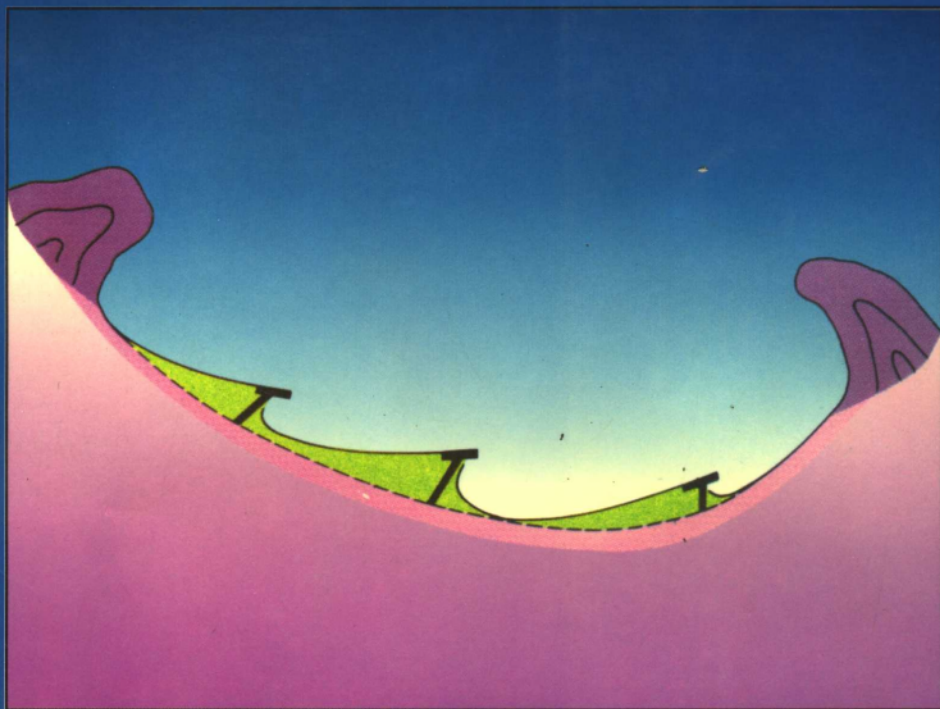


海岸工程环境

常瑞芳 编著



COASTAL ENGINEERING
ENVIRONMENT

青岛海洋大学出版社



责任编辑：魏建功

封面设计：扬 予

ISBN 7-81026-885-6



9 787810 268851 >

ISBN 7-81026-885-6/P · 36 定价：21.00 元

56.3921

04

海岸工程环境

常瑞芳 编著

(鲁)新登字 15 号

内容简介

本书以波浪为重点,着重阐明近岸动力学的基本理论及其与海滩过程的相互关系。全书共十一章,内容涉及波浪、潮汐、近岸流、海岸带的泥沙运动、海滩动力过程与海岸防护等。

本书在理论分析的基础上,结合现场和实验研究成果,论述了近岸带的各种动力学现象的发生与变化规律,重点突出,结构严密,侧重实用,可作为海洋工程环境专业的教材,也可供相关专业的大学生、研究生及科技人员参考。

