

第四部分水

水是氢与氧的化合物（ H_2O ）地球上的水与地球大气同是地球早期“脱气”作用的产物，并受地球的吸引。鲁比研究海相磷酸盐岩石的成因，发现大洋盐度曾发生很大变化，不过早于寒武纪以来的海洋生物似乎从来没有经受海洋盐含量发生很大变化的影响。由此可以得出结论，地球上的原始海洋早于地球上的生命，早在地球上大量生命出现之前，地球上的海洋已基本稳定，为地球上生命的诞生和繁衍创造了条件。

水在地球上几乎无所不在。它是矿物、岩石和一切生命的重要组分，在空气中有水蒸气与氮、氧及其他气体混合，同时还在地球表面组成许多独立的水体或者在地下贮藏。水的显著特性是以三种物态存在并互相转换。固态的水，实际上是一种结晶矿物，它的单个晶体呈现为各式冰粒雪片。冰雪的升华即直接蒸发为肉眼看不见的水蒸气。空气中实有水蒸气数量，相对于该温度的空气所能保持的最大水蒸气数量，称空气的相对湿度。当空气冷却，所含水蒸气超过低温空气所能保持的最大水蒸气数量时，就会有水蒸气凝结成水滴。如果温度低于冰点（ $0^{\circ}C$ ），气态水通过凝华直接变成固态（冰晶），液态水则通过冻结变成固态。水的三种物态的转变意味着能量的转移，如蒸发的余水的温度就趋于下降。水的密度以水温代为最大（ $1g/mL$ ），于是固态的冰雪总浮于水面，在水体中的暖水团也趋于上升。在一切固态和液态物质中，以水的热容量为最大，在地球表层系统中，广阔的水体大量地吸收并缓慢释放太阳辐射能，显示出特殊的功能。地球上的水还是最大容量的溶剂和载体，对物质循环起着重要的作用。

液态水的特性见表IV - 10

研究水存在于地球大气和地球表面以及地下的各种现象的发生和发展规律及其内在联系的学科称水文学。借助于实验和分析方法，研究以水为主的液体的平衡和运动规律，并探讨应用这些规律以解决实际问题的学科称水力学。以“水”为主要研究对象的学科，还有很多，但当代最有现实意义的是从资源与能源角度对地球表面的水进行调查。我国的水文文献记载已有4 000多年的历史，虽然早期的水文记载不甚详尽。中国的水利事业，可以追溯到4 000多年前的夏禹治水，公元前256年李冰父子主持四川灌县都江堰工程，以及公元前237年开凿郑国渠、公元前214年开凿灵渠、公元前141年开凿全长2 500km的坎儿井等。战国时代的《禹贡》、汉代的《水经》、北魏酈道元的《水经注》、明代潘季训的《河防一览》、清代傅泽洪的《正续行水金鉴》等专著为开拓中国的水利研究和水利建设奠定了基础。

第四部分水表 **W-1** 液态水的某些特性*（牛文元,1984）

性质	与其他物质的比较	地理环境意义
热容量	高于一切固态和液态物质	调节温度变化, 以水体运动转移热能
融解热	最大（除nh3外）	冰点时有恒温作用
气化热	高于所有其它物质	蒸汽潜热对能量和水分的输送具特别重大的意义
热膨胀	最大密度为 4P , 并随盐度增加而下降	对于水体中温度分布与水体的垂直交换有重要的作用
表面能力	在所有液体中最高	控制土壤水与植物水的存在状况, 对水面微粒释放有 重要影响
介电常数	在所有液体中最高	对无机溶解物的引力有头等的重要性, 能造成高度的电离
电离度	很小	为中性液体既含 H+ , 又含 OH-
透明度	相对较大	对红外及紫外的电磁辐射能的吸收大, 表层对可见光 部分的选择吸收比较小
热传导	所有液体中最高（除水银外）	在小尺度的能量转移中具有极大的重要性

*其他特性还有如水不可压缩也没有弹性, 地震横波不能通过液态水等等。

第十八章水循环与水量平衡

地球上的水与水圈是开放系统,在气趣阄物多统中循环流通。水量平 衡,是动态平衡。人类可以改变水量平衡方冠蚤中的釘因子,这有时会给人类带来利多,有时会意想不到地造成弊比利多。

据1970 年国际水文学会的数据,地球上的水量总体积约为 1.5×10^9 屏,它们分聚为江 河、湖、海及冰川等多类水体(表18 - 1)。如果把各类水体铺在地球表面的平均深度,规定为 它们的当量深度,那么,估算的海洋水体的当量深度为2 700m ~ 2 800m,冰和雪为50m,地下水 为15m,陆地上的河湖水为0.4m~ 1.0m,大气水的当量深度为0.03m。水域是指水体的地理位 置,自由水面的形状与面积。所谓水圈,由地球表面各类水体各地水域共同组成,抽象为覆盖 地球表面的水层,实际上是不连续的、上下高程相差很大的自在水体水域的总称。水圈对地球环 境有重要的贡献,水体或水域对地球环境的影响则各有各的有效范围,它们造成了地球环境的分 异,而且建立了以水体或水域为中心的、向外逐渐减弱其影响强度的、次级地球环境的变化系列。表18-1

地球上的水量	水 >(km3)	占总水量的%
水体 (贮水库)		
江河	1250	£0004—
淡水湖	125 000	0.009
盐湖与内陆海	104 000	0.008
冰盖与冰川	29 200 000	2.41
地下水	8 350000	0.61
海洋	1370000000	97.3
(大气水)	13 000	0.001
(土壤水与渗流水)	67 000	0.005

18.1水循环

水循环是贮水库水体之间水分的往返交换,周而复始的互补。水循环的实施途径是水的 三种物态的更替与流动。水循环的基本动力是太阳辐射能与地球引力,以及在水循环过程中 的能量转移。全球水分循环是地球各圈层之间的水分交换,是最基本的物质流、能量流及生物 地球化学循环,并对天气和气候及地貌发育起着重要的作用。

通过降水和蒸发,海洋和陆地表面水分不断地进行交换,10d内进行这种交换的水分总量大约等于大气对流层中水分的总贮量;全球淡水总贮量如通过江河净排放,大约10a之内可完成,而通过蒸发散发作用,就只需5a。图18-1是美国国际地圈-生物圈计划委员会于1986年 出刊的《地圈-生物圈的全球性变化》一书中的附图,表示全球水分循环中的主要贮水库及其相互之间水分交换的通量。

*****圖

图 18-1 全球水分循环示意图

全球海洋总贮水量约 $1.4 \times 10^6 \text{ km}^3$, 约占全球总水量的97%。全球海洋表面积约 $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$, 约占地球表面积的70.8%。海洋水主要通过蒸发散失, 每年蒸发散失总水量约434000km³, 其中约398000km³的水量又通过降水直接返回海洋, 实际散失约36000km³, 被风携入陆地上空。这部分水量又通过江河径流返回海洋。海洋水体全部更替一次大约需要3.7x10⁶年。

每年约有505000km³的水量通过蒸发进入大气, 其中来自陆地的蒸发和蒸腾水量约71000km³, 占进入大气总水量的14%左右。与此同时, 每年又有同等水量通过降水返回陆地和海洋。大气的贮水总量仅有15500km³, 其中海洋上空占71%左右。这部分贮水大约只需8d~9d就可以全部更新一次。

地球上的淡水大量地以冰的形式贮存在南极与格陵兰地区。据R.F.Fl int等调查结果, 南极冰盖总体积约23.45x10⁶km³, 折合水量约21.50x10⁶km³, 格陵兰冰盖总体积约2.6x10⁶km³, 折合水量约2.38x10⁶km³。全球冰川冰的总体积约25x10⁶km³。如果全部融化, 大约相

当于海洋水层增厚65m。冰川贮水的特点是贮存时间长, 参与全球水循环的速度十分缓慢。估计大陆冰盖冰的平均停留时间为10³~10⁴年。大约18000aBP以来, 全球大陆冰川的总消融量约50.72x10⁶km³, 相当于海洋水层增厚132m。高山冰川冰更新一次约需数十年到数百年, 有的达1600a以上。

陆地上地表水总量约 $360\,000\text{km}^3$,生物水量约 $2\,000\text{km}^3$ 。陆地上的大气降水与冰雪融水消耗于蒸发、生物吸收和渗透到地下,另有约 $36\,000\text{km}^3$ 通过径流返回海洋。陆地上水体的自然更新一次的时间长短不一,河流约需 $10\text{d}\sim 20\text{d}$,土壤水约需 280d ,淡水湖约需 $1\text{a}\sim 100\text{a}$,盐湖和内海约需 $10\text{a}\sim 1000\text{a}$ 。

地下水总量的估计值相差很大(表18-1、图18-1)。它位于地表以下和海底以下,大多存在于地表以下 1m 左右的岩土孔隙裂缝之中。地下水的停留时间一般为 $10\text{a}\sim 100\text{a}$,自然更新一次需 300a 左右,但部分较深层地下水可停留 10^4a 。

土壤层水的更替周期约 1a ,生物水更替周期以几小时计。

全球水分循环系统是开放系统,它有地球内部原生水的补给,以及岩石圈板块运动所带来的地球表层水量的得失。地球内部原生水通过火山喷发和温泉途径补给地球表层。如果按稳定累积速度计算,在过去 350Ma 内,地球内部原生水补给总量可达 $231\times 10^6\text{km}^3$,已是地球表层总水量的150多倍,但这些水的大部分又通过板块运动回归到地球内部,参与地球内部与地球表层之间的水分循环,只有大约 0.6% 保留在地表,即相当于地球表面的总水量。若按地球内部原生水稳定补给,它将使世界海面平均每千年上升 1cm ,但是海洋沉积所含的孔隙水又随海底地壳俯冲消亡而损失,平均每年减少 $2.6\times 10^{14}\text{g}$,它相当于世界海面平均每千年下降 $0.7\text{cm}\sim 1.4\text{cm}$ 。(杨怀仁,1996)、全球水分循环中各主要贮水库的总水量以及各主要贮水库之间水分交换通量,在地质历史时期曾发生过重大变化。如白垩纪中晚期地球表面没有冰盖,没有冰雪的贮水。再如第四纪冰期鼎盛时期,以距今 $18\,000\text{a}$ 末次冰期鼎盛时期为例,当时的全球平均气温要比现代低 $6^\circ\text{C}\sim 7^\circ\text{C}$,全球陆上冰体总量要比现代多约 $50.72\times 10^6\text{km}^3$,世界海洋水位要比现代低约 130m ,海面蒸发量要比现代少约 14% (CLIMAP,1976)。由于冰雪贮水参与全球水分循环的速度十分缓慢,且由于气温低而水分循环通量也特别低,所以在冰期鼎盛时期全球水分循环处于明显的衰弱状态,并对全球生物化学循环产生极为深刻的影响。

