

高等学校试用教材

工 程 水 文 学

下 册

海 岸 水 文

(港口与航道工程专业用)

大连工学院、天津大学、华东水利学院 编

人民交通出版社

高等学校试用教材

工 程 水 文 学

下 册

海 岸 水 文

(港口与航道工程专业用)

大连工学院、天津大学、华东水利学院 编

人 民 交 通 出 版 社

内 容 提 要

本书为《工程水文学》课程的教材，分上、下两册，上册是河川水文，下册是海岸水文。下册共分四章，分别阐述海浪、潮汐、近岸海流和泥沙运动的基本知识以及河口区水流和泥沙运动的特点等。

本书根据我国实际情况，反映了我国水文学特别是港口与航道工程水文的特点。本书为高等学校试用教材，亦可供相近专业师生和本专业实际工作人员参考。

本书下册由邱大洪主编，赵知梅、关孟儒主审。各章编写人为：绪论邱大洪；第一章潘锦嫦；第二、三章杨秉正；第四章赵知梅。

高等学校试用教材

工程水文学

下 册

海岸水文

(港口与航道工程专业用)

大连工学院、天津大学、华东水利学院 编

人民交通出版社出版

(北京市安定门外和平里)

北京市书刊出版业营业许可证出字第 006 号

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

人民交通出版社印刷厂印

开本：787×1092 $\frac{1}{16}$ 印张：9 字数：219 千

1979年6月 第1版

1979年6月 第1版 第1次印刷

印数：0001—6,500 册 定价：0.96元

绪 论

我们伟大的社会主义祖国幅员辽阔，海岸线绵延曲折，长达 18000 余公里，沿海岛屿星罗棋布，有许多优良的港湾可供建设港口。解放以来，在恢复原有港口的基础上，迅速新建和扩建了一批港口，它们已成为我国海运的枢纽。随着我国社会主义革命和建设的发展，为了适应迅速实现四个现代化的需要，还有许多港口急待扩建，更有许多适于建港的地点等待我们去开发。

为了在沿海建港，必须掌握为建港所需的原始资料，其中包括海岸水文的原始资料。所谓海岸水文原始资料，主要是指海岸和河口地区的海浪、潮汐、近岸水流和泥沙运动的历史状况以及今后可能发展的总趋势。如何观测、收集、掌握和分析这些资料就是本课程所要解决的主要任务。它的内容包括：1. 海岸水文现象变化规律的研究；2. 海岸水文资料的测验和收集方法；3. 水文资料的分析、整理、统计和计算方法。

本书为《工程水文学》课程的教材，分上、下两册，上册是河川水文，下册是海岸水文。下册的内容是根据教学时数和要求选定的，重点讲述海岸地区的水文现象，对于河口地区只作了特征的描述；而在水文现象中，重点则放在海浪和潮汐变化规律的统计分析上，对于近岸海流和泥沙运动只作一般性的概述。

海浪和潮汐是海洋中一种十分复杂的自然现象。很早以前，人们为了利用海洋就对它们进行了研究，随着近年来开发海洋的需要，以及科学技术的发展，对它们的研究日益广泛和深入。本书只是从工程设计的角度对它们进行一般的论述。

河口区是人类活动特别频繁的地方，世界上一些重要的政治经济文化中心许多都是在大河的河口发展起来的，而河口区由于受到河、海各种自然因素的作用，其水文现象更为复杂，虽然人们经过许多世纪的研究，但对它的了解至今尚甚肤浅。本书中只是从给予学生以一定的基本概念和知识的角度，对它进行一般的介绍。

下册共分四章。第一章是海浪，主要讲述海浪结构的特征，海浪尺度的统计和推断以及其进入近岸浅水区后尺度的变化。第二章是潮汐，主要讲述潮位和潮流的变化规律，并对其变化进行量的统计和推断。第三章是近岸海流和泥沙运动。第四章是河口地区的水文特征。后二章基本上是一般性的概述，介绍了近岸海流的组成、泥沙运动的形式、河口的潮汐特征以及河口泥沙运动的特点等方面的基本概念和基本知识。应该指出，对于港口建设来说，海岸和河口地区的泥沙运动是一个需要加以研究的十分重要的问题，但由于这些内容将在另一门课程《海岸动力学》中讲述，因此本书中只作一般性的概述。

由于水文现象是一个在各种因素综合影响下不断变化的过程，人们对它的了解总是存在着时间上和空间上的局限性，而且我们的任务不仅是要从它的历史发展过程中去发现它变化的规律性，更重要的是要推断其未来可能的发展进程，以便给工程建设提供可靠的依据，因此在学习本课程时，还必须充分认识到对实际观测资料进行调查和积累的意义以及运用历史唯物主义和辩证唯物主义的观点对资料进行分析处理的重要性。在这方面，我们要学会运用“实践、认识、再实践、再认识”这一认识客观世界的规律，去收集、整理、分析、统计各种水文现象，以便使我们的估算比较切合实际，尽量减少它与实际可能性之间的差异，从而作出比较正确的推断。这一点必须在教学中予以强调。

目 录

绪 论	
第一章 海浪	1
第一节 海浪的发生、发展和衰减	1
第二节 波浪的观测	8
第三节 海浪的基本性质	16
第四节 根据海浪观测资料推算设计波浪	27
第五节 根据气象资料推算风浪尺度	41
第六节 深水波浪进入浅水区后的变化	53
第二章 潮汐	67
第一节 潮汐现象及其成因	67
第二节 潮汐推算和应用	78
第三节 设计潮位的推算	88
第四节 潮流及其观测	99
第三章 近岸海流和泥沙运动	109
第一节 近岸海流	109
第二节 近岸泥沙及其运动形式	115
第三节 海岸泥沙运动的调查和输沙率的测验与估算	120
第四章 河口水文特征	126
第一节 我国潮汐河口一般特征	126
第二节 河口的潮汐现象	129
第三节 河口泥沙运动特征	131
附录	
附表 1 浅水的波高、波速和波长与相对水深的关系表	137
附表 2 第 I 型极值分布律的 λ_{Pn} 值表	139