海岸工程环境

常瑞芳 编著

*

青岛海洋大学出版社出版发行

青岛市鱼山路 5 号

邮政编码 266003

新华书店经销

山东电子工业印刷厂印刷

*

1997 年 12 月第 1 版 1997 年 12 月第 1 次印刷

16 开本(787×1092 毫米) 15.875 印张 367 千字

印数 1—1000

ISBN 7-81026-885-6

P·36 定价:21.00 元

第一章 概论	(1)
§ 1.1 海岸工程环境研究的意义和内容	(1)
§ 1.2 海岸与海滩	(2)
§ 1.3 近岸带的动力学现象	(3)
第二章 波浪运动的基本性质	(5)
§ 2.1 波浪要素及其分类	(5)
§ 2.2 小振幅波理论	(7)
§ 2.3 小振幅波的能量与动量	(14)
§ 2.4 波的叠加	(18)
§ 2.5 有限振幅波	(23)
第三章 规则波的变形与破碎	(32)
§ 3.1 波高随水深的变化	(32)
§ 3.2 波的折射	(33)
§ 3.3 波的破碎	(36)
§ 3.4 破波带内的波高变化	(41)
§ 3.5 波的衰减	(44)
§ 3.6 波的反射与绕射	(47)
第四章 不规则波	(54)
§ 4.1 不规则波的统计性质	(54)
§ 4.2 波谱	(56)
§ 4.3 不规则波的浅水变形与破碎	(62)
第五章 潮汐与海面变化	(68)
§ 5.1 潮汐	(68)
§ 5.2 潮波运动	(75)
§ 5.3 假潮、风暴潮与海啸	(83)
第六章 海岸附近的流	(91)
§ 6.1 概述	(91)
§ 6.2 质量输送流	(92)
§ 6.3 裂流与近岸环流	(93)
§ 6.4 沿岸流	(97)
§ 6.5 潮流	(106)
第七章 泥沙运动特性	(113)
§ 7.1 概述	(113)

§ 7.2	泥沙的粒度与容重	(114)
§ 7.3	细粒泥沙及含沙浑水的性质	(117)
§ 7.4	泥沙的沉速	(120)
§ 7.5	泥沙的起动	(125)
§ 7.6	波浪作用下的泥沙起动	(129)
§ 7.7	沙纹及沙纹附近的泥沙运动	(135)
第八章	泥沙的输运	(140)
§ 8.1	泥沙输运的机理	(140)
§ 8.2	推移质输沙率	(143)
§ 8.3	悬移质输沙率	(154)
§ 8.4	横向输沙	(161)
§ 8.5	沿岸输沙	(165)
第九章	岸滩地形及其演变过程	(172)
§ 9.1	海滩剖面	(172)
§ 9.2	海滩剖面的变化—岸滩的短周期变化	(178)
§ 9.3	沙坝海滩过程	(183)
§ 9.4	岸滩的长周期变化	(190)
第十章	淤泥质海滩的泥沙运动	(198)
§ 10.1	细颗粒泥沙的沉积特性	(199)
§ 10.2	淤泥的性质及其运动规律	(203)
§ 10.3	淤泥质海滩的冲刷与淤积	(210)
第十一章	海岸与港口的防护	(217)
§ 11.1	海岸的侵蚀	(217)
§ 11.2	海岸防护建筑物	(220)
§ 11.3	港口的淤积及防淤措施	(227)
	主要参考文献	(230)
附表 1	水深、周期、波长和波速表	(232)
附表 2	Wiegel 数表(0.0001~1.000)	(234)
附表 3	常用符号一览表	(247)

第一章 概 论

§ 1.1 海岸工程环境研究的意义和内容

1.1.1 海岸工程环境与人类社会活动的关系

海岸是陆地和海洋交界的地带,是人类频繁活动的区域。这里资源丰富,交通便利,随着经济的发展更显其重要性。自古以来,人们就以海岸带为基地,“兴渔盐之利,行舟楫之便”。近代,随着工业的发展,沿海区域进一步得到了开发和利用,例如,围海造地、构筑港湾、水产土木、石油开采、人工岛的建造,以及水资源、旅游资源的开发等。然而濒临大洋的沿岸地带经常遭受波浪、风暴潮、海啸等自然灾害的侵袭,造成海岸蚀退、建筑物倒塌,人们的生命财产受到威胁。虽然人们修筑了各种海岸堤防,但这些工程仍不断地遭到破坏。于是,人们不得不探讨海洋灾害的成因和规律,了解海岸工程与动力环境的关系。另外,人们在开发利用海岸的过程中,盲目开发,不注重科学性,破坏了海岸环境的自然状态,从而受到大自然的报应,也造成了人为灾害。如不合理的海岸建筑物、过量的采沙、抽取地下水等,使海岸蚀退、沙滩消失、海水倒灌、良田荒芜。因此,恢复和保护自然海岸环境尤为重要,从而也进一步促进了海岸工程环境的研究。