全球水分循环使水圈成为一个开放性动态系统,对人类生存和社会生产十分重要的淡水资源成为全球水分循环开放动态系统中的一个“站”,它除了作为暂时停留的静储量之外,还包含水分循环过程中的动储量。全球河流总贮水量 $1\,250$ 屏,而全年河流总径流量达 $38\,000\text{km}^3$,其交替率为 0.032a 。由此可见,水分循环的强弱不仅与实际有效循环水量有关,而且与循环速度有关。如何增加实际有效水量,控制水分循环的过程,对水资源研究就是一个很重要的课题。有人估计,全球广泛的修筑水库,实际上就是增加实际有效水量,它还无意地削弱了20世纪以来全球平均海平面的上升。

全球水分循环中的通量存在着年内季节性的与多年年际间的变化。在冬季,大陆地表水分的净输入来自于海洋;而在夏季,热对流是降水的主导机制,蒸发散热使土壤水分耗竭并成为大气水分的主要来源之一。对这种变化的了解,既有助于我们解释水分循环中异常现象产生的部位和程度,也可使我们更清楚地认识地表变化的环境影响

18.2 水量平衡

自然界的水分循环,从 $10\text{a}\sim 10^4\text{a}$ 时间尺度和若干立方千米量级尺度来看,大体上是保持不变的。有些报道称某地区出现几十年降水减少的趋势或连续干旱的现象,往往与降水带的迁移或下垫面特征的变化,或地表水的增加调用等因素有关。对于某个贮水库或水体来说,必

定存在来水量等于出水量和蓄水变量之和的关系。这就是水量平衡研究的问题。人们还可以采取措施调节来水量、出水量与蓄水量三者之间的关系,以利于水资源的开发利用。对于非灌溉土壤来说,短短一周内积累的降水就至关重要。地表淡水贮水库对于1a~10a内累积的降水或融雪是敏感的,而地下水对于10a~100a内积累的降水才有反应。因此,我们用水分循环与水量平衡理论,对1a~100a内粮食生产所需水分进行科学预测和合理调用,对农业生产和经济发展就有十分重要的意义。

水量平衡理论上十分简单,对于全球大陆与海洋来说,水量平衡方程式可写为:

$$E_l = P_l - R \pm \Delta S_l \quad (18-1)$$

$$E_s = P_s + R \pm \Delta S_s \quad (18-2)$$

式中, E_l 、 E_s 为陆地与海洋上的蒸发量, P_l 、 P_s 为陆地与海洋上的降水量, R 为从陆地到海洋的径流量, ΔS_l 、 ΔS_s 为研究时段内陆地与海洋蓄水量的变化值。在多年平均的情况下,式(18-1)和式(18-2)相加可改写为:

$$E_l + E_s = P_l + P_s \quad (18-3)$$

$$E_{\text{全球}} = P_{\text{全球}} \quad (18-4)$$

对于任何一个地域来说,水量平衡不外乎考虑下列几个因子:水量收入方面有时段内的降水量 P ,时段内地表的水气凝结量 E_c ,地面流入的径流量 R_g ,地下流入的径流量 R_u ;水量支出方面有时段内的陆面蒸发 E_e 、水面蒸发和生物蒸腾 E_g ,经地表流出的径流量 R_g ,经地下流出的径流量 R_u ,居民和工农业用水量 Q 以及贮水库蓄水量的变化 ΔS 。于是,水量平衡方程式可以写为:

$$P + E_c + R_g + R_u = E_e + E_g + R_g + R_u + Q \pm \Delta S \quad (18-5)$$

如果把 E_c 视为负蒸发,净蒸发 $E = E_e - E_g$,地表流出径流量 R_g 与地下流出径流量 R_u 合并为 R ,又降水下渗到地下以地下径流汇入河槽 R_u 流出,那么在降水量 P 与径流量 R 之中这个 R_u 便趋于0,又实际上可以作为 R 的一部分,于是式(18-5)可改写为:

$$P = R + E \pm \Delta S \quad (18-6)$$

对多年平均来说, $\Delta S = 0$,式(18-6)又可简化为:

$$P = R + E \quad (18-7)$$

即多年平均降水量等于多年平均径流量与多年平均蒸发量之和。式(18-7)还可改写为:

$$R/P + E/P = 1 \quad (18-8)$$

式中 R/P 称为径流系数, E/P 称为蒸发系数。径流系数和蒸发系数之和等于1

中国的水汽主要来自东南海洋和印度洋。来自东南海洋的水汽向西北方向移动,大气降水向西北方向减少。来自印度洋的水汽随西南季风向东北方向输送,但遇到山地高原的阻挡,大部分在西南地区形成降水,只有小部分进入内陆腹地形成降水。西北部分地区有西风流带来的大西洋水汽。北冰洋水汽借强盛北风流进入我国北缘地带,但因气温低、水汽含量少,由它引起的降水也很少。鄂霍次克海、日本海等的水汽随东北气流进入我国东北地区,对该地区降水起较大的作用。我国陆地面积的56.72%的地面径流最终汇入太平洋,总面积的6.51%

第四部分水

173

的地面径流最终汇入印度洋，另有总面积的0.53%的地面径流汇入北冰洋，总面积的36.24% 则为内流区。在中国的水分充沛地区，径流系数可达0.70以上，但在干旱地区则蒸发系数很大，而径流系数很小（表18-2）

水系流域	面积 (占总 面积 (%))		降水量		径流量		蒸发量		径流系 数 (%)
mm	x 10 ⁴ km ²		mm	X 10 ¹¹ m ³		mm	x 10 ¹¹ m ³		
太平洋	56.72	时	49926	391	21347.4	526	28578.5	42.8	
外流区	印度洋	6.51	739	4530	518.6	3238.9	220.4	129.11	71.5
北冰洋	0.53	357	144	215.9	109.85	141.1	34.15	76.3	
小计	63.76	896	54600	403.4	24696.2	492.6	29903.7	45.2	
内流区		36.24	164	5720	33.8	1177.1	130.2	4542.8	20.6
全国合计		100.00	629	60320	269.5	-25873.35	359.5	34446.56	42.8

水量平衡的关键问题在于方程式中各项因子的精确测定与地区变异中的未知因子。实际上方程式中各项因子本身都是可变因子，是与其他支系统有关的可变因子。降水、部分降水转变为径流、径流以及蒸发量等都与许多其他因素有关，不仅因地制宜，而且顺时而变，都是变幅很大的因子。虽然，目前可用多种不同的水文统计方法进行测算，但毕竟还只是向自然逼近。自然界的多方自然调整，在许多地方还不甚清楚，有些地方还只是对自然调整现象给予解释。例如，北大西洋及其邻近海域的蒸发量超过输入降水与陆地径流总量约15%，水分损失率为0.3x10¹¹m³/s，它必须由洋流的净回流加以补偿平衡。洋流的净回流运动起始于该洋域过度蒸发而使海水盐度增加，以致要通过与其他盐度相对较低的海水进行交换来降低它的盐度。这种平衡通过海水环流来维持：来自南极南大西洋低盐度的浅层海水向北流入北大西洋，下沉并向南流的高盐度深层海水则补偿了南极南大西洋盐分的不足。两种海水间的盐度差异约为0.5‰。在这一平衡过程中，从南极洋向北大西洋流入的海水总量应比向南流的深层海水总量多0.3x10¹¹m³/s，它消耗于北大西洋区的蒸发。在这里，局部洋域的水量平衡实际上是驱动了大洋中的基本环流。进而，于北大西洋洋域每形成1cm³的深层水，海洋大约向大气释放41.84J（焦耳）热量。这种由海水输出的热量，大约相当于投入北大西洋太阳能总量的25%，从而成为确保北欧地区温和气候的主要因素。

图18-2为美国70年代末期的水分循环与水量平衡图，以年降水量为100，只有约7%用于灌溉、工业和城镇，排出水量约占20%。1975年，美国全年的地表水与地下水利用量为5.1x10¹⁰m³。

174

第十八章水循环与水量平衡

图18-2美国的水文循环与水量平衡图

（F·普雷斯等，1982）

水圈水循环通量水量平衡（方程式）动态平衡径流系数蒸发系数自然调整
思考题】

1.用水量平衡方程式有关因子的变化来说明某些大河下游河口段的断流或某湖泊水位的下降趋势。

2.能否依赖水量平衡方程式阐明某地增加可利用水的具体措施。 ，

专题6关于黄河断流

黄河发源于巴颜喀拉山北麓，全长5464km，流域面积79.5x10⁵km²，多年平均天然径流量580x10⁸km³，1919年~1989年间平均年输沙13.10x10¹⁰吨。

第四部分水

175黄河利津站60年代以来的断流情况

年份	断流时间(月日)		断流次数	断流天数	断流长度(km)
最初			最终		
1960	—	—	—	—	41
1972	—	—	—	15	310
1974	—	—	—	18	316
1975	—	—	11	—	278
1976	—	—	—	7	166
1978	—	—	—	1	104
1979	—	—	—	19	278
1980	—	—	—	6	104
1981	—	—	—	37	662
1982	—	—	—	10	278
1983	—	—	—	5	104
1987	—	—	—	17	216
1988	—	—	—	8	150
1989	—	—	—	20	277
1991	5-15	6-10	2	16	131
1992	3-16	8-10	5	83	303
1993	2-13	10-12	5	60	278
1994	4-30	10-16	4	74	308
1995	3-04	7-23	3	122	683
1996	2-14	12-18	6	136	579
1997	2-07	12-31	13	226	704

黄河流域不同年代流域平均降水量及径流量

年 份	兰州以上年 降雨量(mm)	兰州站年径流量(x 10W)	花园口以上年 降雨量(mm)	花园口站天然 年径流量(X ltfm3)
50年代	416	315	450	605
60年代	420	358	458	657
70年代	433	318	438	553
80年代	430	334	433	602
1990 年 ~ 1997 年	358	263	388	491

黄河流域年平均工农业耗水量

年, 代	年耗水量(n?)	年 代	年耗水量(,?)
50年代平均	122 x108	80年代平均	274 x ltf
60年代平均	159x10 ⁸	90年代平均	>300x10 ⁸
70年代平均			

第十九章海洋

*本章要点来

海洋孕育了地球生命,海洋稳定着地球环境,原因在于海洋水的吸纳与沉积 作用和海洋水的运动。海平面变化是全球变化的重要指标之一。未来的海平面变化将给人类造成重大损失。

航海,一向被视为壮举。现代的海洋研究始于1872年. 英国派遣一艘木制战舰改装的海洋科学考察船H• M• S•挑战者号,环旅世界大洋4年,提供了 50部有关海流、海底地形、海底沉 积物与深海生命等巨著。之后的海洋研究在很大程度上是加密详查,对千变万化的现象深入 勘测并做出解释,直至创立了海底扩张——板块构造地球动力学现代理论,并开创了古海洋学 以及全球变化的研究。近来的海洋研究侧重考虑海洋对全球变化的贡献以及为世界人口增多 提供资源的可能性,并考虑海洋污染所带来的危害。

