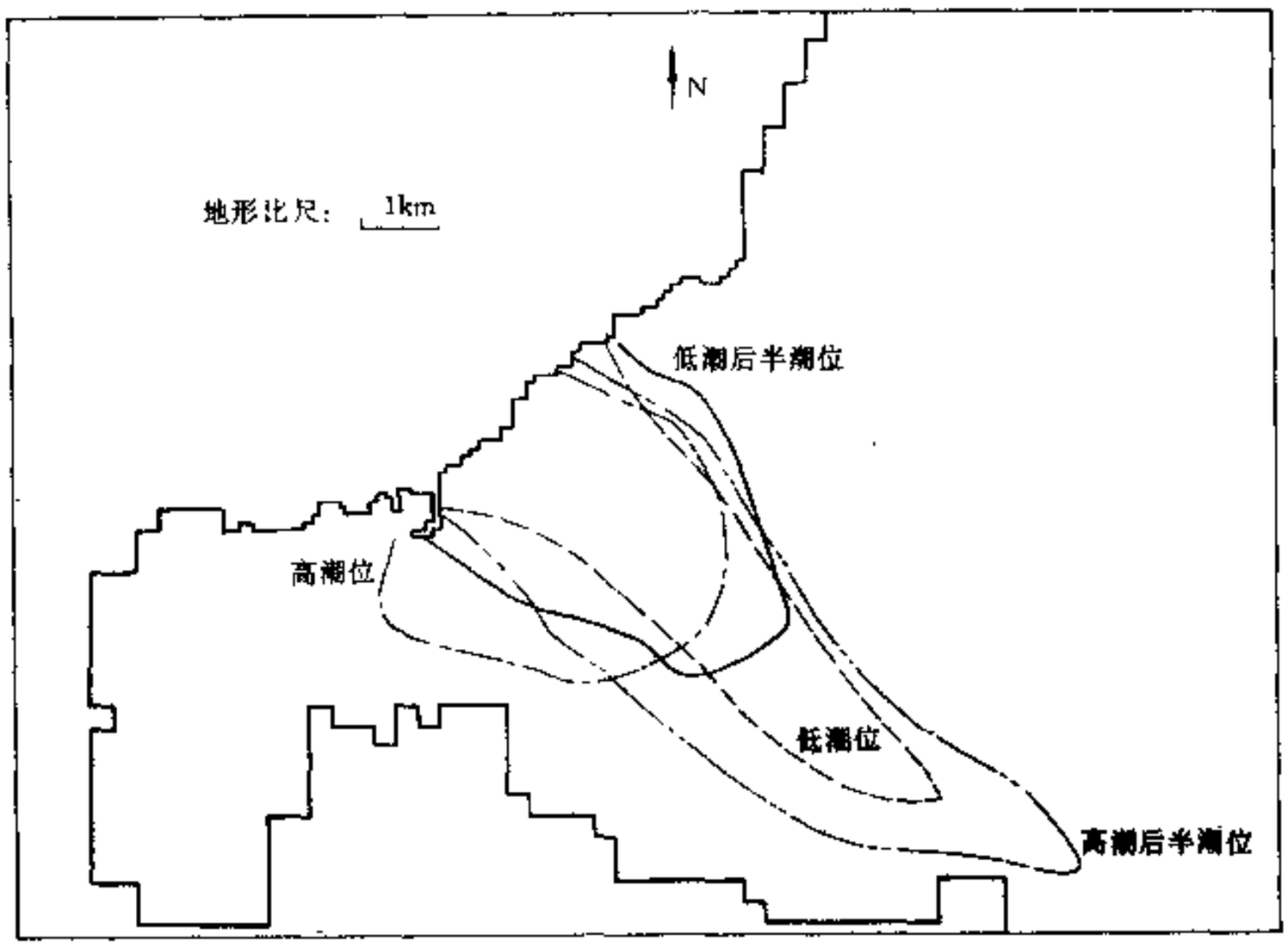


图 7-3　某电厂四个潮相位时刻 1℃温升线范围的比较

风的作用产生风生海流，由于海流的传递从而使温升范围发生变化。风的作用还促进海面蒸发，同时促进了冷却的效果。而风掀起的波浪则助长了破波带内的混和和扩散。

第五节　石　油　污　染

一、海洋石油污染

石油污染的主要污染物是各种烃类化合物　　烷烃、环烷烃和芳烃等。石油污染物数量巨大，据估计，近年来，因人类活动每年排入海洋的石油及其制品达1000万t左右。其中，通过河流排入海洋的废油约有500万t，船舶的排放和事故溢油约150万t，海底油田泄漏和井喷事故排放约100多万t。另外，逸入大气中的石油烃，每年约有400万t沉到地球表面。

石油或其制品进入海洋后，会发生复杂的物理和化学变化，如扩展、蒸发、溶解、乳化、光化学氧化、形成沥青块等。石油入海后首先在水面迅速扩散成油膜，随后分裂成为大小不等的片状或带状油膜，随风和随流飘移。油膜扩散的速度和面积，受风、海浪、海流和油的物理化学特性的影响。

蒸发作用是海洋油污染自然消失的重要因素。蒸发速度随石油各种组合的分子量、沸点以及油膜表面积和厚度、风力和温度而不同。含碳原子数小于15的烃(沸点小于250℃)入海后10天内便被蒸发掉，含碳原子15~25的烃(沸点250~400℃)蒸发速度很慢，含碳原子数大于25烃(沸点大于400℃)不容易蒸发。低分子烃和有些极性化合物还会从海面溶于海水中。海面的石油经过蒸发和溶解，比重逐渐增大，最后形成沥青块。

石油入海后，在湍流、风浪等的搅动下，发生乳化作用。乳化有两种形式：油包水乳化和水包油乳化。前者稳定，后者较不稳定，容易消失。

海面油膜在光和微量元素的作用下，发生光化学氧化反应。这是石油化学降解的主要途径，但目前对这一过程还了解甚少。

石油经过蒸发和溶解作用失去较轻的部分，而形成致密的分散粒子，或吸附在其它颗粒物上，最后沉降到海底。在海流和海浪作用下，沉入海底的石油或石油氧化产物还可能再上浮到海面。

在海洋中，微生物在降解石油烃方面起着重要作用。烃类氧化菌广泛分布于海水和底泥中，不同的石油烃可被不同种类的氧化菌分解。海藻和海洋动物也能降解一些石油烃。微生物氧化降解石油烃，要消耗大量的溶解氧，有些降解过程的中间产物对鱼类是有害的。浮游植物和定生海藻可直接从海水中吸取或吸附溶解的石油烃类。海洋动物可吞食吸附有石油的颗粒物质，溶于水中的石油可通过食道或鳃进入它们的体内。在清洁的海水中，海洋动物体内积累的石油烃可较快地排出。

石油污染会带来严重的后果。这不仅是因为石油的各种成份都有一定的毒性，还因为它具有破坏生物的正常生活环境，造成生物机能障碍的物理作用。

油膜隔绝了大气与海洋之间的气液交换，石油膜的生物分解和自身的氧化作用，消耗水中大量的溶解氧，致使海水缺氧。油膜减弱了太阳辐射透入海水的能量，影响海洋绿色植物的光合作用。石油膜沾污海兽皮毛和海鸟羽毛，使它们失去保温、游泳和飞行的能力。

分散的膜和乳化油对一切海洋生物都是致命性的。它们破坏海洋浮游植物体内的叶绿

素，阻滞细胞分裂而使之大量死亡，从而破坏海洋生态系统的平衡。分散油和乳化油能引起鱼鳃发炎坏死，使循环系统产生紊乱。原油沉降于潮间带和浅水海底，使一些动物幼虫、海藻孢子失去适宜的固着基质。粘度大的油还可堵塞水生动物的呼吸和进水系统，使之窒息死亡。

在水中含油浓度为0.01ppm时，鱼在1天内就出现油臭，食用价值降低。浓度为20ppm时，鱼类不能生存。石油污染对鱼苗和鱼卵的危害更大。海水含油浓度为0.01ppm时，畸形鱼苗可达23%～40%，0.1ppm时孵化的鱼苗都有缺陷，存活期仅1～2天。石油污染会破坏海滨风景区和海滨浴场，有时还会使海面着火。海洋如果受到石油严重污染，要经过5～7年，海区生物才能重新繁殖起来。

二、油扩散

油流入海洋的途径有各种各样，由于途径不同，在海中的扩散形态也就不同，大体上可以分成以下几类：一种是流动点源的连续扩散。船舶边航行边排放废油，这时就出现一条细长而尾宽的油扩散带；实际上这条带状可长达20海里。第二种是点源连续扩散。油从触礁船的破孔里慢慢流出，或者是油从陆地上的油罐经长时间流出并扩散到海里。第三种是点源瞬间扩散，一定数量的油在瞬间排放出来，比如船只损坏时，一个油罐的油一下子全都散泄就属此例。

最基本的扩散形式之一是点源瞬间扩散，举例如下。

图7-4是1966～1967年间在日本各港口外海面上实验的油扩散的情况。所使用的油是C重油、废渣油、废润滑油各2000l，大体上是一次投弃在海上，再用飞机或船舶每隔一定时间测定其水平扩散情况。在日本海域选择了六个地方进行实验，以便掌握不同地区海流、水温和风力的不同影响。

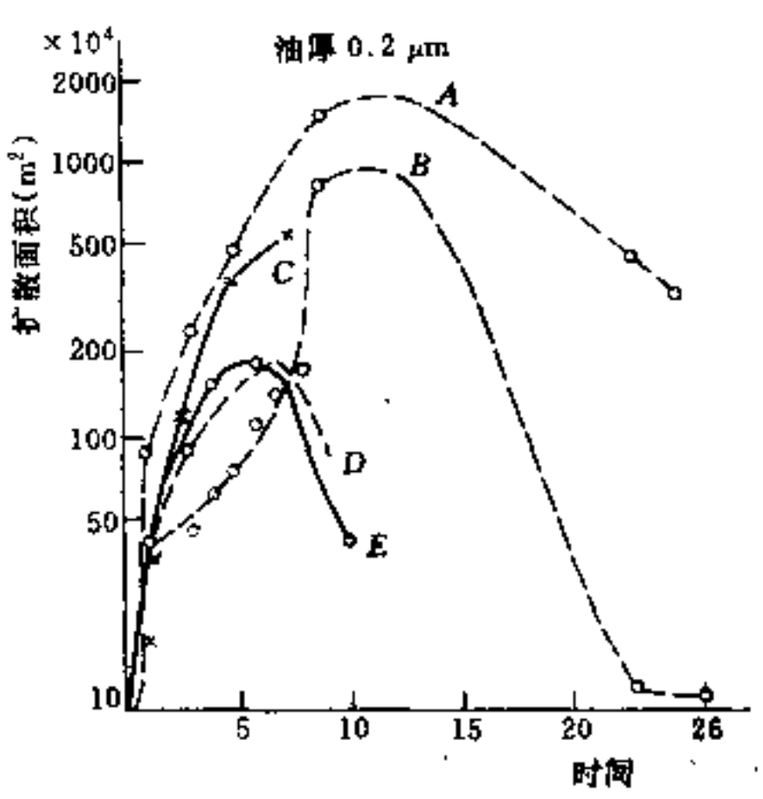


图7-4 C重油等的扩散(各2000l)
A—C重油；B—C重油；C—C污泥；
D—润滑废油；E—C重油

实验发现，各种油投入海上后的最初一小时急速扩散，之后扩散速度趋缓，在扩散到最大面积之前，其扩散速度最缓慢。

在这个实例中，C重油在10～12h扩散到最大面积，其油层厚度的计算值为0.2μm。其后，随着油层的扩散，出现油膜分离下沿等现象，其面积逐渐减小(图6-4的A、B)。但是，同样的C重油在E的情况下，由于海上情况不同并且海面情况恶劣，在其面积还不及A例的1/10时就开始分散了。此外，这种扩散形成的油膜碎片在海上一般都没有固定的形状，只要是有风就会形成不完全的长椭圆形，很多时候是油浓的部分在下风头，并由其尾部分散出来到处漂流。

图7-5的(a)和(b)是1974年实验用1000l废油的扩散情况。这个扩散情况与前一例不同，初期的扩散速度较慢而且要经过大约5h才能扩散到最大面积($8\times10^4m^2$)，其面积仅相当于前一例的1/250。原因之一是投入海中的油量是前一例的一半，而更重要的原因是这些油是用热海水把附着在油轮的油罐壁上的残油洗下来又集中在油罐里的，所以约含

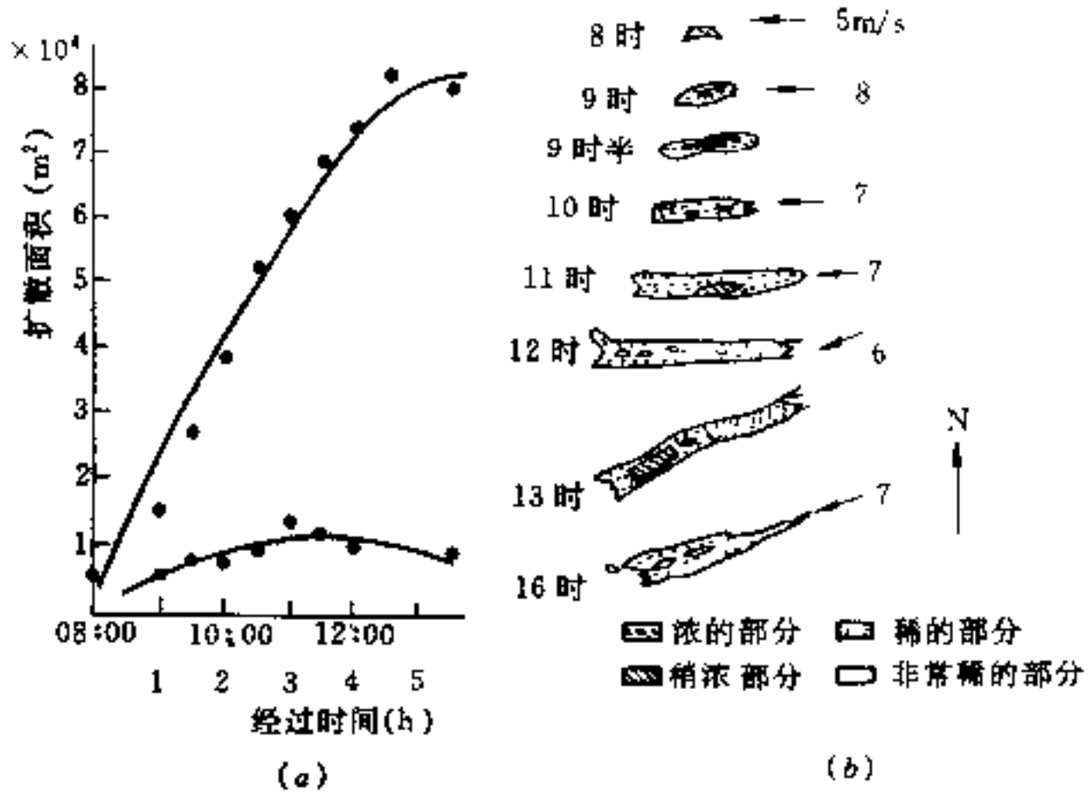


图 7-5

(a) 废油的扩散 (1000l，1974 年 10 月)；

(b) 废油的水平扩散

5%的水，粘度很大。这些油膜的厚度，薄的部分为 0.2～0.7μm，稍厚的部分为 3～5μm。海上的油时时刻刻都在改变着扩散的形状，就是同样的油其扩散过程也显著不同。在最终的分解阶段，各种物理的、化学的变化过程也是各种各样的。所以，油的扩散除外部原因，如水温、潮流、风以及风浪等带来很大影响外，油本身所具有的特点才是最大的原因。

1974 年 12 月 18 日，日本海发生了一次油泄漏事故。位于冈山县水岛港的三菱石油水岛炼油厂流入海中的重油高达 7500～9500t，直接或间接地给附近海域造成很大危害。但与此同时，这次油的泄漏事件在弄清海上油扩散情况以及防除方面却留下了有益的启迪。

图 7-6 是日本海上保安厅用飞机调查的 1974 年 12 月 23 日油的扩散情况。这是每天的油外表浓度(由海面上油的表面观察，将其分为 A～E 5 个等级)、扩散范围和漂浮情况等的

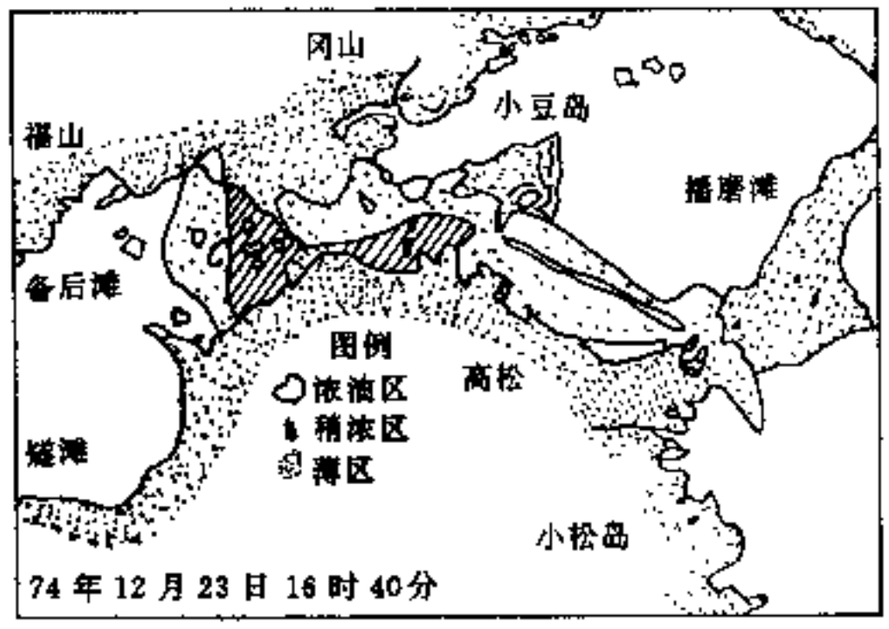


图 7-6　日本水岛港流出油的扩散情况

调查结果。根据这些调查，由水岛港到备赞濑户中央突出的舌状油带从 19 日到 29 日急剧扩散，23 日油的扩散范围为最大，超过 1200km²。

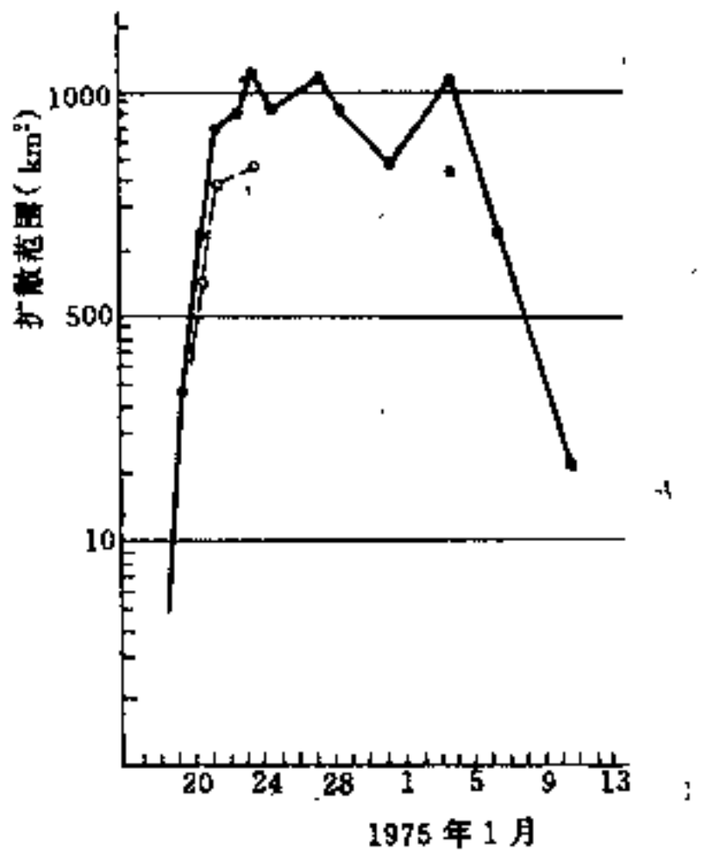


图 7-7　日本水岛港流出油扩散情况的变化

图 7-7 是水岛港流出油扩散面积的增大情况。油开始流出后，约经过 3 天，即 12 月 22 日左右扩散面积达 800km²，到 1 月 3 日以前，面积维持在 1000km² 左右。从 1 月 5 日左右开始分散，9 日海上的油膜几乎消失，外观上减少到 20km²。

第六节　赤　　潮

水体出现富营养化现象时，浮游生物大量繁殖。这种现象在江河湖泊中称为水华，在

海洋中则叫作赤潮。赤潮又称红潮，主要发生在近海海域。

赤潮大多数发生在内海、河口、港湾或有上升流的水域，一般以春、夏季较常见。赤潮的颜色，是由形成赤潮占优势的浮游生物种类的颜色决定的，如夜光藻、无纹多沟藻等形成的赤潮呈红色，绿色毛藻大量繁殖时呈绿色，还有一些硅藻则是褐色。

海洋受到有机物污染，生物可利用的氮、磷、碳等营养物质大量增加和聚积，造成海洋富营养化，为赤潮生物大量繁殖提供了丰富的营养盐类，这是形成赤潮的基本原因。此外，海水受污染后，铁、锰等重金属和维生素 B_{12}、四氮杂茚、间二氮杂苯等有机氮化合物的含量增加，促使赤潮生物在短时间内大量繁殖，这是赤潮发生的诱因。海区的气象、水文条件为赤潮的发生提供了必要的环境条件。一般认为，阳光强烈、水温升高、海水静止、海面上空气流稳定的海区水文气象条件有利于赤潮生物的集结。有人认为，水底层出现无氧和低氧水团，往往会引起赤潮。

富营养化是赤潮发生的必要条件，但不是充分条件。岩崎等人指出，60%以上的藻类生长需要维生素的物质。当有 B_1、B_2 等水溶性维生素时，水温在 20℃以上，在盐度低、营养物质丰富时，往往就会发生赤潮。因此，研究赤潮发生机制时，不可忽视对微生物的研究。

第七节　海　水　混　浊

海水混浊的主要原因是由于海水中的溶解有色物质和悬浊粒子(除由无机和有机物质组成的微粒子外，还包括细菌和浮游生物一类的微小生物)。水中的光量和光质是随着水深(水层的厚度)、溶解性有色物质、悬浊粒子等对光的吸收和散射变化而变化的。光(特别是单色光) 在水中的衰减用下面的指数式表示：

$$I_d = I_0 e^{-kd} \tag{7-25}$$

式中　I_d 和 I_0——在深层 d 和海面上的太阳辐射能量；k 是表示光衰减程度的系数，称为消光系数。光在海中的衰减是根据消光系数与深度之积 kd 决定的，k 值的大小因波长而异。

水中的光通常是用水下照度计来测定的。水的透明度则用透明度盘测定。它是一个直径为 30cm 的白色圆盘，观测时，把它逐渐沉放到海水中，至刚刚看不到的位置，即为水的透明度。透明度(T_r) 与消光系数(k) 之间的关系为：

$$k = \frac{1.7}{T_r} \tag{7-26}$$

水中的光照度，对于海洋植物进行光合成具有重要意义。相对照度为 1%的深度，大体可以看作是维持海洋植物独立营养生活的最低限度。因此可以说，海水中的悬浊粒子不单纯是给视觉带来不快或是给鱼类造成危害，面且对海洋生物的繁殖也有重要的影响。

在近岸海区和内海湾，海水的混浊往往是由于航道疏竣、弃土成是随着大雨由河川上游带下来的土砂等所造成的。例如，浊水的流入使紫菜网上附着有大量的泥沙微细粒子，就会妨碍紫菜胞子往网丝上附着，结果胞子就会和微细粒子一起从网丝上流失。或者会妨碍紫菜幼芽的生长。因此，在进行疏竣和弃土时，对于抛泥地的位置以及泥沙的运动方向必须预先进行充分的考虑。

第八章　人为改变环境的水文效应

第一节　人类活动对水文要素的影响

一、水量

天然流域的水文循环过程见图 8-1。降水作为流域的输入项，同时也有一部分蓄存在流域内以河道径流、蒸散发及深层渗漏等途径而输出。人类改造自然的活动改变了环境，也改变了水循环各要素以及水汽的输入。人类改造自然的活动，诸如砍伐森林、农牧业活动、水利工程建设、城市建设、采矿活动等在地球上普遍存在，因此地球上的水文循环已远不是自然状态的循环。

