

高等水产院校教学用书

海洋学

山东海洋学院 合編
山东水产学院

工业捕魚、水产养殖专业用

农业出版社

070

編 者 山东海洋学院 楊殿英
山东水产学院 汪炳祥
审查单位 山东海洋学院海洋学审查工作组

高等水产院校教学用书
海 洋 学

山东海洋学院合編
山东水产学院

农 业 出 版 社 出 版
北京老钱局一号

(北京市书刊出版业营业许可登记证字第103号)

新华书店上海发行所发行 各地新华书店經售

上海洪兴印刷厂印刷装订

统一书号 K 13144.135

1962 年 8 月上海制型

1962 年 8 月初版

1962 年 8 月上海第一次印刷

印数 1—800 册

开本 787×1092 毫米
十六分之一

字数 221 千字

印张 十又四分之三

插页 四

定价 (9) 一元一角五分

目 录

第一章 海洋形态	1
§1-1 地球的形态	1
§1-2 水陆分布	1
§1-3 海洋的分类	3
§1-4 海洋底的地形和分区	4
第二章 海洋热学	7
§2-1 海洋热学概述	7
§2-2 太阳辐射	8
§2-3 海面的有效回辐射	10
§2-4 大气和海洋的热量交换	14
§2-5 海面的蒸发	14
§2-6 海洋内部的热交换	18
§2-7 海水温度的分布	19
§2-8 海水温度的变化	24
第三章 海水的盐度	31
§3-1 海水的氯度和盐度	31
§3-2 盐度的分布和变化	33
第四章 海水的密度	41
§4-1 海水密度与温度、盐度和压力的关系	41
§4-2 海水当量比容和当量密度的计算	44
§4-3 海水密度的分布和变化	45
第五章 海洋光学	49
§5-1 海水的光学性质	49
§5-2 水色和透明度	53
第六章 海冰	56
§6-1 海冰的性质	56
§6-2 海冰的成长, 海洋中冰的类型	59
第七章 海流	61
§7-1 海流的基本概念及其分类	61

§7-2 与风有关的海流	61
§7-3 与密度分布有关的海流	67
§7-4 各大洋表层海流的分布	68
§7-5 大洋的垂直环流	70
§7-6 暖流和寒流	72
第八章 波浪	78
§8-1 波浪要素及其分类	73
§8-2 摆线波理论	76
§8-3 风浪和涌	80
§8-4 近岸浅水中波浪的变化	91
第九章 潮汐	94
§9-1 预备知识	94
§9-2 潮汐现象及其要素	101
§9-3 引潮力和一些潮汐现象的解释	103
§9-4 潮汐表的内容及其用法的说明	112
§9-5 推算潮时的简易方法——八分算法	114
§9-6 推算高低潮间任意时的潮高方法	118
§9-7 潮流	122
§9-8 海流和潮流的分离	124
第十章 海洋沉积	127
§10-1 水圈对海底沉积过程的影响	127
§10-2 沉积物的组成	132
§10-3 海洋沉积的搬运	133
§10-4 海底各基本地形区的沉积形成作用	136
§10-5 沉积物的分类	137
§10-6 海洋沉积物的层理	142
附录 中国海的某些水文情况	143
§1 中国海的分区及各区的概况	143
§2 中国海的海流	145
§3 中国海的波浪	147
§4 中国海的潮汐	148
§5 黄渤海的水文概况	149
§6 东海的水文概况	159
§7 中国海的底质	166
参考文献	167

第一章 海洋形态

要更好的了解海洋水文情况,首先应该了解影响海洋水文情况的地理环境,亦即首先应当讨论海洋形态。如地球的形态、水陆分布、海洋的分类、海洋的底形和分区等。

§1-1 地球的形态

地球是两极略为扁平,中间凸出的回轉椭球体。但它又并不完全和回轉椭球体一样。地球的自然表面与地球体的形状十分相近。所谓地球体是这样一种几何形体,它的表面处处与重力相垂直,处于完全平衡状态下的大洋表面就是这个地球体的表面的一部分,而地球体表面的其余部分,则是它的延續。不过,它与回轉椭球的形状相差很小,所以在大地测量工作中,一律将它当做回轉椭球体来进行计算。这个椭球体的长轴和短轴,根据 Ф. Н. 克拉索夫斯基提出来的数据为:

半长轴 $a = 6378.245$ 千米

半短轴 $b = 6356.863$ 千米

长短两半轴相差 21.382 千米。地球的这个形状,就使得各个緯度上物体的重力加速度都不相同:随着緯度的增高而增大。地球外形是个球形,所以,太阳辐射在地球表面分布是不均匀的,正是由于这个不均匀性,就使得各个水文要素和气象要素的分布也不均匀,并从而引起大气的环流和大洋的环流。

如果把地球揉成一个圆球,则它的半径(也就是地球的平均半径)为 6,370 千米。如果有一块半径为 10 公里的圆板,平稳的放在地球上,则它的边缘离地面 0.82 厘米。

世界上最高的高峰是珠穆琅瑪峰,它的高度只有 8.882 千米;而世界上最深的地方,即太平洋西岸馬利亚納海沟,也不过 11 千米(根据苏联最近测得的深度为 11,034.250 米),这个数字和地球的半径比起来,可以忽略不计,而认为它是光滑的球面。