地球表面广阔连续的水面称为大洋。大洋盆地是海底扩张的产物。目前的世界大洋根

据 相对隔离的状况分为四大部分,即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋(表19-1)○各大洋的边 缘部分接近或伸入陆地,并或多或少地与大洋主体有所隔离的水域则分称为海。据国际水道 测量局统计,四大洋的边缘共有54个海(包括某些海中之海)。海者在面积与深度方面远不及 洋。海水的物理化学性质以及海生物组合特征也有别于洋。海也没有自己独立的洋流潮汐系 统,以及像洋那样齐全的垂直分层。海被分为四类,即内海、边缘海、外海、岛间海,海盆地的成 因则更为复杂一些。

(1) 内海,也称“地中海”。它四周被陆地包裹,仅有一个或几个海峡与大洋或与邻海沟通,如欧洲与非洲之间的地中海,以及红海、里海、波罗的海、渤海等。

(2) 边缘海。位于大陆边缘,以半岛或岛弧与大洋或与邻海相隔,但直接受到洋流、潮汐传播 的影响。边缘海都连列在西北太平洋一侧,如白令海、鄂霍茨克海、日本海、黄海、东海和南海等。

(3) 外海。它虽位于大陆边缘,但与大洋有广阔的联系,如阿拉伯海、巴伦支海等。

(4) 岛间海。指大洋中被一系列岛屿环绕的水域。如爪哇海、苏拉威西海等。

表19-1世界大洋概况

大洋名	面积(l^km2)	平均深度(m)	最大深度(m)	洋区的年平均降 水量(mrn/a)
去平洋	179.68	4 300	11033	1330
大西洋	93.36	3 626	9218	890
印度洋	74.91	3 897	7 452	1 170
北冰洋	13.10	1205	5 220	240

19.1海洋水的成分与物理化学性质

已知地球上最早也即最老的沉积岩年龄大约为(38~37.6) x ltfao最早的沉积岩主要是 由低价铁沉积形成的碧玉铁质岩和含铁建造,以及小部分长石石英砂岩,直到大约 32 x ltfa 以前,一方面沉积岩的体积总量还不到岩石圈总量的2%,另一方面一直没有 出现碳酸盐沉积 岩。这表明那时地球上的海洋很浅,海水中所含盐类比现在要低, 其浓度没有达到形成蒸发岩 堆积的水平,而且大气缺氧而C02的含量高。后来,逐渐出 现并逐步增多碳酸盐沉积岩,到距 今大约19 X 10%,全球碳酸盐沉积岩成为沉积岩的 主体。早期碳酸盐与后来的、直至现代碳酸 盐岩的碳同位素组成无多大差异,说明有 机碳与碳酸盐岩中的碳成比例,因此,估计该时期地 球大气与海洋水中的氧与C02已 接近现代水平,并长期保持稳定了。所以,有许多学者认定, 前寒武纪以来地球上海 洋水体总量及其化学成分基本上是保持稳定少变的,它与地球其他圈 层之间也处于 基本平衡状态。

现代海洋水含有约3.5%的多种溶解固体和气体,以及少量有机和无机悬浮物质,有80 多 种元素,其中40余种为微量元素(表19-2)○其中NaCl约23.0%,MgCl2约5.0%,Na2SO4 约 4.0%、CaC12约1.0%、KC1约0.7%。海洋处稳定状态的表现之一,就在于溶于海水 中的化学 元素,大约以它们呈溶液由世界各河流携入海洋的速度,大体相等于自海洋 水中析出并沉淀下 来成为海洋沉积物的速度。计算一个原子进入海洋到它被沉淀下 来之间它在海洋水中的停留 时间,大约等于海洋容量除以它的流入速率。被河流大量 携入海洋的钙,在海洋水中的停留时 间约为800 x 10*ao钠在海洋水中的停留时间最 长,约为26 000x10^。铁的停留时间则比较 短,只有0.014 x l『a。了解元素在海洋水 中的停留时间,不仅对确定海洋水质的普遍状态是 重要的,而且对预测有毒元素或放 射性元素在海洋中的性状也是重要的,例如确定油船漏失的 原油,在分解或沉凝之前 的停留时间。表19-2海水中的多种元素

元素	浓度(mg/L)	元素	浓度(mg/L)	元素	浓度(mg/L)
C1	18 980	Br	65	u	0.17
Na	10 561	C	28	I	0.06
Mg	1272	Sr	8	Mo	0.01
S	884	B	4.6	U	0.003

Ca	400	Si	3	Ag	0.00004
K	380	F	1.3	Au	0.000004

海洋水中的O₂和CO₂气体的数量与这些气体在大气中存在的数量也基本保持平衡。自工业革命以来,随着燃烧矿物燃料的增多而增加了 CO₂的排放。但是,由系统实测大气中CO₂浓度的增加,与按燃烧矿物燃料所测算的大气中CO₂浓度的增加,两者有很大的差异,究其原因才发现,大气中增加的CO₂约有50%已被海洋吸收。海洋吸收空气中某些过量气体,似乎在使大气更接近于自然水平。

海洋水的化学成分以及悬浮微粒的分布,在水平方向上与在垂直方向上均有一些变化(图 19-1)。这种变化与物质的来源、洋流系统扩散以及不同水层的溶解度有密切的关系。深层水由于温度比较低,且处于上覆水层的高压之下,因而水中溶解CO₂含量比较高,能溶解更多

的钙质碳酸盐。钙质碳酸盐开始溶解的海洋水深叫钙质碳酸盐补偿深度（CCD线）如果海底深度小于钙质碳酸盐补偿深度，海底就会有钙质介壳的沉积；如果海底深度比钙质碳酸盐补偿深度深得多，那么该海底就不会有钙质介壳的稳定沉积。深海钻探发现部分海底上覆非钙质碳酸盐沉积层之下有钙质碳酸盐岩沉积。它被认为是海底板块运动，移离大洋中脊，并冷却沉降匪入深海区的证据

图19-1北大西洋悬浮微粒含量的纵向变化（图中直点线为大洋地球化学剖面观测点的位置）

（F·普雷斯等，1984）

海洋水盐度指水中全部溶解固体与水重量之比，平均为34.6‰，变化范围33‰~40‰，有的超过44‰，主要与水域水分循环有关。对以蒸发为主要水分输出的海洋水域，海洋水的盐度就偏高，如红海。海洋水的密度为 $1.022\text{g/cm}^3 \sim 1.028\text{g/cm}^3$ ，它是温度、盐度和压力的函数。当盐度为24.7‰，最大密度的温度与结冰温度均为 -1.332°C 。当盐度大于24.7‰，表层海水在冷却过程中密度逐渐增大，于是对流混合加剧。通常情况下海洋水最大密度的温度低于它的结冰温度。

海洋表层水温的时空变化比较大。赤道附近海洋表层水温比较稳定，最高水温 $28^\circ\text{C} \sim 30^\circ\text{C}$ 出现在赤道线以北的海域，也称热赤道。在垂直方向上，浅层海洋有不同水温水体的混合，称混合层；大约在20m~40m水深以下水层温度有比较明显的季节性变化，称变温层；深层水温则为比较稳定的低温（图18-1）。温带水域冬季水深50m~60m以下水温高于浅层水温，从而浅层水密度相对较高，导致水体垂直对流加剧；春季水深几十米以上的温度梯度为最小；夏季表层水温要比30m~40m以下高 $1^\circ\text{C} \sim 12^\circ\text{C}$ 。海洋水体的颜色，因蓝光的透射而显蓝色。海洋水体的透明度则受多种因素的影响。大西洋中部的马尾藻海域，是表层海水下沉区，因表层水中缺乏上涌海水带来的营养盐分，浮游生物极少，所以该地海水颜色最蓝，透明度达66.5m。黄海的透明度只有3m~15m。

19.2 海洋水的运动

海洋水体除了随地球自转等的恒定运动之外，还有部分水体相对于其他水体的运动。后者按水体水质点的运动状态，大体分为两类。一类是水质点定向运动，如大范围海洋水域的环流；另一类是水质点做短距离的圆周运动或往复运动，如波浪。

19.2.1 大洋环流

部分海洋水体顺一定方向的规则运动称为洋流，因主要的洋流在大范围水域常构成圆形，故又称环流。有时，仅把大洋表面构成圆环形的洋流称环流，在垂直剖面上的定向流称垂直洋流。

大洋表层环流是受盛行风驱动的，又受科氏力的作用或陆地障碍而发生偏转（图19-2）。在赤道两侧为两个亚热带环流，北侧的环流呈顺时针旋转，南侧的环流呈逆时针旋转，在两股向西的赤道洋流之间为反向东的赤道洋流。东西向的赤道洋流流速为 5km/d ~ 6km/d ，水体温度与邻近水域的水温比较相近，上空也为高热气候，故洋流的影响不甚显著。最著名的洋流是

风-

-----插图

图 19-2 受盛行风驱动与偏转力影响的海洋环流型式

北大西洋亚热带环流的北支墨西哥湾洋流，流速达到 40km/d ~ 120km/d ，水温明显高于两侧水体，它向海洋上空输送水分和热量，并由西风流携入欧洲上空。在新英格兰岸外，由它输送的水量超过每秒 $100\times 10^6\text{m}^3$ 。北太平洋亚热带环流北支为黑潮暖流、北太平洋流、以及在北美大陆以西改为向南流的加利福尼亚（寒）流。南太平洋亚热带环流南支包括向南的东澳大利亚暖流、环南极流，以及南美大陆以西改为向北流的秘鲁（寒）流。东澳大利亚流的流量估计为每秒 $(10\sim 25)\times 10^6\text{m}^3$ ，秘鲁流为每秒 $(15\sim 20)\times 10^6\text{m}^3$ ，与秘鲁流边部联结一起的大量上涌海水，为浮游动物提供了丰富的营养物质，使该海域成为世界著名的（秘鲁）渔场。但有时因亚热带环流南移，东南信风微弱，导致赤道（逆）流南下，热带暖水掩盖秘鲁寒流，抑制海水上涌，成为表层海温异常。它不仅引起该海域大量生物死亡、腐化，而且释放大量的硫化氢进入大气，并影响正常的沃克环流，直至世界许多地方出现异常天气和灾难。它被称为厄尔尼诺事件。南大西洋亚热带环流包括西支南下的巴西流与东支北上的本格拉流。赤道带以南的印度洋亚热带环流包括西支南下通过非洲—马达加斯加岛之间的阿古拉斯流（每秒 $20\times 10^6\text{m}^3$ ）与东支北上的西澳大利亚流（图19-3）。亚极地环流受海面开阔程度、陆地与岛屿分布的影响，比亚热带环流的情况更为复杂和更为不规则一些。

西太平洋的黑潮暖流经菲律宾吕宋岛东侧、台湾岛东侧、琉球群岛西侧，尔后到日本四岛的东南海域折向东偏北（在图19-3中称日本洋流），它在吕宋岛北、台湾岛北与九州岛南三处分叉入侵边缘海，入侵分叉流又连接为从吕宋海峡，经海南以东、台湾海峡、对马海峡、津轻海峡再进入太平洋的流系。方国洪等根据实际测流资料把该流系称为吕海台对津流系。它起到携带黑潮入侵海水北上的作用，并使长江出流冲淡的水转向东北。