随着其他有关学科的发展,海岸工程环境的研究愈加广泛深入,特别是本世纪 70 年代以来,由于经济建设的需要,这方面的研究得到了长足的发展。在理论探讨、现场观测和室内实验等方面取得了不少成果。国内外这方面的专著,如“海岸工程学”、“海岸动力学”、“近岸动力与海滩过程”等相继问世,为海岸工程环境的研究提供了重要的科学依据。

1.1.2 海岸工程环境研究内容与方法

岸滩及海岸工程经常受到海洋动力因素的侵袭和影响。海洋动力因素包括波浪、潮汐、流、风暴潮、海啸等。这些因素可以直接破坏海岸建筑物,也可引起沿岸带的泥沙运动,造成海港与航道的淤积以及海岸的侵蚀等。海岸工程环境主要是研究上述动力因素的运动和变化规律、海岸带泥沙的运动特性及岸滩演变、海岸防灾对策等。它是一门边缘交叉学科,与海洋学、浅海动力学、海岸地貌学、海岸沉积学、河流动力学以及泥沙运动力学等学科有密切关系。海洋学等学科对于近岸动力现象、海岸地貌、沉积环境、泥沙运动及海岸的演变等都有专门的研究,而且研究历史较久。借助于这些学科已有的研究成果,将更加充实海岸工程环境的内容。

本书以波浪为重点,着重阐述近岸动力的基本理论及其与海滩过程的相互关系。它是根据海洋环境与地质专业学生的基础知识和课程设置要求,着眼于现象机理的阐明、结论公式的应用;限于篇幅,省略了一些公式的推导,对于某些方面的深入探讨可参考有关文献。

海岸工程环境研究内容涉及面广,在探讨各要素的关系时,除了理论分析得出的各种

定量关系和结论外,还有通过现场调查和实验资料得出的各要素之间的经验和半经验关系。又由于现象的复杂性,目前有些问题还不能给出满意的结果。近几年来随着计算技术的提高、数学模型的研究,在海岸环境变化的预测方面开辟了新的途径,因此理论分析、现场调查、实验研究和数学模型概括了本学科的研究方法。

§ 1.2 海岸与海滩

1.2.1 海岸

海岸是与海相接的陆地部分。广义的海岸一般指向海向岸有一定范围的区域。关于海岸带的范围,国际上尚无明确的界定。我国在本世纪 80 年代开展的《全国海岸带和海涂资源综合调查》时,把向岸 10km,向海至水深 10~15m(水深约为波长之半)的区域,规定为海岸带的调查范围。近岸的浅海部分,叫做沿岸带。

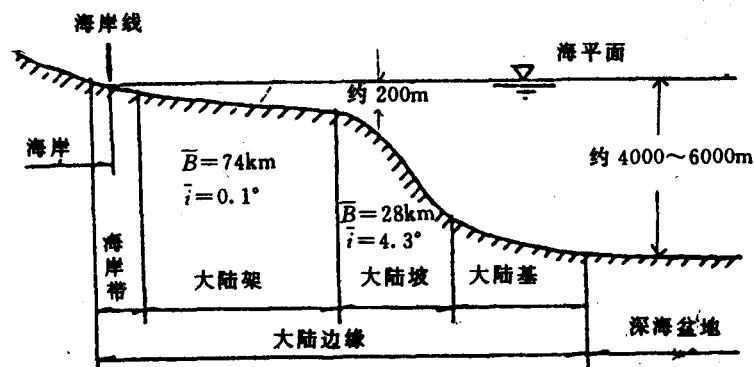


图 1-1 海岸及大陆边缘剖面示意图

B —平均宽度, i —平均坡度

海岸的位置如图 1—1。由海岸至水深 200m 附近是坡度较缓的大陆架,其前面是坡度较陡的大陆斜坡。海岸或浅海工程主要在水深 30m 内进行。最近,随着海洋的开发,海岸工程也深入到水深 100~200m 的陆架区。

为了研究方便,把海岸分成各种类型,主要有以下几种:

(1)按成因分类,可分

为上升海岸、下降海岸、合成海岸、河口三角洲海岸、沙坝泻湖海岸等。

(2)按构成海岸的物质分类,可分为岩石海岸、沙质海岸、淤泥质海岸。

(3)按输沙量分类,可分为稳定海岸、蚀退海岸、淤进海岸。

(4)考虑生物对海岸的作用,在热带、亚热带区有红树林、珊瑚礁海岸。

我国是海岸线较长的国家之一,大陆岸线长度 18 000km,岛屿岸线总长度为 14 000km,而且海岸类型不同。在工程选址、设计中,首先从宏观上考察海岸的稳定性是十分重要的。

1.2.2 海滩

海滩是海岸带沙砾的堆积体。根据近岸水动力特征和地形特征,可把海滩划分为几个区,划分的界线为海岸线、高潮线、低潮线和破波线。海岸工程学上所指的海岸线是波浪、潮汐作用能够达到的界线(如海蚀崖的基部)。海面与海滩的交界线叫水边线。高潮线和低潮线实际是指高潮、低潮时的水边线。

海滩可划分为后滩、前滩和外滩,位于海岸带的水上和水下区域(见图 1—2)。具体区

划如下:

后滩 (Backshore)——由大潮时波浪上爬的最高水边线向陆延伸至海岸线 (自然地理特征改变处, 如海崖、沙丘或植物生长带等)。

前滩 (Foreshore)——由后滩的下界至低潮水边线, 也就是潮间带。

外滩 (Inshore)——由低潮水边线至破波线 (波浪开始破碎处)。

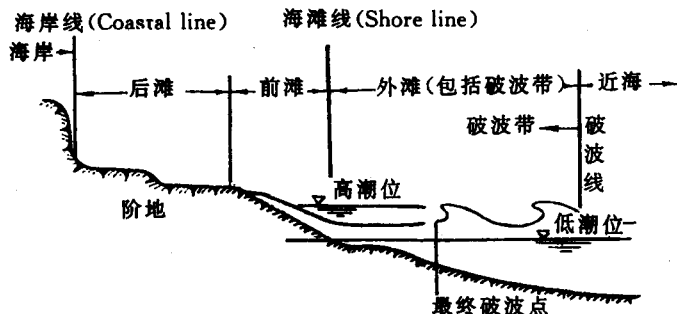


图 1—2 海岸带剖面示意图

以破波线为界, 把水域划分为近岸区和离岸区。从破波线向岸直至海岸, 称为近岸区; 从破波线向海直至大陆架外缘 (工程上取水深约为 $\frac{1}{4}$ 波长处), 叫做离岸区。波浪在离岸区传播基本不破碎。通常所说的离岸工程就在这一范围内。

淤泥质海岸, 与后滩、前滩和外滩相对应的区域叫做潮上带、潮间带和潮下带。

由于各区的动力条件和泥沙运动状态不同, 形成了特征不同的地形, 如沙质海岸的沙丘、滩肩、水下阶地、沿岸沙坝与沟槽地形等。淤泥质海滩比较平坦, 高低起伏较小, 有潮水沟、凹坑、洼地等地形。

§ 1.3 近岸带的动力学现象

1.3.1 海面的垂直运动

海面的垂直运动主要是风、气压、天体运动、地壳运动等因素产生的。例如由风产生的风浪、涌浪; 台风风暴引起的风暴潮; 太阴、太阳等天体运动引起的潮汐; 地震、火山爆发产生的海啸等。这些海面波动具有不同的周期 (或频率), 包含不同的能量。图 1—3 是金斯曼 (Kinsman, 1965) 根据各种波动的周期及能量对海面的垂直运动进行的分类。

周期最短的是表面波或毛细波, 一般是 0.3s 左右的短周期波。这种波能量小, 对于海滩变化, 海岸建筑物的影响也小, 可忽略不计。由风引起的重力波, 特别是周期为 5~15s 的波, 对海岸工程最重要, 能量主要集中在这一范围。在海上, 周期为 10~15s, 波高超过 10m 的浪是常有的, 甚至还有波高大于 30m 的浪。涌浪一般周期较长、波陡较小, 最长的周期可达 20s。风浪、涌浪合称为海浪。周期在 20~30s 以上的波叫长周期波, 其波高较小, 不易察觉。长周期波可引起大型系泊船的摇荡。风暴潮、海啸都是长周期灾害性波动。地震或火山引起的海啸, 其周期由数分钟到 1 小时左右, 风暴潮周期可达数小时甚至十几小时。天体引起的潮汐运动多为半日或日周期。