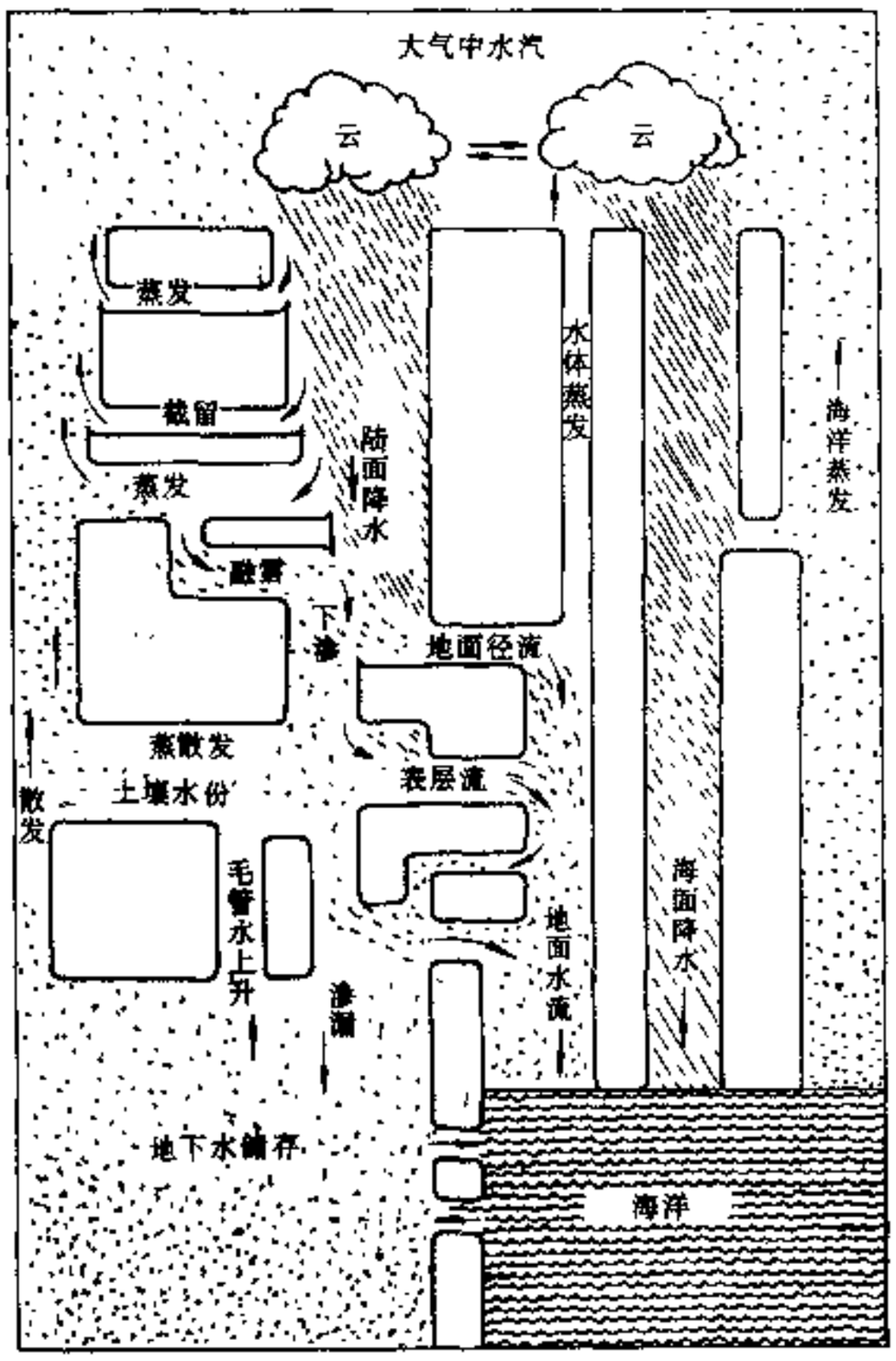


图 8-1　自然水文系统

（一）对单个水文要素的影响

人类的干预活动对水文循环各个要素的影响及它们改变的程度和特征有过大量研究，列举数例以说明。格里森研究了加利福尼亚州帕帕萨迪纳的 Raymond 流域，针对不同土地使用情况下蒸散发量的变化，他认为在草地和林地上铺设不透水地面和街道，蒸散发量将减少 86%(图 8-2*a*)。霍尔顿和寇帕里克在美国的 Piedmont 小集水区研究了不同农牧业土地使用情况对下渗率的影响，认为下渗量随着农牧业活动强度的加剧而减小。下渗率的减少量最大可达 80%(图 8-2*b*)，同时下渗的减少又会引起土壤含水量的减少。希尔思对英国 (Bristol) 附近土壤含水量的测量显示，农业机动车道和使用除草剂导致土壤含水量减少 50%(图 8-2*c*)，原因是地面板结引起土壤孔隙率的减少及下渗率减少，主要是后者。显然，下渗率的大小对表面径流强度起了决定性的作用。诺布尔在美国犹他州 Ephraim 流域研究了放牧强度对下渗和地表径流的影响(图 8-2*d*)。由于过度放牧，草场植被率由 60%～75%下降到 10%的情况下，每小时 65mm 强度的降雨径流系数由 2%增加到 73%，增大 35 倍之多。

在地下水埋深较浅的情况下，地下水蓄量的变化，是对毛细管上升或植物根部吸水所引起的蒸散发率改变的响应。霍斯特勒·乔京森在丹麦森林试验站的研究指出，在

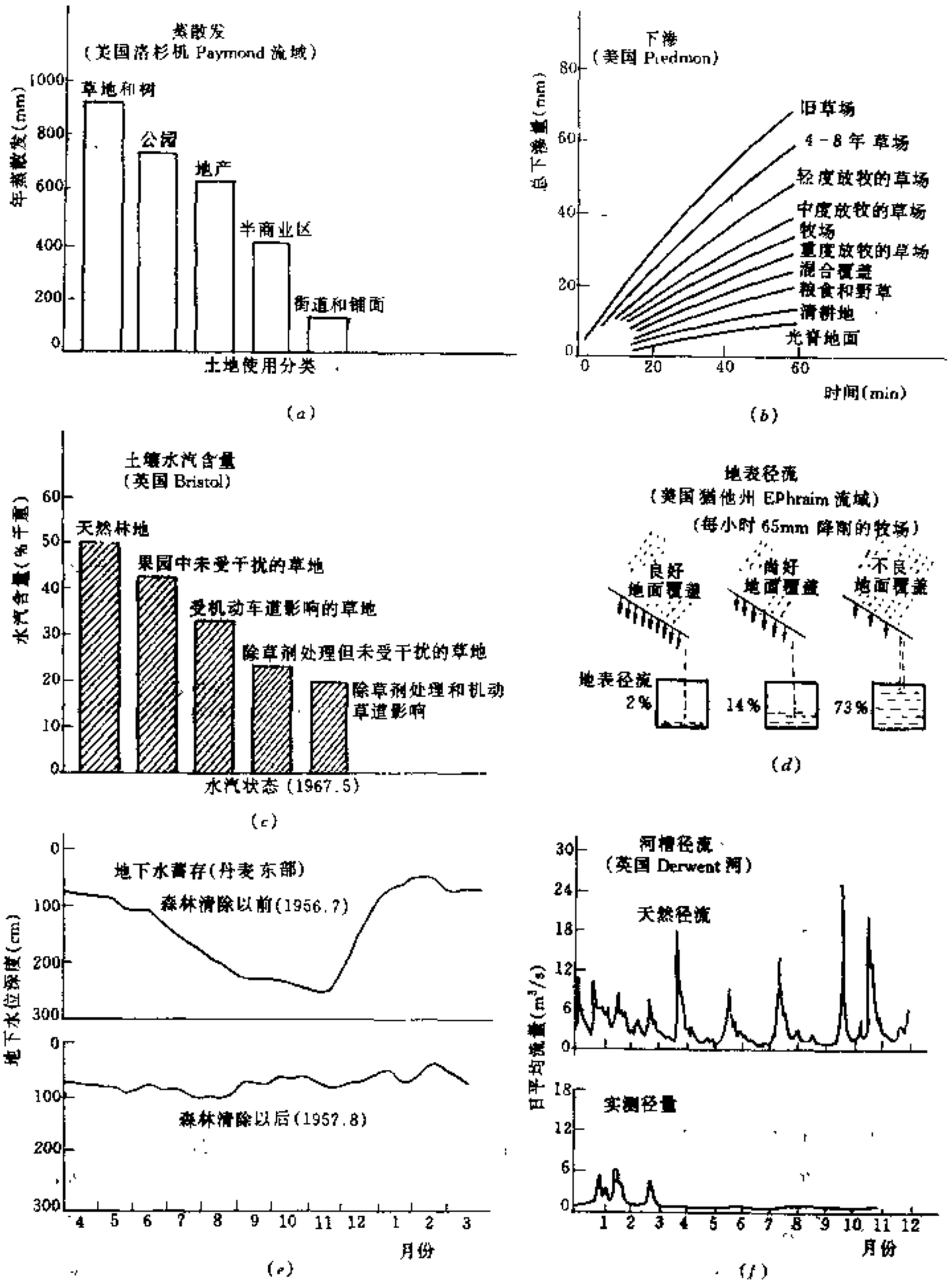


图 8-2　人对单个水文过程的影响实测

种植 75 年树龄的山毛榉林地上，地下水位呈现明显的季节变化，夏季由于林木蒸散量大，根部吸水多，地下水位明显低落，森林被砍伐以后，地下水位的季节变化消失了(图 8-2*e*)。

理查德和伍德研究了筑坝对河道径流的影响。图 8-2*f* 是英国的 Derwent 河建造了大坝前后下游的流量过程线的对比。城市中，沥青和水泥铺面使下渗将接近于零，而建筑物顶和不透水地面上的蒸散发损失也大大减少，同时屋顶、排水沟、道路、下水道系统的暴雨径流动力学也显著不同于自然情况。拉沃维奈和切诺盖耶娃计算了莫斯科郊区和市区水量

平衡的各个分量，他们认为城市化使蒸散发和地下径流分别减少了62%和50%，而地表径流则增加了155%。

（二）对流量过程线的影响

哈若德在美国弗吉尼亚州Allegheny的流域实验研究中指出(图8-3*a*)，森林砍伐后，洪峰变得高而陡，并伴随着年径流量的增大。

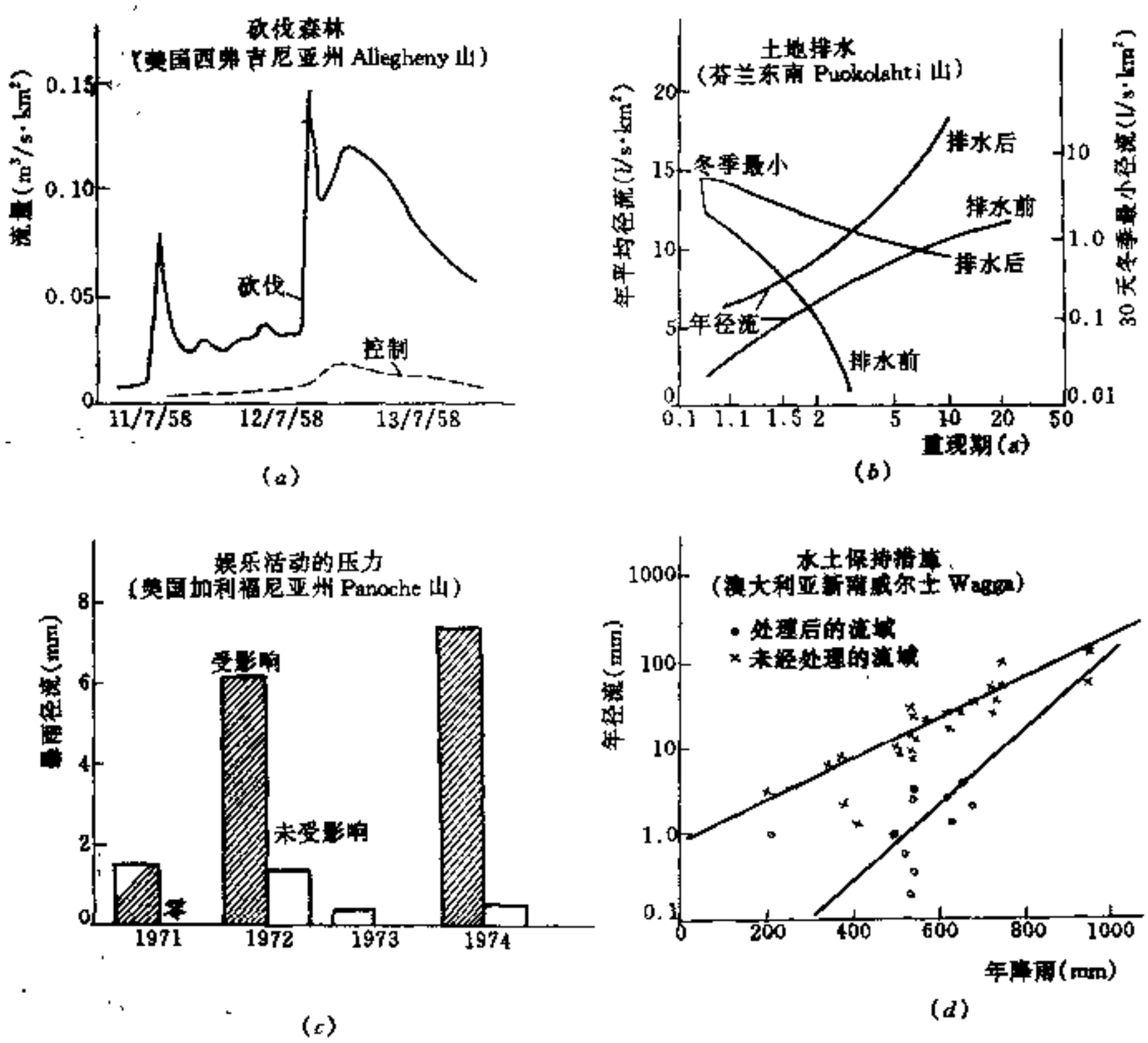


图 8-3　人类对流域响应的影响

通过开挖排水沟或排水管以降低地下水位为目的的土地排水对流域水文响应的影响，说法不一。但总的认为这种影响与地下水位、降雨强度、土壤含水量和土壤输水率等因素有关。穆斯托伦和森拉在芬兰Ruokolahti进行的研究有一定说服力。他们在流域的对比研究中，一个流域在1958～1960年期间进行了土地排水另一个则没有排水。研究结果表明：由于排水引起地下水位下降和蒸散发减少，使年平均径流量增大40%还多。这种影响，还可以从流域排水前后年平均径流频率曲线和冬季最小径流量的比较中看出(图8-3*b*)。

美国加利福尼亚州Panocke山谷是一个休闲胜地，周末的机动车辆可达2000辆之多。娱乐休闲活动对环境造成了干扰。施耐特对于该地区受干扰和未受干扰的两个小流域的对比研究表明，由于娱乐活动破坏了地面植被覆盖和造成土地板结，致使干扰流域上的径流比未受干扰流域的径流量显著增加(图8-3*c*)。

城市化对水文过程有极大的影响前面已经提到，从修建城市之后和之前流域的流量过

程线对比，洪峰陡峻、洪峰流量可以增大 3～4 倍，洪峰滞时也大大减小。

水土保持工作是有益于环境的人类活动。亚当森在澳大利亚新南威尔士省 Wagga 的研究表明：长期进行水土保持和适当土地管理的流域与砍伐天然林木用于放牧和农业种植流域相比，后者比前者保水性能使径流量少了 74%(图 8-3*d*)。

二、水质

河流水质的变化可能包含了人类对流域植被和土壤复盖的破坏行为。美国新罕布什尔州的 Hubbard 溪实验林区进行的植被改变对水质潜在影响的研究具有典型意义。试验区于 1965 年 11 月和 12 月砍伐了所有的树林和灌林丛，次年的 6 月又用飞机喷撒有机除草剂以杀死发芽的植被，之后在 1967 年和 1968 年的夏季继续人工喷撒除草剂以防止植被再生长，然后将此流域的水质与森林未遭破坏的流域水质进行比较。对比结果，前者硝酸根的浓度大量增加，3 年中，连续增长约 50 倍，最大值出现的时间与对照流域的时间完全相反。钙、钾等阳离子浓度也有所增加，但硫酸根离子的浓度却有所下降。造成硝酸根增加的原因是有机物质的分解和缺乏植被对氮的摄取，因而可溶性高的硝酸盐都进入了河道中。同时一些硝酸根离子在硝化过程中，通过阳离子交换，促使一些阳离子迁移，使钙、钾离子浓度增加。硫酸根离子浓度的下降是由于高硝酸盐浓度抑制了硫氧化细菌的生长以及土壤水汽增加造成的厌氧状况，这与流量增加的稀释作用有关。总的看来，从砍伐林木的流域河流中被消除去的可溶性无机物质的总净负荷大约是天然流域的 15 倍。

美国肯塔基州 Appalachians 一个山间小流域的露天采矿使河流中硫酸根和锰离子浓度增加了近 5 倍。含硫矿藏的开采导致酸性矿水的情况十分普遍。

此外，开荒种地将会造成水土流失，使河流中泥沙增加，特别是城市建设的发展，大规模的营建工程可使泥沙量增加数十倍仍至数百倍。在半于旱地区的农业灌溉，大大增加了蒸散发量，致使盐分在土壤中积累，同时灌溉也会提高地下水位，毛管上升的结果把地下水中的盐分带到地面也是造成土地盐分增加的原因。在这些地面的灌溉排水把可溶性盐注入河流中，河水中的含盐量将大大增加。一些国家在寒冷冬季常常使用盐来溶融街道上的冰雪，如美国每年大约使用 200 万 t 的除冰化学药品，这是给流域的营养和矿物质循环增加额外输人的一种非点源污染。农业活动引起河流水质变化的重要非点源污染，特别是大量的无机化肥和农药，以及有机肥料的使用。据科尔估计，农田中大约有 50%的化肥是流入河里的。这不仅引起河流水质的变化，而且河流中氮磷等营养物质水平的增加，促使藻类的繁殖生长。在接纳这些河流的湖泊和水库中因氮、磷负荷的增加产生富营养化问题。

第二节　筑坝的水文效应

修建在河流或山谷中拦蓄水流的挡水建筑物叫坝。按用途可分为蓄水坝和引水坝两种。同时形成水库，抬高水位，调节径流，供灌溉、发电、给水、防洪、航运等需要而修建的坝，称为蓄水坝；仅抬高水位，以达到改善引水、航运条件等用的面修建的坝，称为壅水坝或引水坝。按结构特点可分为重力坝、拱坝、支墩坝、土石坝；按泄水条件分为溢流坝和非溢流坝；按筑坝材料分为当地材料坝(为土坝、堆石坝、土石混合坝等）和非当地材料

坝(为混凝土坝、钢筋混凝土坝、木坝、橡胶坝等)。

由于河流上建坝和人工拦蓄洪水，使水库下游河流枯季径流有所增加。在非洲和北美，大约20%的稳定径流由蓄水提供；在欧洲和亚洲，这个数字分别为15%和14%；南美和大洋洲由于蓄水少，仅为4.1%和6.1%。在每一块大陆上，人造湖泊对水流的调节作用都超过自然湖泊的3倍以上。克鲁密等估计到本世纪末，大约全世界总径流量的66%将受到水库控制。

一、增加蒸散发

由于水库增大了自由水面的面积，增加了蒸发损失，在干旱少雨的地区或季节，这种损失更加显著。例如尼罗河上修建的阿斯旺大坝所形成的纳塞尔湖，每年大约有5亿m^3的水耗于蒸发。

蒸发损失主要与水库平均水面面积和蒸发能力有关。但是从水量平衡的角度来看，蒸发损失量也与年径流量有关。美国的大平原南部一些水库在降雨较少的年份量，最大蒸发损耗达42%。这对于专为用于防洪目的而营造的小水库来说，水量损耗可以增加水库的防洪能力，因为它使洪水蓄量迅速减小。大平原南部的情况就是如此，由于年蒸发量远大于年径流量，水库的防洪效益比美国其他任一地区都好。美国俄克拉荷马州体格河上的25座水库的临时蓄洪作用使特大洪水淹及洪泛平原的面积减少了23%。当然水库引起蒸发水量的增大，对于水资源来说，是一种损失，使水库用于灌溉、发电、航运等兴利方面的效益减小。

水库形成辽阔的水域，使陆生生态系统转变成为水生生态系统。新的水生环境有利于各种各样的水生植物的生长。以致水草布满湖滨复盖水面，没有多少水库能免遭这种厄运。苏里南的Brokopondo水库在1964年刚建成，就受到水草的侵害，2年之后，50%的水面，大约410km^2的水面布满了水草。阿斯旺大坝自1964年建成后，到1974年，纳塞尔湖以上80%的河道受到了水草的侵扰，同时水库的苏旦界内约3000km^2的水面上也水草丛生。研究表明，水草的蒸腾作用所造成的水量损失，要比开敞水面时多2~3倍，最多可达6倍。阿斯旺水坝建成后，由于纳塞尔湖蒸散发损失，加上灌溉引水，使泄放到下游的流量损耗了约60%。

二、调节径流

水库对径流的影响主要体现在对流量的调节作用，使流量在时间上重新分配，使下游河道内水流的长期和短期的变化幅度都有所减少。

水库对于河道水流特征的实际影响受到流域地形、集水面积等诸多因素的控制，同时还受到水库的不同功能和运行方式的影响。保证航运和灌溉供水的水库增大枯水径流，防洪水库则削减洪峰，水力发电的需要可能会产生极短期的水流脉动，而且越来越多的水库考虑了综合利用。所以，每一座水库对径流的影响都由其特定的设计功能和运行方式所决定。

(一) 调蓄洪水

水库对于洪水流量的调节功能与洪水的大小和水库的库容以及水库的运行方式有关，一般来说，水库对洪量较小而又频繁发生的洪水洪峰削减幅度大，而对稀遇的大或特大洪水由于前期往往水量充沛，削减作用小(图8-4)。但对长历时的大量降雨形成的大洪水，即

使库容较大的水库往往起不了多少削峰作用，从水库入流和出流的洪水频率分布曲线，可得到证明(见图 8-4)。

水库的调洪方式不同，对径流的调节作用也不相同。滞洪水库的出流孔处不设闸门，其泄放量与出流孔以上水头 h 的 0.5 次方成正比。溢洪道溢流可增加总泄流量，使下游河道洪峰减小，中等流量历时拉长(图 8-5*a*)。拦蓄水库，一般设有一到多个带闸门的泄流孔，可以在洪水到来之前，在下游河道宣泄能力允许的情况下尽可能腾空水库以增加防洪库容，当库容大于所要求控制的最大洪水总量时，就能对下游河道流量进行完全调节，使其基本保持正常流量(图 8-5*b*)。对于库容较小的蓄洪水库，只要能做好洪水预报并精心调度，也能有效地调节水流(图 8-5*c*)。