沿岸流是大体与岸线走势相平行的定向流。它的成因比较复杂，一与盛行风有关，二与风浪的折射有关，三与河流携入悬浮物质或使海水冲淡有关，产生不同密度的水团。中国沿海有冬季向南为主的黄海沿岸流、东海沿岸流、南海东北季风漂流，夏季向北为主的南海西南季风漂流、东海沿岸流，以及仍然向南的黄海沿岸流。西南季风漂流使上述的吕海台对津流系得到稳定增强。

盛行风、海上气压的变化或者海底地形的影响，或者由环流作用直接引起海水的垂直运动，其中从较深处往上运动到表层称海水上涌，由表层向下往深处运动叫下沉。在大多数海岸附近的海水上涌或下沉，垂直影响水深约 100m ~ 200m 。海水上涌，可使该海域上空冷却形成雾，如北美太平洋沿岸大部分地区常见的夏雾。深水上涌还给浅水生物带来深部生物消耗过剩的磷酸盐、硝酸盐和其他养分，从而微体生物生长兴旺，随之鱼类按比例增多。

浊流是一种含多量悬移物质的海水顺海底运移的密度流。在浊流运移过程中对海底尚有侵蚀作用,久而久之形成海底峡谷。浊流停止流动产生所含悬移物质沉积形成粒级层——浊积岩。每个粒级层具有底部颗粒粗、越往上颗粒越细的特征。地震触发的水下滑坡——富含泥质的浊流,能切断海底电缆和推倒工程设施。

垂直洋流是指由温度、盐度或悬浮物质含量的不同所造成的水体密度的差异,以它作为驱动力所产生的在垂直方向上的环流(图 19-4)。图中有极地冷水顺海底向低纬赤道带的底流和表层暖水向极地方向的回流,还有北大西洋高盐度海水下沉并向南移动的北大西洋深水流。图 19-4 中北大西洋—南极之间的垂直环流的水通量为 $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。也就是说,如果高纬底流受到污染,几百年内不会在赤道附近上升到浅层海水中来,如是放射性有害物质则会在回流到表层之前就失去其有危害的放射性剂量。

。

第四部分水

183

南极

b

赤道暖海面

海面冷水、上涌§ —'過苗处,, 下沉土已m幣水

北极

图19-4大西洋垂直洋流理想模型 (a) 与简化循环模式 (b)

茫

70

19.2.2波浪

波浪是海水受到力的作用,水质点在其平衡位置附近的周期性振动,在连续介质中传递能量(图19-5)。肉眼所见到的波浪滚滚,犹如众演员在舞台上表演的麦浪滚滚,实际上仅是波形的递进,而水质点仅围绕着自己的平衡位置在垂面作封闭的、圆形轨迹的周期性转动。波高为波形的波峰制高点与波谷最低点之间的垂线距离,相当于水质点运动圆迹的直径。波长为相邻波峰或相邻波谷或相邻同位相水质点之间的水平距离。波速为波形传播递进的快慢,相当于波峰(或波形上任何一点)在单位时间内递进的距离。波浪周期是相邻波峰(或波谷或波形上某个位相点)相继通过同一点所经历的时间间隔,相当于水质点完歲一次圆形轨迹运动所需的时间。波长(Δ)、波速(C)与波浪周期(T)之间的关系为:

$$L = C \blacksquare T$$

波长(Δ)

波谷

水分子运动轨道

子随少 分道减 水轨而

-

图19-5水质点圆周运动产生的波形递进 (a)

与向浅海底水质点圆周运动的变形 (b)

后来,常用波频(ν)代替周期, $\nu = 1/T$,单位为“每千秒周”,即周期10 s, ν 为100x10⁻³ r/s。波浪的振幅(a)为波高(H)的一半。在垂直方向上,波高或波浪振幅均随水深增加而变小,若水深分别为波长(Z)的1/9、2/9、3/9、4/9、5/9“·9/9,则波高相应地减为原波高1/2、1/4、1/8、1/16、1/32-1/512。也就是说,在水深等于波长时,该水深的波高也只有水面波高的1/512。To 一般在海面以下20m~30m水深的波浪运动实际上已十分微弱。如果海底水深变浅,近海底水质点的圆周运动受阻而变为椭圆运动,甚至变为仅有往复运动(图19-5)。

在平面匕同一列波峰的脊线也称波峰线,与波峰线垂直而指向波形递进方向的射线称波浪射线或波向线。波形在波向线方向向岸递进,在深水区,波形宽展,波峰为圆形脊,也叫涌浪;当递进到比较浅的地方冰质点的圆周运动受阻,渐渐地变为上半部轨迹为半圆形,下半部轨迹为扁圆形,以致往复运动的水质点阻碍它后边水质点的往前运动,从而出现了波形的不对称,波峰向前倾;之后,随着前坡的不断增陡,直至出现翻卷并跌下来产生所谓的破浪或碎浪(图19-6)。破浪之后复以较小波高顺波向线向前递进,直至再发生破浪……最后由于水深过浅,水质点的圆周运动完全变为往复运动,其中向前运动的浪流称进流,往复运动的浪流称退流。进流向岸拍击,推到一定高度后停歇;退流是水质点从高处顺岸坡下滑而逐渐增速的水流。所以,进流有能力把水底大大小小的沙砾掀起来冲上岸去,而退流只能携回较细小的颗粒。

卷跃碎浪

浪花

海底

增高与尖锐的浪峰

图19-6波形在递进过程中由水深变浅而发生的变化

在平面上波形递进的另一种变化是在波峰线与海岸相斜交的情况下,波峰线远离海岸的一端波形在深水区递进,波速比较稳定;它的近海岸一端已进入浅水区,由于摩擦阻力而波形递进速度放慢,于是远岸端较之近岸端相对较快地逼近海岸而终致波峰线渐趋与海岸线平行。上述过程叫波的折射。波的折射导致于海岬凸出的部位波峰线加密和半包围,在海湾凹进的部位波峰线拉伸扩散(图19-7)。以上实际上是波形递进传递的能量趋于向海岬部位相对汇聚而加剧侵蚀,向海湾内相对扩散削弱而发生泥沙堆积。

由风力作用产生水质点的周期性振动称风浪。平静的海面,由于风的连续吹拂而出现起伏波动,当风速达 $0.25\text{m/s} \sim 1.0\text{m/s}$,海面出现微波(毛细波),波峰如鱼鳞,最大波长 2cm ,波高几毫米;风速继续加大,微波发展为风波,波峰尖陡,波谷宽平,波列不甚规则;风吹停止后,微波很快消失,而风波则赖惯性在衰减中继续递进,即转化为余波(也称涌浪)(王颖等, 1994)。风浪的成长和传播与风速、风时、风的吹程有密切的关系。南纬 40° 附近,陆地少,海面阔,风的吹程远,强风能产生巨浪,有过波长 400m 、波高 13m 、周期 $17\text{ s} \sim 18\text{ s}$ 、波速 22m/s 的巨浪,故称 40° 。怒吼区。波长与波高即为波能的分项指标,波能(E)与波高(H)的平方及波长(L)的长短成正比。水深变浅、水底的摩擦阻力消耗波能主要体现在波高变小。当波高为 1.52m 、周期 12 s 的波,进入海底坡度为 $1/300$ 的浅水区发生破浪后,波高的最大减小量为 21% ;若周期为 6 s ,

波峰传播路线。
 聶爐礮集 并形成沙滩
 波峰传播路线

wi m *® 强

图19-7波的折射与在海岬、海湾的折射效应

波高的最大减小量为22%；若海底坡度为1/10，周期为12s，波高的最大减小量低于1%。也就是若海底坡度陡，则较大的波高能一直维持到近岸。但所谓的“波浪作用”并非完全决定于波的总能，而主要决定于波陡。在水深变浅到0.06 λ （波长），递进中的波形因波长减小、波高增加而波陡明显变化，直至水深变浅为277（波高）到 λ （波高）之间的（临界水深）时候，波陡强烈变形并发生破浪。破浪，有部分能量消耗于对该地点海底物质的冲击与挖掘，形成沟槽；还有一部分能量继续以波形递进的形式向海岸方向传递，但后来的波形其波高则明显减小了。

驻波是指由于气压、风、雷雨等气象要素的变化，以及地震和河流冲击等原因所引起的港湾内水面的振动。

冲击波（海啸）由海底地震、火山爆发和大风暴等所形成，它常常表现为造成强烈破坏的巨浪。1883年8月印度尼西亚喀拉喀托（火山岛）火山爆发，激起高约36.6m的巨浪席卷爪哇岛沿海城镇，损失惨重。

船行波是由船只航行扰动水面形成的波浪。

19.2.3 潮汐与潮流

由于希腊位于几乎没有潮汐的内陆海边，所以古希腊哲学家和科学家竟没有论及潮汐现象。相比之下，中国沿海的居民则很早就很熟悉海水的昼夜高低潮交替，以及它的变化与月相、月球位置等某些因素之间的相互关系了。不过，直到牛顿阐明万有引力才真正懂得潮汐现象乃是月球和太阳对地球吸引的结果。

月球对地球的引力以距月球最近的面向月球的一面为大，以离月球最远的背向月球的一面为小。同时地球在地-月系统中围绕地球内部的地-月公共质心旋转，旋转离心力以地-月系之间距公共质心较近的地球表面为小，以月-地连线延伸方向距公共质心较远的地球表面为大。地球表面上这两种力的合力称为引潮力。地球上面对月球的一面，月球引力大于围公共质心旋转的离心力，所以引潮力大而指向月球；背向月球的一面，所述离心力大于月球引力，所以引潮力指向相背于月球的方向；地球表面其他地方，月球引力与所述的离心力均有一个夹

角,在与地一月连线相垂直的上方与下方地球表面,上述两种力的合力均指向地球内部。最终,由引潮力导致地球上的大洋水面,甚至固体地球的表面,在地-月系相对的一面与相背的一面均发生鼓起,而且由于地球自转而使该鼓起在地球表面反向递进。对地球表面的一个定点来说就会出现海洋水面的定时升落,也就是潮涨潮落。

太阳对地球也有引力,由它产生的地球表面的潮涨潮落的高差,略小于月球潮差的一半。但是,当月球潮与太阳潮相重叠的时候,地球上就出现最高高潮(大潮);当二者呈90°相错的时候,出现高度最小的高潮(小潮)。另外还由于月球旋转轨道面与赤道面不一致、月一地距离的变化、月球绕地球公转一周(约27.3d)的周期与地球绕太阳公转一周的周期不一致等许多原因,造成地球表面有地方一日两高潮,有地方一日一高潮,有地方为不规则半日潮,以及各地大潮与小潮出现的时间、潮高及潮差等多不相一致。