第一章 海 浪

第一节 海浪的发生、发展和衰减

一、海浪的要素

海洋中的波浪是比较复杂的波动现象。引起这种波动的原因很多，如风、大气压力的变化、天体的引潮力、海洋中不同水层的密度差、海底地震等。海浪一般是指由风所引起的风浪，风停止、减弱或转向后所产生的涌浪，以及涌浪传向海岸时所形成的近岸波的总称。虽然海浪的波面形状复杂，但人们常把它理想化为如图 1-1 所示的规则波剖面，并以波高、波长、周期、波速等海浪要素来表示其特征。

各海浪要素的定义如下：

波峰：波面的最高点；

波谷：波面的最低点；

波高：相邻的波峰与波谷间的垂直距离，

以 H 表示，单位以米计；

波长：相邻两个波峰或两个波谷间的水平距离，以 L 表示，单位以米计；

波陡：波高与波长之比，即 $\delta = \frac{H}{L}$ ；

周期：波浪起伏一次所需的时间，或相邻两波峰越过空间固定点所经历的时间间隔，以 T 表示，单位以秒计；

波速：波面形状（波形）移动的速度，亦即单位时间内波动传播的距离，用 C 表示，它等于波长与周期之比，即 $C = \frac{L}{T}$ ，单位以米/秒计；

波向线：表示波浪传播方向（简称波向）的线；

波峰线：与波向线正交并通过波峰的线。

在风的直接持续作用下产生的波浪，称为风浪，见图 1-2。它的外形相对于竖向轴是不对称的，其背风面较迎风面为陡，在强风下便翻倒和破碎，伴有浪花和泡沫。风浪的传播方向基本与风向一致（在近岸由于地形等因素影响，波向与风向可能相差较大）。风停止后海面存在的波浪或离开风区后传至风力甚小或无风的水域中的波浪称为涌浪。它的外形比较规则，波面比较光滑，平均周期大于原来的风浪周期，见图 1-1。此外，在海面上还经常遇到风浪与涌浪等两个或几个波系的叠加，称为混合浪。

海面上有时可以清楚地看到一个跟着一个接踵而来的波峰和波谷，波峰线是一些很长的互相平行的直线，这样的波浪称为二维波（即海水的运动状态，在波峰线的方向上没有变化）。在大风作用一段时间后，波峰线已难以辨别，波峰与波谷如同棋盘一样地交替排列，这样的波浪称为三维波。

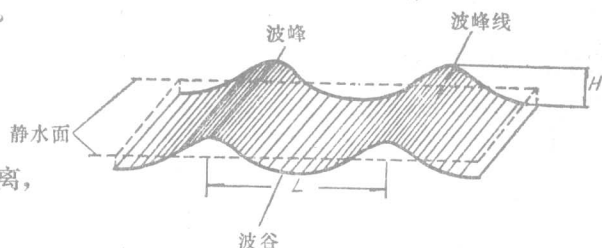


图1-1 海浪要素

无论从时间上或空间上来看，海浪中各个波浪的要素都是不相同的，呈现着不规则的随机现象，通常称之为不规则波。但为了研究波浪运动的方便，有时将此不规则的波浪系列用一个理想的波浪要素相同的波浪系列来代替，这种理想波浪称为规则波。

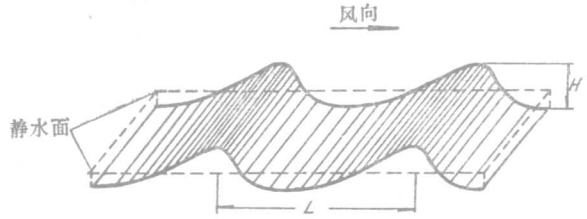


图1-2 风浪外形

在海面上形成后向岸边传播的波浪，称为前进波。按它在传播过程中所处水深的不同分为深水前进波和浅水前进波。一般在水深 d 大于半波长的水域中传播的波浪称为深水前进波，它的运动不受海底的影响，水质点运动的轨迹接近于圆形。这种波浪由于其波动主要集中在海面以下一个较薄的水层内，又称为短波。根据小振幅波浪理论，规则深水前进波的波速、波长与周期的相互关系为

$$C = \frac{L}{T} = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad \text{或} \quad L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (1-1)$$

当波浪逐渐向岸传至水深 d 小于半波长的水域时，称为浅水前进波，由于水深相对于波长较小，又称为长波，它的运动受海底摩擦的影响，水质点运动的轨迹接近于椭圆。规则浅水前进波的波速、波长、周期与水深的相互关系为

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi d}{L}} \quad \text{或} \quad L = \frac{gT^2}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi d}{L} \quad (1-2)$$

式中： g ——重力加速度，单位为米/秒²；

d ——水深，单位为米；

$\operatorname{th} \frac{2\pi d}{L}$ ——浅水订正因子，以双曲线正切函数表示。

浅水前进波因波能集中于较小的水深内，波陡将增大。若水深继续减小而波陡增大到一定程度后，波形将不能维持而倾倒破碎，称为波浪的破碎，破碎处的水深称为破碎水深。波浪破碎后，水质点的运动有明显的前移，其性质已不同于浅水前进波，称为击岸波。击岸波继续向岸边传播，可再次或多次发生破碎，最终在岸坡上破碎形成击岸水流，并顺着岸滩上涌到一定高度后，再向海回流。根据上述波浪行近海岸时的变化，对于坡度变化较缓的海滩，按不同水深可大致划分为四个区域，如图 1-3 所示。事实上，由于波浪的不规则性，具体地找出各个区域的分界位置是不可能的。图 1-3 中所表示的分界位置仅是对理想的规则波而言的。