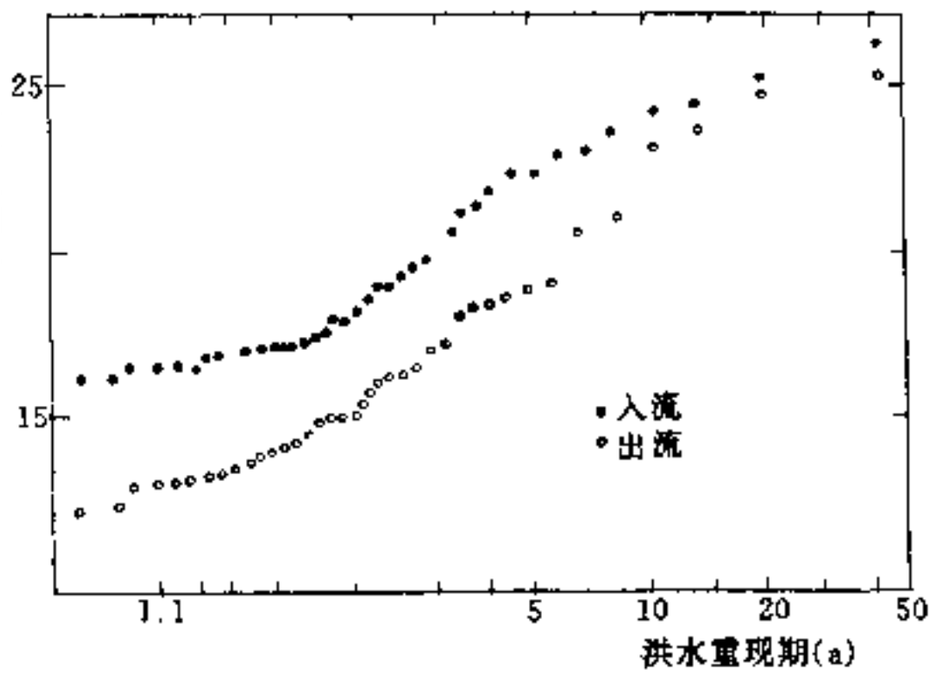


图 8-4　英国霍德河斯托斯水库对洪水频率的调节作用

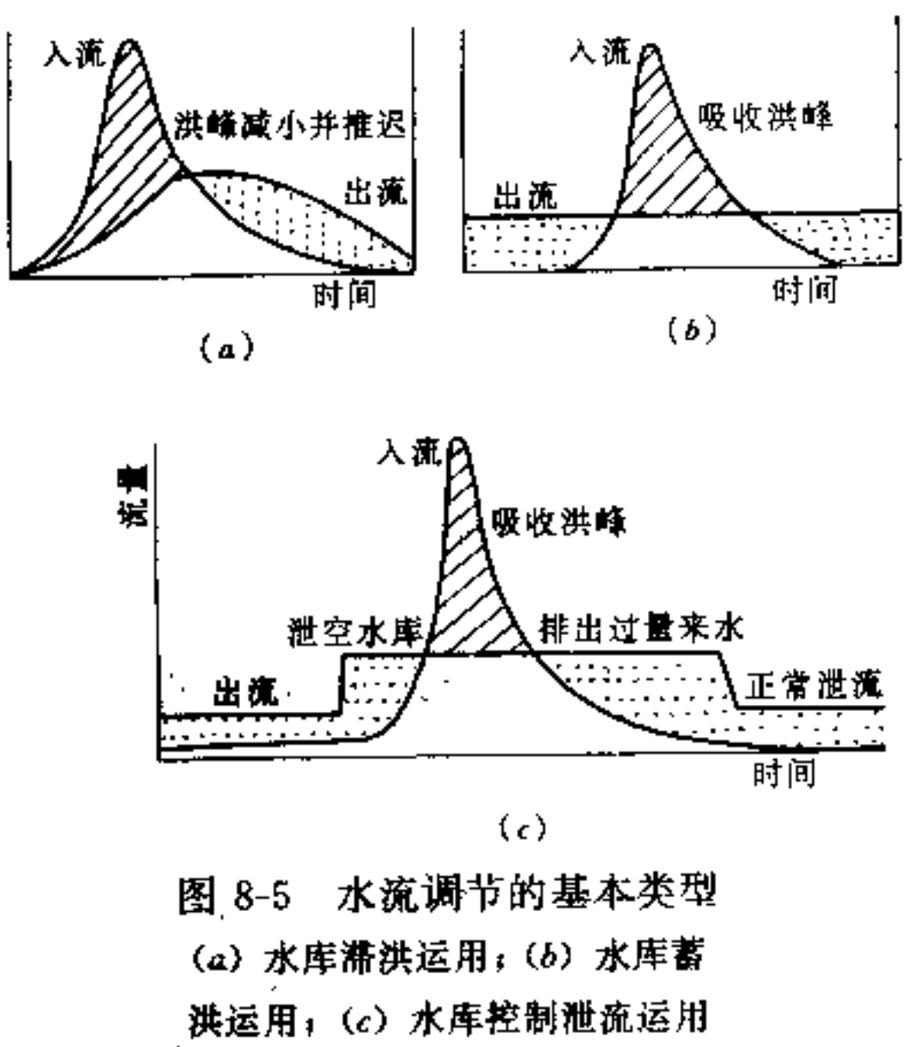


图 8-5　水流调节的基本类型

(*a*) 水库滞洪运用；(*b*) 水库蓄洪运用；(*c*) 水库控制泄流运用

大型的综合利用水库运行方式则比较灵活，可满足复杂的日调节和季调节需要，并且还可使人工调节的季节水流的变化在年际间有所不同，这样水库在满足防洪、滞洪的同时又能服务于发电、航运、灌溉和娱乐等多方面的目的。例如，澳大利亚的墨累—达令水系，春季和初夏流量大，水流急；秋季则流量小，流速缓慢，修建了总库容为 190 亿 m^3 的 9 个大型综合利用水库以后有效地改变了这种天然状况。夏秋两季，为灌溉之利，水库向下游洪泛平原泄放较大的流量，冬春两季，水库则存蓄径流(图 8-6)。例如，其中的休姆坝下游大于 5 亿 m^3/月流量出现的时间减少了，而 1 亿～5 亿 m^3/月的流量出现的概率增加，2 亿 m^3/月的流量出现的时间增加了 22%。

(二) 滞洪作用

即使水库蓄满并溢流时，溢流堰顶高程以上的临时库容(水库滞洪库容)对于削减水库最大泄流量仍有着重要作用。这种调洪效果取决于水库面积、溢流堰水力特性以及入库水文过程的特性等因素。相应于非常溢洪堰顶高程的水库表面积和水库的形态特征决定了一定水位变幅下的有效库容的大小。这种“水位—库容”关系一般用“滞流系数”来表示。它反映了水库的削峰作用，是水库总表面积与流域面积之比值的函数，滞流系数越大，则水

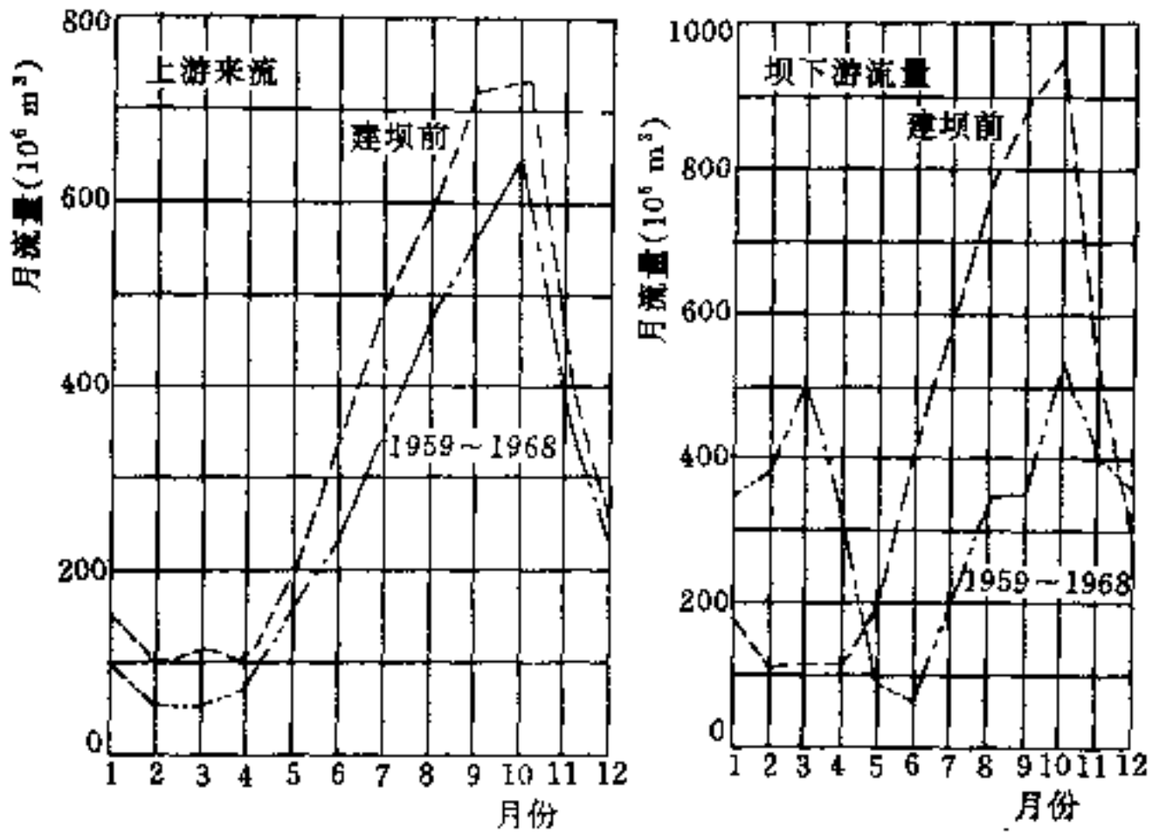


图 8-6　澳大利亚休姆坝对墨累河水调节作用

库滞洪作用越显著。滞流系数为 0.02 时，洪峰流量可削减 40%；当滞流系数为 0.08 时，洪峰流量可削减 80%(图 8-7)。

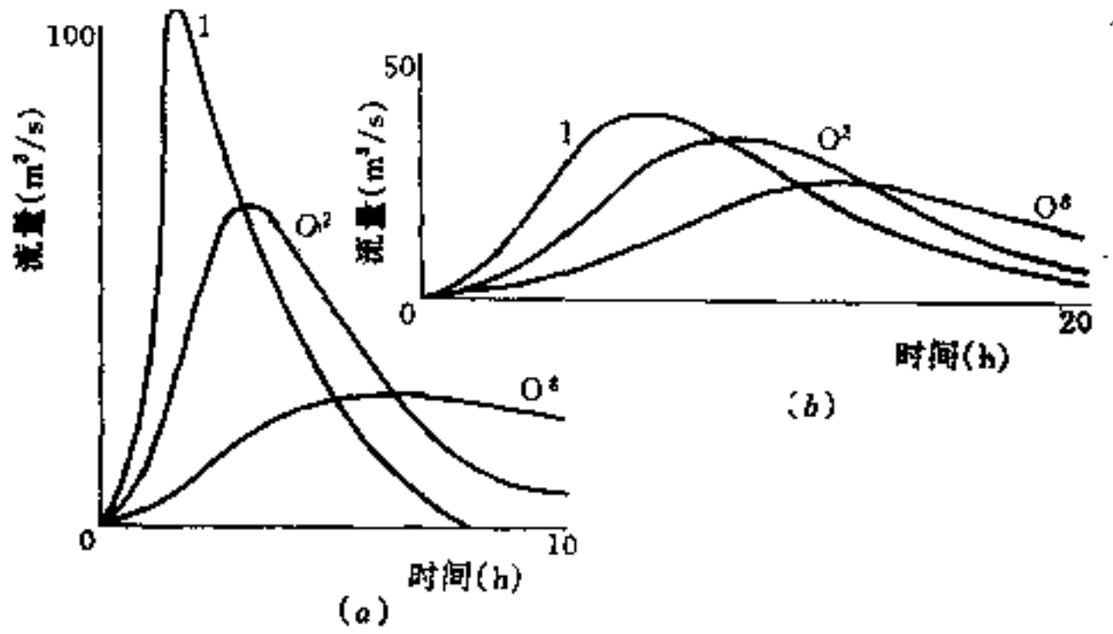


图 8-7　不同滞流系数的水库对不同入流流量过程的滞后作用

三、改变水质

水库下泄水流的水质受许多因素的影响(图 8-8)。经过水库调节以后，水质的季节变化和短期变化被水库所调节，成分也将发生改变。

（一）水库水质变化

在温度分层的水库中，主要的水质变化是生物活动引起的。浮游植物常在表面温水层里繁殖生长，释放出氧气，使溶解氧浓度在年内大部分时间的保护接近饱和水平。在温跃层以下，很少发生掺混，而光合作用所必需的阳光也不能透射到深水层，因而生物化学过程中消耗的溶解氧不能得到补充。由于死亡的浮游植物沉积下来，以及异养性细菌的繁殖生存，下层(均温层）的氧气常被消耗殆尽。于是有机物分解的过程成为厌氧过程，产生出硫化氢气体，释放出二氧化碳，pH 值减小，导电性、含碱量和亚磷酸盐都增加。缺氧的深层水具有很强的还原能力，常常引起从底部沉积物中分解生成铁和锰。深层水质逐渐变化，直到秋季翻转。但是，在较浅的水库中，一年大部分时间都存在水体全循环，而有机物质的分解过程都是有氧的分解过程。

即使水库内不存在温度分层，溶解氧的分布也可能具有一定的分层特征。表层水在风浪作用下均匀掺混，又有藻类进行光合作用，因此，溶解氧能维护在接近饱和的水平上。藻类光合作用的速率主要受营养物来源的限制，特别是氮和磷的供应量的限制；其次决定于阳光的透射量，而水体的透光强度又受到藻类本身和悬浮泥沙的影响。因此深水处的溶解氧水平就会变得较低。在美国的切罗基水库中，表层水浮游植物含量每毫升3～6万，形成高达10mg/l的溶解氧含量；而在10m深的下层，不适于浮游植物生长，溶解氧含量小于1mg/l。

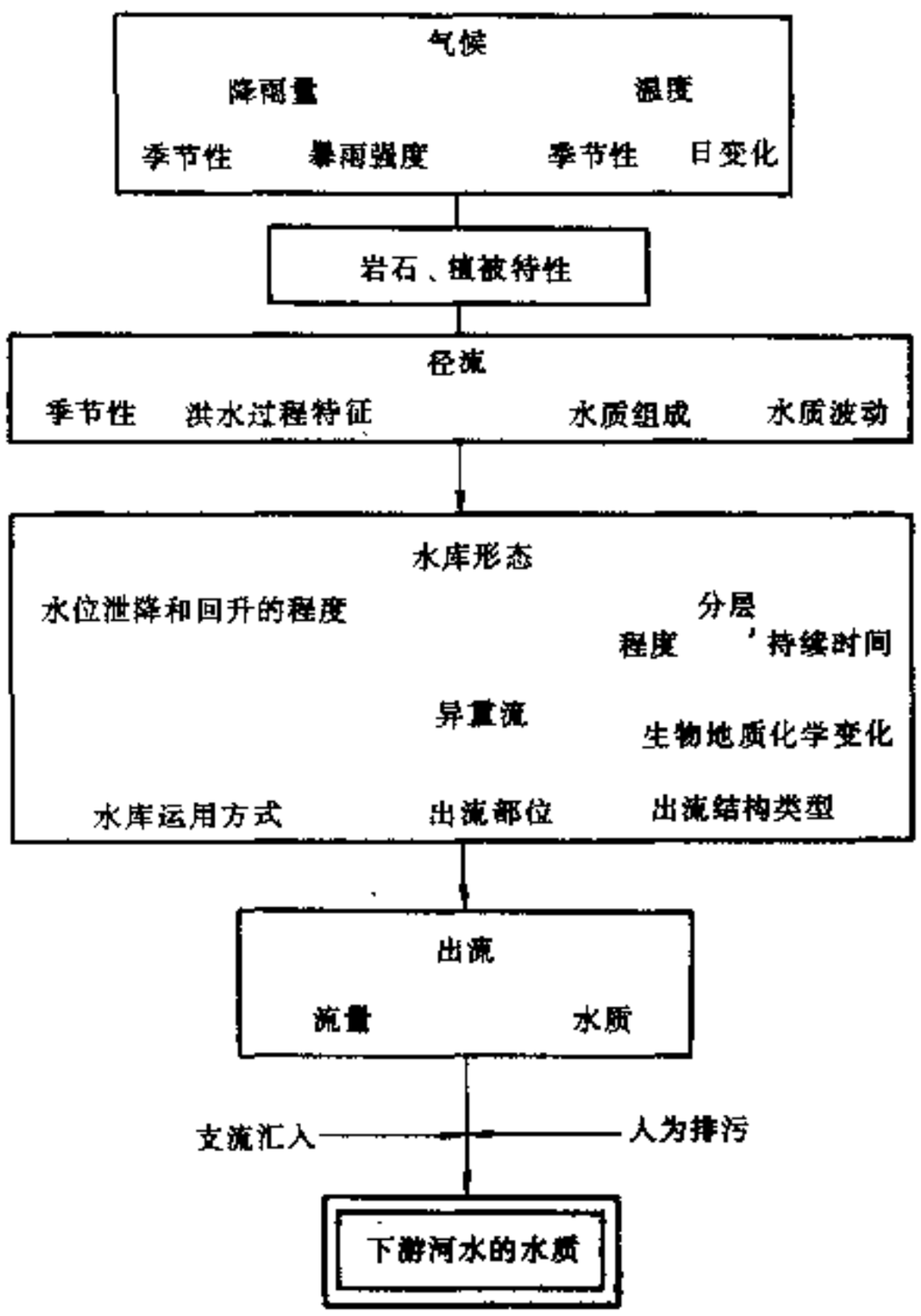


图 8-8　影响水库泄流水质特性的因素

水库中不同层的营养物质浓度具有明显的季节性。在水库分层时期，深水层里主要发生还原反应；而当水库发生翻转和掺混的时候，氧化反应占优势。因而在夏季生长期，湖面温变层中浮游植物的高速繁殖生长导致溶解氧过饱和，并造成重碳酸盐、正磷酸盐和亚硝基氮贫乏。随着秋季翻转的发生，PO_4^{3-} 和 NO_3^- 的浓度增加。在那些长期蓄水并有大量自养性有机体的水库中经常观察到这样的季节性变化。

（二）坝下游河流水质的变化

坝下游河流的温度特性和化学特性由于上游水库的调节作用而发生变化，总的趋势是年变幅变小、短时的极端情况将会消失、季节性的极大极小值的发生时间可能推迟。如美国的蒙大拿—怀俄明的大角湖，上游来流的电导率有明显的波动时，出流的电导率则非常稳定。电导率的变化说明水库改变了含盐度，减少了它所造成的公害。

水库下游河流水质的变化可通过水温的变化来说明。与天然河流相比，水库下游河流段季节性的温度变化被削弱，而年内最高、最低温度发生的日期会推迟很长的时间，有时可达几个月。例如，对英国卢恩河格拉斯霍尔姆水库深层泄流水温的观察资料表明，日变幅的平均值仅为天然河流的10%。在未建大坝以前，河流冬季水温日变幅为4℃，夏季达12℃；而在建坝后，水库下游河段的水温日变幅最多只有0.5℃。水库不仅使紧靠大坝的下游河段水温日变化变得稳定，而且从大坝向下游可能形成温度梯度，并且这种温度梯度还可能有显著的季节性变化。又如美国科罗拉多州南普拉特河奇斯曼水库，对紧靠大坝的下游河段水温起着控制作用，所以在天然情况下通常发生在8月和4月的温度高峰不再出现。水库分层期深层泄流使下游河段从3～9月形成温

度梯度，尤其在4月和8月，水温随向下游迅速增加。在10月，均匀的温度反映了秋季翻转期库水完全掺混的特征(表8-1)。

表8-1　　美国科罗拉多州南普拉特河奇斯曼水库下游水温(℃)变化

测点 / 温度(℃) / 月份	大坝下游的距离(km)			
	0.25	2.4	5	8.5
1	3	3	3	3
2	3	3	3	4
3	3	5	7	8
4	4	8	10	12
5	5	6	7	8
6	6	7	8	9
7	6	10	11	14
8	7	9	10	13
9	9	11	12	13
10	13	13	13	13
11	8	8	8	8
12	4	4	4	3

因为水库泄流仅发生在一个相对较窄浅的水层里，所以水库出流设施的位置决定了分层水库中泄放的水质。

在夏季，从分层水库中表层泄流往下游排放富氧的、温暖的但营养物质较贫乏的水体，而从低高程孔口泄流则形成相对较冷的、贫氧的，但营养丰富的出流，含有高浓度的铁、锰和硫化氢。实际上铁和锰的排放浓度可能相当高，以至能在河床上产生沉淀。这是一些较小水库下游河道常见的现象。在澳大利亚的默塞河罗瓦兰湖下游，曾观测到铁和锰的浓度分别为3.61mg/l和1.10mg/l。中层出流孔排放的水质依赖于异重流、斜温层的相对厚度和稳定性。

入库水与库中水体存在温度差以及溶解质浓度和悬移质含量的差，因而入库水与库中水体的密度不同，形成了异重流。水库泄流水质将取决于泄流孔的部位及异重流所在层位。异重流可能在相对较短的时段里通过水库而不与表层或底层水体掺混，从而使得下游水流温度及化学特征与上游来流的相似。对于深层泄流水库，温度低而密度大的底层异重流可能很快地通过水库下泄，而中层异重流和表层异重流在整个夏季分层期，则可能成为深层泄水而不断下沉的表面温水层的一部分。如果泄水速度很高，温度较高而且富含氧气的表层水就可能到达低高程泄水孔而排往下游。

四、泥沙

(一) 水库淤积

水库拦蓄上游流域来的大部分泥沙。库容大的水库最多可拦蓄95%以上的来沙量。例如尼罗河建坝以前，每年低流量时，水流清彻见底，而洪水季时，河水混浊，水中携带悬

浮物质长达 4 个月。建坝前河流年平均悬移质负荷为 134Mt，泥沙沉积于河道之中；建坝后洪水携带的悬移质泥沙有 97%沉积于水库中。建坝前后月平均泥沙浓度见表 8-2。建坝前瞬时泥沙浓度为 4000ppm，最小为 25ppm，比率为 160∶1；建坝后，下游河流中悬移质泥沙浓度的年平均值在 20～40ppm 之间。

表 8-2　　阿斯旺建造前后坝下游尼罗河中泥沙浓度(ppm)

月份 / 时段(年)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
1929～1955	58	54	43	44	59	97	328	2800	2500	860	134	73	588
1968～1977	44	39	40	41	47	42	43	41	39	38	45	42	42

早期预估水库拦沙率(TE) 是由布朗于 1944 年，根据库容与流域面积之比来计算的。

$$TE(\%) = 100\left(1 - \frac{1}{1+0.1\times C/DA}\right) \tag{8-1}$$

式中　C——水库库容 (m^3)；

DA——流域面积 (km^2)。

较小的 C/DA 值意味着较高的拦沙率，而较大 C/DA 值的水库则往往拦沙率较低。但是一些水库虽具有相同的 C/DA 比值，但库容与来流量之比可能相差很大。在半干旱地区，水库 C/DA 值小的水库，来流量小，不足以使水库溢流，入库泥沙 100%拦在库内。而在多雨地区，具有相同 C/DA 值的水库，可以有好几个月水库满蓄并泄流，拦沙率相对较小。因此也有人引用库容量与来流之比 C/I 作为水库拦沙率的指标。在半干旱地区的水库，由于蒸发量和渗透量都很大，水库很少溢流弃水，库内流速很小，甚至最细颗粒的泥沙也可淤积在库内，在这种情况下，即使 C/I 很高的水库也会发生持续淤积，而下泄清水。考虑到这一点有人曾把水库滞蓄时间作为确定美国亚利桑那州帝国坝水库拦沙率的一个重要参数。滞水时间短促(例如小于 1 天)的水库，拦沙率一般在 40%～90%之间；蓄水期较长的水库，拦沙率一般稳定在 90%或 90%以上。当蓄水持续时间相同，暴雨强度大，挟带的沙量大，拦沙率就高，而暴雨强度小，含沙量小时，则拦沙率也低。罗斯奇和海因曼 1955 年根据密苏里河中游 48 次暴雨和 3 个水库的资料，提出了预估水库拦沙率的一个综合回归方程

$$TE = 100/e^{15.6e^{m}}$$

$$m = -0.018TR - 0.32\ln Q_p + 0.71\ln Q_{tot} - 0.39\ln Sy - 1.6\ln C - 0.43\ln DA \tag{8-2}$$

式中　Q_p——洪峰流量(m^3/s)；

Q_{tot}——暴雨径流总量(m^3)；

Sy——暴雨产流量(t/hec)；

C——库容(m^3)；

DA——流域面积(hec)；

TR——平均滞留时间。

回归方程的相关系数 $R^2=0.7$，标准误差 $S.E=\pm 6.6\%$。

（二）水库下游河流含沙量

异重流的形成以及水库的泄流方式都会对水库下游含沙量有很大影响。通过溢洪道表面溢流，水库的分层将导致表层清水下泄，含沙量较高的入库洪水就会随着表层清水的下泄而上升。若水流经大坝底孔下泄，排出水库的则为含沙量高的浑水。美国南卡罗来纳州克莱姆森河的伊萨奎阿纳水库，1940 年 8 月一次大洪水后，通过底部闸孔排泄异重流时，悬移质含沙量达 552ppm，而由溢流坝溢出的水流含沙量仅 183ppm。

一般说来，建立在含沙量少的河流上的水库，对下游悬移质影响就较小些。相反，在中等含沙量或含沙量很高的河流上建水库以后，就会对下游悬移质带来明显的影响。英国伊斯特维兹河(来筑坝）连续两年悬移质含沙量比邻近的筑坝的雷多尔河大 16～17 倍。由于坝下流域来沙一般只占全流域悬移质总来沙量的很小的比例，因此河流蓄水对下游悬移质的影响可能延伸相当远的距离。