在夏威夷高、低潮差约0.5m,于美国西雅图约2m,钱塘江口激浦站实测最大潮差8.93m。根据大潮潮差将潮汐分为弱潮(<2m)、中潮(2m~4m)与强潮(>4m)。然而近岸与湾内潮差的增大已主要不是引潮力所为,而是由浅海-海岸地形所造成。喇叭型港湾河口,敞开纳潮但逐渐缩窄,逼使增大潮高。加拿大芬地湾湾口潮差3m,向里至圣约翰潮差达7.6m,至顶端两个小湾(Chignecto Bay and Minas Basin)又增达14.0m和15.6m(王颖等,1994)。江苏如东黄沙洋潮汐水道中曾测到9.28m的潮差。

潮流是海水顺等压面坡向的节奏性振动。水中的等压面与水深有关。涨潮海面隆起使水下等压面向外倾斜且水体向外移动,落潮海面下陷又使水下等压面向里倾斜且水体向里移动。在海湾、河口内,上述的随涨潮落潮而出现的部分水体的周期性向外与向里运动,转变为周期性向里灌进与向(口)外泄出的单纯的涨潮流与落潮流。涨潮达到最高位置即平流状态。在涨、落潮流交替过程中,还会出现河口段表层水流向与底层水流向相悖的现象。涨潮流拥进河口,水沙倒灌,但落潮流是进潮水量与河流量的一并泄出,所以总是上行涨潮流量小于下行退潮流量。

潮流的另一大特点是受偏转力的影响而产生潮流流向顺科氏力作用方向的顺转,以及涨潮流、落潮流的互相分歧。广海中,潮流对科氏力顺转而产生旋转流。河口段涨潮流与落潮流的分歧导致河口展宽与发育心滩、心洲和分汊河槽。

19.2.4 海平面与海平面变化

海洋表面有波浪起伏,还有潮涨潮落,永不停息地变动着。远处水天一色,可辨出一条水边线,它是球形海洋表面的视切线。也就是说,实际上人们看不到想像之中十分平坦的“海平面”。

“海平面”的全称叫平均海平面。原意为在相当长的时间内,海水表面的平均高程是静止不动的,可用它作为大地测量高程的零点。平均海平面的“高程”是验潮仪自动记录在专用测潮井内,浮体高程连续多年每小时读数的平均值。事实上,由于全国各地验潮站观测时限及观测方法技术的不同,所以计算出的平均海平面高程,普遍存在一定的差异。如1963年多佛尔海峡两岸大地水准网联测,发现设在纽林的英国国家高程基准,比设在马赛的法国家高程基准竟低了20cm。水文学上的平均海平面(MSL)是据30d内每小时读数计算,精确定义要求有18.6a的读数。另外,根据海岸防护、港口建设、航道测量与滩涂开发等实际需要,水文学又给若干特征值下了明确定义(表19-3)。

第四部分水

187表19-3水文学上的平均海平面与潮位术语

术语(英语缩写)	定 义	注 释
平均海平面(MSL)	特定19a内所有高水位和低水位的平均值	根据30d内每小时读数计算,精确 定义要求有18.6a的读数
平均水位(MWL) 平均高水位(MHW) 平均低水位(MLW)	特定19a内所有高水位的算术平均值 特定19a内所有低水位的算术平均值	根据美国海洋和大气管理局(NOAA) 根据美国海洋和大气管理局(NOAA) 根据美国海洋和大气管理局(NOAA)
平均大潮高潮(MHWS)	24h内二个连续最高高水位平均值	对半日潮, 根据一年内每个大潮周期的记录
平均大潮低潮(MLWS)	24h内二个连续最低低水位平均值	对半日潮, 根据一年内每个大潮周期的记录
平均小潮高潮(MHWN)	24h内二个连续最高高水位平均值	对半日潮, 根据一年内每个小潮周期的记录
平均小潮低潮(MLWN)	24h内二个连续最低低水位平均值	对半日潮, 根据一年内每个小潮周期的记录
平均高高潮(MHHW)	每天(两个)高水位中较高水位平均值	对具有强的周日成分的潮汐, 根据一年内每天的记录
平均低高潮(MLHW)	每天(两个)高水位中较低水位平均值	对具有强的周日成分的潮汐, 根据一年内每天的记录
平均低低潮(MLLW)	每天(两个)低水位中较低水位平均值	对具有强的周日成分的潮汐, 根据一年内每天的记录
平均高低潮(MHLW)	每天(两个)低水位中较高水位平均值	对具有强的周日成分的潮汐, 根据一年内每天的记录
最低天文潮位(LAT)	在平均气象条件下推算的最低潮位	根据充分长期记录进行调和常数计 算, 不存在比LAT低0.1m的情况
最高天文潮位(HAT)	在平均气象条件下推算的最高潮位	根据充分长期记录进行调和常数 计算, 每年可能超过1m~2m

因此, 平均海平面是个计算值而不是一个直接实测值, 其理论意义在于各地及不同时段之 间可用它作为一项具综合指示意义的指标进行比较。平均海平面的综合指示意义之一在于它 是洋盆容积与海洋水量的函数。海洋水量从属于全球性的水文循环及其变化。洋盆容积的大 小从属于全球性的与区域性构造运动及其发展变化。意义之二在于海洋平面是地球表层系统 中, 大气与海洋水之间物质与能量交换的界面与基面, 陆地地貌发育的基面。意义之三在于它 是地球形状的显示, 与平均海平面重合并伸展到大陆以下的水准面称大地水准面, 它接近于一个旋转椭球体。但是, 它的形状与地球外部环境、地球内部环境以及地球运动系统的许多因素 有关, 而且它对这许多因素的种种变化的反应最为灵敏。如地球自转速度加快, 首先是地球海 洋水面做适应性调整, 出现极地区的压扁和赤道带的鼓起, 相应地表现为极地——高纬地带的 海平面下降与低纬——赤道地带的海平面上升, 以及沿海低地被淹没等。

从以秒、分、小时为时间单位到地质历史上以亿万年为时间单位, 不同时间尺度有不同的 海平面变化特征及其升降规律, 引起海平面变化的主要因素也不相同(表19-4)。与此同时, 一些主要因素引起的海平面变化的形式也不相同(表19-5)。另外, 如在稳定条件下, 海面上 大气压每增加100.5Pa,海面将下凹1cm;如某地地球重力增(或减)1 x 10⁻⁵m/s²(毫伽), 该地 海平面将下降(或上升)约3.3m,加上地壳水准面的变形, 总变量可达约5m。由于地下高密度

物质分布不均所产生的大地水准面变形,使太平洋新几内亚附近海面有+ 76m的隆起,而印度 洋马尔代夫岛附近海面有- 104m的凹陷,如果这种分布向东移50 ~ 60个经度距离,那么马尔 代夫群岛将出现比今海面还要高180m的高海面——海侵,而新几内亚附近将出现比今海面 低180m的低海面——海退。表

19-4不同时间尺度的海平面变化与海平面变化主要因素

时间尺度	海面变化主要因素
小时 (h)	气象 (风)
周日 (d)	潮汐、地震、气压
周年 (a)	气象 (气温、降水、蒸发)、水文
1%	气候 (冷暖周期)、大地水准面变化、水温变化
l(Pa~ 10*a	冰川均衡、大地水准面变化
ltfa	海底扩张、海盆干涸、造山运动
>l(a	原生水、孔隙水、地球膨胀

表19-5海平面变化部分原因及其海平面变化形式

' (赵希涛等,1992)

因 素	海面变化形式	变化速率 (cm/a)	持续时间 (a)	变化幅度(m) (均衡调整后)
原生水补给增加		持续		154
地球膨胀	—	<18x 10'3	持续	275
洋脊系统体积变化	±	< 0.97 x 10"	持续	350
造山运动		107 ~ 108		42
海洋盐度变化	±	<10x10-3	< 2 x 107	7
沉积物置换海洋水	+	<2.6x10-3	106	300
冰川消长	±	<1000x10'3	<10*	100

海平面变化过程通常用海平面变化曲线表示,横座标为时程,纵座标为高度。纵览已有的 海平面变化曲线,可以分为三类。第一类是示意性海平面变化曲线,如某时段海平面相对较 高,又某时段海平面相对较低,至于高出多少或低多少则没有明确的标量。第二类是地方性的 相对海平面变化曲线,资料来源于仪测或若干古海面遗迹的观测分析,但海平面变化曲线的高 程变化包含着海平面的升降与地面的升降 (构造运动、均衡运动、压实沉降等) 两个变量,并非 单纯的海面升降运动。第三类是全球海平面变化曲线。一种是从地方性相对海平面变化中剔 除地面升降变化分量,所得海平面变化曲线单纯地代表海平面本身的变化;另一种是据估算的 世界陆上冰体总量的变化与海洋水量的增减而编制的海平面变化曲线;第三种主要考虑海洋 水量的增减以及与之有关的粘弹性地球均衡变化的影响,编制的理论海平面变化曲线。也就 是说,即便由于陆上冰体融化,世界海洋水层增厚完全一致,由于冰体融化的均衡作用号水层 增厚的均衡作用、以及两者外围的补偿性地面升降调整 (如冰体融化-当地地页箱 務回升—外 围地面补偿性沉降和海洋水层增厚f海底均衡沉降-外围发生地面掀斜变 护哟,最终导致世 界各地海平面的上升量也不相一致。 ”.:J

. 第三纪以前地质历史时期的海平面变化研究,依赖于不同地质历頂'时期的世界古陆分布 貳首先押它们按等积投影转绘在一张均质的底板上,并标明海洋狐椒碰芬希;第二步将海洋 專罪滄華酪分割开来:進分析天平上称重,根据海洋、陆地两部夕箍畫写 垦图总重量的比值,推聲菠檢葆滄獲的舊还击裁的百分比;第三步利用全球测高曲线',漏总与淹没陆地百分比相对

应的那个海面位置。部分学者认为存在早寒武世、中奥陶世、早泥盆世一晚石炭世、晚白垩世 几次全球性高海平面与大海侵。

皮特曼主要根据洋中脊的长度与体积的变化和海底扩张速率的变化资料推算编制第三纪 海平面变化曲线。他认为那时期由地壳冷缩、沉积物输入以及大陆火山作用所引起的海平面 变化加起来还不足由上述原因造成的海平面变化量的 $1/3$ 。有的学者考虑构造运动与大陆边缘下陷、海洋沉积负荷与压实作用等因素的影响,估计晚白垩世的最高海面仅比今高出100m 左右,第三纪中的海面基本上保持缓慢下降趋势,但于渐新世曾发生过急剧下跌,它与南极冰 盖的发育有关。

第四纪海平面变化主要表现为冰期一低海面一海退与间冰期一高海面一海侵的交替。在 沿海堆积平原通常埋有多层第四纪海侵沉积层。一些学者分别根据珊瑚礁、滨海洞穴沉积与 海成阶地、生物化石组合类型的变化等方面的资料编制海平面变化曲线。多数认为历次第四 纪间冰期海平面与现代海平面位置比较接近,高低不超过20m,上次间冰期海平面比今高约 4m~6m;过去的冰期低海面已较难恢复,末次冰期海面明显下降始于 7×10^4 aBP前后,冰期鼎盛时期(1.8×10^4 aBP)的最低海面比今低约 (120 ± 20) m左右,大陆架在当时几乎全部裸露,直到晚更新世末期全新世初,世界海平面又回升到比今低约25m左右的位置,当时一些河口深 槽已遭受海水的入侵。