§1-2 水陆分布

海洋的面积远比陆地大。我国古代就有三山六水一分田的说法。计算指出,在整个 510×106 平方千米的地球表面中,海洋就占 70.8%,为陆地面积所占 29.2% 的两倍半。如果用大陆把海洋填平,则地球表面将全被海水所复盖,其深度达 2,400 米。

如果再仔細的观察一番,則将发现南北半球遙相对应的很多事实:

1. 北部陆地較南部为多。北半球陆地占水陆面积的 39.3%; 而南半球只占 19.1%。
2. 北极为水, 南极为陆。北冰洋的中央部分, 其深度約大于 4,000 米, 最大深度超过 5,000 米, 且被大陆包围着; 而南极却是一块 3,000 米以上的高原, 最高处可达 5,000 米, 四面为水所包围。
3. 北半球的大陆几乎連成一片; 南半球的大洋連成一条环绕地球的水带。图 1-2 中, 指出了上述有关海陆分布的特点。

下面我們再来进一步的討論地壳表面(包括水上和水下)在各不同高度或深度上的面积分布情况。图 1-3 中纵坐标表示高度及深度, 横坐标表示高度和深度的相当級所占的面积,

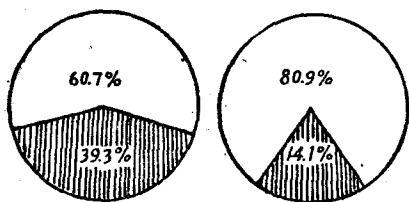


图 1-1 南北半球水陆面积的比較

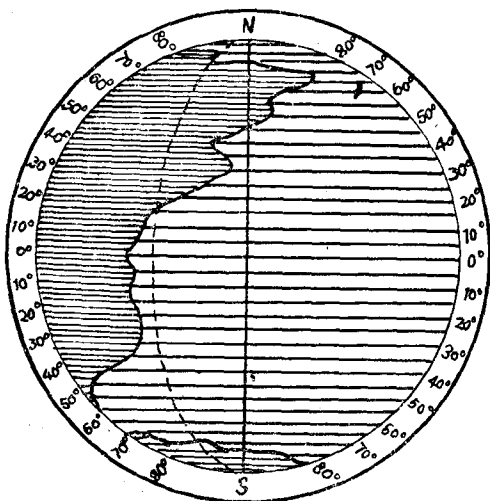


图 1-2 各緯度带的水陆面积比較

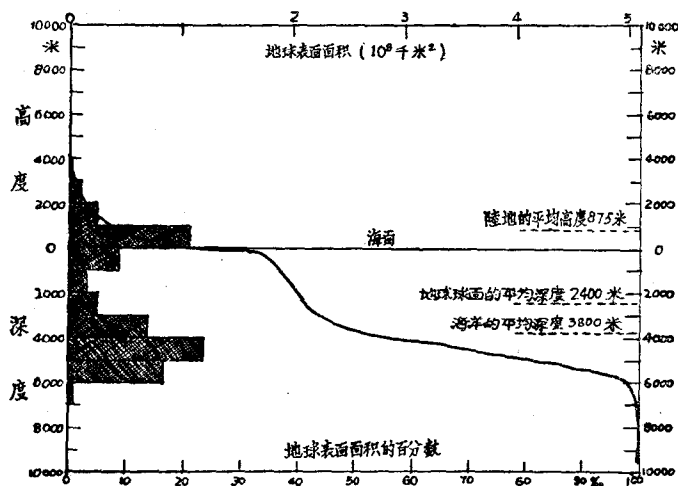


图 1-3 地壳起伏統計曲綫

上边表示绝对面积,下边表示相对面积;左边的方块表示某两个高度(深度)之间的面积的大小;曲线是面积的统计曲线,在它上面的任一点所对应的面积,就表示在这个点所对应的高度(深度)以上的所有海陆面积的总和。由图看出对于陆地来说,1,000米以内的面积最多;在海面以下,则以从4,000米到5,000米的深度所占的面积最大。图中并指出了陆地的平均高度和海洋的平均深度。从图中还可以看出大陆棚,大陆斜坡,大洋盆地和海沟的深度范围和面积(关于这点,将在后面详细讨论)。

以上所指出的大陆高度和大洋深度都是从平均海平面算起的,所以下面我们顺便介绍一下海平面的概念。

海平面是这样的一个理想的平面,在这个面上的任何地方,重力都与该面的法线方向一致,也就是说,在这个面上,没有重力的分力,因此,所谓海平面实际上也就是等位势面。但是,由于地球的质量分布是不均匀的,因此,其重力的方向也就不大规则,这样,海平面与“地球体”的表面就不大一致。

在实际应用上,指的海平面是用水位的观测资料进行统计而得到的。例如把一天中24小时的水位观测值相加并除以24,便得当天的日平均水位;一月之中的日平均水位相加并用一月的日数除,便得月的平均水位;类似的方法,可得出年的、多年的平均水位。

显然这些统计所根据资料的多少不同,所得到的平均海平面高度也不一样;但平常所说的某地的海平面,多是指用多年的资料统计而得的结果。

必须指出,实际的平均海平面不仅与上述重力的分布有关,而且还与风、海流、潮汐、水的密度、降水、蒸发、大陆径流等因素有关。实际的海平面高度,就是这些因素作用的综合结果。由于这些因素在各个不同海区多少有所区别,就使得它们的海平面高度也有一定的差异。例如巴拿马运河两端、太平洋的海平面就比大西洋高21厘米;地中海的海平面比大西洋低30厘米,比黑海低50厘米;苏伊士运河两端、红海的海平面也比地中海的为高。