在河流蜿蜒流过宽阔的洪积平原地段情况下，河岸侵蚀可能成为下游河段主要的悬移质泥沙的来源。河流筑坝以后，水库对于水流的调蓄作用，加强了河岸的稳定性，可使河流流域的悬移质产沙量也相应减小。但是，如果水库调度运用使下游流量变幅很大，也可能加剧河岸的侵蚀率，使悬移质含沙量增大。如美国科罗拉多州的奇斯曼水库，出流的悬移质含沙量为 2.2～7.4kg/m^3，而在下游 40km 处就增加到 29～36kg/m^3。

第三节　城市化的水文效应

一、城市化引起的水文问题

城市化对水文过程的影响，见图 8-9。

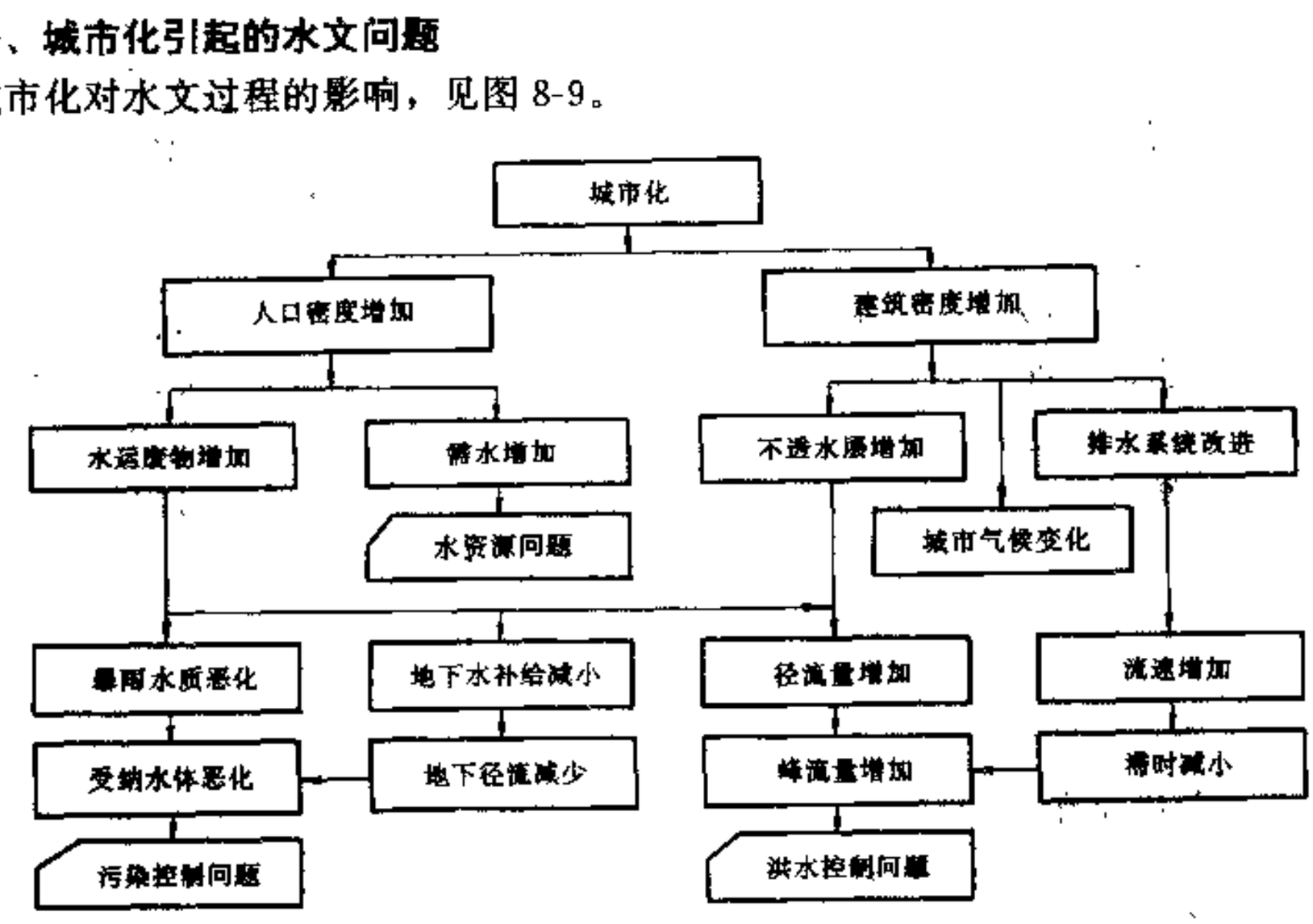


图 8-9　城市化对水文过程的影响

随着城市建设规模的扩大和加剧，不透水层的范围不断扩大。一部分降雨直接产生径流，不再经历自然流域的产流过程。而且暴雨排水管道的铺设、集水沟和涵洞的建造，以

及对天然河道的整治，完全改变了自然的汇流情况，使水进入排水系统更快。较大的径流量在较短的时间内被排出，不可避免地使洪峰高涨，滞时减小，并可能导致洪水问题。

水质也受到人口增长和不透水面积的扩大的影响。人口增长和工业的发展使排污量增加，水中携带的废物量也随之增加。城市化使不透水面积扩大，土壤水分的补充随之减少。地下水体在不透水层有效“顶盖”(roofing over)下得不到补给，因而地下水位不断下降，但水中携带的废物量却增加，因为暴雨冲刷了街道、房顶，使城市的地表径流水质恶化。堆积的废物和水携带的废物会对地下水质产生不利影响。城市化的结果使城市径流的水质朝着日趋恶化的方向发展。

城市化过程造成了三个主要水文问题：城市所需要的符合水质标准的水资源问题；城市防洪问题；城市废水处理对当地河道水质的影响问题。

二、对降雨的影响

城市化造成众多的水文气象因素的改变，其中以降水特征改变对当地居民和对土地建设计划的影响最大。查安伦等在美国密苏里州圣路易士进行了深入的观测研究，安装了225个自记雨量计和气象雷达，以研究对降水的影响。研究发现，城市化后，夏季降水明显增多，特别是大暴雨的次数、总降水量和平均降雨强度都有所增加。随着暴雨次数的增多，雷鸣、闪电和冰雹发生的次数也增加了。

对其他一些城市的降水影响的对比分析研究，也得出类似的结论，即城市化后比邻近的郊区降水量有所增加，甚至城区的工作日比周末的降水也有所增加。例如，位于地中海气候区的特拉维夫市，1931～1960年城市化发展迅速，单以11月份降水量(占全年总降水量的12%)而言，这个30年比前30年增加了16%。意大利那普拉斯城在1886～1945年的58年时期中降水没有明显变化，但是在1946～1975年的近30年中，由于城市化的速度加快，降水量比前一时期增加了17%左右。莫斯科、慕尼黑、芝加哥、圣路易士等城市的降水量都比其附近的郊区多(表8-3)。

表8-3　　一些城市年平均降水量的城乡差别

地名	记录年数	降水量(mm)			资料来源
		城市	郊区	(城郊差别%)	
莫斯科	17	605	539	+11	Bogolopov 1928
慕尼黑	30	906	843	+8	Kratzer 1956
芝加哥	12	871	812	+7	Changnon 1961
厄巴拉	30	948	873	+9	Changnon 1962
圣路易士	22	876	833	+5	Changnon 1969

阿斯瓦尔斯将英国的工业发达城市罗奇代尔与工业不发达城市斯托里赫尔斯特在1918～1927年期间的降水资料按周末即周六和周日进行了统计比较，发现罗奇代尔周末降水量要比工作日少13%，而斯托里赫尔斯则无明显差异。这是因为周日工厂停工，人类活动对降水的影响周日要比工作日来得小。

影响城市降水形成过程的物理机理有以下三方面：一是城市热岛效应。

大气污染的结果，城市空气中较高浓度的 CO_2 等气体和烟雾在夜间阻碍并吸收地面的长波幅射，加上城市的特殊下垫面具有较高的热传导率和热容量，以及大量的人工热源，使得城市的气温明显高于附近郊区(表 8-4)。这种温度的差异被称之为“城市热岛效应”。由于有热岛效应，城市空气层结不稳定，有利于产生热对流，当城市中水汽充足时，容易形成对流云和对流性降水。

表 8-4　　城市与郊区的气温差别

城市（年）	冰冻日数（0℃以下）		降霜日数（气温接近 0℃）		酷暑日数（气温 25℃以上）	
	市内	郊区	市内	郊区	市内	郊区
柏林(1889～1900)	27	29	81	100	35	29
慕城(1923～1930)	26	27	88	119	30	34
纽伦保(1922～1931)	23	24	93	108	39	37
科伦(1912～1931)	4.5	4.9	19	29		
贝斯尔(1928～1938)			63.5	84.6	43.7	69.5

二是城市阻碍效应。城市因有高低错落的建筑物，地面糙度比附近郊区平坦地区大，这不仅引起湍流，而且对稳定滞缓的降水系统如静止锋、静止切变、缓进冷锋等有阻碍效应，使其移动速度减慢，在城市滞留时间加长，因而导致城市的降水强度增大，降水的时间延长。

三是城市凝结核效应。城市空气中的凝结核比郊区多，一般认为有促进降水增多的作用。

三、对径流的影响

城市化地区径流过程的主要变化，是由于以下两项原因：一是城市的不透水表面基本上是零下渗，洼地蓄量也很少。二是汇流迅速。天然河道往往被裁弯取直，加深并整治，又设置了边沟、雨水管网和排水沟。这两项原因导致径流总量和洪峰流量都增大。同时，洪峰流量提前出现，与天然河道相比，下游汇集的雨洪的量更大，并且更快。利奥普德对美国许多城市化流域中不透水面积的范围及雨洪排水道对径流的影响进行了研究和综合，给出了都市化程度与流域的年平均径流量的关系(图 8-10*a*)。有关城市地区洪水流量的研究得出，在城市化进展过程的地区，其单位线的变化为：单位线的峰城市化后约等于城市化前的 3 倍，涨峰历时缩短 1/3；暴雨径流的洪峰流量预期可达未开发流域的 2～4 倍，这和河道整治情况、不透水面积的大小、河道植被以及排水设施等有关。沃林对英国 Exeter 的一个小试验流域城市化前后不同历时的单位线进行了比较(图 8-10*b*)。1970 年后，流域的 25%面积上发展了城市，可以清楚地反映出流域在城市化前后产汇流的不同特征，即单位线形状的改变导致的峰流量的不同，滞时也显著减少。

四、对水质的影响

(一) 影响城市水质的因素

影响城市水质的因素如图 8-11 所示。

降落在城市地区的雨水，本身就已经被污染了，它们成分的变化各地之间差别很大。巴

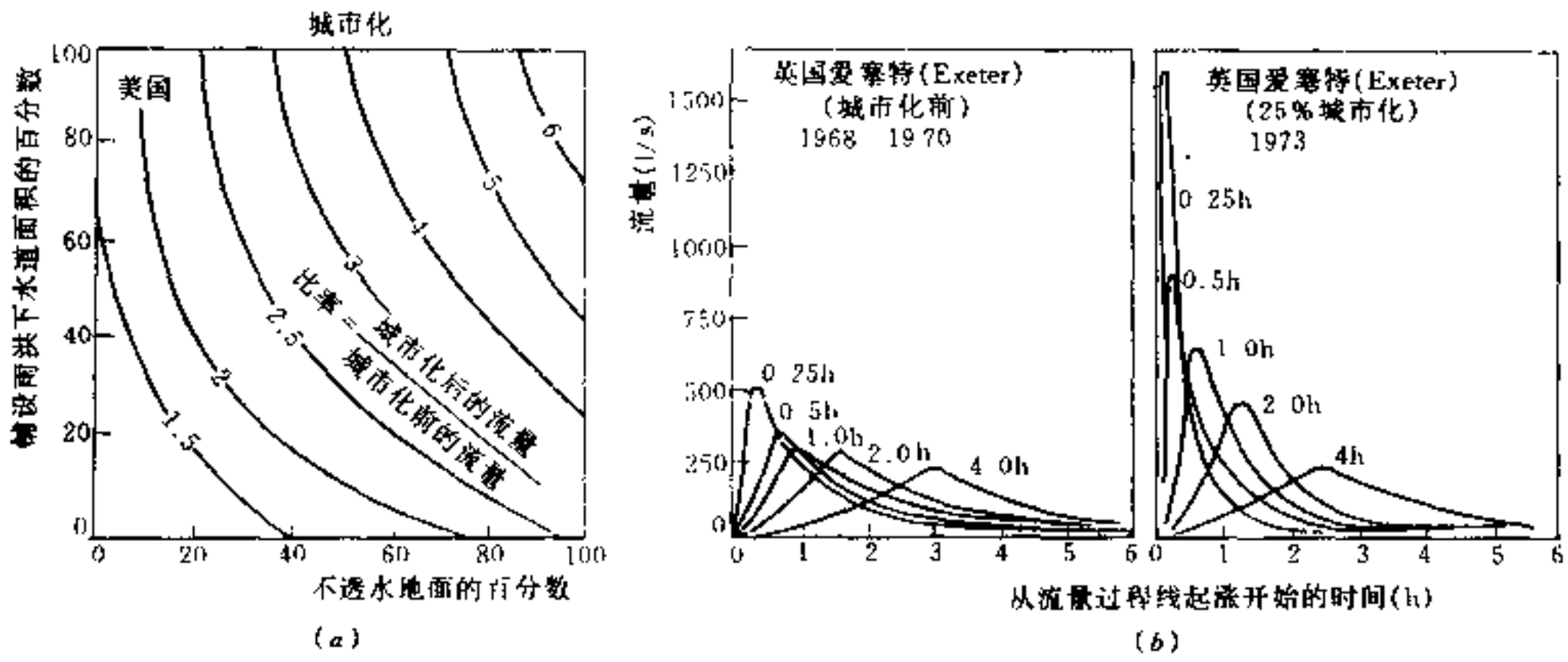


图 8 10 城市化对流域响应的影响

(a) 城市化程度与平均年径流的关系； (b) 城市化前后单位线的比较

克道尔、贝森等认为城市河流的污染很大一部分是源于大气。尽管不同的流域之间观测到的负荷有很大不同，城市地区降水的特征基本上表现为 COD 和营养物质。因为街道上灰尘的大部分是颗粒物质，其中部分被扫除，但易于随风扬起，在未建设区域常常会发现重金属成分。

水质的显著变化发生在水文循环的陆相过程中。暴雨径流中包含各种污染物质：有机物、营养物、细菌、悬浮固体和重金属。来自街道的表面径流进一步造成水质的污染，它包含了花园中的化肥、除草剂、动物粪便、油和洗涤剂、轮胎磨损的废屑和车辆排气中的废物、防冻化学剂和各种各样的脏物，以及街道上的垃圾等。在许多正在建设中的城市地区，水质恶化的一个主要来源是来自建筑活动的大量泥沙。此外，废物负荷还来自生活和工业源。

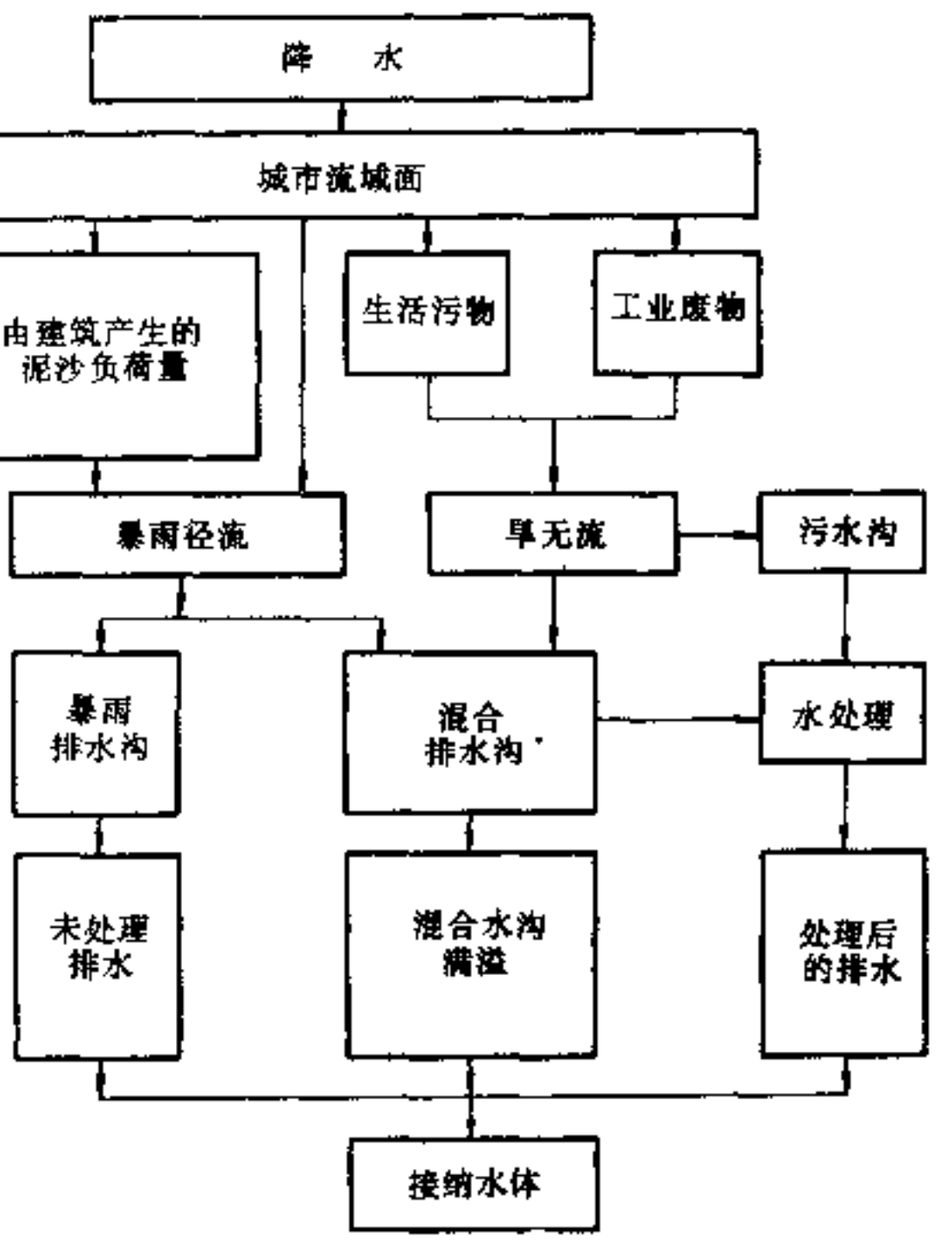


图 8-11 城市地区水质的变化

暴雨径流所携带的污染物的路径，以及它们最终对接纳水体的影响，很大程度上取决于排水系统和它的特征。多数老城镇的下水道是合流式的，污水和暴雨径流系统合二而一。

（二）城市径流的水质问题

威尔金森和韦伯尔分别在 1956 年和 1964 年进行了城市暴雨径流水质与处理后的污水出流的水质的比较研究，认为城市径流产生 2～6 倍或更多的 SS 负荷；BOD 的浓度也有增

长，但不及SS增长得多；TP和TN则较处理后的出流更小。

近年来，由于分析仪器的改进和自动采样设备可靠性的提高，城市水质监测工作在斯堪的纳维亚、荷兰、德国、瑞士、澳大利亚、英国以及美国等许多国家都有了广泛开展。这些研究是在排水系统、天气和土地使用情况都各不相同的各种大小流域中进行的，结论往往并不一致。在Cordery、Bedient和Griffin进行的研究中，都用“化学过程线”(Chemograph)和“污染过程线”(Pollutograph)表明单一暴雨事件中单--水质参数随时间的变化情况。这些图的特点都是在暴雨开始时水质浓度迅速增加。格里芬等认为，这种“初洗”(first flush)现象取决于污染物是否是可溶的还是颗粒状态。不溶污染物主要通过机械过程清除，而可溶污染物则由溶解平衡所控制而大多未受影响。

为了表明城市地面上水质成分变化的量级表8-5中列举了14个不同城市流域的BOD、SS、TP和TN的年负荷率。表中所列的住宅区、商业区或两者的混合区类型的流域在许多国家都具有一定的代表性。表8-5最显著的特点是所有4种污染物的负荷率变化极大。其部分原因，可能是由于将单个暴雨事件观测到的负荷率外延到年负荷率时使用的方法不同所改。

表8-5　　不同城市地区的BOD、SS、TP和TN负荷率的比较

来源	地点（土地使用）	面积	负荷率			
			BOD	SS	TP	TN
韦伯金森(1956年)	英国奥克赛（居民区）	247	4.6	115	—	—
韦伯尔等(1964年)	美国辛辛那提市（居民区/商业区）	11	37	818	—	10
布赖恩(1972年)	美国杜哈姆（居民区/商业区）	432	94	—	—	—
李德芦德和莱蒂内恩	瑞典斯德哥尔德（立体交叉公路）	3.3	100	1185	0.2	5.1
	（居民区）	25	14	173	0.04	1.4
	（商业区）	25	43	620	0.16	3.5
海德利和洛克利(1975年)	英国伯明翰（机动车道）	3.5	172	6289	—	—
兰德尔等(1977年)	美国马萨挪（居民区）	80	—	560	0.82	2.9
	（居民区/商业区）	1680	11.5	1787	1.37	5.5
罗伯特等(1977年)	瑞士苏黎士（居民区）	9	25	159	0.59	4.9
科德瑞(1977年)	澳大利亚悉尼（居民区）	131	35	320	—	…
沃利列恩塔等(1977年)	美国奥良道（居民区）	6.5	75	195	—	1.8
	（商业区）	11.4	50	338	—	4.0
比登特等(1978年)	美国休斯敦市（建设中的居民区）	8744	—	2676	0.75	—

表8-5中SS和BOD的最大负荷率是由海德利和洛克利对一般机动车道作出的估计。

这些估计值与冬季使用融冰盐有关，同时污染物是来自每周超过 40 万辆的机动车。一般说来，道路上的污染物负荷率要高于商业区或商业与居民混合区。这种土地使用对污染负荷影响的顺序，意味着机动车的数量或者道路覆盖的面积，可能对污染水平有重要的影响。

沃勒认为，商业区的 SS 浓度要比居民区高，但是平均 BOD 浓度的情况则相反。沃勒还指出，由于街道经常打扫的缘故，SS 的峰浓度不受前期干旱时段长短的影响。然而，斯塔特则发现常用的街道清扫方法，对于去除街道表面细小的固体颗粒等污染物不起作用，这些污染物在小于 1/10 的总固体负荷中最多只占到 1/4 耗氧量，1/3～1/2 的藻类营养物和一半以上的重金属。他们还指出，在沥青街道上的污染物负荷要比混凝土路高 80%；在车行道的情况下，状况的恶化能使负荷增加最多到 250%。

TP 和 TN 的明显变化可从表 8-5 中看出。因为当无机 N 超过 0.3mg/l，有机 P 超过 0.1mg/l 和无机 P 超过 0.01mg/l 时，藻类就会迅速繁殖生长，而表中所列各种情况下的 N、P 浓度足以导致藻类生长，给湖泊和水库带来重大影响。可以看出，要控制富营养化，仅把注意力放在点污染源的控制上是不够的。

第四节　砍伐森林的水文效应

森林植被的水文效应，主要反映在改变天然降水分配比率和调节降水汇流历时方面。改变天然降水分配比率，是指通过森林植被截留和林地下渗作用，使降水更多地成为地下径流，减少地表径流，相应减少土壤消失。陶玉田、谢经发著《林学通论》中，认为森林中水分分配各占降雨量的比例是：

1）为地被物吸收蓄存量占 25%；

2）森林植物生理消耗水量占 23%；

3）渗入土壤的蓄存量占 20%；

4）被树冠及树干截留并蒸发的占 8%。

以上四项共计占降水量的 76%，可知林地径流汇入河流、湖泊及海洋中的，仅占全部降水量的 24%，而且 90%以上是通过地下径流汇入，地表径流量占降雨量的比值，不到 3%。

森林植被调节径流历时的作用更是明显，据北京林学院资料，以死地被物层的水分流速计算，在坡度 25°的山地，林地径流速度为荒山径流速度的 1/40。如果以林下土层水分流速计算，地下径流速度更要缓慢。若以林地土壤径流 0.02m/min 流速计算，高出地面 2000m 的高山，雨后 69.5 天才能将所蓄水分流到山谷，汇入河流的时间当更为迟缓。