全新世开始到 6×10^4 aBP以前,世界海平面表现为以较快的速度上升,大概与部分大陆冰 盖的最后消融有关, 6×10^4 aBP以来的海平面变化总趋势是在波动中渐趋稳定。但据古海面遗迹的分布编绘的世界各地的相对海平面变化曲线依然有较大的差别,表现为有的地方存在比 今海面高2m~4m以上的中全新世高海面,另有一些地方不存在比今海面更高的中全新世高 海面,还有一些地方全新世最高海面出现在 $(3 \sim 2) \times 10^4$ aBP前后,主要原因在于由构造运动、均衡运动、压实沉降等使各地的古海平面遗迹不同程度地发生了变位,还有的则把风暴潮沉积 视为古海平面遗迹了(图19-8)。

图19-8几个地区全新世海面变化曲线的比较

(赵希涛等,1992)

近百年来的海平面变化主要是根据验潮站仪测数据计算出来的。世界上最早的验潮站是

建于1682年的阿姆斯特丹站。百多个验潮站的数据表明近百年来全球海平面保持着断断续续的上升,平均上升速率为10cm/100a - 15cm/100a,少数验潮站数据表明该地存在相对的海面下降。值得注意的是20世纪40年代以来曾出现全球平均温度的下降,但海平面依然保持断续上升,它可能与海洋水温变化滞后于气温变化,即20世纪40年代以来海洋水温持续上升有关。估计表层与浅层海洋水温增温1-7,相应的海平面上升量为11cm。

未来百年,主要由于海洋水体的增温膨胀,加上部分陆上冰体融化的贡献,预计到2050年与2100年世界海平面将再上升20cm ~ 55cm或57cm ~ 368cm。世界海平面的持续上升将有可能造成沿海低洼地的淹没、海岸侵蚀的加剧、河口的盐水入侵与低平原地带地下的盐水入侵等灾害性事件。据吉布斯(M.J.Gibbs)的研究,到2025年美国的查尔斯顿(Charleston,81°38'N, 78°21'W)地区因海面的上升将损失2.8亿美元~ 10.65亿美元。

*关键词 *i*

边缘海 CCD线盐度洋流浊流海水上涌波浪拍岸浪波频潮汐潮流海平面大地水准面海面变化海侵海退

*思考题求

1. 海洋水的运动对稳定地球环境有何贡献?
2. 试评价海洋对污染物的净化能力。
3. 试析海平面变化的原因机制及百年来海平面变化的动态和趋势。

第二十章冰 雪

:: 筌釜嘗 *I* 松软的积雪会发生险恶的雪崩灾害和雪崩堆积,长期的积雪会转化成冰川冰和冰的运动,各地冰川的各种类型实际上是自然环境有所差别的一种标志。古冰川研究是重建冰期气候和大气环流的重要依据。

目前世界上冰川(冰盖)覆盖总面积约1490x 10⁶ km²,占陆地总面积10%,冰与雪的总体积折合水量约2920x 10⁶ km³,但图18-1的数据为4340x 10⁶ km³,相当于世界海洋每年蒸发总量的10倍),若全部融化流归海洋将使世界海洋水层增厚65m ~ 80m。更重要的是冰雪聚集着地球上全部淡水资源的85% ~ 90%左右,它已成为人类开发利用淡水资源的重要对象。

20.1 雪、雪崩和雪线

由于气温较低,空气中的水汽宜接凝华,而成为由冰晶组成的有六个分支的星状雪花,有时夹有针状或柱状晶粒,有时很多雪花溶合成团似棉絮。雪花落下来,有时因近地面温度较高而即落即融,有时则积聚而成雪被、雪野或似“千树万树梨花开”。

暴风雪是一种灾害性天气。1888年3月11日~ 12日、1947年与1958年2月15日~ 16日美国纽约的暴风雪降雪量分别达到0.53m、0.66m、0.22m,局部积雪达1.5m~ 4m。暴风雪导致美国东北部许多城市陷于瘫痪和孤立无援之中,造成重大损失和人员伤亡。

积雪融化,融水注入岩石裂隙或土壤空隙,它的再冻结会使岩土冻裂,冻裂的岩土再被剥蚀,形成浅洼地,这就是雪蚀作用和雪蚀洼地。

雪崩多发于中纬度中高山区,坡地上的积雪骤然塌落,顺沟槽或山坡快速下滑。春季多湿雪崩(暖雪崩),冬季多干雪崩(冷雪崩)。雪崩扫荡沿程的岩块碎屑,形成雪崩槽沟;然后堆叠在山麓,待雪化后出现岩块碎屑组成的雪崩扇或雪崩锥。我国西部高山地区峡谷岩坡的坡麓地带,如川藏公路所经过的帕龙藏布河流域的岩坡坡麓地带,有较多雪崩锥。

一般来说,冬季降雪与积雪的范围比较大,而夏季降雪与积雪的范围比冬季有明显的退缩。于是大体以夏季最热月积雪区的外缘边界为限,以内为多年积雪区,以外到冬季积雪区外缘之间为季节性积雪区。从降雪的积累情况看,唯有在多年积雪区才有降雪的连续积累,在平衡方程式中记为降雪量减去消融量等于积累量。在季节性积雪区,实际上是降雪量小于消融量,没有长期的降雪积累。那么,年降雪量大于消融量

区与年降雪量小于消融量区之间的界线 就被称为雪线。

一个地方雪线的具体分布位置取决于温度、降雪量和地形三方面因素。①温度。形成多

年积雪要求该地近地面空气温度长期保持在0℃以下。②降雪量。积雪的消融除融化成液态水之外,还有升华蒸发损耗。如果降雪量的增加(或减少)超过融雪量随温度升高(或下降)而增长(或降低)的值,那么,雪线的具体位置就可能出现在近地面空气温度较偏高(或更低)的地方。地球上的赤道带与副热带高压带的气温相差不大,但降水量差别较大。赤道附近降水量大、高山降雪也多,而副热带高压带降水量小、高山降雪也少,所以赤道附近的山地雪线高度反较副热带高压带山地雪线高度低。如东非的乞力马扎罗山雪线高度为4 570m~5 425m,而安第斯山(20°~25°)的雪线高度却高达6 400m。同理,同纬度地带的海洋性气候区的雪线就比大陆性气候区要低。③地形。一方面是地形对降雪量多寡的影响,导致迎风坡雪线比背风坡低,如喜马拉雅山南坡雪线高度为4 400m~4 600m,北坡为5 800m~5 900m。而在中纬地区则因向阳坡融雪较快,所以向阳坡雪线比背阳坡雪线高,如天山南坡雪线为4 200m,北坡为3 900m;祁连山南坡雪线为5 000m,北坡为4 600m。另一方面地形还造成降雪在地面上的再分配。由于地形坡度、地形对近地面风力的影响等,导致落雪向沟谷洼地中积聚,在那儿出现雪的积累超过雪的消融,成为斑块状的常年积雪。所以,所谓的雪线并非等高的直线或弧线,而是高低曲折变化多端断断续续的折线。

20.2 冰与冰川

落地新雪的密度只有0.01g/cm³,最低仅0.005g/cm³。大的雪花晶粒有较大的曲率半径,较小的表面张力与较小的饱和水汽压力。当许多大大小小的雪花混聚在一起的时候,且空气湿度较均一情况下,于曲率半径大的雪粒表面会因饱和而凝结,曲率半径小的雪粒表面因未饱和而升华,在大晶粒与小晶粒之间产生水分的定向转移,并在大晶粒表面产生凝聚和重结晶作用。这一过程导致大的雪花晶粒越结越大而成为粒雪。粒雪的密度可达0.7g/cm³~0.4g/cm³。

粒雪变成冰川冰的途径之一是在低温而降雪比较少少的情况下,依赖积累雪的厚度对下部粒雪产生强大的静压力,宜至足以排出粒雪中的空气促成重结晶作用而形成冰川冰。在南极冰雪覆盖区就有这种冰川冰的形成,可称为压凝成冰,它的特点是晶粒偏小(<1mm)。粒雪变成冰川冰的另一途径是在温度稍偏高情况下表层粒雪融化,融雪水下渗透注于下层粒雪间隙之中,并以粒雪为核心又产生新的冻结,促进了粒雪的冰过程,可称为溶凝成冰,它的特点是成冰速度比较快,冰的气泡少、密度大、透明度高。冰川冰的形成和积累导致在其自重之下产生冰川冰的运动,成为冰川。冰川类型是根据聚合冰体的空间形态、规模以及它所处的地理位置划分的。不同类型的冰川冰体有不同的运动特征。

(1) 山岳冰川(图20-1)。它是主要分布在中低纬高山上的冰川。其中分布在雪线附近或更高围椅状洼地(冰斗)中的冰体称冰斗冰川,规模大的可达数千平方千米,小的不足1km²,有的有短小冰舌从洼地缺口处伸出。从冰斗中伸出较长的冰舌,前端停滞在高悬的山坡上,支沟谷之中的冰川称悬冰川。它的特点是规模较小但前端的进退变化比较大,即对当地气候变化的反映比较灵敏。在有多量冰雪补给情况下,一条冰斗冰川的冰舌或数条冰斗冰川汇合顺山谷伸延比较远的冰川称山谷冰川。由几条山谷冰川汇合而成的也称复式山谷冰川①。山谷

①简单的复式山谷冰川也称阿尔卑斯型山谷冰川。许多条小冰川汇合组成树枝状或网状的山谷冰川,也称喜马拉雅型山谷冰川。冰舌被岩块覆盖的山谷冰川,也称土耳其斯坦型山谷冰川。

冰川长可达数公里到数十公里,厚可达数十米至数百米。山谷冰川的特点是冰川前舌可以伸 延到雪线高度以下。

a—冰斗冰川

b—悬冰川

e—111谷冰川

小—复式山谷冰川

图20-1山岳冰川类型

(2) 山麓冰川指山谷冰川至山麓铺展或汇合而形成的扇形的宽展冰体。阿拉斯加太平洋沿岸的马拉斯平冰川,是由12条山谷冰川汇合而成的,在山麓铺展达2 000km²以上,最厚的 地方达6 1 5m,充填在山麓的一个封闭低洼地中,该洼地地面比海平面还要低300m。马拉斯平 冰川近期处萎缩阶段,表面多棱角尖峭的岩块,生长着云杉和白桦,有的树木已有百多年树龄。