波浪斜向传播至岸边时，除因水深变化将发生波形和波能传递率（见本章第六节）的变

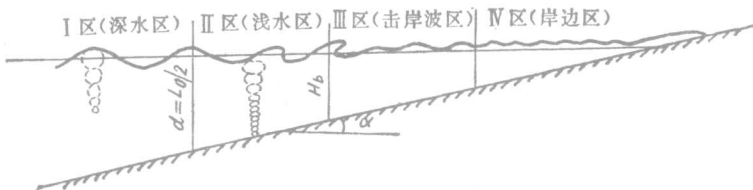


图 1-3

化，称为浅水变形外，还因地形的影响使波峰线发生弯曲，此时波峰线与等深线间的夹角逐渐减小，换句话说，波浪总是趋向于使其波峰线平行于等深线向前传播，这种现象称为波浪的折射。波浪在前进中遇到陡峭的岩岸或建筑物时，全部或部分波能被反射，称为波浪的反射；部分波能绕过建筑物继续传播到被其掩护的水域，称为波浪的绕射。波浪在近岸处的变化将在本章第六节中详细介绍。

二、风浪的生成、发展和衰减

空气和海水为两种不同密度的流体，因此，当空气与水体发生相对运动（即有风）时，由于风对水面的作用力，在两者分界面（海面）上就会形成波浪，即风浪。

海面上开始起风时，一般风力较小，引起海面上微小的皱曲，称为涟漪，这是风浪形成的最初阶段。此时，使水质点恢复平衡位置的力主要是表面张力，因此又称表面张力波。随着风力加大，波浪尺度增大，使水质点恢复平衡位置的力已是重力，因此称为重力波。

风浪成长的机理是当前风浪研究的重要课题，至今未能完全解决，较简略的解释是把风对水面的作用力分为两个分力：风与水面间的切应力，其大小与风速 U 成正比；作用在波浪迎风面上的法向正压力所形成的波浪迎风面与背风面的压力差，其大小同风速 U 与波速 C 之差成正比，见图1-4。

在风速大于波速的整个期间，由于切应力和正压力两种分力的作用，风将能量不断输入水体，使波浪不断发展，即波高和波长不断增加。随着波浪尺度的增大，波速也相应增大，致使水体内部由于摩擦而消耗的能量亦不断加大。当波速接近风速时，风仅在切应力的作用下将能量输入水体。当能量的输入等于能量的消耗时，波浪即不再发展而趋于稳定，此即在该风速条件下所能形成的最大波浪。风停止后，能量不再输入，波能的一部分向四周传播，另一部分不断消耗于内部运动。此外，空气阻力或海底摩擦和渗透也将消耗波浪的能量，促使波浪最后消亡。风浪成长的这种解释比较粗略，例如，风对水面的切应力与风速的关系在开始阶段（水面保持平静时）和在风浪产生后（水面为波面时）并不相同，而正压力和风速与波速的关系在不同波浪尺度时也有变化；又如，此种解释完全忽略了波动水体对气流的反作用等，但由于这种解释较为简便，目前仍被广泛应用。

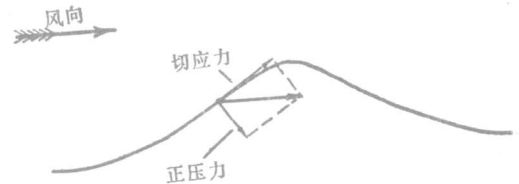


图 1-4

在波浪发展的初期，波高的增大较波长的增大为快，因而波陡不断增大；随后在风力继续作用下，波长又较波高增大为快，因而使波陡减小而趋于一定值。总之，波浪的生成、发展和衰减，取决于能量的摄取和消耗之间的数量关系，当能量的输入大于支出时，风浪将成长发展，反之，波浪将趋于衰减直至消亡。

在波浪发展成长的阶段中，开始是比较规则的二维波，在风的强烈作用下，由于风力的不均匀性，二维波的波峰线被冲散而形成三维波，继而在风力作用下，更大尺度的波浪由于能量的匀布又逐渐发展成为新的二维波。

以上所述表明了波浪要素在风浪生成的各个阶段中的变化过程，但在风浪生成、发展和传播过程所经历的整个水域上，气流的分布实际上是比较复杂的，为了说明这一问题，必须对气压分布有所了解。

风是由于空气从气压高的地方向气压低的地方流动而形成的，即风是由于各处气压分布

不均匀而形成的。因此，气压随时间和空间的变化是分析天气变化趋势，进而研究波浪变化的重要资料。

所谓气压，即大气压强，是指某地、某高度单位面积上空气柱的重量。天气预报中使用的气压单位为毫巴^{*}(mb)。一个标准大气压相当于101325帕(1013.25毫巴)，它与760毫米水银柱所产生的压强相等。

在实际工作中是用海平面上的等压线图来了解地面气压分布特征的。海平面等压线图是地面天气图的一个内容，所谓天气图，就是由气象部门绘制的地(海)面上各气象要素的实况分布图。它的资料主要来自陆上和岛屿上的气象台站，此外海上还有零星的船舶观测资料，一般每天将02、08、14和20时的定时观测资料分别绘制成图。在空白地图上把瞬时气压观测值相等的各个点联成线，称为等气压线，它表明地(海)面上当时的气压分布，见图1-5。图中D字表示低气压中心，或称气旋；G字表示高气压中心，或称反气旋；⊙字表示台风中心(G和⊙图中未示出)。在等压线图上，相邻等压线的差是一个定值，其间隔一般为250帕(2.5毫巴)或500帕(5毫巴)，所以等压线的疏密程度表示了单位距离内气压差的大小，称为气压梯度。由此可见，等压线越密，气压差就越大，风速越大；反之，等压线越稀疏，气压差就越小，风速也越小。