海平面的高度通常是在水下取一固定点,这个点叫基准点(又称海图基准面)。海平面的高度(以及海图上表示的深度)就是从这个基准点算起。这个点的位置的取法,每个国家都不很一样,有的是取理论上的最低低潮面,有的是取平均最低低潮面等等。

为了大地测量上的方便,一般在海港码头或建筑物的墙基上画一条线,这条线叫做标志(Bench Mark 简称 B. M.),并标明它离开当地平均海面的高度。

§1-3 海洋的分类

根据海洋形态及水文特征的不同,我们可以把世界大洋分成主要的部分和附属的部分。主要的部分为洋,附属的部分为海、海湾、海峡。兹分述如下:

(一) 洋 它远离大陆,面积广阔,从大陆斜坡到大洋盆地都属洋的范围,约占整个海洋面积的89%,深度最大,一般在二、三千米以上。由于上述特点它具有较高的盐度,表面平

均值約为 35%，水色高、透明度大；水文要素因为不受大陆的影响，比較稳定。在海水运动方面它有强大的海流系統，同时也有各自的潮汐系統。

(二) 海 位于大洋的边緣，大陆、半島、島屿和群島等在不同程度上，将它与大洋分开，面积小，深度浅，一般多在二、三千米以內。因此，一般說来，它的盐度較低，水色低，透明度小；水文要素的季节变化十分明显。在海水运动方面，潮波系从大洋傳來，但是，潮汐的漲落，却比大洋大得多。同时，每个海都有自己的环流形式，其特点是季节变化特別明显，有时它是海流的直接延續。另外，海底及海岸的形态，由于不断的受到沉积和侵蚀作用，故变化大。

根据形态的不同，可以将海分为：地中海（包括陆間海和內陆海）和边緣海两种类型（Ю.М. Шокальский）。

1. 陆間海——界于相邻的两大陆块之間，深度很大，海盆不但分割着大陆的上部，且分割着大陆的基部，有海峡与毗邻的海洋相沟通。例如欧非洲之間的地中海，南北美間的加勒比海和墨西哥湾，亚澳之間的一些陆間海等。

2. 內陆海——深入大陆，其水文要素受大陆影响所支配，虽然与大洋有不同程度的联系，但总的說来，受大洋的影响不大。如渤海、波罗的海、黑海等。

3. 边緣海——位于大陆的边緣，但不深入大陆，以半島、島屿或群島与大洋分开。因此，它与大洋可以自由地沟通，海流可以直接延伸进来，潮汐可以直接傳进来。其水文状况在外側主要受大洋影响，而內側主要受陆地影响，例如，东海、南海等。

(三) 海湾 洋或海的一部分伸延入陆地，并且其深度和寬度逐漸減小的水域，称为海湾。如渤海湾、杭州湾、芬地湾等等。由于它和邻近的海洋可以自由沟通，所以水文特性一般亦与其相近。

(四) 海峡 两个海区之間寬度較窄的水道，称为海峡。特点是流急，因此底质多为岩石或砂砾。海水的运动。多是沿着海峡的方向，有的由左右側流入或流出，如渤海海峡，丹麦海峡等；有的則在上下层流入或流出，如波斯普魯斯海峡，直布罗陀海峡等；也有的是向一个方向运动的，如佛罗里达海峡等。

應該注意的是，由于历史的原因，有些名称虽然与上述定义不符，但仍然沿用着，例如阿拉伯海和孟加拉湾，两者实际上是相似的，但一个叫海一个却叫做湾，再如墨西哥湾和加勒比海、波斯湾和紅海等都是这个情况。

§1-4 海洋底的地形和分区

海洋底被海水复盖着，50 多年以前，由于测深技术的限制，关于大洋的深度記錄是稀少而零散的，人們便认为海洋的底形象盆子一样的平坦。回声测深仅应用后，人們开始知道，原来在数千米的深水之下，同样有高原、平地、高山、深谷等等。图 1-3 中的統計曲綫，大致

反应了相应地面的平均倾斜情况,由图看出,在海面以下約一、二百米的范围内,海底的倾斜是十分平缓的,而在此以下,则深度很快的增大,亦就是坡度很快的变陡,再到約三千米的深度,其坡度又忽然变得很平,一直到六千米的地方,才又开始剧速直下。根据海洋底形的这个特点,将它分成大陆棚、大陆斜坡、大洋盆地和海沟等四个部分。其深度范围和所占面积如下表所示:

表 1-1

名 称	深度范围(米)	平均深度(米)	倾 斜 度	占海洋总面积(%)
大陆棚	0—200	50(?)	1°—2°	7.6
大陆斜坡	200—2,500	1,270	4°—7°	11.9
大洋盆地	2,500—6,000	4,420	0°20′—0°40′	77.7
海沟	>6,000	6,100	—	2.8