(3) 大陆冰川(冰盖、冰盾)。是指高纬极地区大面积厚度逾千米的冰体。由于它的表面 中部凸起似盾似盖, 所以也称冰盾或冰盖(图2 0 - 2)。图2 0 - 3 演示大陆冰川的发育形成过 程。大陆冰川本身掩盖了原来的地形起伏,于边沿地带则分裂成向外四出的线型冰川格陵 兰大陆冰川面积为1 7 2 . 4 x 1 " km² 冲心部位厚3 2 0 0m 以上, 占据全岛面积的8 0 %左右。南极 冰盖的面积约1 2 5 3 x 1 ^ km²,冰面最高处接近海拔4 0 0 0m,冰下山谷谷底有的在海拔- 2 5 0 0m 以下,无线电回波探测到的最大厚度为4450m。这两处冰盖于第四纪冰期中扩张、第四纪间冰 期中依然存在,也称稳定的大陆冰盖。相比之下,在北欧斯堪的纳维亚与北美劳伦等大部分高 纬陆地区,在第四纪冰期中曾发育过大规模厚逾几千米的冰盖,但间冰期中完全消融了,原冰 盖下垫地面均衡回升,有的从海平面以下升起. 它们被称为不稳定大陆冰盖

买
面 匕
线 升
匣 牢
□ n 气
□ C 降
~ 水
I 低
o 地
m
决 7 J
A *
m p
A 图 召
, 2 斤
m 0 知
4 - 知
0 2 丹
0 格 占
0 陵 冷
4 兰 冷
0 冰
0 盖
0 略
g 图 从
8 (孕
g 杨 /
0 怀 /
B , 玄
9 1 &
0 9 高
0 8 地
k 7) i
m 海 南
乖 洋 西
肖 性
比 气
例 1 山
尺 才 岳
未 1 冰
放 川
大 阶
的 段
同 B 北
剖 东
析 剖
的 剖
剖

冰帽长90 km，宽10 km~12 km，面积1076 km²，其东、西两侧有许多冰舌。冰岛东南部残存的

起伏和缓的高地上，曾被称为冰帽。有的高原冰川四周伸出许多短小的冰舌。斯堪的纳维亚半岛上残存的约斯特达 尔
，——* 海图20-3 大陆冰川的发育（杨怀仁，1987）（4）高原冰川。它是大陆冰川与山谷冰川之间的过渡类型，发育在

伐特纳冰帽面积8410km²中国祁连山西南部最大的平顶冰川面积约50屏。1999年11月3日报道,中国科学家在唐古拉山西端藏北无人区,发现了普若岗日冰原,面积400km²以上,它为“青藏高原过去是否存在大冰盖”的进一步研究,提供了新的论据。冰川物质借助于自身重力克服摩擦阻力的运动,受到冰川本身的厚度、冰川下伏地面的糙度与倾斜坡度、冰川表面坡度以及冰舌前缘阻挡情况等因素的控制。最早是百多年前在瑞士实测了山谷冰川物质的运动,发现边部与底部冰川物质的运动速度比其中心部分冰川物质的运动速度要慢得多。一般情况下冰川物质每天移动几厘米或每年几十米上百米,夏季稍快些而冬季稍慢些,表面最大运动速度出现在粒雪线所在高度附近。在冰川谷坡度变缓的地段,冰层挤压加厚形成压缩流,流速更慢;在冰川谷坡度增陡的地段,冰层拉伸减薄形成伸张流,速度可达每年百米甚至每年千米。大量的冰川冰运动的观测还发现,降水丰富的山地冰川的积累、运动、消融流通量要比降水稀少的山地冰川大得多,为此前者被称为海洋性冰川,后者被称为大陆性冰川。冰川冰除了上述的常年性运动外,还有突然的快速运动,称为脉动。如喀喇昆仑山哈拉莫希峰南坡几条小冰川流入库西亚谷地,1953年3月21日它们汇合成一条大冰川向前推移,以每天前进约150m的速度延续了80多天。冰川冰的脉动可能与冰川底部的不定期融化有关,它使冰川迅速滑动,并在重新冻结时减慢下来。有的学者提出,多条冰川的同时脉动可能与区域甚至全球气候变化有关。大陆冰川冰的运动是在冰川冰重力作用下向外扩散(图20-2,B)。根据人造卫星测量装在冰上的两台发射机之间的距离变化,南极冰盖一侧向着巴西里约热内卢方向的运动速度为8m/a~9m/a。在冰盖边缘有冰川物质沿剪切破裂面上冲,并把它携带的物质带到冰川表面上来的现象。冰川形体的运动是指冰川形体的空间量度发生变化,例如冰川舌前端或冰盖边缘位置的向前推移或向后退缩,冰川冰层的增厚与减薄等。冰川舌端的向前推移或向后退缩分别称为冰进或冰退。冰川舌端的平衡方程应写为:

冰川冰前进补给=冰川冰的消融+冰川舌端的进退变化

当冰川冰前进补给多于冰川冰的消融量时,则表现为冰川舌端向前推移,但冰川舌端的推移速度小于冰川冰前进的速度;当冰川冰前进补给小于冰川冰消融量的时候,冰川末端出现负增长,也就是退缩,即继续向前运动的冰川冰到不了先前冰舌前端的位置就融化消失了, ,

20.3全球性的冰进与冰期

冰川舌端的向前推移,一则表示冰川冰的积累和冰川冰的运动通量增多了,二则表示冰川舌端的冰川冰消融减少了、放慢了,后来运动到此的冰川冰不被融化而连续向前推移了。前者多数与降水增多、冰雪积累增多、冰层增厚、冰川冰运动速度加快有关;后者多数与近地面气温下降有关,或者就是前者的直接结果。一条冰川或局部几条冰川的冰川舌端进退,也许与地方性的某些因素的变化有关,如短期的温度变化、降水变化、雪崩与冰崩事件等。但是全球普遍的、稳定发展的冰进或冰退则与全球性的气候变化有关。

全球性的冰进是气候转冷甚至是冰期来临的标志之一。上次冰期鼎盛时期全球冰体总

量 是目前冰体总量的2.7倍左右, 北美的大陆冰盖南界曾到达40.5°N附近 (更老冰期冰盖南界 到达38°N附近), 在北欧、冰岛、苏格兰甚至西伯利亚北部等地都曾发育过大冰盖, 多数山地冰川要比现在更伸远几十千米。但是, 全球性的冰进并非冰期的全部, 而是地球表层环境要素之

一的明显变化。冰期乃是一种地球表层环境状态。需要进一步研究的正是全球性冰进与地球 表层环境及其他要素之间的内在联系、原因和机制。古冰川研究, 还要考虑到盛冰期冰川类型 与冰川运动, 可能比世界上现存的冰川类型与冰川运动还要复杂得多。

关键词:

雪崩雪崩锥雪线粒雪冰川冰斗冰川山谷冰川山麓冰川大陆冰川高原冰川冰进 冰期

思考题

- 1.试述雪线高度的环境特征指示意义和水资源利用方面的实际意义。
- 2-试述各地冰川类型的不同, 所指示各地自然环境的差别。
- 3.对 20 世纪留下来的关于中国东部山地古冰川研究的争论, 你想不想简略地评述一下. ?

第二十一章河湖、沼泽和水库

是其流通和动态平衡的研究。

本章要点

河湖、沼泽和水库水是对人类最有价值和利
用率最高的淡水。对这些水体水 的描述和
一系列基本概念的定义，已有几千年历史，但
至今仍在发展之中，关键乃

河湖、沼泽和水库水是对人类最有价值和利用率最高的淡水。对这些水体水 的描述和一系列基本概
念的定义，已有几千年历史，但至今仍在发展之中，关键乃

陆地上除了冰雪之外的地表水总量约360xldkm3（图18_1）。地表水大部分消耗于蒸
发、生物吸收和渗透到地下，仅有其中的约1/10又流归海洋，它相当于1999’年全世界
人均每 天流走17m3的水。与此同时，恰恰是该部分流水，实现了地表泥沙物质和许参
蚩类朋陆地向 海洋的转移（表21_1）。河湖、沼泽和水库中的水，是人类的最有价
值和利甯翠最看商淡水，关于它们的描述，已有几千年历史，但至今存在淡水资源开
发利用的浪费、意外赛矣申可持续 等重大问题，其中的关键乃是那些水域水体水量的
流通和动态平衡的研究。汕广—似 議 4 ■ .<v

表21-1据溶解物	流域面积	总的剥蚀	化学剥蚀：员	4t学剥蚀的 百分
质和泥沙输出速	(l^w)	(mm/1000a)	(mm/1000a)	量(%) .
率估算的世界35				
条大河流域的剥				
蚀速率河 名				
亚马逊河	6.15	70		13
扎伊尔（刚果）河	3.82	7	3 "7	几， k 1
密西西比河	3.27	44	90*	∴， ∴ 20.， 如
尼罗河	2.96	15		2营
拉普拉塔河	2.83	19		八.* = . 28.
叶尼塞河	2.58	9	q •八	—8o°l
鄂毕河	2.50	7		咕
勒拿河	2.43	11		7 9∴ ∴ 1 江•
长江	1.94	133	• Y37.{ ' i	週抄小
阿穆尔（黑龙江）	1.85	13	3巴∴	33.,
河 马更些河	1.81	30	16	
			13	
伏尔加河	1.35	20		∴64∴ -
尼日尔河	1.21	24 1	11	如我
赞比西河	1.20	31		∴ U 1 3

纳尔逊河	1.15		: 图 • 士	八,71: 酌爲
墨累河	1.06	13	谓屈经1.	J8 T
			12	
圣•劳伦斯河	1.03	13		1; !妒J
奥兰治河（南非）	1.02	58	; 詐&	; 申
奥里诺科河	0.99	91 讯	1:13 • ’	, 伽4X ∴ V
恒河	0.98	271	• 22; t 心 丫、	前

第二十一章河湖、沼泽和水库续表

河 名	流域面积 (10 ⁴ km ²)	总的剥蚀 (mm/1000a)	化学剥蚀* (mm/1000a)	化学剥蚀的 百 分量 (%)
印度河	0.97	124	16	13
托坎廷斯河	0.90	—	—	—
沙里河	0.88	3	1	29
育空河	0.84	37	10	28
多瑙河	0.81	47	16	35
湄公河	0.79	95	20	21
黄河	0.77	529	11	2

21.1河流

21.1.1河流汇水过程

河流概指陆地表面依赖重力顺槽形凹地向低处流的线性水流。

河流水来源于大气降水的补给、冰雪融化的补给、湖泊沼泽等地表水体的补给以及地下水的补给。地下水的补给通常不是河流水的最重要的来源,却是最稳定的补给,构成河流的基本径流。

大气降水经植物枝叶截水和蒸发损失、地面蒸发损失、地表洼地蓄水与向土壤渗透及补给 地下水损失之后的剩余部分即转变为地表径流。地表径流包括坡地上的面流向小沟谷中汇集,然后逐步向越来越宽敞的河谷中汇流。某一时段内的总降水量有多少补给了河流称为径 流系数(a),它实质上是径流深(R)与同期降水量之比。其中的径流深相当于把某时段的径流 总量平布于全流域面积上所可能有的水层厚度