一、对降水的影响

（一）林冠截留降水作用

林冠截留降水的多少受诸多因素的影响，如降水量、降水强度、降水历时、林冠特性、季节变化等。研究表明，降雨强度小时，林冠的截留率大，随着降雨量级的增大林冠截留率减小。据我国湖南杉木人工林区的研究，在一次降雨量级小于 0.5mm 时，截留率为 100%，而降雨量级为 40.1～60mm 时，截留率为 10%。截留率有着明显的季节变化，旱季的截留率大于雨季，这是因为少雨季节树干、枝、叶表面皆处于较干状态，故能发挥较大

的截留作用，而雨季情况恰好相反。印度的辛格等在研究中发现：35 年生雪松在降雨量最大的 7 月份截留率为 18.7%，在雨量最小的 2 月份为 69.1%。但因多雨季节雨量较大，次数较多，虽截留率减少，截留总量仍旧很大。温带及寒温带树木的截留量与热带又有所不同，前者一般大于后者。加拿大普拉蒙顿等人发现，冷杉林的截留量为 15.1%～38.6%，截留损失随着落叶的增加而减少，随着覆盖率的增加而增加，这说明截留率与叶面大小相关。

甘肃省张掖祁连山水源林研究所根据 3 年观测资料，推得鳞类云杉林林冠一次降水量（y）与林冠截留量（x）的指数回归方程为

$$y=1.9597e^{0.5331x} \tag{8-3}$$

西北林学院对华山松林提出了估测截留率的公式。

$$I_p=6.370K(P/N)^{-0.5055} \tag{8-4}$$

式中 I_p——林冠截留率（%）；

K——林分叶面积指数；

P——某时段内的总降雨量；

N——某时段的降雨次数。

（二）森林的增雨作用

在一定的环境条件下，森林可以影响局部地带的降水。特别是在具有一定森林规模的热带湿润地区和干旱地区的高山垂直地带上部，森林增加的降水比重有时相当可观。一般认为，森林增加降水的机理主要是森林俘获其上空所固有的较多的水汽所致。

我国的学者认为川西南以及滇西北的广大林区对降水的增加有相当重要的影响，夏春两季 4～8 月可占总量的 27%～64%。西北地区绿化后，下垫面的反射率可能比现在减少 9%，较湿润的夏季，降水量可增加 110mm。北京林学院从 1956～1963 年在小兴安岭连续七年的降水观测对比研究，证明有林地比无林地年平均增加降水 81.2mm（+11.8%）。国外对于森林增加降水的试验研究结果列于表 8-6 中。

表 8-6　　国外一些森林与降水关系的研究试验

国家或地区	环境条件	增量（mm）	增率（%）	来源
美国俄勒冈州	沿海湿润区，年降水量 2000mm	520	26	艾萨克（1964 年）
美国俄勒冈州	山地，降水量 2160mm	882	30	哈尔（1982 年）
波多黎各	热带岛山，多雨，4500mm	325	7.2	贝通（1969 年）
墨西哥	山地 1898 米，多雨，2070mm	462	22.3	沃格尔曼（1981 年）
哥斯达黎加	海拔 1300 米，多雨，3464mm	约 530	15.3	卡克危尔斯（1981 年）
美国夏威夷	海拔 1500～3500 米，多雨	150～900	33～50	埃肯（1979 年）
印度南部	平原多雨，1250mm	150	12	
马里			13	科伯兰诺夫
苏联	年降水量 534mm	93	17.4	H.C. 聂切洛夫（1903～1924 年）

但也有学者认为尽管伐尽全世界的森林，或者倍增全世界的森林，也不过增加或减少地表大气输送水分的 1.3%，对大气降水没有实际意义。

在研究森林对增加降水的影响时，必须注意，在一些地区因为较高的山脉分布，因垂直带地形的原因，致使这些山体的上部(特别是阴坡）降水较多且有森林分布。不可误认为是森林影响造成较多的降水，而是恰恰相反，降水决定了森林的存在。然而，由于垂直带水热效应的变化，反过来又常会造成森林影响降水，不过，这种影响一般不大，远不能和大气环流致雨相提并论。

二、对蒸散发的影响

森林的蒸腾作用据分析，1 公顷森林每天大约要从地下吸收 70～100t 水耗于枝叶蒸腾，蒸发速度比海水大 50%，比土地大 20%。因此，林区上空的水蒸汽含水量要比无林地上空多 10%～20%；同时水变成水蒸汽要吸收一定的热量，所以大面积森林上空的空气湿润、气温较低，容易成云致雨，增加区域性的降水。

林内的地表蒸发量一般只相当于无林地的 2/5～4/5。这是因为林地内气温、土温较低，风速很小，相对湿度大，同时林地土壤都有枯枝落叶的复盖，土壤疏松，非毛管性孔隙较多，阻滞了土壤中的水分向大气散发。

国内外一些研究和试验指出，森林的蒸散发量可占降水的相当大的比重。朱劲伟等(1982 年）用水量平衡法对东北小兴安岭红松林从 1962～1965 年进行了 3 年的研究，平均总蒸散发量占降水量的 83.9%。前东德的一份报告指出，挪威云杉林区的蒸腾占同期降水的 88%。

林区蒸散发量的多少与降水量有密切关系。据美国里克对湿地松幼林的测定，蒸腾量 1981 年为 923mm，第二年降雨量增大，蒸散发量也随之增加到 1089mm。霍姆斯等人的实验证明，树冠湿润时的蒸散发速度要比干燥时的树冠蒸散发速度高 3 倍以上。

树种不同，蒸散发速度也不同；即使同一树种，不同的季节里差异也很大。美国亚历桑那大学林学院采用能量平衡法测定盐雪松林的蒸散发量，4 月初为 2.9mm/d，6 月末为 11mm/d，10 月末为 1.8mm/d，6 月末最高时曾达到 12.7mm/d。

森林的蒸散发量还与叶面积的大小、叶龄的长短有关。西北林学院对秦岭林区华山松蒸散发研究得出，蒸散发强度 E 是温度 t 的函数，并与针叶叶龄有密切关系。对一、二、三龄等不同叶龄的蒸散发强度与温度的关系统计出了 $E=at-b$ 的回归方程(a、b 为经验常数)，相关系数为 0.78～0.87。

三、对径流的影响

森林通过林冠阻滞截留而使森林土壤具有良好的渗透涵蓄水量，一定的调蓄延缓洪水、调节河川洪枯流量的作用。几乎所有密布森林的河流，其洪枯流量变化和含沙量，都较无林或少林区的河流为少(表 8-7)。

森林对径流的影响同森林的面积(F)、郁闭度(a)、林下枯枝落叶层厚度(b) 及土层厚度(H) 等成正相关，同前期降雨量及其强度和持续时间(R——降水状况)、地形坡度(d)、土层和岩石的饱和度(r) 等成负相关。即森林滞留洪水径流量可表达为下式：

$$Q=f\left[\frac{F\times a\times b\times H}{R\times d\times r}\right] \tag{8-5}$$

林地枯枝落叶层蓄持雨水的能力，主要取决于该层的厚度，一般 4～10cm 厚的枯枝落叶层，最大持蓄雨水的能力为 10～20mm。

据测定，森林土壤的渗透能力往往是裸地的几倍。一般 1m 厚的森林土壤，每公顷大约可蓄水 500m³，相当 50mm 的降水量。但是，当森林土壤在连续多次降雨已呈饱和状态的情况下，自然就失去持蓄洪水径流的能力。

表 8-7　　多林与少林区河流洪枯流量与含沙量之比较

河　流		最大流量与最小流量比	平均含沙量 (kg/m³)
多林区的河流	亚马孙河	3	0.06
	刚果河	3.5	0.05
	松花江	3.6	0.16
	伊洛瓦底江	4.9	0.62
	多瑙河	10	0.14
	怒江	18	0.39
少林区的河流	尼罗河	49	1.25
	印度河	637	2.08
	科罗拉多河		16.6
	黄河	5600	37.0
	辽河	9000	6.86
	永定河	40000	60.8

国内外的小区域试验，得出了一致的结论：砍伐森林，增加径流；增加森林覆盖率，则减少径流。南尼对南非纳塔耳省(Natol) 1.9km² 的试验区的研究表明：在 74%面积造林 17 年后，径流减少 45%。希而威在美国华盛顿州 MDcree 地区 5.14km² 的试验区域内发现，当森林全部被火烧后，径流增加 39%～84%。我国科学院林业土壤研究所在 1962 年、1963 年对黑龙江省伊春市五营乡 1000m² 的试验地研究的结果是，伐林地比有林地增加径流竟高达 137%。越来越多的森林水文学家发现：砍伐森林并不一定能增加大流域的河川径流，小面积试验得出的结论不适用于推广到大流域。在 70 年代初，苏联水文学家就发现，苏联的较大河流的水量，随森林覆盖率增加而增加的占 48%，变化不大的占 32%，水量减少的占 20%。夏威夷岛 Hilo 河流域衰落对河川径流的影响研究表明，森林衰落后河川径流没有发生变化。我国的黄河流域，解放以来，已营造水土保持林 6300 亩，人工种草 1700 多万亩，再加上修建各种水保工程，治理面积已占水土流失面积的 23%，70 年代以来，黄河流域平均年减少泥沙 1.5 亿～3 亿 t。但是，在 70 年代降水量偏小 10%的情况下，黄河的总水量看不出有明显减少的迹象。

第五节　采矿的水文效应

采矿疏干常形成降深大、范围广的地下水降落漏斗，使原含水层的出水量减少。采矿

改变了地表的水文环境，可能导致湖、沼和泉眼水量的减少或消失，也可能引起地表径流的增加，使河川径流量发生重大变化。

采矿常常引起水中的酸度增加，形成酸性矿水，水中的重金属元素和泥沙含量也会因开采活动而大大增加，从而导致水污染问题。

此外，矿山开采的大量土石形成的堆积物破坏了自然景观，地下采掘导致地面出现陷塌与开裂，使城市建筑及交通设备变形并被破坏，造成一系列的环境问题。

采矿对水文循环的水量和水质的影响与诸多因素有关，如矿区的气候条件，水文地质状况，矿床的分布特征，开采方式以及采取的防水措施等。

一、对水量的影响

矿床开采一般有露天开采和地下开采两种方式，还有一些矿床采用两种方式联合开采的方式。

（一）露天开采

我国北方许多大型煤矿如抚顺、阜新、霍林河等，某些(非）金属矿床及建筑材料，都是用露天方式开采的。由于露天开采具有生产力大、效率高、成本低及劳动环境好的优点，随着采矿技术的进步，矿床的露天开采明显地增长。

在露天开采中，植被的消除使蒸散量减少，地面的松动或压实改变了自然的下渗条件；土层的破坏使土壤的蓄水量发生了变化，有大量覆盖物的废料堆往往光脊坡陡，加速了降雨径流的汇流时间，这些因素的综合影响，导致了河川径流的改变。

露天开采中所采取的各种利于开采的疏水和导水工程和措施也改变了河川径流的汇流条件，影响了地表和地下径流的蓄存和分布状况。

对于露天矿区的积水，在有自流排水条件时，部分可利用排水平峒将水导出。在不能进行自流排水的矿山，则需要根据具体的地质条件，同时考虑采矿的各工艺过程(如穿爆、采装等）效率的影响，适当选择不同排水方式，如泵站排水或井巷排水方式等。并采用排水沟、贮水池、泄水构筑物等将水汇集、调蓄和排泄。

露天开采造成了严重的地貌扰动，自然地表的破坏，深度开挖以及在某些情况下疏干排水降低地下水位和各种疏导水措施能强烈地改变流域的水文响应。科利尔等对美国肯塔基州 Beaver 河流域的研究工作提供了这种水文影响的有用的代表性例证。他们对一个未被干扰和另一个有 10.4%以上面积进行露天开采的两个小流域进行了比较。从 1957～1966 年的 10 年间，两个小流域的总径流量实际相当，但是在径流的分配上却显著不同，进行露天开采的流域明显地增加了洪峰流量，而减少了枯水流量。这种流量的增减变化性可由流量历时曲线反映出来(图 8-12)。洪峰流量的增加可能是由于地表的扰动和压实引起下渗的减少而造成的；低流量的减少则是由于下渗的减少和深度开挖引起地下水蓄存量改变所致。

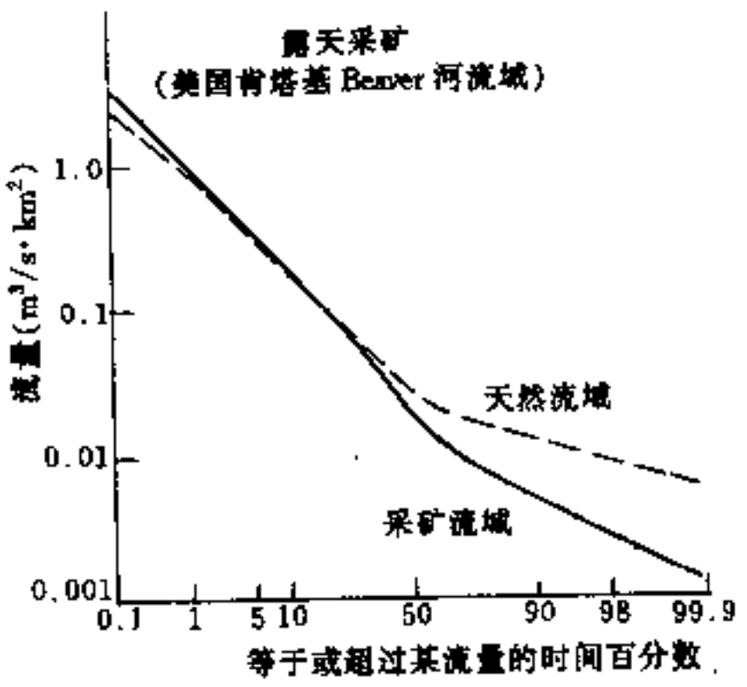


图 8-12　矿床开采对流域响应的影响

然而，露天开采活动并不总是造成流量的明显变化。尤其是在进行强力抽水疏干开采

面的情况下，总的径流量可能增加，但表现出更为平均的分配，即洪峰流量减少，枯水流量增加。戈尔福对 Lower Lusatia 的褐煤开采区的研究指出为了开采必须降低水位，每采 1t 煤就必须抽水 6.3m^3。

（二）地下开采

开采埋藏在地下深处的矿床，采用地下开采方式，即使用巷(坑）道系统及不同的采矿方式从地下将矿石开采出来。

在自然状态下，矿体，尤其是围岩中，通常充满一定数量和含有某种成分的地下水，当开采矿床时，这些地下水和某些地表水，则可持续地流入采矿井巷，通常称之为矿井充水，不同的充水水源和防治措施，都会改变径流的地表和地下分布状况。

矿井的充水水源包括大气降水、地表水、含水层(带）水和老窑水。大气降水渗入量的大小与矿区的气候、地形、岩性和构造等因素有关。当矿井充水水源主要为大气降水渗入时，一般具有区域和季节特性。不同的矿区，因降水量存在区域差别，虽然渗入条件相似，但矿井充水量差别很大。由于大气降水具有明显的季节变化，因此受降水影响的矿井涌水量也随季节变化。大气降水对矿井充水的影响随开采深度的增加而减弱，一般雨后浅部矿井涌水量剧增而深部矿井影响较小，矿井涌水量峰值出现滞后变缓的现象。

当矿区附近有河流、湖泊或水库等地表水体分布，它们多处于透水性较好的砂砾层或岩溶发育地区，为地表水下渗形成有利条件，从而成为矿井充水水源。

通常情况下，矿床的围岩中往往含有地下水，当采掘巷道或工作面接近或穿过围岩时，其中的地下水就会进入巷道或工作面，成为矿井充水的直接水源。它们可以是孔隙水，裂隙水和岩溶水。

在一些老矿区的浅部矿层及矿层露头部位大多有老窑分布，在这些废弃的矿井中，一般都因天长日久积满了水，象一个个“地下水库”，当现在的矿井的井巷接近这些老窑和积水巷道时，由于水压高，水量大，易于直接涌入，成为充水水源。

二、对水质的影响

矿床的开发和利用造成自然环境破坏，从而可能产生水污染问题。

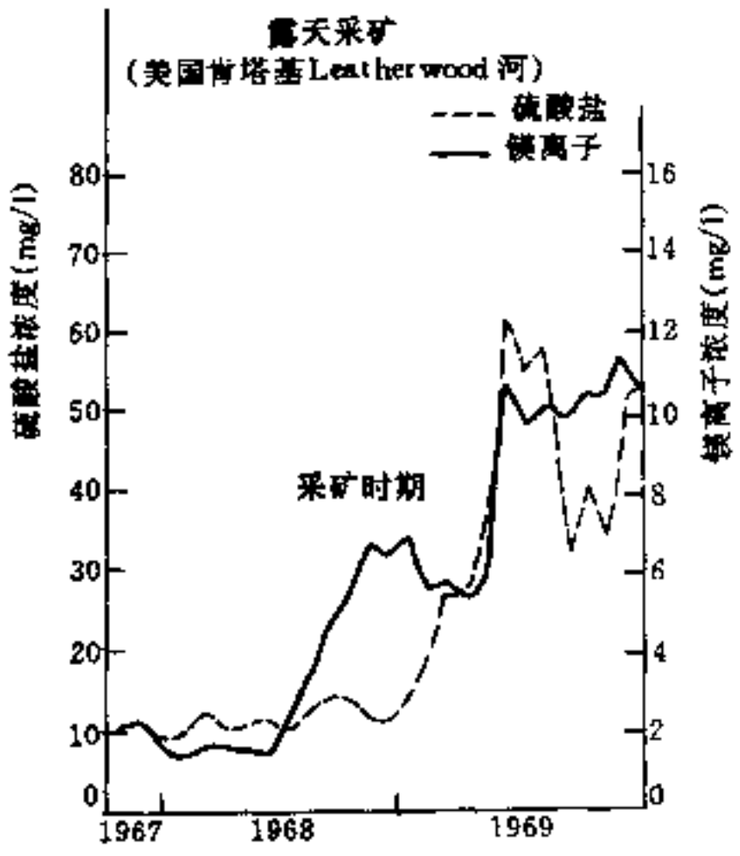


图 8-13　露天采矿对水质的影响

图 8-13 是美国肯塔基州 Appalachian 高原一个小山区流域露天采矿对水质影响的研究结果。这个 70 公顷的流域，由于采矿，40%的地面遭到破坏，使河流中的硫酸盐和镁离子的浓度几乎增加了 5 倍。在美国东部与煤矿开采的水污染问题在 1900 年以前就很明显，1890 年宾夕法尼亚州就报道了酸性矿水造成死鱼的事件。至 19 世纪 30 年代初，煤矿排水造成的污染问题已变得如此之严重，联邦政府不得不下令封闭一些地下矿，以防止和减少酸性矿水，仅弗吉尼亚州就封闭了 3644 口矿井。美国东部露天和地下煤矿开采对河流的污染是十分明显的，据估计仅 Appalachian 高原的河流就有成百公里受到煤矿排水的污染。

在我国也存在采矿造成的水污染问题，如贵州省

的凉水井煤矿酸性水的浓度相当高，最低 pH 值只有 2.75，造成了对井下建筑和设施的危害并污染了环境和水源。

无论是露天还是地下开采，都不可避免地使土壤遭到干扰和破坏，从而导致侵蚀的发生，使受纳水体中的泥沙含量增加，有时年悬浮物质的含量可高达万 t 以上，这是采矿对水质的另一重大影响。河流、湖泊中悬浮物质的增加不仅增加了水的混浊度，还会导致一连串的生态影响。

此外，采矿过程排出的废水中，常含有锌、铜、铅、镉等重金属，这些金属甚至在极低的浓度下也会对生物造成致命危害，是采矿过程中影响水质的主要污染物之一。

酸性矿水是采矿造成水质污染最严重的问题之一。这一问题在许多矿区都普遍存在，任何含硫矿物的矿床，特别是黄铁矿是酸性矿水问题潜在的来源。我国贵州省凉水井煤矿的酸性矿水问题就比较突出，表 8-8 是该矿水质 pH 值的测定统计。

一般认为，酸性矿水的形成取决于三个基本反应物的存在——水、氧和含硫物质。在矿山的露天和地下开采过程中，矿床中的含硫物暴露于大气之中，与氧和水反应形成硫酸亚铁和硫酸。其反应过程可分为 3 个阶段：

表 8-8　　凉水井各煤组水质 pH 值测定表

水平	取样地点	pH 值	测定时间	水源及含水层组	注
1429	(一) 中、下煤组石门	3.0	1979.12.19	中、下煤组各层	汇入平峒
	(二) 扩大区石门	6.0	1979.12.19	上煤组各层	
	(三) 重平峒	4.4	1979.12.26	上水平总水	
1324	(四) 中、下煤组石门	3.36	1979.12.26	中下煤组各层	汇入水仓
	(五) 扩大区石门	6.5	1979.12.26	上煤组各层	
	(六) 西二老采区石门	6.5	1979.12.26	上煤组各层	
	(七) 总水仓口	6.62	1979.12.26	下水平总水流	

1) 硫化物(通常为 FeS_2) 的氧化，在有水的情况下生成硫酸亚铁和硫酸。

$$2FeS_2+7O_2+2H_2O\rightarrow 2FeSO_4+2H_2SO_4$$

随着硫酸亚铁和硫酸被水淋溶，使黄铁矿的晶体暴露出新的表面，如此，氧化就会继续向矿物颗粒的内部发展。不过这一反应进行的较慢，其反应速度取决于温度、水的 pH 值及黄铁矿的特性。

2) 在有氧和促使铁氧化的细菌(氧化铁硫杆菌) 继续存在时，硫酸亚铁进一步氧化形成硫酸铁。

$$4FeSO_4+2H_2SO_4+O_2\rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3+2H_2O$$

3) 根据 pH 值的大小，温度和反应物的浓度，硫酸铁水解形成碱式硫酸铁或氢氧化铁和附加的硫酸。

$$Fe_2(SO_4)_3+2H_2O\rightarrow 2Fe(OH)\ SO_4+H_2SO_4$$

或

$$Fe_2(SO_4)_3+6H_2O\rightarrow 2Fe(OH)_3+3H_2SO_4$$

黄铁矿的氧化过程是一个产生热量的放热反应，温度的增高增加了反应速度(温度每上

升 10℃，反应速度增加 10%）。综合上述反应式可见，一个黄铁矿分子经氧化反应导致了两个分子的硫酸产生，这样便形成了低 pH 值的水。这种酸性水与含在矿石中或附近环境中的有机化合物发生化学反应，产生了矿井排水中的铅、锰、镁、锌等组分。这些矿井排水成分以及铁和硫将进一步造成水污染，且可持续到采矿完成以后相当长的一段时间，在采矿结束后，酸性矿水流入河、湖之中，不仅引起鱼的死亡，使许多水生植物不能生长，而且酸性矿水所含的铁使许多河流的河床和河岸上附上一层粘滞的红黄的含铁沉积物，导致自然景观的破坏，降低河湖水体的娱乐性功能。流入河湖水体中的酸水能腐蚀船只、桥墩和涵洞。酸性矿水能腐蚀混凝土是因为水中的碳酸和游离二氧化碳能从混凝土中淋溶水泥，溶解石灰石和白云石。当矿水的酸度高时，就不再适用于饮用和作为工业用水及农业灌溉。

在采矿过程排出的废水中常含有重金属元素，其中以锌、铜、铅、镉、汞等危害最大，它们即使在浓度极低的情况下，如果经常摄入，也有致命的危险。因此是影响水质的主要的采矿污染物。

重金属的来源随开采的矿物种类而异，但主要限于煤矿和金属矿排出的废水中。尤其当开采过程中，排出酸性矿水时，会产生可溶的重金属。矿山排水中金属浓度的一些实测值列于表 8-9 中，表中还列出了世界卫生组织颁布的饮用水标准，以便进行比较。由表中可见，受污染最严重的水为铀矿尾矿的泄漏和铁矿矿井水。碱性较强的例子（2、4、5 和 6）携带金属较少。

表 8-9　　矿山排放的废水和受纳水体中重金属的浓度(mg/l)

金属	来源						
	1	2	3	4	5	6	7
pH 值	2.0	6.4	2.6	7.7	7.7	11.0	6.5～9.2
Zn	11.4	2.15	0.97	0.28	0.01	3.40	15.0
Cu	3.6	0.22	0.96	0.12	0.01	0.18	1.5
Pb	0.67	0.0	0.0	0.1	0.1	0.05	0.1
Cd	0.05	—	0.02	0.01	0.01	—	0.01