在天气图上，各台站当时的实测风速、风向亦以符号表示在图上，见图1-5。图中○表示台站位置，指向台站的竖线表示风向，与竖线垂直的每一长道表示风速4米/秒(F)，短道表示2米/秒(F)，三角形表示20米/秒(F)。

空气在气压梯度的作用下开始流动，由于地球自转以及风和地面的摩擦，它并不朝着气压梯度所指的方向从高压一边直接吹向低压一边，而是不断地偏转它的方向，这是由于地球自转及风与海(地)面的摩擦所引起的。在北半球高压区，风一面沿顺时针方向偏转，一面向周围气压低的地方辐散开来，形成顺时针外流的旋转式气流；而在低气压区，风一面沿逆时针方向偏转，一面向低压中心区域汇流辐合进去，形成逆时针内流的旋转式气流。风向与等压线的交角随地点纬度而异，根据调查，在海洋上一般为10~20°左右。

根据上述原理，在图1-6所示的气压分布情况下，对岸边某处A点而言，只有BC段所

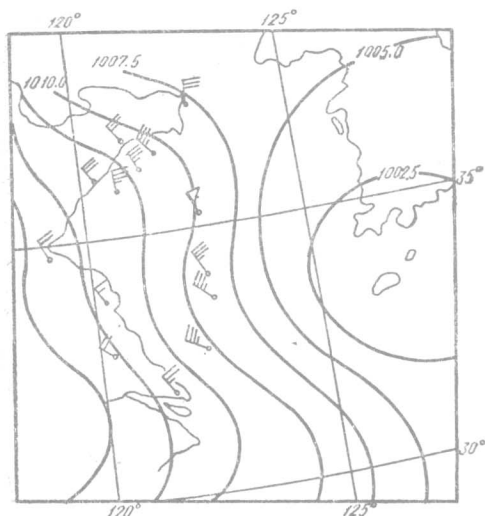


图 1-5

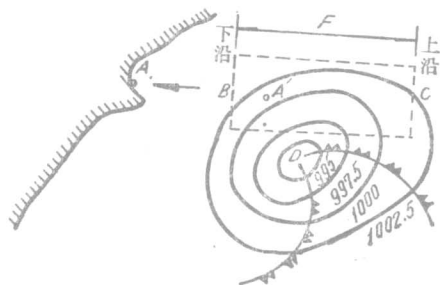


图 1-6

* 在国际单位制中，气压单位采用帕斯卡，代号帕或Pa。1巴=0.1兆帕=10⁵帕。

包括的区域内气流引起的波浪是传向 A 点的, 称为 A 点的有效风区, 简称风区。换言之, 风区是这样一个水域, 其中各点的风速和风向基本相同, 在天气图上可用一接近于矩形的框来表示。沿风吹的方向, 自风区上沿至下沿的距离称为风区长度 F , 又称为风距, 垂直于风区长度方向的矩形框的边长即为风区宽度。风区长度和宽度的确定将在以后叙述。 ABC 段所包括的水域, 为向 A 点的波浪的传播范围, 称为 A 点的波区。如预报点 A' 位于风区内, 则自风区上沿至风区内此点的距离称为 A' 点的风区长度或风距。

综上所述, 可知从深水的风区到风区外浅水岸边, 波浪的传播和变化过程可分为三个阶段: 1. 风区中风浪的发生和发展; 2. 风区外深水波浪以涌浪形态传播, 此时一般发生波浪的衰减, 当涌浪与风浪相遇或传入另一风区时, 则产生混合浪; 3. 波浪进入岸边浅水区后的波浪变形。在许多情况下, 往往不能明显地分出衰减阶段。

三、影响风浪生成、发展和衰减的因素

风浪的发生、发展和衰减与下列因素有关: 风速 U , 以米/秒计; 风作用于水面的持续时间 t , 简称风时, 单位以小时计; 风区长度, 简称风距, 单位以公里或米计; 风浪传播过程中所遇到的地形、水深条件和海流的影响等。上述诸因素错综复杂地对风浪的发展起着作用, 但最主要的是前三者, 简称风要素或风况。下面分别简述它们与风浪的关系。

1. 风速 U : 如前所述, 由于风对水面作用的切应力正比于 U , 正压力正比于 $(U-C)$, 所以, 一般地说, 风速越大, 所产生的波浪也越大。

2. 风时 t : 同一方向的风连续作用的时间称为风时。风将能量输入海水形成风浪, 所以, 一般地说, 风对水面作用的持续时间越长, 水体获得的能量就越大, 波浪也越大。由于在风作用的过程中, 风速和风向是不断变化的, 因此根据某一确定的风向明确地划分风时是不容易的。虽然由于风向的变动将形成不同方向的波浪, 但这些波浪中的绝大多数(约占80~90%)将集中在与平均风向成 30° 角度的范围内, 因此当考虑某个方向的波浪生成与发展时, 通常近似地认为在这个方向左右 30° 范围内变化的风都对该方向的波浪发展产生基本相同的影响。例如当我们考虑东南向波浪的生成和发展时, 可近似地把从南南东到东南东的方向内的风的作用都考虑在内, 然后依此再确定风时。

3. 风距 F : 在一定风况作用下, 对波浪发展有实际作用的风区内的水域长度称为风距。为了确定风距, 必须先在海平面等压线图上划定出风区范围。在广阔的大洋上要划分某一明显风区是比较困难的, 现仅提供几条原则, 必要时应与有关专业人员共同研究确定。