(一) **海岸带** 海岸带是海水和陆地直接作用的地带,由近到远,可以分成悬崖、后海滩、前海滩(潮间带或潮区)和外海滩。

悬崖是与海岸带相连的陆地,其基部常有海蚀壁龛,它是岩石被波浪侵蚀的结果,是海陆作用的最远的边界。悬崖只是岩岸才有,对于平原地处的海岸,这一带将被砂堤所代替。

后海滩是平常海水不能达到的地方,只有大风浪和大潮时才能为海水所及。这一带有砂砾,或在烂泥中长有碱性植物或有碱水池。

前海滩是海水活动的地带,介于大潮高潮线和大潮低潮线之间,为浅海养殖(牡蛎、蛏子、蚶等)的主要地区。

外海滩是低潮线以下,经常被海水复盖的地带,其外界为波浪所形成的堆积阶地的边缘。

(二) **大陆棚** 大陆棚是陆地与深海的过渡地带,其特点是坡度小,平均坡度约为 7',但在某些地方,可达到相当大的角度。

大陆棚的地形与附近陆地地形有密切的联系:平原之下,大陆棚坡度小,面积广阔,如北欧及西伯利亚大陆棚的宽度达四、五百哩;高山之下,大陆棚狭窄,例如日本群岛东岸,堪察加东岸的大陆棚宽度仅在 8—25 哩之间。

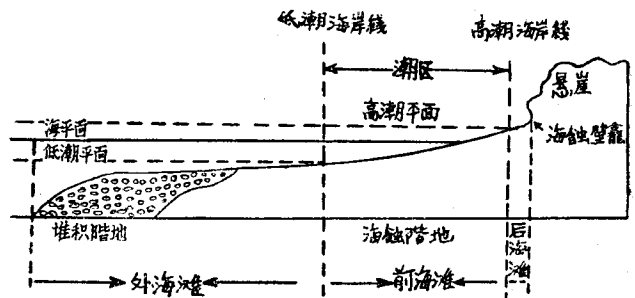


图 1-4 海岸带示意图

大陆棚的底质主要是大陆的泥沙。江河带来的沉积物之中,大部分是泥,因此,位于河口近岸海区由于底质是泥沙,海水的营养盐丰富,为近海渔业与海水养殖造成了最优良的自然条件。如长江口外的嵊泗列岛渔场,钱塘江口外的舟山群岛的渔场和养殖场,就是例子。

大陆棚的水文状况有显著的季节变化,同时水质肥沃,在海水中含有大量营养盐。因为大陆江河长年累月的带来了淡水,其中溶解有丰富的无机物质,同时由于风、潮汐和流的作

用,上下层之间的混和也特别发达,这就使得下面含有丰富营养盐类的海水经常不断的补充到上层。上述种种因素就使大陆棚必然成为渔场和养殖事业的主要场所。

在大陆棚上常常有很复杂的高起或陷落的地形,例如沙滩、砂洲、暗礁以及海底河谷等,在有些海区还发现沉没的海岸线。例如秘鲁沿岸的河谷,延伸到很大的深度,在3,000米的深处还表现出等深线的相应的弯曲。在佛罗里达附近浅水区中,40米和60米深处也发现沉没的海岸线。

(三) **大陆斜坡** 大陆斜坡的地势的特点是倾斜度较大,一般为 $4-7^{\circ}$,有时可到 $13-14^{\circ}$,例如比斯开湾。在火山岛与珊瑚岛的岸旁可遇到特别大的倾斜,最大可到 40° ,有时几乎是垂直的。

大陆斜坡沉积,主要是大陆江河带来的,是大陆泥沙沉积所能达到的最远处。各种沉积物的比例大约是:泥占60%,细沙占25%,贝壳和软泥占5%。在坡度最大的地带,会使疏松的沉积滑向深处,因此在这种地带多为礁石。

大陆斜坡的地形特点是几乎到处都被深邃的峡谷所切割。在美国的西海岸,在非洲、印度、南美洲沿岸和亚洲东部的边缘海中都发现了这种峡谷。它具有陡峭的谷壁,既狭又长。

(四) **大洋盆地** 大洋盆地是海洋的主要部分。地形广阔而平坦,面积占海洋面积的77.7%,倾斜度大约在 $0^{\circ}20'-0^{\circ}40'$ 左右,然而在个别地区,也有较大的斜倾度。底质主要是大洋性的软泥,如硅藻、放射虫、有孔虫的软泥等等。这和大陆棚(坡)多为泥沙底有显然的不同。大洋盆地的地形也不是很简单的,其上分布着各种海底山脉(即海岭)或高原(海隆),它们将整个大洋盆地分割成许多海盆,而在大洋的边缘,有深达万米的海沟。

(五) **海沟** 深度超过6,000米的海洋深处,称为海沟或海渊,它们的位置并不是在远离大陆的大洋深底,相反,都集中在海洋边缘靠近大陆的地方,其走向与大陆或群岛延伸的方向一致,海沟最多的地方,也常常是岛屿集中、火山地震和断层最多的地方;太平洋的海沟数量最多,深度最大,而且多数分布在大洋的西边。

除此以外,在海洋学中,还有不少关于凹落和凸起的地形的专门名字,现不一一赘述。

第二章 海洋热学

§2-1 海洋热学概述

海水的状况在海洋水文状况中占有极重要的地位，它不仅与其他的海洋水文要素有着极为密切的联系，而且对气象状况以及对海洋生物的生存、分布与发展，均有着十分重要的意义。

海水的温度乃是研究水团性质分布及其运动的基本指标之一。由于海水具有与大陆不同的热性质，因此，它在大气温度变化上，充当着“缓冲剂”的角色。由于这个原因，在气候学上便形成了大陆性气候和海洋性气候。同样在气压的配置，大气的运动以及其他许多的气象要素的分布和变化中，海水温度均起着重要的作用。