注　1——铀尾矿的泄漏。

2——Cu/Pb/Zn 尾矿的溢流。

3——铁矿矿井水。

4——河流中稀释后的排放物。

5——控制的河流。

6——英国锡矿尾矿的溢流。

7——饮用水的最大含量。

在英国威尔斯卡迪根郡铅矿（该矿于 1921 年关闭），对金属污染物的影响进行了有价值的研究。对流经矿区的河流进行的调查表明，在 1919～1922 年期间，溶解的铅浓度为 0.2～0.5mg/l。此时，河流中只有 14 种无脊椎动物。在 1922～1923 年，当采矿已经停止时，铅浓度稳定在 0.1mg/l，无脊椎动物种类达 29 种，而且这些动物中的各种动物数量都较多，同时，还有水藻和高级植物再生。10 年后，铅浓度下降到 0.02mg/l，动物种类骤然猛增到 130 种。对受煤矿影响的河流所进行的研究表明，其情况与铅矿类似。

第九章　水流与水质数值模拟

第一节　水流模拟计算

水体受到外力作用后产生流动，这是水的最基本物理现象。所有与水有关的问题几乎都离不开水流运动，因此水流的模拟计算也是研究水体污染的基本工具之一。

天然的河流、河口、水库或湖泊中水流运动都是三维的。但是由于水流的特性或研究对象的不同，在实用上往往将三维问题简化为一维或二维来处理。例如研究河流的最低水位或最高洪水位时，河流排泄或引进水量的能力；又如研究远离排污口的河流水质问题（污染物在断面上已经均匀混和）。对于这类问题，重要的是水位、流量、污染物浓度等变量随河流纵向变化情况，因此可以简化为一维问题。如果研究的变量在垂向混和均匀而在平面上却变化较大，例如排污口附近的污染物浓度，浅水湖泊中水流运动及污染物浓度等，这类问题可以简化为垂线平均的二维问题。对于深而狭长形的水库或湖泊，研究的变量（例如水温）往往沿横向变化不大，而沿水深及纵向却变化不小，可以把这类问题简化为横向平均的二维问题。潮汐河口中泥沙及含盐度的分布往往沿水深方向的变化远大于横向，为简化起见，也可以视为横向平均的二维问题。

一、水流运动基本方程组

为简化起见，假定河道为棱柱形，无旁侧入流或出流，x 轴为沿水流方向，z 轴为沿水深方向。在河道中取一微段 dx 作为控制体来研究，如图 9-1 所示。

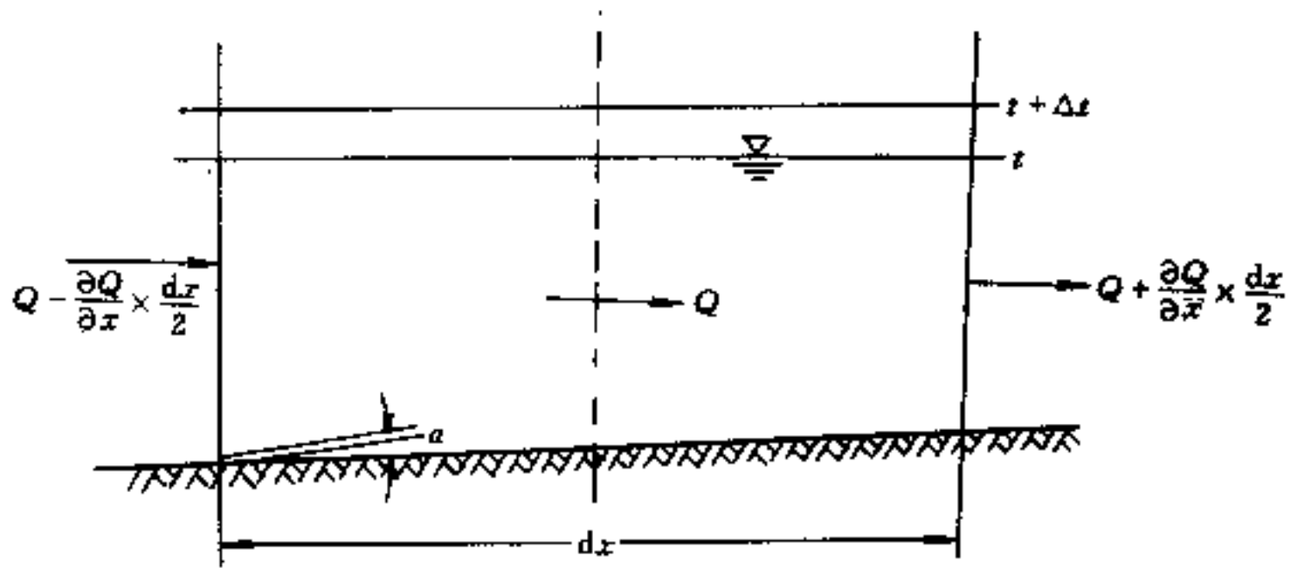


图 9-1

该微段中心断面处流量为 Q，过水面积为 A。

（一）连续方程

dt 时段内以上游断面流入该控制体的水量为：

$$(Q-\frac{\partial Q}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt$$

从下断面流出控制体的水量为：

$$(Q+\frac{\partial Q}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt$$

故 dt 时段内进出水量差为：

$$(Q-\frac{\partial Q}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt-\ (Q+\frac{\partial Q}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt=-\frac{\partial Q}{\partial x}dxdt$$

假定水体是不可压缩的，即水的密度 ρ 不变，因此这部分进出水量之差必然会引起河段槽蓄量的变化：

$$\frac{\partial A}{\partial t}dxdt$$

因此有：

$$-\frac{\partial Q}{\partial x}dxdt=\frac{\partial A}{\partial t}dxdt$$

经简化后得：

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial A}{\partial t}=0 \tag{9-1}$$

当河宽 B 随水深 h（或水位 Z）变化连续时，上式可写成：

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+B\frac{\partial h}{\partial t}=0 \tag{9-2}$$

或

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+B\frac{\partial Z}{\partial t}=0 \tag{9-3}$$

（二）动量方程

一个物体的动量等于其质量与速度的乘积，该控制体的水流动量为：

$$M=\rho Adxu=\rho Qdx \tag{9-4}$$

经过 Δt 后，该控制体的动量发生了变化，其增量为：

$$\Delta M=\frac{\partial M}{\partial t}dt=\frac{\partial}{\partial t}\ (\rho Qdx)\ dt=\rho dxdt\frac{\partial Q}{\partial t} \tag{9-5}$$

引起这块水体动量改变的原因有两个：

1）水流从上断面流入水体时带进来的动量不等于从下断面流出时所带走的动量

单位时间内流往断面的动量为：

$$\int_0^A\rho u^2dA=\beta\rho\bar{u}^2A=\beta\rho Q\bar{u} \tag{9-6}$$

式中 $\bar{u}$——断面平均流速；

β——考虑断面流速分布不均匀而引入的一个校正系数，天然河道中 $\beta\approx1.05$，故通常为简单起见取 $\beta=1.0$。

为书写方便起见，以下用 u 表示断面平均流速。

Δt 时段内从上断面带进控制体的动量为：

$$\rho\ (Qu-\frac{\partial\ (Qu)}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt$$

Δt 时段内从下断面带走的动量为：

$$\rho\ (Qu+\frac{\partial\ (Qu)}{\partial x}\times\frac{dx}{2})\ dt$$

dt 时段内流入与流出控制体的动量差为：

$$-\rho \mathrm{d}x\mathrm{d}t\,\frac{\partial\,(Qu)}{\partial x}$$

2）在 Δt 时段内，由于外力 F 作用于水体所产生的动量 $F\Delta t$。作用在控制体上的外力有三种：重力、水压力及床壁摩阻力。

1. 重力沿水流方向的分力 F_g

水体的重量为 $\gamma A\mathrm{d}x$，其中 γ 为单位水体的重量，$\gamma=\rho g$，对水体动量产生影响的是重力沿水流方向 x 的分力，即：

$$F_g=\rho g A\mathrm{d}x\sin\alpha \tag{9-7}$$

式中 α——河底与水平面的夹角。

由于一般河道底坡很小，所以可以近似地取 $\sin\alpha\approx\tan\alpha=S_0$，$S_0$ 为河底比降，故上式可简化为：

$$F_g=\rho g A\mathrm{d}x S_0 \tag{9-8}$$

2. 水压力 F_p

对于缓变流，波剖面（水面线）沿程变化缓慢，垂直加速度可以忽略不计，故水流的动水压力近似地等于静水压力。作用在控制体两侧的水压力互相抵消，作用在纵向的水压力为：

$$F_p=-\rho g A\,\frac{\partial h}{\partial x}\mathrm{d}x \tag{9-9}$$

3. 床壁摩阻力 S_f

假定在非恒定流情况下，摩阻损失与恒定流情况下差别不大，仍可用曼宁公式、谢才公式或阻抗模数公式来表示，即

$$S_f=\frac{n^2|u|u}{R^{4/3}}\qquad\text{（曼宁公式）}$$

$$S_f=\frac{|u|u}{C^2R}\qquad\text{（谢才公式）}$$

$$S_f=\frac{Q|Q|}{K^2}\qquad\text{（阻抗模数公式）}$$

式中 n—— 糙率；

R——水力半径；

C——谢才系数；

K——阻抗模数。

由于阻力与流速或流量的平方呈正比，对于流向不定的河道，例如感潮河道，阻力 S_f 的方向亦应随流向改变而改变。为此在阻力公式中引入绝对值 $|u|$ 或 $|Q|$，使 S_f 的符号随 u 或 Q 的符号而变，面量级仍与流速或流量的平方呈正比。

根据动量守衡则有：

$$-\rho \mathrm{d}x\Delta t\,\frac{\partial\,(Qu)}{\partial x}+\left[F_g A\mathrm{d}x S_0-\rho g A\,\frac{\partial h}{\partial x}\mathrm{d}x-\rho g A\mathrm{d}x S_f\right]\mathrm{d}t$$

$$=\rho \mathrm{d}x\mathrm{d}t\,\frac{\partial Q}{\partial t}$$

两边除以 $\rho\mathrm{d}x\mathrm{d}t$ 并经移行整理后得：

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(Qu)+gA\frac{\partial h}{\partial x}=gA(S_0-S_f) \tag{9-10}$$

连续方程式（9-1）与动量方程（9-10）均为守恒型方程式，这两个方程式联立称为圣维南方程组，它是描述水流非恒定流动的基本方程组，在数学上属于二元一阶拟线性双曲线型偏微分方程组。

除了上面的表达形式外，圣维南方程组还有其它的表达形式，例如：

用水位 Z 和流量 Q 作为倚变量：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial Q}{\partial x}+B\dfrac{\partial Z}{\partial t}=0 & (9\text{-}11)\\[2ex] \dfrac{\partial Q}{\partial t}+2u\dfrac{\partial Q}{\partial x}+(gA-Bu^2)\left(S_0+\dfrac{\partial Z}{\partial x}\right)=gA(S_0-S_f) & (9\text{-}12)\end{cases}$$

用水深 h 和流速 u 作为倚变量：

$$\begin{cases}B\dfrac{\partial h}{\partial t}+uB\dfrac{\partial h}{\partial x}+A\dfrac{\partial u}{\partial x}=0 & (9\text{-}13)\\[2ex] \dfrac{\partial u}{\partial t}+u\dfrac{\partial u}{\partial x}+g\dfrac{\partial h}{\partial x}=g(S_0-S_f) & (9\text{-}14)\end{cases}$$

但这些表达式均为非守恒型的。

二、基本方程组的推广

上述基本方程组中，为简化起见，假定河道为棱柱形且无旁侧出入流。天然河道情况当然要复杂得多，下面依次叙述针对实际情况的修正。

（一）非棱柱形河道

守恒型基本方程组不仅适用于棱柱形河道，而且也适用于非棱柱形河道。但对于非守恒型基本方程式中，$\frac{\partial h}{\partial x}$或$\frac{\partial Z}{\partial x}$项是根据$\frac{\partial A}{\partial x}$项转化面来的。对于非棱柱形河道，过水面积 A 为 x 和 h（或 Z）的函数，因此$\frac{\partial A}{\partial x}=\frac{\partial A}{\partial h}\times\frac{\partial h}{\partial x}+\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_{h=const}=B\frac{\partial h}{\partial x}+\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_{h=const}$或$\frac{\partial A}{\partial x}=\frac{\partial A}{\partial z}\times\frac{\partial z}{\partial x}+\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_{z=const}=B\frac{\partial z}{\partial x}+\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_{z=const}$，因此方程式（9-12）变为：

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+2u\frac{\partial Q}{\partial x}+(gA-Bu^2)\frac{\partial Z}{\partial x}-u^2\frac{\partial A}{\partial x}\Big|_{z=const}+gAS_f=0 \tag{9 15}$$

方程式（9-13）变为：

$$B\frac{\partial h}{\partial t}+uB\frac{\partial h}{\partial x}+A\frac{\partial u}{\partial x}+u\frac{\partial A}{\partial x}\Big|_{h=const}=0 \tag{9-16}$$

式中$\frac{\partial A}{\partial x}|_{h=const}$或$\frac{\partial A}{\partial x}|_{z=const}$分别表示水深 h 或水位 Z 不变时，过水面积随距离的变化率。像水位—河宽或水位—面积关系曲线一样，水位—$\frac{\partial A}{\partial x}_{z=const}$或水深$\frac{\partial A}{\partial x}_{h=const}$也是基本原始资料。

（二）有旁侧出入流河道

当沿程有旁侧流量 q（m^2/s）流入取正号，流出时取负号，连续方程式修正，只需要在等式右边增加旁侧流量 q，因此（9-1）、（9-11）、（9-13）式分别变为：

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial A}{\partial t}=q \tag{9-17}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+B\frac{\partial Z}{\partial t}=q \tag{9-18}$$

$$B\frac{\partial h}{\partial t}+uB\frac{\partial h}{\partial x}+A\frac{\partial u}{\partial x}=q \tag{9-19}$$

旁侧流量对动量方程式的修正，在等式右边增加一项 qu_x，修正后动量方程式（9-10）变为：

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(uQ)+gA\frac{\partial h}{\partial x}=gA(S_0-S_f)+qu_x \tag{9-20}$$

式中 u_x——旁侧流量沿水流方向流速分量，若旁侧流量垂直主流方向，则 $u_x=0$。旁侧流量对动量方程式的修正项，一般情况下很小，可以忽略不计。

（三）具有漫洪滩地的河道

滩地不仅起着调蓄水量的作用，而且也像主河槽一样起着输送水量的作用。不过滩地上的流速远比主槽流速为小，如果将滩地和主槽分别列方程式计算，问题将变得非常复杂。故实用上常采用较为简单的动量修正法来近似考虑滩地的输水作用。

设整个断面分成三部分，其过水面积分别为 A_1、A_2、A_3，流量分别为 Q_1、Q_2、Q_3，如图 9-2。

则：断面总的流量：$Q=Q_1+Q_2+Q_3$

总的过水面积：$A=A_1+A_2+A_3$

断面平均流速：$u=\dfrac{Q}{A}=\dfrac{Q_1+Q_2+Q_3}{A_1+A_2+A_3}$

断面每部分平均流速：$u_i=\dfrac{Q_i}{A_i}$（$i=1$，2，3）

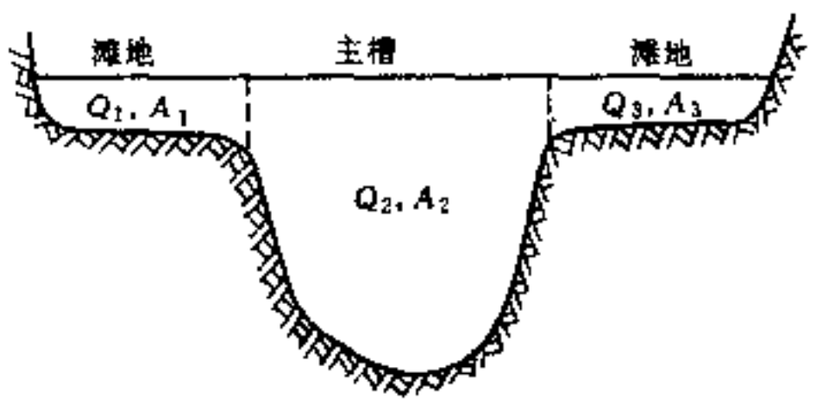


图 9-2 有滩地的过水断面

单位时间内通过整个断面的动量应为：$\sum_{i=1}^{3}\rho Q_i u_i$，比按照断面平均流速计算的动量 ρQu 要大，故修正系数为：

$$\alpha=\sum_{i=1}^{3}\rho Q_i u_i/\rho Qu=\frac{\sum_{i=1}^{3}Q_i u_i}{Qu} \tag{9-21}$$

如果 α 值能预先知道，那么在计算中仍按断面平均流速和流量来计算动量，再乘以修正系数 α 值后即得实际的动量。

假定滩地和主槽中水流的摩阻比降是相同的，所以有：

$$\sqrt{S_f}=\frac{Q_1}{K_1}=\frac{Q_2}{K_2}=\frac{Q_3}{K_3}=\frac{Q_1+Q_2+Q_3}{K_1+K_2+K_3}=\frac{Q}{K} \tag{9-22}$$

故：

$$\alpha=\frac{\sum_{i=1}^{3}Q_i u_i}{Qu}=\frac{\sum_{i=1}^{3}\frac{Q_i^2}{A_i}}{\frac{Q^2}{A}}=\frac{\sum_{i=1}^{3}\frac{S_f K_i^2}{A_i}}{\frac{S_f K^2}{A}}=\frac{\sum_{i=1}^{3}A_i}{(\sum_{i=1}^{3}K_i)^2}\sum_{i=1}^{3}\frac{K_i^2}{A_i} \tag{9-23}$$

因为 A_i，K_i 为水深（或水位）及断面位置 x 的函数，因此 α 值亦像河道断面资料一样，可以予先整理成 $\alpha=\alpha(h, x)$ 作为基本原始资料保存。

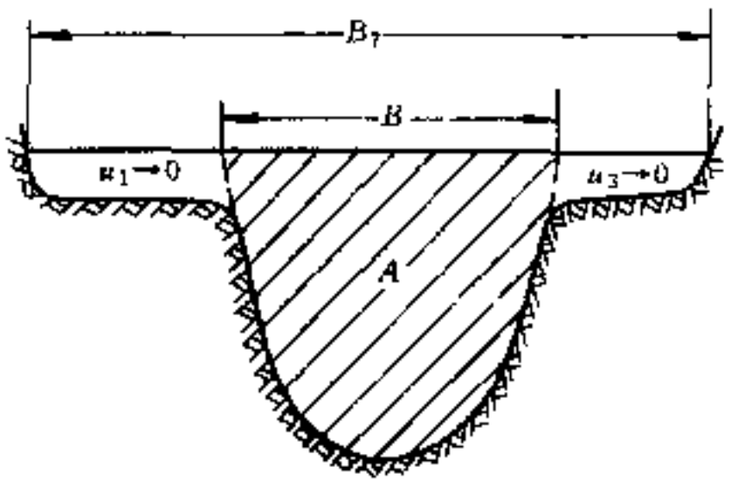


图 9-3　具有滩地的河床断面

考虑到主槽和滩地流速不等，引入动量修正系数 α 后，动量方程变为：

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\alpha Q u) + gA\frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \tag{9-24}$$

当滩地只起调蓄作用，不起输水作用，也即滩地流速很小时，动量方程式中起作用的是主槽部分，所以动量方程式中断面积 A 及河宽 B 均按主槽计算（如图 9-3 中阴影部分）。而连续方程式中出现的 A 及河宽 B 应按包括滩地在内的全部分河宽（图中 B_T）和过水面积。

三、基本方程组的数值解

（一）基本概念

描述明渠水流非恒定流运动的基本方程组——圣维南方程组的解析求解目前在数学上尚不可能，因此必须用数值方法求得方程组的近似介。数值解与解析解不同，它不能求得函数值随自变量 x（距离）和 t（时间）变化的解析表达式，而只能在自变量域 x—t 平面上某些点（称为网格点）处求得近似的数值解。

数值求解方法可以分成三大类：有限差分法、有限元法和有限分析法。虽然有限差分法（简称差分法）是数值求解方法中最古老的方法，但至今广为应用。

圣维南方程组在数学上属于双曲线型偏微分方程组，凡此种类型的方程组均可化成与它完全等价的常微分方程组——特征线及特征方程组。因此，在用差分法求解河渠非恒定流运动基本方程组时，也相应地可以分成两大类。一类是直接把圣维南方程组写成各种差分方程后进行数值求解，称直接差分法；另一类是先把圣维南方程组写成与它等价的特征线及特征方程后再写成各种差分方程进行数值求解，称为特征线差分法。本章只讨论前者。

基本方程组中含倚变量 ζ（ζ 可代表水位、水深、流速或流量等水力要素）的项可分为四类：即 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$、$\frac{\partial \zeta}{\partial x}$ 偏导数前的系数项及一般项。若对图 9-4 中 M 点可写出它们的差分表达式如下：

$$\left.\begin{aligned}
\frac{\partial \zeta(M)}{\partial x} &= \frac{\theta_1(\zeta_{i+1}^{j+1} - \zeta_i^{j+1}) + (1-\theta_1)(\zeta_{i+1}^{j} - \zeta_i^{j})}{\Delta x} \\
\frac{\partial \zeta(M)}{\partial t} &= \frac{\zeta_i^{j+1} + \zeta_{i+1}^{j+1} - \zeta_i^{j} - \zeta_{i-1}^{j}}{2\Delta t} \\
\zeta(M) &= \frac{\theta_2(\zeta_i^{j+1} + \zeta_{j+1}^{j+1}) + (1-\theta_2)(\zeta_i^{j} + \zeta_{i+1}^{j})}{2}
\end{aligned}\right\} \tag{9-25}$$

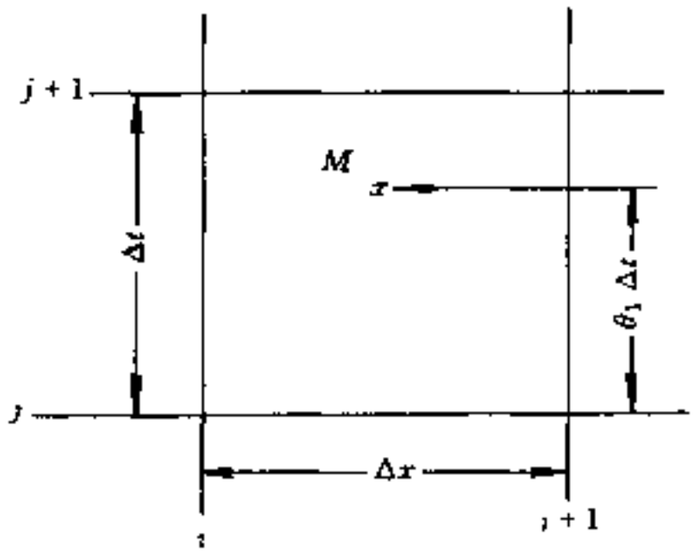


图 9-4　差分表达

式中　θ_1、θ_2——数量系数，$0 \leqslant \theta_1 \leqslant 1$；$0 \leqslant \theta_2 \leqslant 1$。

将差分表达式代入基本方程组中得差分方程组。

当 θ_1、θ_2 取值为 0 时，基本方程组中的系数项、一般项和对 x 的偏导数项均可根据时段初（j 时刻）已知的水力要素值求出，只有对时间的偏导数才含有时段末（$j+1$ 时刻）的

未知函数值，一个差分方程只显含一个变量的简单代数方程，可以方便地直接求得该变量，这种差分格式称为显式差分格式。

当 θ_1 在 $\frac{1}{2}$ 与 1 之间取值，而 θ_2 取 0，那么差分方程组为线性方程组。需联立求解才能求得时段末的水力要素值，这种差分格式称为线性隐式差分格式。

当 θ_1 和 θ_2 均在 $\frac{1}{2}$ 与 1 之间取值，则差分方程组将是非线性的，求解时不仅需要联立而且还需要迭代，这样差分格式称为一般隐式差分格式。

显式差分格式求解方便，但由于数值稳定性要求，计算的时步长 Δt 不能太大，需满足 Courant Friedrichs—Lewy 条件（简称 CFL 条件），即

$$\Delta t \leqslant \frac{\Delta x}{|u \pm \sqrt{gh}|_{\max}} \tag{9-26}$$

显式差分格式中每一步计算工作量虽然不大，但由于时步长小，计算的步数多，对一个具体的计算方案而言，所需机时并不节省。

线性隐式差分格式不像显格式那样因计算稳定性要求而限制计算的时步长，但由于系数项及一般项的线性化处理亦不允许计算时步长太大，否则将会影响计算结果的精度。但由于计算精度对 Δt 的限制远比稳定性要大得多，所以每一步计算虽然要求解联立的线性方程组，但计算步数远比显格式要少，因此总的计算工作量一般比显格式少。