1) 由于风区为一特定的水域, 所以海岸线可作为风区的边界, 见图 1-7。对于较小的水域, 如海湾等, 整个水域仅占气压系统的一小部分, 整个水域面积都包括在风区范围之内。

2) 又因风区代表一定风要素的风所作用的范围, 而风向取决于等气压线的走向, 风速又与等压线梯度成正比, 所以等压线方向及其疏密程度突然改变处可取为风区边界, 见图 1-7。从风区的定义出发, 一般对确定风区边界作以下规定: 在风区内, 等压线方向改变不大于 30° , 由于等压线疏密程度不匀而导致风速差不超过 $2 \sim 4$ 米/秒。

风区划定后, 就可量取风距。在天气图上量取风距应以纬度为单位, 然后换算成公里。在赤道处每隔一个经度的距离(简称经距)为 111.2 公里。任意纬度处的纬距约与上述赤道处的经距相等。如港址在风区外, 则风距为风区上、下沿之间的距离; 如港址在风区内, 则自港址沿逆风方向量至风区上沿的距离为其风距。显然, 如果港址位于小海湾内, 风区的范围往往包括整个水域, 则其风距为沿风向量的对岸距离, 见图 1-8。对于这种情况, 为了使

用方便，可事先就可能出现的风向量出不同的风距，即对岸距离，图 1-8 所示为一海湾，其中矢号代表风向，对应的风距是就港址 A 量出的。

在多岛屿的港湾和海峡地区，风浪的成长受岛屿和海峡的影响，其尺度变化复杂。影响进入港湾的风浪尺度的因素很多，其中比较主要的一个是岛屿间（或海峡）水道的水面宽度 B （与风向垂直），为考虑此影响，在推算通过岛屿间（或海峡）水道后的风浪时，可选择适当的 F/B 比值以确定风区长度 F ，根据国外资料，此比值可考虑采用 $F/B \leq 5$ 左右。

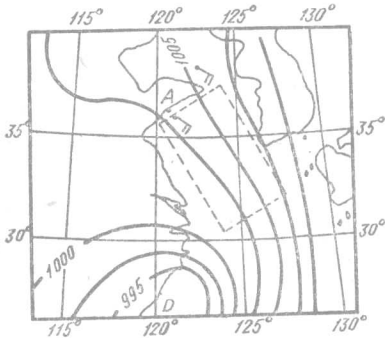


图 1-7

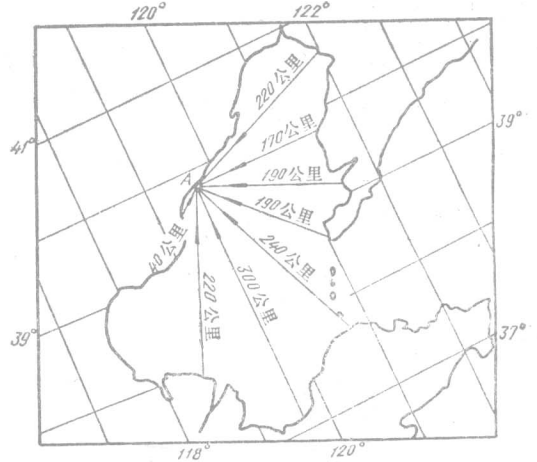


图 1-8

上述的关于风距的概念是指这样的一种天气情况，即引起风浪的某一场风，从它发生到消失的时间内，整个风区在空间中的位置基本不变，通常称为固定风区，本章第五节中所介绍的根据气象资料推算风浪尺度的方法就是对于固定风区而言的。如果遇到另一种天气情况，如台风，它的风区在空间中的位置随着台风中心的移动而移动，称为移动风区。由于这种天气情况在海面上所产生的风浪情况更为复杂，这时风浪要素的推算也更为复杂，本课程中不再介绍，必要时，可参考有关专门资料。

风浪的成长，除风速外，取决于风距和风时。但在多数情况下，风距和风时不是同时起着限制作用，或只受制于风时，或只受制于风距。例如，即使风力很大的风吹在广阔的大洋上，如果只吹了一个很短暂的时间，亦不可能吹起很大的浪，海面上各点的波浪要素相同，但却随时间的增长而增大，这种风浪状态称为过渡状态，此时风浪的成长取决于风时的长短。反之，同样大的风吹在有限的水域上，也不可能掀起象广阔海洋上那样的滔天大浪，经一定时间后，水面上各点的波浪要素趋于定常，不再随时间变化，但各点的波浪要素不同，其值取决于各点的风距，风距越大，波浪也越大，这种风浪状态称为定常状态。

下面将从风浪的成长过程看风时和风距对风浪大小的影响。在图 1-9 中，设恒定的风沿 x 轴的方向吹送，坐标轴原点为风区上沿，纵轴代表波浪要素，如平均波高，曲线簇代表波浪要素随距离和时间成长的情况。在一定风速下，在某一时刻 t （由风开始吹的时刻算起）将有一与风区上沿相隔某一距离 F 的点，此点左侧风浪处于定常状态，右侧处于过渡状态，当风时增加时，此点向右推移，定常状态的范围逐渐扩大。