至于海水温度对海洋生物的意义，就更是显而易见了。首先，它直接影响着生物的代谢作用和生殖周期的速率等等生活过程，其次，它还通过其他的环境因素，如海水中气体的含量、海水的粘滞性、密度的分布等等而间接地影响着海洋生物。每一种海洋生物对海水温度均有着特殊的要求：有的喜暖水，有的喜冷水；有的能耐受较大的温度变化，有的则只能经受很小的温度变化。根据生物对水温的这种适应特点，而将它们划分为广温性和狭温性两大类。其实，不仅不同种的生物对温度的适应性各异，就是同一生物的不同发育阶段，对温度的要求也是不同的，由于这个原因，温度的分布特性就成了生物种类分布的一个最重要的限制因素。因此，了解和掌握温度的分布变化规律，在海洋渔业和浅海养殖上具有重要意义。人们在认识了各种海洋生物对温度的特殊适应能力以后，便可以根据海水温度的分布和变化规律结合其他方面的知识，来推测生物的分布情况，这在目前海洋渔业上已经广为采用。

海水传声已经为生产和国防广泛地运用，而决定声音在海水中传播性质的，主要是海水的温度。

所有这些情况表明人们对海水温度的分布和变化规律的掌握，已成为十分迫切的任务。

海水一方面以各种形式增加着自己的热量，另一方面又以各种形式向外散发着自己的热量，这两种相反的过程永恒地同时地在海洋中发生，这种相互对立的过程的统一关系就是海洋的热平衡，它决定着海洋的热状况。

海洋中热量的来源是多方面的，诸如太阳辐射、空气对海面的长波辐射、暖于水温的降水和大陆径流、海面水气的凝结、地球内部向海水放出的热量、海水中化学过程所放出的热量、海水的动能所转变的热量，最后，甚至还有来自星辰的热量等等。其中有些过程发生在海的表面，有些发生在海水中间，有些则发生在海底，它们对海水热状况的作用是不相同的。

地壳的温度是随着离地面距离的增加而升高的,地热的这种增温率随地而异,一般说来大约在数十米左右增加 1°C 。因此,在深达万米的海底,地温对海水的温度无疑将产生一定的影响。但是由于海水体积非常庞大,又处于不断的运动之中,而使输入的热量不断的散布它处,因此,整个说来,地壳对海水温度的影响实际上是很小的。据估计,由海底进入水中的热量为 $50-80$ 卡/厘米²年(Helland—Hansen, 1930),不到辐射热的千分之一。若海洋平均深度为 $3,800$ 米,则全年平均使水增加十万分之 $1-2^{\circ}\text{C}$ 。这种作用只有在比较孤立的、运动较弱的海盆中才能被观测到,例如在日本海盆和菲律宾海沟中均发现在底层有温度稍稍上升的现象(表 2-1、2)当与上述原因有关。

由动能转变为热能者更少。由风能转化成的热能,估计约为辐射能的万分之一。潮能所转变成的热能可能大些,但它主要发生在潮流显著的浅海,故对整个海洋来说仍微不足道。

根据郎来(Langleg)的计算,由一切星体供给地球的能量 1 分钟内不到十万分之一卡。

其他如由化学过程,海面水汽的凝结和海面的降水所提供的热量也都是十分微小的。至于大陆径流,它在河流较多的海区影响较大,但对整个海洋来说也可忽略不计。因此,海洋热量的来源主要是太阳辐射。

海洋失热的主要形式是海面向外的长波辐射、蒸发以及与冷空气的湍流热交换等。关于它们的具体作用将在后面详细讨论。

表 2-1 菲律宾海沟温度随深度的分布

深度(米)	0	25	50	100	150	200	400	600	800	1000	1500
温度($^{\circ}\text{C}$)	28.80	28.50	28.80	25.90	20.53	15.15	8.50	6.48	5.35	4.45	3.18

深度(米)	2000	3000	3500	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10035	
温度($^{\circ}\text{C}$)	2.25	1.64	1.58	1.60	1.78	1.86	2.01	2.15	2.31	2.48	

表 2-2 日本海深层水温分布

深度(米)	1000	1500	2000	3000	3800
温度($^{\circ}\text{C}$)	0.12	0.13	0.16	0.21	0.26

§2-2 太阳辐射

太阳是个灼热的气团,表面温度达 $6,000^{\circ}\text{C}$,它以电磁波的形式向外发射着能量,根据维恩定律,太阳辐射的波长,应在 $0.17\mu-4\mu$ 之间,而以波长为 0.5μ 的光线强度最大。其

中, 波长小于 0.36μ 和大于 0.76μ 者都不能为肉眼所见, 前者叫紫外线, 后者为红外线。在各波长的能量分布中, 紫外线占 5%, 可见光占 52%, 红外线占 43%。

太阳辐射的强弱, 在气象学上用太阳辐射强度 (I_0) 来表示, 它等于单位时间内, 垂直投射于单位面积上的太阳能通量, 单位一般采用卡/厘米²·分。显然, 对于地面来说, 其通量的大小和入射光线与地平面所成的角度有关, 二者相互垂直时, 通量最大, 平行时为零; 同时, 与日地之间的距离也有关系, 不过影响不大, 在近日点(约 1 月 1 日)约大于远日点(约 7 月 2 日) 7%, 故对水温的分布和变化的影响不大。