一般隐式差分格式计算时步长又可以更长些，计算时步长取决于边界条件的变化能用多长的直线段来逼近。由于非线性方程组的求解需反复迭代，往往时步长的增加这一优点不足于弥补每一步计算工作量的增加。

目前存在的差分格式不胜枚举，由于实际问题多种多样。因此，不可能找出一种对各种问题都是最有效的差分格式。以下仅以四点线性隐式差分格式为例来说明如何用数值方法求解一维水流运动的基本方程组。

（二）四点线性隐式差分格式

1. 差分方程

在天然河道一维非恒定流计算中，较常采用水位及流量作为倚变量，其基本方程式为：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial Q}{\partial x} + B\dfrac{\partial Z}{\partial t} = q \\ \dfrac{\partial Q}{\partial t} + 2u\dfrac{\partial Q}{\partial x} + (gA - Bu^2)\dfrac{\partial Z}{\partial x} - u^2\dfrac{\partial A}{\partial x}\Big|_Z + \dfrac{n^2|Q|Q}{AR^{1.33}} = 0 \end{cases} \tag{9-27}$$

动力方程式中的摩阻项为倚变量的非线性项，需要对它近似地进行线性化：

$$\frac{n^2|Q|Q}{AR^{1.33}} \approx \left[\frac{n^2|Q|}{AR^{1.33}}\right]^j_{i+\frac{1}{2}} Q^{j+1}_{i+\frac{1}{2}} \tag{9-28}$$

式中　脚标 $i+\frac{1}{2}$ 为 i 及 $i+1$ 断面的平均值。

差分表达式（9-25）中的权量系数取 $\theta_1=1.0$，$\theta_2=0$ 代入（9-27）式及（9-28）式中，经整理后得：

$$-Q_i + C_iZ_i + Q_{i+1} + C_iZ_{i+1} = D_i \tag{9-29}$$

$$E_iQ_i - F_iZ_i + G_iQ_{i+1} + F_iZ_{i+1} = \Phi_i \tag{9-30}$$

式中　倚变量 Q、Z 表示时段末 $j+1$ 时刻的值（上标 $j+1$ 省略，下同）方程式中的系数如下：

$$\left.\begin{aligned}
C_i &= \frac{\Delta x_i}{2\Delta t}(B)^j_{i+\frac{1}{2}} \\
D_i &= q\Delta x_i + C_i(Z^j_i + Z^j_{i+1}) \\
E_i &= \frac{\Delta x_i}{2\Delta t} - 2u^j_{i+\frac{1}{2}} + \frac{g}{2}n_i^2\Delta x_i\left(\frac{|u|}{R^{1.33}}\right)^j_i \\
G_i &= \frac{\Delta x_i}{2\Delta t} + 2u^j_{i+\frac{1}{2}} + \frac{g}{2}n_i^2\Delta x_i\left(\frac{|u|}{R^{1.33}}\right)^j_{i+1} \\
F_i &= (gA - Bu^2)^j_{i+\frac{1}{2}} \\
\varphi_i &= \frac{\Delta x_i}{2\Delta t}(Q^j_i + Q^j_{i+1}) + \Delta x_i\left(u^2\frac{\partial A}{\partial x}\Big|_z\right)^j_{i+\frac{1}{2}}
\end{aligned}\right\} \qquad (9\text{-}3\Gamma)$$

差分方程组中的系数及右手项可根据时段初的水力要素值及选定的计算时步长 Δt 和空间步长由（9-31）式计算而得，因此差分方程组（9-29）式、（9-30）式为线性代数方程组。

2. 起始和边界条件

数值计算总是将整个计算时间域用时步长分成许多时段，即 $t=n\Delta t$（$n=0$，1，2...）。计算时根据时段初已知值求时段末未知值，为此一步一步的连续计算下去，直到整个计算时间域结束。但问题是计算开始的第一步，即 $t=0$（$n=0$）时刻的水力要素值——沿程各断面的水位和流量是如何知道的？这就是起始条件。起始条件是由计算者根据实际情况假定的，因此带有很大的任意性和误差。但决定水流运动的是上、下游边界条件，而初始条件的不同仅影响开始一段时间的水流运动。随着计算时间的推移，初始条件的影响逐渐消除，经过充分长一段时间后初始条件影响完全消除。因此在实用上我们把受起始条件影响的计算结果舍去或提前一段时间计算然后再舍去。

决定水流运动的是上、下游边界断面处的水流条件，即边界条件。边界条件有两个，对于缓变流来说，这两个边界条件必须在上、下边界断面处给出，因为缓变流的水力要素不仅取决于上游的波动而且还受下游传来的波动影响。对于急变流来说，二个边界条件必须在上游边界断而给出，因为急变流的水力要素只受上游波动的影响，下游的波动是无法向上游传递的。

边界条件有三类：流量过程 $Q(t)$，水位过程 $Z(t)$ 和水位流量关系 $Q=f(Z)$。边界条件必须根据具体情况来给定。

（三）方程组建立

设整个计算河长分成 m 个河段（可以是不等间距），每个河段可以列出二个方程——连续方程和动力方程。故一共可列出 $2m$ 个方程。断面数总是比河段数多一个，因此一共有 $2m+1$ 个断面。每个断面含有二个互不相关的变量——水位 Z 和流量 Q，这样未知变量有 $2m$

+2 个。因此 $2m$ 个方程式再加 2 个边界条件构成一个完备系统，可以唯一地求解每个断面上的水位和流量。

$$\left\{\begin{array}{ll}
Z_0 = Z_0(t) & \text{上边界条件} \\
\left.\begin{array}{l} -Q_0 + C_0Z_0 + Q_1 + C_0Z_1 = D_0 \\ E_0Q_0 - F_0Z_0 + G_0Q_1 + F_0Z_1 = \varphi_0 \end{array}\right\} & \text{第一河段} \\
\left.\begin{array}{l} -Q_1 + C_1Z_1 + Q_2 + C_1Z_2 = D_1 \\ E_1Q_1 - F_1Z_1 + G_1Q_2 + F_1Z_2 = \varphi_1 \end{array}\right\} & \text{第二河段} \\
\cdots\cdots\cdots\cdots & \\
\left.\begin{array}{l} -Q_{m-1} + C_{m-1}Z_{m-1} + Q_m + C_{m-1}Z_m = D_{m-1} \\ E_{m-1}Q_{m-1} - F_{m-1}Z_{m-1} + G_{m-1}Q_m + F_{m-1}Z_m = \varphi_{m-1} \end{array}\right\} & \text{第 } m \text{ 河段} \\
Q_m = f(Z_m) & \text{下边界条件}
\end{array}\right. \tag{9-32}$$

作为例子，上式中上边界条件为水位过程，下边界条件为水位流量关系，上、下边界条件视实际情况给出，但上、下边界条件不能全部是流量过程，否则初始条件所引起的误差无法消除。

1. 方程组求解

方程组 (9-32) 中有 m 个河段，每个河段两个方程式，一共有 $2m$ 个方程式。变量有 $2m+2$ 个，其中四个是首末断面的水位和流量，Z_0、Q_0、Z_m、Q_m，中间断面变量为 $2m-2$ 个。利用 $2m$ 个方程式，消去所有中间断面变量，最后只存两个方程式，即只包含首末断面的水位和流量。再加上二个边界条件，共四个方程式。首先解出首末断面的水位和流量。再根据首末断面水位，求解中间断面水位和流量。具体步骤如下：

1）第一河段两个差分方程式——连续方程和动力方程中，只含四个变量 Q_0、Z_0、Q_1、Z_1，若消去 Q_0，两个方程式变为一个方程式，留下三个未知变量 Z_2、Q_1、Z_1。将此方程式写成如下形式：

$$Q_1 = \alpha_1 + \beta_1 Z_1 + \gamma_1 Z_0 \tag{9-33}$$

2）将 (9-33) 式代入第 2 河段，并消去 Z_1，第二河段两个方程式又变成一个方程式，含三个未知变量 Z_0、Q_2、Z_2，将此方程式写成：

$$Q_2 = \alpha_2 + \beta_2 Z_2 + \gamma_2 Z_0 \tag{9-34}$$

依次类推，即把本断面流量表达成本断面水位和首断面水位的线性函数。

方程式 (9-33)、(9-34) 式中的系数由下面递推公式计算：

$$\alpha_i = \frac{Y_2(D_{i-1} + \alpha_{i-1}) - Y_1(\varphi_{i-1} - E_{i-1}\alpha_{i-1})}{W} \tag{9-35}$$

$$\beta_i = \frac{F_{i-1}Y_1 - C_{i-1}Y_2}{W} \tag{9-36}$$

$$\gamma_i = \frac{\gamma_{i-1}(Y_2 + E_{i-1}Y_1)}{W} \tag{9-37}$$

$$\left.\begin{aligned} Y_1 &= C_{i-1} - \beta_{i-1} \\ Y_2 &= E_{i-1}\beta_{i-1} - F_{i-1} \\ W &= Y_2 - Y_1 G_{i-1} \end{aligned}\right\} \tag{9-38}$$

递推起始值由下式计算：

$$\left.\begin{aligned} \alpha_1 &= \frac{E_0 D_0 + \varphi_0}{W} \\ \beta_1 &= -\frac{C_0 E_0 + F_0}{W} \\ \gamma_1 &= \frac{F_0 - C_0 E_0}{W} \\ W &= E_0 + G_0 \end{aligned}\right\} \tag{9-39}$$

3）依次从第一河段递推到最后一河段得：

$$Q_m = \alpha_m + \beta_m Z_m + \gamma_m Z_0 \tag{9-40}$$

4）用同样方法，从第 m 河段开始，将本断面流量表达成本断面水位和末断面水位的线性函数，即：

$$Q_i = \theta_i + \eta_i Z_i + \zeta_i Z_m \tag{9-41}$$

方程式中的系数由下面递推公式计算：

$$\theta_i = \frac{Y_1(\varphi_i - \alpha_{i+1}G_i) - Y_2(D_i - \alpha_{i+1})}{W} \tag{9-42}$$

$$\eta_i = \frac{Y_2 C_i + Y_1 F_i}{W} \tag{9-43}$$

$$\zeta_i = \frac{\zeta_{i+1}(Y_2 - Y_1 G_i)}{W} \tag{9-44}$$

$$\left.\begin{aligned} Y_1 &= C_i + \beta_{i+1} \\ Y_2 &= G_i\beta_{i+1} + F_i \\ W &= Y_2 + Y_1 E_i \end{aligned}\right\} \tag{9-45}$$

递推起始值由下式计算：

$$\left.\begin{aligned} \theta_{m-1} &= \frac{1}{W}(\varphi_{m-1} - G_{m-1}D_{m-1}) \\ \eta_{m-1} &= \frac{1}{W}(C_{m-1}G_{m-1} + F_{m-1}) \\ \zeta_{m-1} &= \frac{1}{W}(C_{m-1}G_{m-1} - F_{m-1}) \\ W &= G_{m-1} + E_{m-1} \end{aligned}\right\} \tag{9-46}$$

5）由最后一河段递推到第一河段得：

$$Q_0 = \theta_0 + \eta_0 Z_0 + \zeta_0 Z_m \tag{9-47}$$

6）与上、下边界联立求解4个变量 Q_0、Z_0、Q_m、Z_m

$$\left.\begin{aligned} Z_0 &= Z_0(t) && \text{上边界} \\ Q_0 &= \theta_0 + \eta_0 Z_0 + \zeta_0 Z_m && (9\ 47) \\ Q_m &= \alpha_m + \beta_m Z_m + \gamma_m Z_0 && (9\text{-}40) \\ Q_m &= f(Z_m) && \text{下边界} \end{aligned}\right\} \tag{9-41}$$

7）任意断面的水位和流量可以由（9 34）式及（9-41）式联立求解得，即：

$$\left.\begin{aligned} Q_i &= \alpha_i + \beta_i Z_i + \gamma_i Z_0 \\ Q_i &= Q_i + \eta_i Z_i + \zeta_i Z_m \end{aligned}\right\} \tag{9-48}$$

求解得 Q_j，Z_i。

四、一维河网非恒定流计算

由于河网总是由若干条河道通过汊口（节点）相互连接而成的。在汊口处，根据水流垂直于过水断面的原则，总可以在河道交汊处分离出一个汇合区，如图9-5中的阴影面积。如果这个汇合区面积 A 不大，则可以认为这个区域上水位处处相等；汇合区的容积变化与计算河段容积变化比较起来，可以忽略不计，即：

$$\left.\begin{aligned} Z_1 &= Z_2 = Z_3 = Z_4 \\ \sum Q_i &= 0 \qquad (i = 1,2,3,4) \end{aligned}\right\} \tag{9-49}$$

这种汊口称为无调蓄节点。如果汊口处汇合面积较大，流速不大，且无局部水头损失情况下，水面仍可认为水平，但计算时段内水位变化 ΔZ 引起的蓄水量变化已不能忽略，即满足：

$$\left.\begin{aligned} Z_1 &= Z_2 = Z_3 = Z_4 \\ \sum_{i=1}^{4} Q &= \frac{A\Delta Z}{\Delta t} \end{aligned}\right\} \tag{9-50}$$

这种汊口称为有调蓄节点。

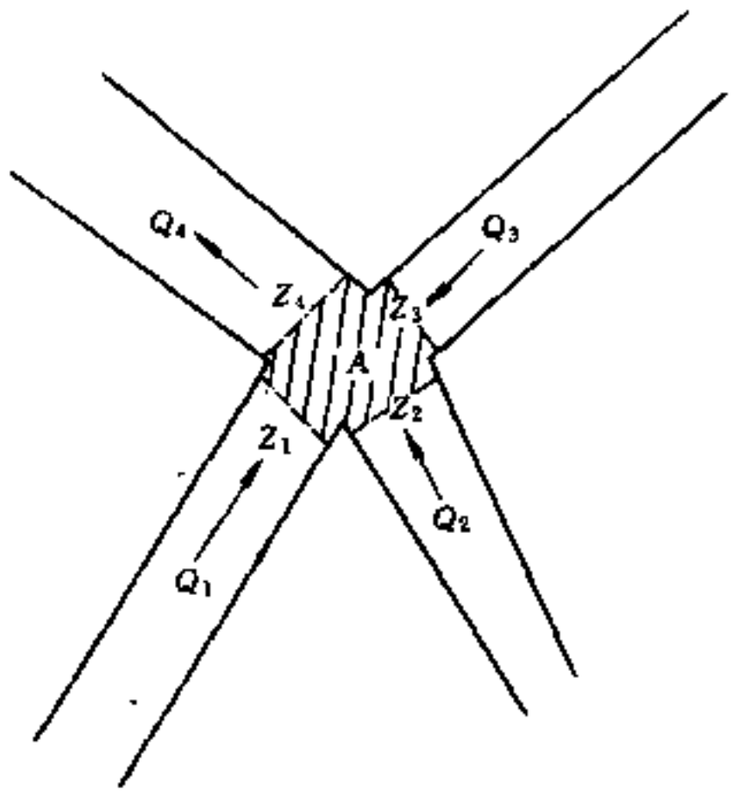


图 9-5　河网节点示意图

单一河道计算可以很容易地推广到河网水流计算。现以简单河网图9-6为例来说明计算步骤，图中节点1和节点8为边界节点。

1）河道编码，图9-6中有8条河，河道编码任意。

2）节点编码，节点编码与以下的求解方法密切相关。当用矩阵方法求解节点水位时，存在着节点最优编码问题，即编码时，力求相邻节点编码差最小。以节省计算机内存和加快计算速度。当用迭代法求解节点水位时，则节点编码与计算机内存与计算速度无关，可以任意编码。定义的河道流向取决于节点编码，正的流向总是从首节点流向末节点。首末节点并不意味着节点编码大小。例如图9 6中第6条河首节点为5，末节点为4。故水流从节点5流向节点4为正向。

3）河道断面编码，每条河道根据其长度，可以进一步划分成若干微段，如图9-6中第1条河划分成9段，每段长度为 Δx。Δx 的大小取决于河道变化情况及计算精度要求。一般可取2～3km。断面编码按河道编码先后次序，且总是从首节点向末节点依次编码。

4）利用每个河段的两个差分方程，消去每条河道的中间断面变量，只保留两个方程，

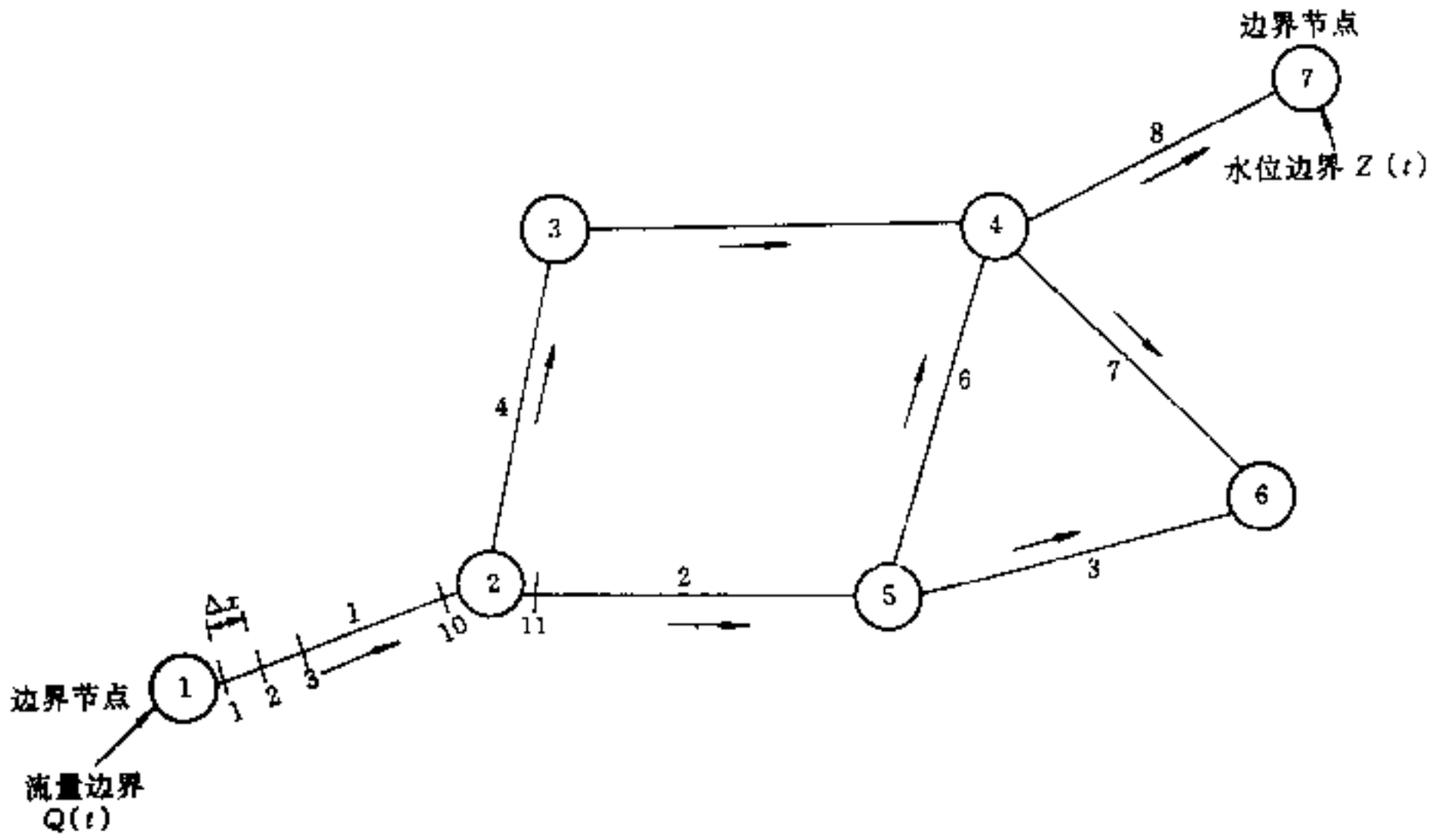


图 9-6　简单河网示意图

即首末断面流量用首末断面水位的线性函数来表示。

$$\left.\begin{aligned} Q_{11} &= \alpha_1 + \beta_1 Z_1 + \gamma_1 Z_2 \\ Q_{12} &= \theta_1 + \eta_1 Z_2 + \zeta_1 Z_1 \end{aligned}\right\}$$ 第一条河

$$\left.\begin{aligned} Q_{21} &= \alpha_2 + \beta_2 Z_2 + \gamma_2 Z_5 \\ Q_{22} &= \theta_2 + \eta_2 Z_5 + \zeta_2 Z_2 \end{aligned}\right\}$$ 第二条河

$$\cdots\cdots\cdots\cdots$$

$$\left.\begin{aligned} Q_{81} &= \alpha_8 + \beta_8 Z_4 + \gamma_8 Z_7 \\ Q_{82} &= \theta_8 + \eta_8 Z_7 + \zeta_8 Z_4 \end{aligned}\right\}$$ （9-51）

式中 Q_{11}、Q_{12}表示第一条河的首末断面流量；Q_{21}、Q_{22}表示第二条河的首末断面流量；依次类推，Z_1、$Z_2 \cdots Z_7$ 为节点 1，2…7 的水位，方程式（4-3）中已用首末节点的水位代替了首末断面水位。

5）对每一节点写出其水量平衡方程式（假定均为无调蓄节点），例如节点 1 的水量平衡方程式为：

$$Q(t) - Q_{11} = 0 \tag{9-52}$$

Q（t）为边界条件，即在节点 1 处总是有 Q（t）流量加入（例如泵站流量、山区来水等），Q（t）为已知的流量过程。将（9-51）式代入（9-52）式得

$$Q(t) - \alpha_1 + \beta_1 Z_1 + \gamma_1 Z_2 = 0 \tag{9-53}$$

将常数项移至右手项得：

$$\beta_1 Z_1 + \gamma_1 Z_2 = \alpha_1 - Q(t) = R_1 \tag{9-54}$$

式中 R_1 为右手项，为已知值。

对节点 2 的水量平衡方程式为：

$$Q_{12} - Q_{21} - Q_{41} = 0 \tag{9-55}$$

将（9-51）式代入（9-55）式得节点 2 的水量平衡方程

$$(\eta_1 - \beta_2 - \beta_4)Z_2 - \gamma_2 Z_5 - \gamma_4 Z_3 = \alpha_2 + \alpha_4 - \theta_1 = R_2 \quad , \tag{9-56}$$

6）节点水位方程组

对每一节点水量平衡的结果都是与该节点有联系的相邻节点的水位之间的关系，称为水位节点方程，7 个节点方程式的函数形式如下：

$$\left.\begin{aligned} &f(Z_1, Z_2) = R_1 \\ &f(Z_1, Z_2, Z_3, Z_5) = R_2 \\ &f(Z_2, Z_3, Z_5) = R_3 \\ &f(Z_3, Z_4, Z_5, Z_6, Z_7) = R_4 \\ &f(Z_2, Z_4, Z_5, Z_6) = R_5 \\ &f(Z_4, Z_5, Z_6) = R_6 \end{aligned}\right\} \tag{9-57}$$

$Z_7 =$ $Z\ (t)$ 水位边界条件

一共 7 个方程式，正好求解 7 个节点水位。节点水位方程（9-57）的求解方法有带状稀疏求解法及迭代法。

7）求得节点水位后，用上一节单一河道相同的方法求解每一微段的水位及流量。

河网水流计算的关键是写出和求解节点水位方程。这种方法具有较高精度和很高的计算效率。例如求解太湖流域复杂河网，河网共有河道 1231 条，节点 900 多个，断面 3800 个，控制建筑物（闸、立交桥、泵站等）100 多个及复杂的运行方式。当取时间步长 15min 计算 1y，在 486/66 微机上只需 3.5h。

五、二维（垂向平均）水流运动基本方程式

类似地可以在流动的水体中取出一块水柱进行水量平衡和 x（纵向）、y（横向）方向的动量平衡，得垂向平均的二维水流运动基本方程组：

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = q \tag{9-58}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + g\frac{\partial z}{\partial x} - S_{fx} + Fv = \gamma\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) \tag{9-59}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + g\frac{\partial z}{\partial y} - S_{fy} - Fu = \gamma\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) \tag{9-60}$$