如何判断风区内某一点的风浪状态是取决于风区还是取决于风时？显然，如风作用很久（ t 大）且风距很短，则风浪多趋于定常；相反，如此点距风区上沿很远，即风距很大，而

风作用时间不长，则风浪处于过渡状态。为了得到一个判断标准，引进最小风时 t_{\min} 和最小风距 F_{\min} 的概念。

所谓最小风时，就是在一定的风速下，在给定的风区长度 F 处出现最大波浪即达到定常时所需要的时间。在上述条件下，若实际风时小于最小风时，则风浪随风时而变化，即处于过渡状态，在风浪推算时取计算风时等于实际风时；反之，若实际风时大于最小风时，由于风距的限制，风浪不能继续增大而处于定常状态，在风浪推算时计算风时取最小风时。图 1-9 中的曲线 OP_1Q_1 、 OP_2Q_2 、 OPQ 代表一定风速下在时刻 t_1 、 t_2 、 t ($t_1 < t_2 < t$) 时，海浪要素相对于位置的分布。对与风区上沿相距 F 的点，在时刻 t_1 、 t_2 风浪显然为过渡状态，而在时间 t 风浪成长到最大尺度，此后不再增加，因此 t 就是对应于某一 F 的最小风时 t_{\min} 。

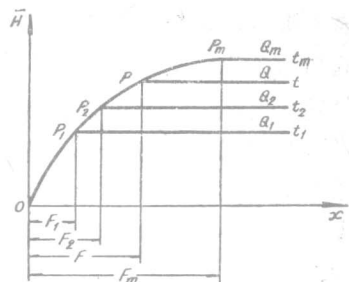


图 1-9

所谓最小风距，是指一定风速下，在给定的风时内产生最大波浪所需的最短风距。当实际风距小于最小风距时，风浪受制于风距，风浪推算时计算风距取实际风距，风浪处于定常状态，反之，若实际风距大于最小风距，则风浪受制于风时而处于过渡状态，风浪推算时计算风距取最小风距。在图 1-9 中，对某一给定时刻 t_1 或 t_2 ，风浪成长至最大尺寸所需的最小风距分别为 F_1 和 F_2 ，即 F_{\min} 就是 F_1 和 F_2 。

显然，最小风时和最小风距取决于风速的大小，风速 U 越大，其相应的最小风时 t_{\min} 或最小风距 F_{\min} 也越大；反之亦然。

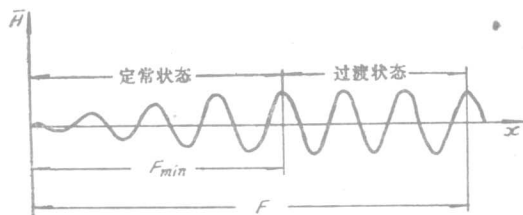


图 1-10 相应于某一给定时刻 t 时的风浪状态

综上所述，如风区足够大，在给定时刻风区内可能有两种状态的风浪同时出现，如图 1-10 所示：在 $F < F_{\min}$ 的位置，风浪处于定常状态，在 $F > F_{\min}$ 的位置，风浪处于过渡状态。显然，随着时间的推移，定常状态的范围将逐渐扩大。

在一定的风速下，如果风距和风时都非常大，风浪也不能无限地增长。在这种情况下，最后将出现这样的时刻，即风浪的能量输入等于能量消耗，这时即使风时和风距无限增加，风浪也不再增长而处于所谓充分成长状态。风浪达到这种状态需要足够大的风时和风距，见图 1-9 中 F_m 和 t_m 。应该注意，实际的风距和风时必须同时分别等于或大于 F_m 和 t_m ，否则风浪不能充分成长。

浅水中风浪的成长与上述深水中风浪的成长有所区别。这里所说的浅水，是指在风距内水深无显著变化，平均深度较小的情况，而不是指深度有显著变化或海岸附近深度迅速变小的沿岸地带。

当水深大于风浪的半波长时，水底对波浪的影响可以忽略。相反，当深度相对变小时，水底的摩擦将影响风浪的成长。因此，在风速很小或风浪处于初始成长的情况下，由于风浪的尺寸较小，浅水中风浪的成长与深水中风浪的成长几乎没有差别，但如风速、风时或风距较大，风浪成长至足够大的尺度后，水底摩擦将引起能量消耗，从而影响风浪的成长。可以预料，在相同的风要素情况下，浅水中风浪的尺度要比深水中的为小。图 1-11 表示出在某一风速作用下风浪的成长过程，其中纵轴代表风浪的平均要素，横轴代表风时或风距， d_1 、

d_2 ……代表不同深度 ($d_1 < d_2 < \dots$)， d_∞ 代表无限深的情况。图中曲线表明，在风浪成长的初始阶段，深水与浅水中风浪的尺度无显著差异，但是，随着风浪不断地增长，这种差异逐渐变大，且深度越小，差异越大。由图中还可看出，当水深较小时，风浪较快地趋于充分成长，这是由于水底摩擦限制了风浪的成长所致。

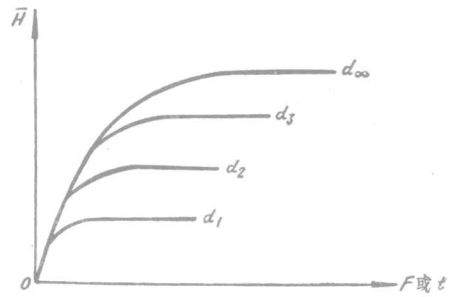


图 1-11

第二节 波浪的观测

一、波浪的观测

为了掌握筑港地区的波浪状况，必须了解该地区的波浪特征。目前认为最可靠的办法是建立波浪观测站进行现场观测。解放以来，为了适应社会主义建设的需要，我国国家海洋局在沿海各地陆续建立了一系列海洋水文气象观测台、站进行系统的观测以积累资料。

1. 波浪观测的项目和要求

按照目前我国国家海洋局的要求，观测项目主要有海况、波型、波向、波高和周期，同时观测记录风速、风向和水深。波浪观测记录表的格式见表1-1。

海况是指在风力作用下海面外貌特征，共分为十级，可根据图表与海面对照确定。

波型根据波浪形态分为风浪、涌浪和混合浪三类，其特征已如上节所述。当为风浪时记 F ；当为涌浪时记 U 。混合浪当以风浪为主时记为 F/U ，以涌浪为主时记为 U/F ，风、涌浪相差不大时记为 FU 。无浪时，波型栏空白。