1.3.2 流与泥沙运动

沿岸附近的流主要有海流、潮流及近岸流系。

大洋的海流是由定向风和海水密度差引起的。其位置和速度一般比较稳定，浅海的流除受洋流影响外，还与近岸流有关。我国近海的流主要受黑潮暖流系统和中国沿岸

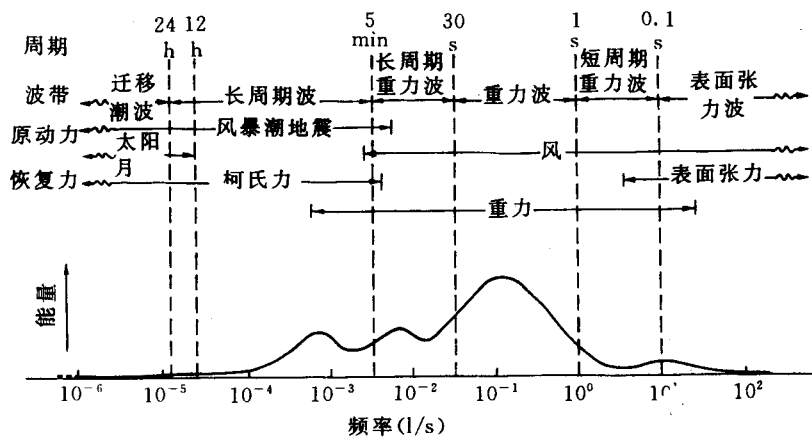


图 1—3 海面波动分类图

流的影响。潮流是伴随潮汐的海水流动，它是由天体引潮力产生的，因此有一定的规律，可以预测。近岸区由波浪产生的近岸流系比较复杂，它是海岸和港湾附近水位变化、泥沙运动的重要动力因素。在河流入口处有河口密度流。密度流的扩散现象不仅在河口，在工厂

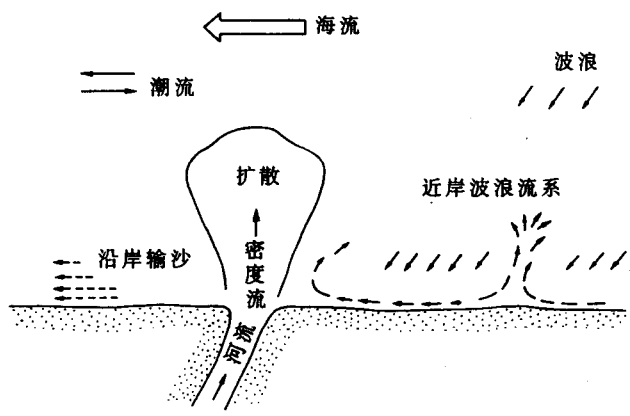


图 1—4 沿岸附近的流与底质运动示意图

废水的排水口(如发电厂冷却水等)也存在。

海岸或海底的泥沙，在波浪的搅动下悬移，又在流的作用下向一定方向运移，形成了沿岸的泥沙运动。输沙量的多少影响海岸的进退、港湾的淤塞和航道的变化等。

图 1—4 表明了沿岸附近的流和底质的运动概况。以上概述的内容将在以后的章节中分别论述。

第二章 波浪运动的基本性质

海浪是海洋的一种波动,而海洋波动是海水的主要运动形式之一。从海面到海洋内部处处都存在着波动。其基本特点是在各种外力作用下,水质点离开其平衡位置作周期性或准周期性的运动,从而导致波形的传播。因此,周期、波高和波速是描述波动主要特征的要素。海洋波动实际上是一种十分复杂的自然现象。严格说来,它们都不是真正的周期性变化。但是可以把实际的海洋波动看作是由许多振幅不同、周期和位相不等的简单波动(分波)叠加所形成的。因此,应从简单波动入手来研究实际的海浪现象。