太阳光线与地面所成的角度, 可以太阳高度 (h) 表示, 所谓太阳高度, 就是射于某点的太阳光线与通过该点的水平面所成的角度。单位时间中通过地平面单位面积上的太阳辐射能与太阳高度的正弦成比例:

$$I = I_0 \sin h \quad (2-2.1)$$

尽人皆知, 太阳高度 (h) 在不同的时间(不同的季节和时刻)以及同一时间的不同纬度均不相同。所以 I 的量值, 也应随时间和地点而作相应的变化。

另外, 一天中的日照时间也是随纬度和季节而变化的。可以证明, 在赤道上任何季节的昼夜长短都是相同的; 在春(秋)分时, 任何纬度上的昼夜长短亦均相等。但除此以外的任何时间和纬度其昼夜长短都不相等: 在春分到秋分期间(此时, 太阳在北半球)北半球昼长大于 12 小时, 夜长小于 12 小时, 而南半球恰相反; 在秋分到春分期间(此时太阳在南半球), 南半球昼长便大于 12 小时, 夜长小于 12 小时, 而北半球正相反; 这种昼夜长短的差异, 随纬度的增高而增大, 对于极圈以内的地区, 夏季时, 便成天阳光普照, 而冬季则终日暗无天日(参见 §9-1, 图 9-5、6 和 7)。

由于上述 I 和日照时间均随纬度和季节而变化, 所以一天中的日射总量(等于 I 对一天时间的积分)亦将随纬度和季节而变化。下表是计算而得的一天中日辐射总量在冬至和夏至随纬度的分布情况(单位为卡)。

表 2-3

纬 度	90°N	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°S	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
夏至	1110	1093	1043	1009	1020	1022	1005	964	900	814	708	585	450	306	170	48	—	—	—
冬至	—	—	—	51	181	327	480	624	756	869	962	1030	1073	1092	1089	1078	1114	1167	1185

从上表中看出: 虽然 I 随度而降弱, 但由于夏季日照时间随纬度而增加, 所以高纬地区一天的辐射总量就显得特别大; 太阳辐射的季节变化随纬度而增大; 太阳辐射随纬度的变化冬季远大于夏季。

4

上面讨论的是假设地球没有大气包围的情况, 实际上, 当太阳光线射达地面时, 尚需经过大气这一介质。由于大气(包括水汽和灰尘)的作用, 就使得太阳辐射的问题更加复杂了。

首先,当光线透过大气层时,由于空气(主要是水汽和灰尘)的吸收作用和散射作用,而使达到地面的辐射能量选择性地受到损失,直达地面的紫外线几乎绝迹,可见光占40%,红外线占60%;根据阿波特(G. C. Abbot)和福勒(F. E. Fowle)的计算,太阳辐射透过大气层时被吸收的量占全体的12%。

这样,实际射达地面的太阳辐射,便由两部分组成:一是直接穿过大气而达地面的光线,叫做太阳的直达辐射;二是太阳辐射中被散射而达到地面的部分,叫做散射辐射。两者之和,叫做太阳的总辐射。

关于全年总辐射量的分布情况,详见图2-1。

§2-3 海面的有效回辐射

(一) 海洋对辐射能的吸收 到达海面的辐射能,一部分为海面反射,另一部分进入水中。被反射的光线,一部分属于直达辐射,另一部分属于散射辐射。直达辐射的反射率与太阳高度有关,其变化范围很大,可由夫累涅尔公式计算之(参看第五章);散射辐射的反射率与太阳高度无关,其变化范围要小得多。因此,总的反射率是太阳高度的函数。对于不同波长,海水的反射率也是不同的,它与海水对光的吸收能力正相反:对于某种波长的吸收能力愈强,则反射能力就愈弱,海水对短波的反射率远大于长波。反射率还与海水透明度有关:透明度愈小,反射率愈大。海洋的反射率,平均约达7%,其值由5%(赤道附近)可变化到10—14%。

进入水中的辐射能,大部分被近表面一薄层海水所吸收,根据斯维尔德鲁普计算的结果,当达到海面的热量为1,000卡/厘米²时,在不同透明度下,各深度上的增温值如下表所示:

表 2-4

深 度 (米)	公 海 地 区		近 岸 地 区	
	大 透 明 度	中 等 透 明 度	中 等 透 明 度	低 透 明 度
0—1	6.24	6.48	7.32	7.72
1—2	0.610	0.720	0.970	0.960
5—6	0.236	0.282	0.164	0.120
10—11	0.104	0.096	0.030	0.014
20—21	0.040	0.030	0.0016	0.0003
50—51	0.0096	0.0024	0.00000034	0.000000015
100—101	0.0016	0.000011	—	—

从表中看出,被海水吸收的热量在深于1米的地方急剧地减少,而在沿岸地区大于20米的深度上和公海地区大于50米的深度上,被吸收的热量已非常少。

(二) 海面的长波辐射和天空逆辐射 任何温度高于绝对零度的物体,都要向外辐射热能,其能力的大小则视物质的性质和温度而定,对于绝对黑体,则由斯忒芬-波尔兹曼公式 $I = \sigma T^4$ 确定。 σ 为波尔兹曼常数, T 为绝对温度。可见海面也要向外进行辐射,但因为海