式中 u、S_{fx}——x 方向的流速和切应力；

v、S_{fy}——y 方向流速和切应力；

Z——水位；

h——水深；

q——水体垂直方向的源或汇（m/s），如降雨、蒸发或湖底渗漏等；

Fv、Fu——地球自转所引起的 x 方向和 y 方向的加速度力；

γ——涡动粘性系数。

$$F = 2\omega\sin\varphi \tag{9-61}$$

式中 ω——地球自转角速度；

φ——水体单元所处纬度。

S_x 和 S_y 由两部分组成，床面阻力和水表面切应力，即：

$$S_{fx} = -\ g\frac{n^2u\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1.333}} + \frac{C^*}{h}\frac{\rho_a}{\rho_w}\omega_a|\omega_a|\sin\alpha \tag{9-62}$$

$$S_{fy} = -\ g\frac{n^2v\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1.333}} + \frac{C^*}{h}\frac{\rho_a}{\rho_w}\omega_a|\omega_a|\cos\alpha \tag{9-63}$$

式中右边第一项为河床阻力，第二项为风切应力。河床阻力公式与一维计算时相似，不同之处在于将河床阻力分成 x 和 y 方向的分量。C^* 为风阻力系数，ρ_a 为空气密度，ρ_w 为水的密度，ω_a 为风速，α 为风向与 y 轴夹角。

一般情况下，水流的涡动粘滞项，即方程（9-59）及（9-60）式的右边可忽略不计。

第二节　水　质　模　拟

为了定量研究水体的污染问题，水质的数学模拟计算是重要的手段之一。因为水质的控制和治理都需要定量的数据，特别是需要污水排放与水体的水质变化之间的定量规律。

水质数学模型是水体中水质污染物随空间和时间迁移转化规律的定量描述。水质模型的正确建立依赖于对污染物在水体中迁移转化过程的认识以及定量表达这些过程的能力。污染物在水体中的迁移转化是一种物理的、化学的和生物学的联合过程。这些过程既与污染物本身的特性有关，也与外界的许多条件密切联系。

按空间维数来区分，水质模型可以分成零维、一维、二维和三维基本方程。

一、零维水质模型基本方程

$$V\frac{dC}{dt} = QC_0 - QC + S + r(C)V \tag{9-64}$$

式中　V——水体体积；

θ——入流或出流流量；

C_0——入流污染物浓度；

C——水体内污染物浓度；

S——水体内污染物其它来源或漏失量；

$r(C)$——水体内反应速率。

它适用于各水团污染物浓度是完全均匀混和的水体，相当于一种连续流完全混和反应的理想情况。

应用该模型时，可将河流分成若干个类似于连续流完全混和均匀反应器的河段。如果河段中没有其它污染物外来源和漏失的话，根据污染物一级动力学反应，该方程可写成：

$$V\frac{dC}{dt} = Q(C_0 - C) - K_1CV \tag{9-65}$$

在稳定状态下，其解为：

$$C = \frac{C_0}{1 + K_1(V/Q)} = \frac{C_0}{1 + K_1 t} \tag{9-66}$$

式中 t——平均停留时间。

对于河段中每个更小的单元（设有 m 个微小单元），可以有：

$$C_j = C_0/(1 + K_1 \Delta x/u)^j \qquad (j = 1,2,\ldots,m) \tag{9-67}$$

式中 C_0——某一河段的起始断面污染物浓度；

C_j——第 j 微段的污染物浓度；

u——河流中的平均流速；

K_1——反应速率常数；

Δx——河流微段长度。

起始断面浓度可以根据上游流量、旁侧入流量（包括支流和排污口）以及相应的浓度加权平均计算求得。在计算中，Δx 要取得足够小，否则会引起较大误差。

二、一维河流水质模型

其通式为

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u\frac{\partial C}{\partial x} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - K_1 C \tag{9-68}$$

在不同情况下，例如在推流流动时，考虑分子扩散时，分子扩散与紊流扩散时，扩散和弥散时，该方程有其各自的特定形式。在实际应用中，分子扩散作用一般都可以忽略。对于以 BOD 代表河流中有机物综合指标，且无渗漏不考虑面源输入的均匀河流，其一维水质模型方程可写为：

$$\frac{\partial L}{\partial t} + u\frac{\partial L}{\partial x} = D\frac{\partial^2 L}{\partial x^2} - K_1 L \tag{9-69}$$

式中 L——某时刻的 BOD 浓度；

K_1——BOD 反应速率常数。

一维河流水质模型基本方程的解在不同情况下有较大区别。

1）稳态解

在河流的断面面积、流速、流量、污染物输入量及弥散系数不随时间变化的情况下，$\frac{\partial C}{\partial t} = 0$，方程（9-69）简化为常微分方程，解的形式为：

$$u\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}x} = D\frac{\mathrm{d}^2 C}{\mathrm{d}x^2} - k_1 C$$

$$C_x = C_0 \exp\left[\frac{u}{2D}(1-m)\,x\right] \tag{9-70}$$

式中 $m = \sqrt{1 + \frac{4K_1 D}{u^2}}$。

2）忽略弥散情况下，则解的形式为：

$$C_x = C_0 \exp[-K_1 x/u] \tag{9-71}$$

另外，在瞬时排污情况以及河段上游邻近处有连续排污源的情况等都有各自形式的解。

由于解析解的复杂性，在一般情况下，实际应用都比较困难，故越来越多的人采用数值解法。

3）数值解，可以用有限差分法或有限单元法求解。

三、二维及三维河流水质模型

三维基本方程形式为：

$$\frac{\partial C}{\partial t}+u_x\frac{\partial C}{\partial x}+u_y\frac{\partial C}{\partial y}+u_z\frac{\partial C}{\partial z}$$

$$=\frac{\partial}{\partial x}\left(E_x\frac{\partial C}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(E_y\frac{\partial C}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(E_z\frac{\partial C}{\partial z}\right)-r(C)+S \tag{9-72}$$

式中 x，y，z——分别为纵向、横向和垂向距离；

u_x，u_y，u_z——分别为 x，y，z 方向上的速度分量；

E_x，E_y，E_z——分别为 x，y，z 方向上的紊流扩散系数；

r (C)——反应项；

S——源或漏项。

该方程又称为三维扩散方程。

二维基本方程的形式与三维基本方程类似，例如在某一方向上，假定垂向上污染物混合均匀，则$\frac{\partial C}{\partial z}=0$，将三维方程中含 z 的项去掉即可得到二维水质模型基本方程，它适用于浅宽河流。

四、各类水质模型简介

（一）Streeter—Phelps 模型

假定只有好气微生物参加的 BOD 衰减反应，这种反应符合一级反应动力学方程，BOD 的反应速率与水中溶解氧的减少率相同，复氧速率与氧亏量成正比。此时模型的基本形式为：

$$\left.\begin{aligned}u\frac{\partial L}{\partial x}&=D\frac{\partial^2 L}{\partial x^2}-K_1L\\ u\frac{\partial O}{\partial x}&=D\frac{\partial^2 O}{\partial x^2}-K_1L+K_2(O_s-O)\end{aligned}\right\} \tag{9-73}$$

其解的形式为：

$$\left.\begin{aligned}L&=L_0\exp(\beta_1x)\\ O&=O_s-(O_s-O_0)\exp(\beta_2x)+\frac{K_1L_0}{K_1-K_2}[\exp(\beta_1x)-\exp(\beta_2x)]\end{aligned}\right\} \tag{9-74}$$

式中 $\beta_1=\frac{u}{2D}\left(1-\sqrt{1+4DK_1/u^2}\right)$；

$\beta_2=\frac{u}{2D}\left(1-\sqrt{1+4DK_2/u^2}\right)$。

若在上述假设的基础上，再忽略弥散作用，则模型的基本形式为：

$$\left.\begin{aligned}u\frac{\partial L}{\partial x}&=-K_1L\\ u\frac{\partial O}{\partial x}&=-K_1L+K_2(O_s-O)\end{aligned}\right\} \tag{9-75}$$

其解的形式为：

$$\left.\begin{aligned} L &= L_0\exp(-\ K_1x/u) \\ O &= O_s - (O_s - O_0)\exp(-K_1x/u) + \frac{K_1L_0}{K_1 - K_2}\left[\exp(-K_1x/u) - \exp(-K_2x/u)\right] \end{aligned}\right\} \tag{9-76}$$

式中 L——BOD 浓度；

O——溶解氧浓度；

D——弥散系数；

K_1——耗氧系数；

K_2——复氧系数；

u——断面平均流速；

O_s——水中饱和溶解氧浓度；

x——河流沿程距离；

L_0——起始断面 BOD 浓度；

O_0——起始断面溶解氧浓度。

上述模型为稳态条件下的一维均匀水质模型。对于水体溶解氧水平低的河流，按照这个模型所计算出的溶解氧值往往出现负值，不太令人满意。为了克服这一缺点，Shastry 等人提出了下面的非稳态模型：

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial L}{\partial t} + u\frac{\partial L}{\partial x} &= K_1L \\ \frac{\partial O}{\partial t} + u\frac{\partial O}{\partial x} &= -K_1L + K_2(O_s - O) \end{aligned}\right\} \tag{9-77}$$

S—P 方程由于其假设条件，导致它存在不少局限性，后人在其基础上进行修正补充，这就出现下面的几种修正后的形式。

（二）Thomas 修正式

修正式引进了一个沉淀系数 K_3。用它反映污染物沉淀、絮凝、冲刷和再悬浮作用对水质的影响。从而模型的基本形式为：

$$\left.\begin{aligned} u\frac{\partial L}{\partial x} &= -(K_1 + K_3)L \\ u\frac{\partial O}{\partial x} &= -K_1L + K_2(O_s - O) \end{aligned}\right\} \tag{9-78}$$

其解的形式为：

$$\left.\begin{aligned} L &= L_0\exp\left[-\frac{(K_1+K_3)\ x}{u}\right] \\ O &= O_s - (O_s - O_0)\exp\left(-\frac{K_2x}{u}\right) + \frac{K_1L_0}{K_1+K_3-K_2} \\ &\quad \times \left\{\exp\left[-\frac{(K_1+K_3)\ x}{u}\right] - \exp\left(-\frac{K_2x}{u}\right)\right\} \end{aligned}\right\} \tag{9-79}$$

（三）Dobbins—Camp 修正式

在 Thomas 修正式的基础上，分别加上一个常数项 R 和 P。R 表示河流底泥耗氧作用，P 表示藻类光合作用增氧的影响。其模型基本形式为：

$$\left.\begin{aligned} u\frac{dL}{dx} &= -(K_1 + K_3)L + R \\ u\frac{dO}{dx} &= -K_1L + K_2(O_s - O) - P \end{aligned}\right\} \tag{9-80}$$

其解的形式为：

$$\left.\begin{aligned} L &= L_0\exp[-(K_1 + K_3)x/u] + \frac{R}{K_1 + K_3}[1 - \exp(-(K_1 + K_3)x/u)] \\ O &= O_s - (O_s - O_0)\exp(-K_2x/u) + \frac{K_1}{K_1 + K_3 - K_2}\left(L_0 - \frac{R}{K_1 + K_3}\right) \\ &\quad \times \{\exp[-(K_1 + K_3)x/u] - \exp(-K_2x/u)\} \\ &\quad - \left[\frac{P}{K_2} + \frac{K_1R}{K_2(K_1 + K_3)} - \right][1 - \exp(-K_2x/u)] \end{aligned}\right\} \tag{9-81}$$

（四）O'Connor 修正式

O'Connor 将总 BOD 分解成碳化 BOD（L_c）和硝化 BOD（L_N）两部分，其模型的基本形式为：

$$\left.\begin{aligned} u\frac{dL_c}{dx} &= -(K_1 + K_3)L_c \\ u\frac{dL_n}{dx} &= -K_NL_N \\ u\frac{dO}{dx} &= -K_1L_c - K_NL_N + K_2(O_s - O) \end{aligned}\right\} \tag{9-82}$$

其解的形式为：

$$\left.\begin{aligned} L_c &= L_0(c)\exp\left[-\frac{(K_1+K_3)x}{u}\right] \\ L_N &= L_0(N)\exp\left[-\frac{K_Nx}{u}\right] \\ O &= O_s - (O_s - O_0)\exp\left(-\frac{K_2x}{u}\right) \\ &\quad + \frac{K_1L_0(c)}{K_1+K_3-K_2}\left\{\exp\left[-\frac{(K_1+K_3)x}{u}\right]\right. \\ &\quad \left.-\exp\left(\frac{-K_2x}{u}\right)\right\} + \frac{K_NL_0(N)}{K_N-K_2}\left[\exp\left(-\frac{K_Nx}{u}\right) - \exp\left(-\frac{K_2x}{u}\right)\right] \end{aligned}\right\} \tag{9-83}$$

第三节　水质模型的参数估计

一、弥散系数 D

天然河流中横向流速分布不均匀，是造成纵向弥散的主要原因。

弥散系数 D 可由下述积分公式计算

$$D = -\frac{1}{A}\int_0^B q'(y)dy\int_0^y \frac{1}{E_yH(y)}dy\int_0^y q'(y)dy \tag{9-84}$$

式中 E_y——横向扩散系数；

$q'(y)$——横向 y 处的流量偏差；

$H(y)$——横向 y 处的水深；

Fischer 提出用近似积分法代替上式

$$D=-\frac{1}{A}\sum_{k=2}^{n}q'_k\Delta y_k\left[\sum_{j=2}^{k}\frac{\Delta y_i}{E_y H_j}\left(\sum_{i=1}^{j-1}q'_i\Delta y_i\right)\right] \tag{9-85}$$

式中 A——总过水断面积 $A=\sum_{i=1}^{n}H_i\Delta y_i$；

n——断面分为宽度为 Δy_i 的小片数目；

$\overline{H}_i$——第 i 片的平均水深 $\overline{H}_i=(H_i+H_{i+1})/2$；

H_i、H_{i+1}——第 i 片左右两边水深；

q'_i——第 i 片单位宽度上的流量偏差 $q'_i=\overline{H}_i(\bar{u}_i-\bar{u})$；

$\bar{u}_i$、$\bar{u}$——第 i 片与全断面的平均流速；

E_y——横向扩散系数 Fischer 提出采用；

$E_y=0.23u^*\overline{H}_i$——（均匀顺直河段），或 $E_y=0.6u^*\overline{H}_i$（一般河段）；

u^*——摩阻流速 $u^*=\sqrt{gHI}$；

g——重力加速度；

I——河流水力坡降。

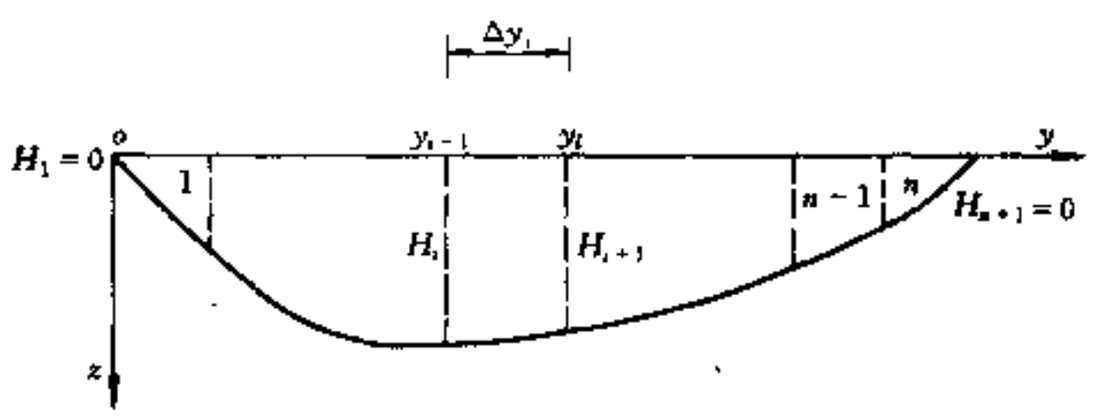


图 9-7 总过水断面的分解

当 Δy_i 取定常时（即 $\Delta y_i=\Delta y$），上式变为

$$D=-\frac{(\Delta y)^4}{0.23u^*A}\sum_{k=2}^{n}q'_k\left[\sum_{j=2}^{k}\frac{1}{H_j^2}\left(\sum_{i=1}^{j-1}q'_i\right)\right]$$

$$(i=1,\ldots,n)\qquad(j,k=2,\ldots,n) \tag{9-86}$$

为了使计算结果有足够的精度，Δy 要取得足够小，一般 $n\approx20$。

此外，弥散系数也可由下列经验公式估算。

1. Elder 公式

$$D=\alpha H\sqrt{gHI}\qquad \mathrm{m^2/s} \tag{9-87}$$

式中 H——平均水深（m）；

I——水力坡降；

g——重力加速度；

α——经验系数。

2. Fischer 公式

$$D = 0.011u^2B^2/(H\sqrt{gHI}) \qquad m^2/s \tag{9-88}$$

式中 B——河宽（m）；

u——平均流速（m/s）。

3. 均匀河口中的最小弥散系数

$$D = 8.72nuH^{0.838} \qquad m^2/s \tag{9-89}$$

4. 河口的弥散系数

$$\begin{aligned} D &= 5.2u_{max}^{4/3} \qquad mi^2/d \\ D &= 20.7u_{max}^2 \quad mi^2/d \end{aligned} \tag{9-90}$$

式中 u_{max}——河口入海处的最长潮流速度（mi/d）。

二、碳质 BOD 的衰减系数 K_1

（一）实验室法

由于河流中有机物的生物化学降解条件与实验室的条件不同。由实验室测得的 BOD 衰减系数与河流中河水的实际 K_1 值有相当大的差别，实验室测得的参数值往往小于河流中实测值。一般应通过河流现场实测数据来估计 K_1 值。Bosko 曾提出了两者的经验关系作为参考。

$$K_{1(河)} = K_{1(实验室)} + \alpha\frac{u}{H} \tag{9-91}$$

式中 u——河流平均速度；

H——平均水深；

α——与河流坡度有关的系数。流速较快时 α 取为 0.6，流速缓慢或水深时，α 取为 0.1。

1. 斜率法

在 $y(t) = L_0(1-e^{-K_1t})$ 方程中

$$1 - e^{-K_1t} = K_1t[1 - \frac{K_1t}{2} + \frac{(K_1t)^2}{6} - \frac{(K_1t)^3}{24} + \cdots]$$

而

$$K_1t(1 + \frac{K_1t}{6})^{-3} = Kt_1[1 - \frac{K_1t}{2} + \frac{(K_1t)^2}{6} - \frac{(K_1t)^3}{21.6} + \cdots]$$

两式很相近。故可将 $y(t)$ 写成

$$y(t) = L_0K_1t(1 + \frac{K_1t}{6})^{-3} \tag{9-92}$$

或：

$$(\frac{t}{y_t})^{\frac{1}{3}} = (K_1L_0)^{-\frac{1}{3}} + (\frac{K_1^{2/3}}{6L_0^{1/3}})t \tag{9-93}$$

将上述直线方程，按不同时间 t 和 $(t/y_t)^{1/3}$ 作图，见图 9-8。图中

$$\because \quad \begin{cases} a = (K_1L_0)^{-\frac{1}{3}} \\ b = \dfrac{K_1^{2/3}}{6L_0^{1/3}} \end{cases}$$

$$\therefore \quad \begin{cases} K_1 = 6\,\dfrac{b}{a} \\ L_0 = \dfrac{1}{K_1 a^3} \end{cases}$$

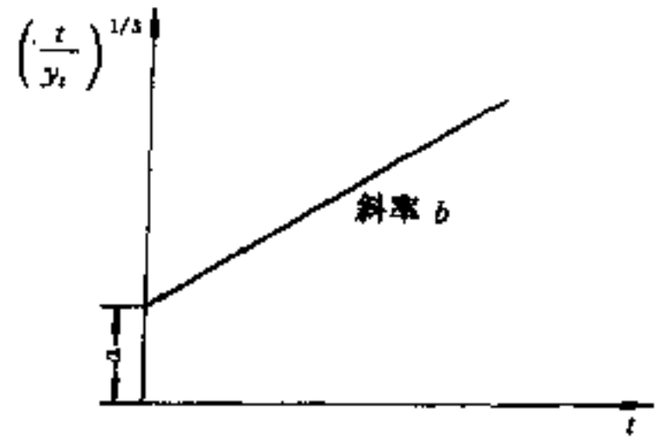


图 9-8　对式（9-93）作图

2. 两点法

当 $t_2 = 2t_1$ 时，$y = L_0(1 - e^{-K_1 t})$ 方程，可表达为：

$$\left.\begin{aligned} y_1 &= L_0(1 - e^{-K_1 t_1}) \\ y_2 &= L_0(1 - e^{-2K_1 t_1}) \end{aligned}\right\} \tag{9-94}$$

所以：

$$L_0 = \frac{y_1^2}{2y_1 - y_2}$$

$$K_1 = \frac{1}{t_1}\ln\frac{y_1}{y_2 - y_1}$$

此法非常简单，只要知道 t_1 和 $2t_2$ 时的 BOD 值，就可用上述两式求得 L_0 和 K_1。作为粗略估算还是可以用的。

（二）野外测定估算法

由 S—P 氧平衡模型来推求 K_1。

$$\frac{dD}{dt} = K_1 L - K_2 D \tag{9-95}$$

临界氧亏 D_c 应在 $\frac{dD}{dt}=0$ 时，即

$$\left.\begin{aligned} D_c &= \frac{K_1}{K_2}L = \frac{K_1}{K_2}L_0 e^{-K_1 t_c} \\ \ln D_c &= \ln K_1 + \ln\frac{L_0}{K_2} - K_1 t_c \end{aligned}\right\} \tag{9-96}$$

式中　K_2——复氧系数。

上式中，K_2 通过其它方法算得，D_c 和 t_c 通过氧垂曲线求得；L_0 为 $t=0$ 时的 BOD 值。方程就变成一个只含未知量 K_1 的一元方程，可以通过以下的牛顿迭代试算公式求解得到 K_1 值。

$$K_{1(n+1)} = K_1(n) - K_1(n)\,\frac{[\ln K_{1(n)} + \ln(K_0/K_2 D_c) - t_c K_{1(n)}]}{1 - t_c K_{1(n)}} \tag{9-97}$$

注意上式只能在 $t_c > 0$ 时才适用。否则因无明显临界点，就不能用它来算出 K_1 值。

三、大气复氧系数 K_2

通常采用实验测定法测定夜间 DO 浓度的变化来计算 K_2，在使用这一方法时做了几个基本假设①测量河段的状态是稳定的；②白天和夜间藻类等的呼吸速度是不变的；③夜间藻类等不进行光合作用。这样夜间溶解氧浓度的变化速度可描写为：

$$\frac{dO}{dt} = K_2(O_s - O) - R$$

式中，R 是藻类呼吸系数，假定为常数，等于 R_0，O_s 近似为常数。令 $\delta = t_{i+1} - t_i$ 从 t_i 到 t_{i+1} 其结果是：

$$O_{i+1} - O_i = [(O_s - O_i) - \frac{R_0}{K_2}](1 - e^{-K_2\delta}) \tag{9-98}$$

式中 O_{i+1}和 O_i——在时间 t_{i+1}和 t_i 所测的溶解氧浓度；

$\bar{O}_s$—— 饱和溶解氧浓度的平均值。

为了简化，令

$$d_i = O_{i+1} - O_i$$

$$\zeta_1 = 1 - e^{-K_2\delta}$$

$$a_i = \bar{O}_s - O_i$$

$$\zeta_2 = R_0/K_2$$

则上述方程变为：

$$d_i = a_i\zeta_1 - \zeta_1\zeta_2 \tag{9-99}$$

为了使计算值与实测值之间的误差为最小，我们使函数 $J(\zeta_1, \zeta_2)$ 为最小

$$J(\zeta_1, \zeta_2) = \sum (d_i - a_i\zeta_1 + \zeta_1\zeta_2)^2 \rightarrow \text{最小}$$

根据最小二乘法原理，求出

$$\left.\begin{aligned} \zeta_2 &= \frac{-(\Sigma a_i^2 \Sigma d_i - \Sigma a_i d_i \Sigma a_i)}{N\Sigma a_i d_i - \Sigma a_i \Sigma d_i} \\ \zeta_1 &= \frac{\Sigma d_i}{\Sigma a_i - N\zeta_2} \end{aligned}\right\} \tag{9-100}$$

式中 N——测量时间间隔数。

从 ζ_1、ζ_2 的定义关系式可求得：

$$\left.\begin{aligned} K_2 &= \frac{1}{\delta}\ln(1 - \zeta_1) \\ R_0 &= K_2\zeta_2 \end{aligned}\right\} \tag{9-101}$$

其他求 K_2 值的实验测定法还有示踪剂法测定 K_2，包括放射性同位素示踪法以及低分子烃类示踪法等。