波向和风向的观测分为十六个方位。方位与度数的换算关系，见表1-2。当海面无浪时，波向栏记 C ；当海面有浪，但波向不明时，则波向栏记 $*$ 。风浪和涌浪同时存在时，波向应分别观测。

波高的观测分最大波高和平均波高（现行波浪观测记录中的平均波高实为显著波或十分之一大波 $H_{\frac{1}{10}}$ ）。周期取平均周期。由于波浪在传播过程中，波高时大时小，周期亦时长时短，因此组成一个不规则的波列。这样一个由各种大小不一的波高和长短不同的周期所组成的波浪系列，就叫波列。观测时，按目前所使用的仪器，不可能每次对波列中所有的波都连续进行记录，因此为便于观测和实际应用需要，国家海洋局制订了一个统一的规范。

根据规范的要求，观测波浪时，应首先进行周期的观测，观测记录以秒为单位，精确到0.1秒。观测分三次进行，每次用秒表测出10个连续波（即11个波峰）经过一固定点的时间，用30除以三次测得的时间之和，即得平均周期。波高的观测记录以米为单位，精确到0.1米。观测时，取上述观测到的平均周期的100倍，作为该次波高的观测时间，要求在这段时间内，取得15到20个大波，记录下来，然后从中选出10个较大值以计算平均波高，即 $H_{\frac{1}{10}}$ ，同时选出该次观测记录中的最大波高。

观测所得的原始记录经分析整理后填入报表中。一般海洋水文观测台、站的报表有月报表和年报表两种，必要时可查阅。

波浪观测记录表

表1-1

197 年 月 日

时 间		8	11	14	17
风	风 速				
	风 向				
海 况					
波 型					
波 向	风 浪				
	涌 浪				
订正系数 K					
波 高	15-20 个 大 波 的 格 数 (或波高)	1			
		2			
		3			
		4			
		5			
		6			
		7		-	-
其中 10 个最大 格数的平均值					
波 高					
最大波高					
波 级					
周 期	第 一 次				
	第 二 次				
	第 三 次				
	平均(合计/30)				
水 深					
备 注					

十六方位与度数换算表

表1-2

方 位	度 数	方 位	度 数
N (北)	348°9~11°3	S (南)	168°9~191°3
NNE (北东北)	11°4~33°8	SSW (南西南)	191°4~213°8
NE (东北)	33°9~56°3	SW (西南)	213°9~236°3
ENE (东东北)	56°4~78°8	WSW (西西南)	236°4~258°8
E (东)	78°9~101°3	W (西)	258°9~281°3
ESE (东东南)	101°4~123°8	WNW (西西北)	281°4~303°8
SE (东南)	123°9~146°3	NW (西北)	303°9~326°3
SSE (南东南)	146°4~168°8	NNW (北西北)	326°4~348°8

2. 观测方法

观测波浪的仪器有岸用测波仪、水压式和超声波测波仪等。前者只能在白天进行定时观测，后两种可进行连续自记。

目前我国海洋水文观测台、站一般都采用岸用测波仪。它由配有透视网格的单筒望远镜和带有水准仪的分度盘所组成，透视网格见图1-12。透视网格正中垂线为测距标尺，以公里计。右测注有 B 者为波高标尺。斜线供测漂流速度用。上端横线为海天分界线。透视网格顶部标注的 $B=0.5$ ，指波高标尺每格为0.5米； $H=10$ 米，指要求仪器离海平面的设置高度为10米； $F=0.125$ 为物镜焦距。

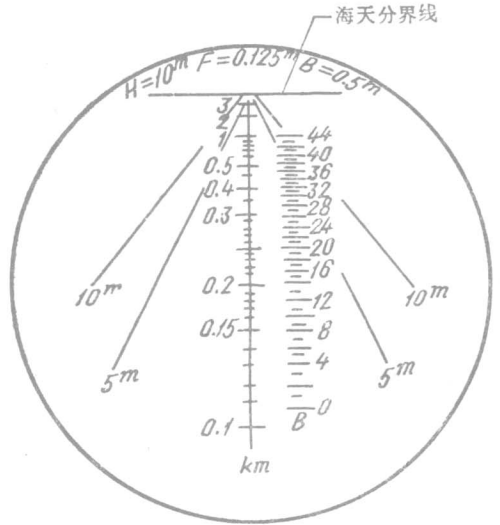


图1-12 岸用测波仪透视网格

作为测波标志的浮筒（见图1-13）应设置在有足够水深和海面开阔的海滨地区。浮筒与测波仪的水平距离一般为仪器要求设置高度的20倍左右。我国生产的岸用测波仪有三种，其设置高度分别为10、20、40米。仪器安放固定后，应进行调整，使分度盘的零度对准正北，并使透视网格中的海天分界线与实际海天分界线相重合。

观测波浪时，记下浮筒标杆顶端在波高标尺上的跳动格数，将它乘以每格所代表的波高值即得波高。浮筒跳动一次的时间间隔即为周期。转动仪器使波峰线与视线垂直，即可由分度盘上直接读出波向。

设置仪器时，因受地形限制，实际的设置高度不可能正好等于仪器所要求的设置高度，同时水位随潮汐的涨落在时刻变化，因此所得的波高值应乘以高度订正系数 K ($K = \frac{H_1}{H}$)。