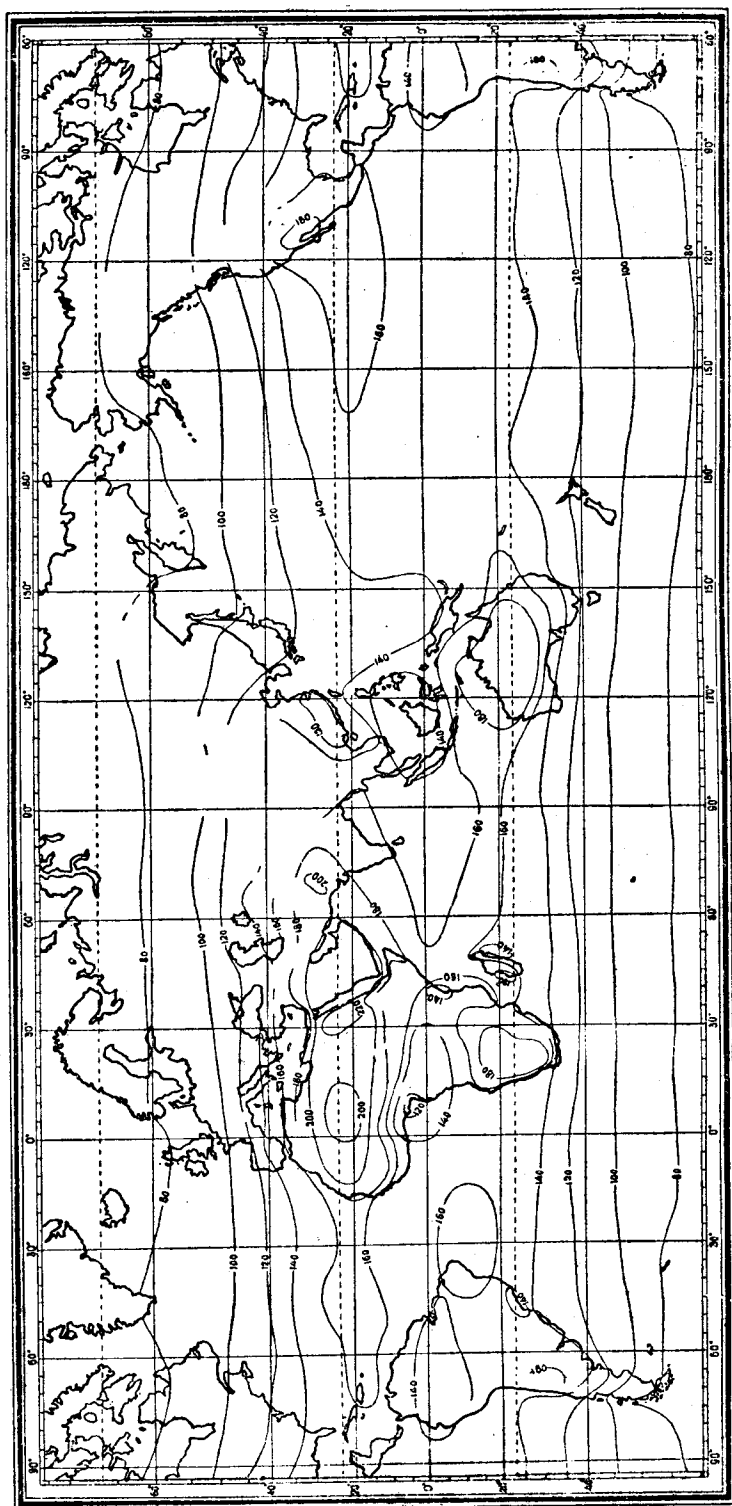


图 2-1 太阳全年总辐射分布(单位: 千卡/厘米²·年)

面温度较低(通常不超过 300°T), 其所能辐射的波长在 $3\mu-80\mu$ 之间, 所以是长波辐射。

和海面的长波辐射一样, 当天空中大气(主要是水汽)吸收海面的长波辐射而温度增高以后, 也要向外辐射长波, 其中到达海面的辐射能绝大部分又为海面所吸收。所以, 由于大气的这种逆辐射, 将使海水的热量散失变缓。

(三) 海面有效回辐射 海面向外的长波辐射与大气向海面的逆辐射之差, 叫做海面的有效回辐射。有效回辐射的问题很重要, 它在研究海水温度的日变化和热量平衡时具有重要的意义。

有效回辐射的量值主要取决于海面的温度和大气中的水汽含量: 若水汽含量一定, 则海面

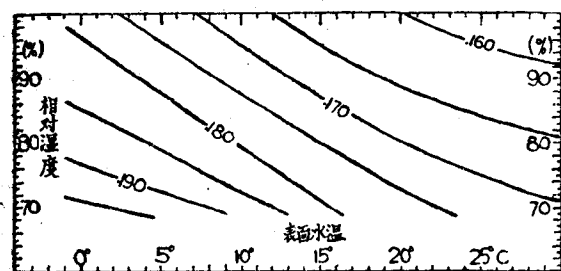


图 2-2 晴天时海面的有效回辐射(单位: 卡/厘米²)

图中指出这一有效回辐射之量, 为表面水温与海面上几米处大气相对湿度的函数

面温度愈高, 有效回辐射愈强; 在温度一定时, 大气中湿度愈大, 有效辐射愈弱。

图 2-2 就是斯维尔德鲁普根据阿斯秋弄(Aongstrom)数据绘制的。图中表明, 当晴天时由于海面水温的升高, 有效辐射便趋减小, 这是由于空气中的水汽含量随水温升高而增加的原故。