海岸带区域的波浪是极活跃的动力因素之一。它能破坏海岸及海上建筑物,又能掀动和携带海滩上的泥沙,从而使海岸和海滩发生侵蚀和堆积。海浪由外海传至近岸,特别是破碎后产生的近岸流,对沉积物的搬动起着重要的作用。因此,了解波浪运动的基本性质是研究海岸环境变化的基础。

§ 2.1 波浪要素及其分类

2.1.1 波浪要素

波浪各要素的定义参考图2—1。波的大小由波长和波高表示。波长(L)是相邻波峰(波动水位的最高点)之间的水平距离。波高(H)是波峰与波谷(波动水位的最低点)之间的垂直距离。观测波浪时,在海面上固定一个点,从前一个波峰到下一个波峰传来的时间间隔,即相邻波峰的传播时间叫周期(T)。波形前进的速度叫波速(C)。波速、波长、周期三者的关系是 $C=L/T$ 。波高与波长的比叫波陡(H/L)。

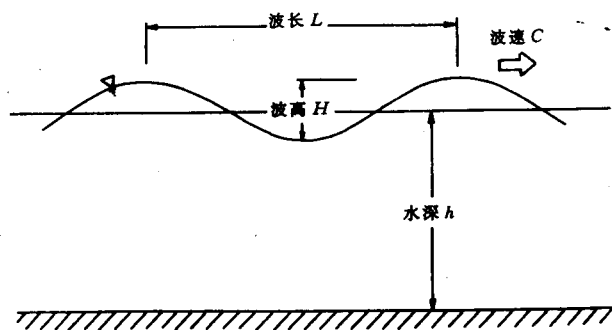


图 2—1 波浪要素的定义

2.1.2 波浪的分类

波浪可根据不同原则进行分类。按波浪的运动状态可分为规则波与不规则波;按相对水深大小可分为深水波、浅水表面波和长波;按相对振幅大小可分为小振幅波与有限振幅波;按波形是否传播可分为前进波与驻波;按波浪是否由当地风产生,可分为风浪和涌浪。

1. 规则波与不规则波

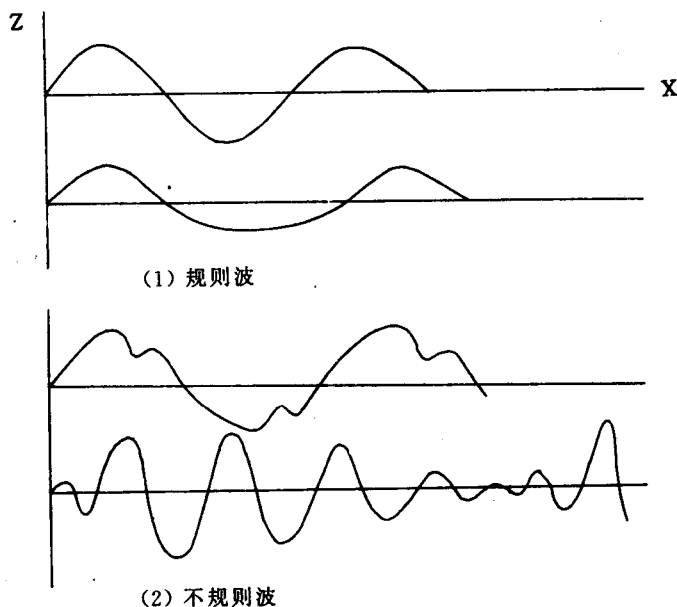


图 2—2 波形

海上的波是复杂的，大小、长短、高低不完全相同，有时不同方向来的浪还相互叠加。这些海上实际发生的波浪叫做不规则波。为了进一步理解波浪的性质，理论上把波向一定、周期不变的波叫做规则波(图 2—2)。