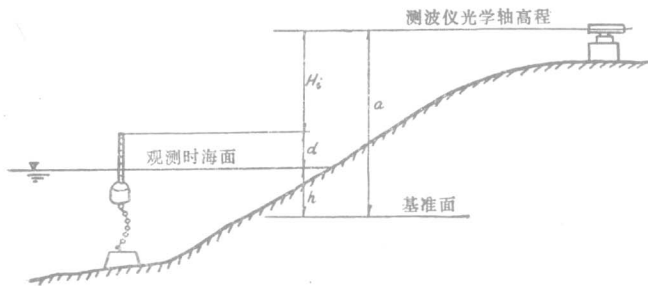


图 1-13

3.5米。

则 $H_1 = 16.5 - 1.0 - 3.5 = 12.0$ 米， $K = \frac{12}{10} = 1.2$ ，如网格上的 $B=0.5$ 米，读出波高为2格，则实际波高等于 $2 \times 0.5 \times 1.2 = 1.2$ 米。

按照我国规范的规定，每天四次定时进行波浪观测，有时大浪并不正好出现在观测时刻，如出现在白天，可进行补充观测；如出现在晚上，就要遗漏，这是岸用测波仪的最大缺

式中 H_1 为实际设置高度，它不仅与设置高程有关，而且与潮位有关； H 为仪器所要求的设置高度，见图1-13。从图1-13可知， $H_1 = a - d - h$ ，式中 a 为仪器上单筒望远镜光学轴的高程； d 为浮筒标杆顶端到水面的高度； h 为观测时相对于基准面的潮位。

例：仪器要求设置高度 $H=10$ 米， $a=16.5$ 米， $d=1.0$ 米， $h=+$

波 级 表

表1-3

波 级	波 高 范 围 (米)		波 浪 名 称
0	0	0	无 浪
1	$H_{\frac{1}{3}} < 1$	$H_{\frac{1}{10}} < 0.1$	微 浪
2	$0.1 \leq H_{\frac{1}{3}} < 0.5$	$0.1 \leq H_{\frac{1}{10}} < 0.5$	小 浪
3	$0.5 \leq H_{\frac{1}{3}} < 1.25$	$0.5 \leq H_{\frac{1}{10}} < 1.5$	轻 浪
4	$1.25 \leq H_{\frac{1}{3}} < 2.5$	$1.5 \leq H_{\frac{1}{10}} < 3.0$	中 浪
5	$2.5 \leq H_{\frac{1}{3}} < 4.0$	$3.0 \leq H_{\frac{1}{10}} < 5.0$	大 浪
6	$4.0 \leq H_{\frac{1}{3}} < 6.0$	$5.0 \leq H_{\frac{1}{10}} < 7.5$	巨 浪
7	$6.0 \leq H_{\frac{1}{3}} < 9.0$	$7.5 \leq H_{\frac{1}{10}} < 11.5$	狂 浪
8	$9.0 \leq H_{\frac{1}{3}} < 14.0$	$11.5 \leq H_{\frac{1}{10}} < 18$	狂 涛
9	$H_{\frac{1}{3}} \geq 14.0$	$H_{\frac{1}{10}} \geq 18$	怒 涛

陷之一。

为补充沿海观测站的不足，国家海洋局要求在沿海航行的我国船舶每天四次定时将所在水域的水文气象资料向岸台发报。船上的波浪观测一般采用目测，按波级记录。各个波级的波高范围见表1-3。

二、风的观测

这里所说的风，是指其在水平方向上的分量。测风，即观测一段时间内风向、风速的平均值。测风应选择周围空旷、不受建筑物影响的地点进行。

风向即风之来向，以方位角表示，见表1-2。风速是单位时间内风吹送的距离，以米/秒计。无风(0.0~0.2米/秒)时，风速记0，风向记C。

风的观测一般采用自动记录的电接风向风速仪，仪器由风速感应器、风向感应器、指示器和记录器组成。感应器安装在桅杆上，指示器和记录器放在室内。从记录器的记录纸带上可读出任意十分钟的平均风速和相应风向，指示器给出瞬时风速和风向。水文气象台、站报表上的测风记录多为用指示器测得的2分钟的平均值。

航行的船舶有时采用风级表记录风速。各个风级的范围见表1-4。

风 级 表

表1-4

蒲 风	福 级	名 称	风 速		波高(米)
			海里/时	米/秒	
0		无 风	1 以下	0.0~0.2	—
1		软 风	1~ 3	0.3~1.5	0.1
2		轻 风	4~ 6	1.6~3.3	0.2
3		微 风	7~10	3.4~5.4	0.6
4		和 风	11~16	5.5~7.9	1.0
5		清 劲 风	17~21	8.0~10.7	2.0
6		强 风	22~27	10.8~13.8	3.0
7		疾 风	28~33	13.9~17.1	4.0
8		大 风	34~40	17.2~20.7	5.5
9		烈 风	41~47	20.8~24.4	7.0
10		狂 风	48~55	24.5~28.4	9.0
11		暴 风	56~63	28.5~32.6	11.5
12		飓 风	64以上	大于32.6	14.0

气象台、站观测风的记录格式见表1-5。

表1-5

19 年 月 日		风 向 和 风 速 (米/秒)								合 计	平 均
日	2		4		8		20				
	向	速	向	速	向	速	向	速			
1											
2											
3											
⋮											
9											
10											
上旬计	—		—		—		—				
11											
12											
13											
⋮											
19											
20											
中旬计	—		—		—		—				
21											
22											
23											
⋮											
30											
31											
下旬计	—		—		—		—				
月合计	—		—		—		—				
月平均	—		—		—		—				
时 间		风 速 (级)		出 现		回 数					
		0.0~3.3 (0~2)	3.4~7.9 (3~4)	8.0~13.8 (5~6)	13.9~16.9 (7)	≥17.0 (≥8)					
2											
8											
14											
20											