(mm)。美国俄亥俄州休格河流域面积约 800km²,8月上旬一次降水总雨量的50%左右在三天内归入大河。中国永定河官厅站资料,多年平均径流系数为11.4%。径流系数的高低主要取决于气象气候因素与下垫面因素。如是 暴雨,则径流系数高;如该区蒸发强度大,会造成雨前土壤含水量小和降水渗透损失率高,因而 径流系数变小;若地形比较平缓,或土层深厚(风化层、松散堆积层等),又或者植被覆盖比较好,则径流系数也比较低。据凯江径流实验站观测资料,流域植被度为50% - 60%,当树冠雨 量为50mm,流域平均截水为3mm~ 7mm,但是一年中的截留水量占年降水量的25%~

30%。高程的影响在于一方面大气降水随高度增加而增加,另一方面因高度增加、气温下降而蒸发减少,所以,在该地的最大降水高度以下,径流系数与平均的单位面积径流量差不多总是随高度的增加而提高。近期,比较重视人类活动对汇流过程的影响的研究。如森林的砍伐起到提高径流系数、缩短汇流时间、增加土壤侵蚀等作用。地面径流的汇聚,从许多小沟谷逐步汇向大河干流。这些小沟谷称一级支流,汇入二级支流,再汇入……直到进入干流。干流和它的各级支流共同组成水系。大大小小的支流与其干流的组合形式称水系形式(图21-1)。水系形式反映水流的顺势而下、水流的侵蚀切割、沟谷发育的时间顺序等,均与该地域地面的物质组成、地壳运动与地质构造特征以及地貌发育的历史过程等有非常密切的关系。如图21-1中的钩状水系就与渭河以南秦岭断块的向南掀斜上升有关;格状水系与交叉的破裂构造有关;平行状水系多与较平坦地面的单向倾斜或基岩出露区的一组平行破裂构造有关;树枝状水系多出现在构造运动比较稳定、地面物质组成比较均质

（如黄土高原）的地区；放射状水系和环状水系则多与穹状隆起、火山锥或盆地地貌发育有关。

图21-1水系的形式

A—树枝状水系 B—格状水系 C—平行状水系 D—放射状水系 E—环状水系 F—向心水系 A 网状水系 H—钩状水系

某水系的汇水范围称为该水系的流域，或简称某河（或某支流河）流域，如长江流域，汉水流域等。流域之间均有分水岭、分水脊、分水线相隔，以分水线为界测算流域面积。流域的长度指河口到河源的直线距离，或者是以河口为中心画同心圆，各同心圆被流域切割圆弧中点的连线。流域面积除以流域长度即为流域宽度。于是，流域面积与流域长度的平方之比值，也就是流域宽度与流域长度的比值称流域形状系数；干流两岸流域面积之差除以两岸流域面积之和（即流域面积）称流域的不对称系数；流域平均坡度为该流域各相邻等高线之间地面平均坡度的算术平均值；流域平均高度为该流域各相邻等高线之间的面积乘以平均高程之总和再除

200!

第二十一章河湖、沼泽和水库

以流域总面积。”有关“流域”的这些指标,不仅仅反映流域本身的自然特征以及在不同流域之 间进行比较,而早能用g们来解释不同流域的水文特征、流域的地貌发育与地貌结构特征,以 及若干自然灾害青并阿虜禺机制。例如,我们分析四川重庆一湖北秭归间长江两岸多崩塌滑 坡的原因,除了学翁肴右附岩性及其产状和多暴雨等因素之外,就与该河段以上的流域平均高 度、流域平均坡屢笔因素有芙。在最大降水高度范围内,流域平均高度高则来水量大,流域平 均坡度陡则水流嫌蠢, 嶄述长江河段发生强烈深切,导致两岸號度增陡k 至出现山体基 岩或坡地堆积物品址裂儀山”)与分裂部分的崩落或卞甯m•I

i ■■■. : J 0 j ?卜川 ' '---J 斗. :~I

21.1.2河流水文…養 —————川 ”八 、 /

\-J 汀、' - , ”~ j 阌t /; i

河流水文即河獻药斯质、能量濤态、动态及其功能特征的描靈（图华2）（主要是水位、水 头、水温、水深、采优卤色、馱蠢、流疆;召沙量 鬲沙量等物理水文借息利许参水龙学信息。

片—

品

(5=、

I迤、 I I

|

i上輕:

| 蒸入

' 拓爲他—

-Ji-/■ 'X HpQF | 0.01 ; 0.1 ' LOO ..1000mm

® '/: : JMi 「粉沙细沙 . 桫' ■' ■'

忖总 , -| -t 八、 、 、 沁〉 -

直讎寻逐團專— 2 ! •流水的功能、颗粒大小与起动流速的关系— 『■用蹲3朕厲血i993〉 |

水位是指集礙秦赫證谗河、湖、海’、永崖、地下水簣〉于某时刻的有由水面,它是相 对 于特定基准面观测,可得出耒寧i 疵姿瓦由时线, 并求得! 按日、月、年及多 年 时间段的最嵩據位、最屁泉平均水位和不高历时幼水柚特征值;

水位与水哭芥勺迴軻維念:,后者指水体態有矗潜能。’总空头竺下式计算: -HI=

$z^{p/7} + V/2g \sim$

生:期加器祇 r - w蹋

式中, Z为流体中低爭点更基準西的高度;亦蘇位 爨头;P環流体中任一点的单位面积流 体压力（压强）, y指流葆車播体积重量, ”, 亦称金由头; V播流体速度, g为重力加速度, 鬆将卿流縈營

第耐制v?i 帥 M：爲谿魚．肌h f 闭： 2 冲试．淋科血：打f t 瑚亲和 刃赫卿欺核
黑鶴鶴越愍鶯側m 漿单停牌的於憩知樵1 为粹蠱 報位髀厝穗鐵站蚀杰梗蟹輒棹輕
婢聲理現麒絲颿誌颿 寫杏施克月舉内哎輒聆巒週纒麴物執應陀番聲骋轄齡盜能黔
執爛熊蔡鷗挪：慕鬥裁鞭去撼執： 进和．「〔琥：翳订讥” 站织冲給附隔遷 咋水卿
杰体理星年秤紂齡藤詢紙諷巒瞅牌醺燃熱鳳栋 禱迅牺巒卹豆閔， 義隸典终怒鹽岬、
软即峯憾离冲杰渥戀 水体温度影响着它的溶蚀力、溶解度、水体密度以及它与外界
之间物质与能量的转移输送。水

面与陆面相比较,在接受相同日照的情况下,由于下列原因,导致水面温度的升降变化比陆面要缓慢得多。一是太阳辐射能够直接穿透一定的水层厚度,宜至水面以下20m甚至更深的水深;二是水的比热比陆地物质的比热大;三是水体可以通过涡动混合传热;四是水面蒸发使水温下降。所以,水体温度的最高值低于相邻地面,最低值则高于相邻地面;水体温度最高值与最低值出现的时间则晚于相邻地面最高温与最低温出现的时间。因此,水体或水域对局部气候环境起着显著的调节与稳定作用。水温异常则往往造成灾难。

水域面积和水深是描述水体空间状态与计算体积的重要测量指标。水体的颜色决定于水体对太阳光线的吸收和反射状况。太阳光中的红光、橙光和紫光进入水体后,在水深20m以内被吸收,绿光、黄光与蓝光透到更深一些,极少量蓝光能透到100m~1000m以下。水体的透明度以直径30cm的白圆盘投入水中的可见深度来表示。影响水体颜色与水体透明度的因素很多,尤其如水体中的悬浮微粒、水生生物、水体运动等等。近岸水体常呈绿、黄或棕色,除了水深因素外,便与水生生物丰富和悬浮物质及溶解物质的量多量少有关。

流速是水体运动的速度。水体水质点的运动状态分为层流与紊流。层流者水质点互相平行前移。紊流者水质点运动的速度与方向随时发生变化,也称流速脉动。因此,在测流速时每点的测速时间要保持100s以上。紊流可导致水体中水团的混合,并使运动水体具有上举力,维持固体颗粒顺水运移。水体运动按原始作用动力分为重力流、风漂流、密度流和惯性流等。运动水体要克服各种阻力,如运动速度不一的水质点之间的摩擦阻力与运动水体边界的摩擦阻力。运动水体边界的摩擦阻力的大小,与边界的粗糙程度有关。因此,任取的过水断面各部分的流速是不一致的(图21-3),通常是中心部位的流速比边沿部位要快得多;用流速仪测流速时要考虑水面宽度,布多条垂线和考虑水深布多个测点(表21-2),以求过水断面平均流速;用水文学方法计算天然河道平均流速($\bar{v}$)时,要考虑流速系数(C)、水力半径(R)、水力坡度(i)与糙度系数(n) (表21-3)等因素:

$V = C\sqrt{i}$ (谢才公式)

$C = 1/n R^{1/6}$ (曼宁公式)

式中,水力半径 R 为过水断面面积除以湿周。湿周即过水断面上水与固体边界接触的线长。

图21-3天然河道中流速的分布

1—纵向剖面垂线上的流速分布 2—纵向剖面床底障碍物对垂线流速分布的影响

3—过水断面的流速分布 4—结冰水面下过水断面的流速分布

1— f :表面流速, v_m :最大流速, $\bar{v}$:平均流速, H :水深

2—一断面上的数字为测线距离 3,4—一断面中的数字为流速 (m/s)

——第二十一章河湖、沼泽和水库表21-2流速仪测流垂线与测点布设参数表

水面宽	<0.5	5.0	50	100	300	1000	>1000
(m)							
最少测流	5	6	10	12	15	15	—
垂窄深河							15
道							
线数(条)	10		15	20	25		225
宽浅河道							
测流垂线水	wl		1~3			>3	
深(m)							
测点水深	0.6		0.2、0.8		0.0、0.2、0.6、0.8、	河底	
(m)*							
0·2、0.6、0.8							
冰结水面	0.5		0.2,0.8		0.0、0.2、0.4、0.6、0.8、	河底	
下测点水							
深							
(m)»*							
0.15,0.5,0.85							

图21-3天然河道中流速的分布

1—纵向剖面垂线上的流速分布2—纵向剖面床底障碍物对垂线流速分布的影响

3—过水断面的流速分布 4—结冰水面下过水断面的流速分布

1—f:表面流速, ”唤:最大流速,0:平均流速,H : 水深

2 一断面上的数字为测线距离 3,4 一断面中的数字为流速 (m/s)

——第二十一章河湖、沼泽和水库表21-2流速仪测流垂线与测点布设参数表

水面宽	<0.5	5.0	50	100	300	1000	>1000
(m)							
最少测流	5	6	10	12	15	15	—
垂窄深河							15
道							
线数(条)	10		15	20	25		225
宽浅河道							
测流垂线水	wl		1~3			>3	
深(m)							
测点水深	0.6		0.2、0.8		0.0、0.2、0.6、0.8、	河底	
(m) *							
0 • 2、0.6、0.8							
冰结水面	0.5		0.2,0.8		0.0、0.2、0.4、0.6、0.8、	河底	
下测点水							
深							
(m) »*							
0.15,0.5,0.85							