当天空有云时, 则云量和云的性质对有效辐射的影响很大: 云量愈多, 向海

面的逆辐射就愈强, 因此, 有效回辐射愈小; 当云层愈密(水滴密度愈大)和愈低(水滴愈大温度愈高)时, 则有效回辐射也愈小。所以, 在冬天当夜间为阴天时, 早晨出外感到暖和, 而且不易出现霜冻现象; 而当夜间为晴天时, 早晨温度就较低, 地面有露水或霜冻出现。云量的这种作用, 犹如花房玻璃的作用一样, 所以在气象学上叫做花房效应。

回辐射既与海面水温及空气中之水汽量和云量有关, 因此, 这些因素分布和变化当然就要影响到它的分布和变化。有效回辐射在不同的纬度和不同的季节及至一天中的不同时间都不相同, 具体情况视当地的水温和大气状态而定。不过总的说来, 有效回辐射的变化相对于短波辐射的变化要小得多。

上面我们谈了太阳的直达辐射(Q)、散射辐射(q)、反射辐射(S)、大气逆辐射(G)和海面长波辐射(g), 前三种属于短波辐射, 后者属于长波辐射, 总起来组成了海洋的辐射平衡:

$$B = Q + q + G - S - g \quad (2-2.1)$$

根据上面的讨论, 我们知道辐射平衡的分布和变化应该随太阳高度(时间季节和纬度), 大气中的水汽和云量等因素而定。因为不仅太阳辐射, 就是云量在海洋上也几成带状分布, 所以对于全年的情况来说, 辐射平衡在海洋上也大致成带状分布: 随纬度的降低而增高。从辐射平衡分布图(图 2-3)中可以看到, 年辐射平衡在整个海洋上都是正的, 这就是说收入大于支出。如果比较图 2-1 和 2-3, 则不难发现, 全年有效回辐射的量值, 大约在 $40-60$ 千卡/厘米²·年之间, 低纬度地区较小, 随纬度的增加而有所增加。

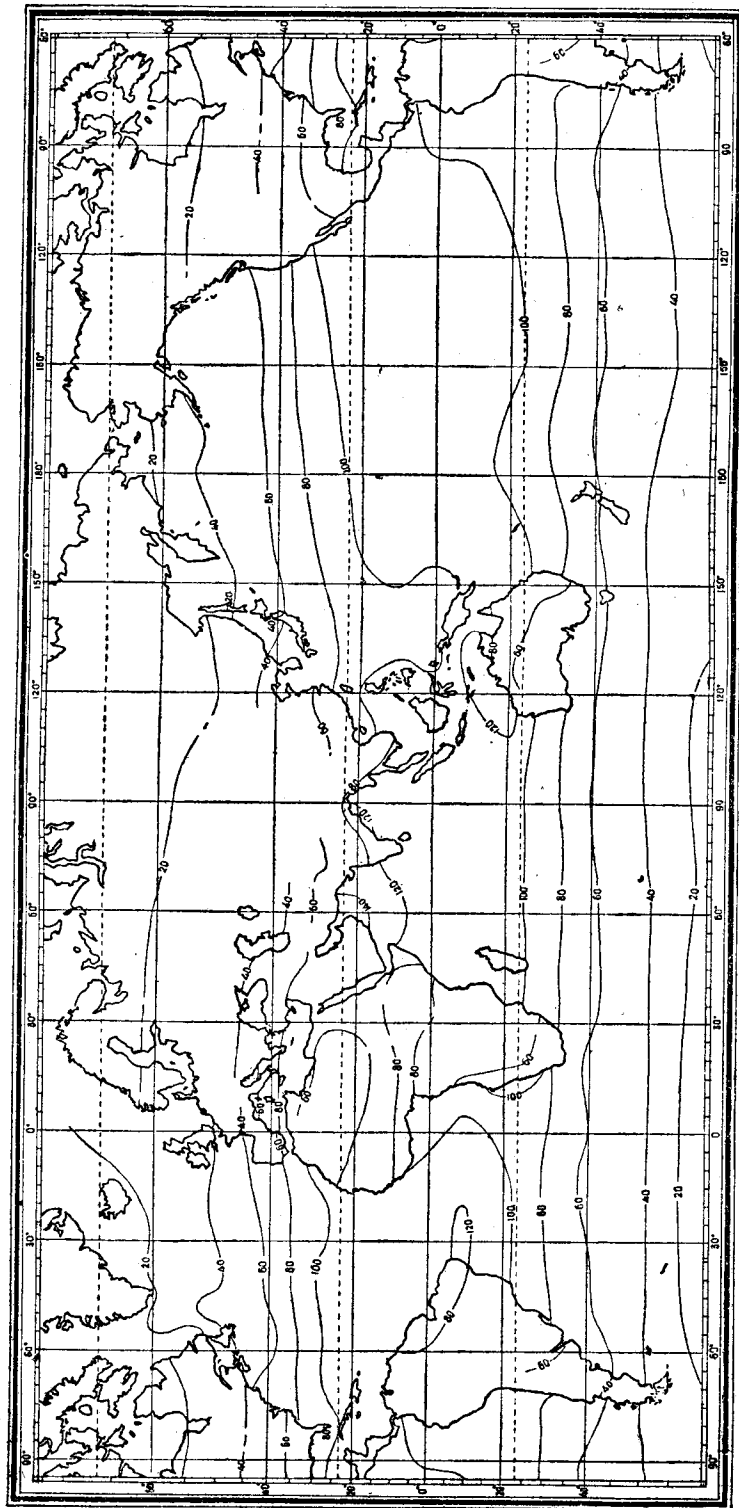


图 2-3 海洋表面的辐射平衡(单位: 千卡/厘米²·年)