2. 深水波与浅水波

波浪的传播状况与水域的相对水深(水深与波长之比)有关。一般根据相对水深可分为深水波、浅水表面波和长波。相对水深大于或等于 $1/2$ ，为深水波；相对水深在 $1/20$ 以下，为长波；介于二者中间的，为浅水表面波。长波和

浅水表面波合称为浅水波。深水波的波浪运动达不到海的深部，不受水深的影响；而长波从水面到水底几乎是同样的运动，受水深影响显著。表面张力波(小波)和风波属深水波；潮汐、风暴潮、海啸属于长波。

3. 小振幅波与有限振幅波

理论上的规则波分为小振幅波和有限振幅波。小振幅波在公式推导中假定波的振幅相对于波长来说为无限小，使计算过程简化。小振幅波也称线性波，其理论上得出的结果，在允许误差内，对波高相当大的浪也适用。因而，小振幅波的理论是波动的基本理论。若必须考虑波陡的影响时，要用有限振幅波理论。有限振幅波的波陡较大，它包括斯托克斯波、椭圆余弦波、孤立波等。

4. 进行波与驻波

在无障碍物的水域，沿一定方向传播的波叫前进波，它的波形不断地向前传播。当前进波在直立壁前发生反射时，形成反射波。进行波与反射波重叠形成驻波。驻波的波形不向前传播，只有水面的上下振动。驻波可分为深水驻波和浅水驻波。上述规则波的理论对进行波和驻波均适用。

5. 风浪与涌浪

由当地风产生，且一直处在风力作用之下的海面波动叫风浪。海洋中的风浪，波形杂乱，波高、周期以及波向不定，呈现出不规则的随机现象，这种波又称随机波，可用波谱的方法来描述。由其他海区传来，或者当风力迅速减小、平息，或者风向改变后而遗留下来的波动称涌浪。涌浪的波形规则，具有明显的波峰和波谷。在深水区，涌浪的波周期和波高

基本上不随时间和空间而改变,因此这种波浪又称为规则波(图 2—2)。规则波一般可从流体力学的基本原理来加以研究。

§ 2.2 小振幅波理论

描述简单波浪运动的理论很多。其中最著名的理论有两个:一个是艾里(Airy, 1845)提出的小振幅波理论,也称艾里波理论;另一个是斯托克斯(Stokes, 1847)提出的有限振幅波理论。

小振幅波理论是波动理论的基础。由该理论导出的基本公式,用于推算波浪要素,讨论波浪运动性质方面,极为简便适用。

2.2.1 波长与波速

根据小振幅波的方程和定解条件,得到一个重要的关系式

$$\sigma^2 = gk \operatorname{th}(kh) \quad (2.2-1)$$

该关系式称为弥散方程。其中 σ, k, h 和 g 分别为波的角频率($\sigma = \frac{2\pi}{T}$)、波数($k = \frac{2\pi}{L}$)、水深和重力加速度。式(2.2—1)说明 σ, k, h 之间存在一定关系。由此可得出波长、波速的表达式

波长

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \operatorname{th}(kh) \quad (2.2-2)$$

波速

$$C = \frac{g}{2\pi} T \operatorname{th}(kh) \quad (2.2-3)$$

或

$$C^2 = \frac{g}{k} \operatorname{th}(kh) \quad (2.2-4)$$

式中: $\operatorname{th}(kh)$ 为双曲正切函数。波速、波长除与周期有关外,还是水深的函数。由波速、波长的表达式可知,双曲正切函数中包含着未知量 L , 不能直接求解,需要进行数值计算。亦可根据式(2.2—2)绘制成波浪周期、波长和水深之间的相互关系图(图 2—3), 然后由该图根据已知的周期 T , 求波长 L 。

根据双曲正切函数的性质,可以将 $\operatorname{th}(kh)$ 进行简化。参考图 2—4, 当 h/L 很小时, $\operatorname{th} \frac{2\pi h}{L} \rightarrow \frac{2\pi h}{L}$; 当 h/L 很大时, $\operatorname{th} \frac{2\pi h}{L} \rightarrow 1$ 。对于深水波和长波, $\operatorname{th} \frac{2\pi h}{L}$ 分别近似等于 1 和 $\frac{2\pi h}{L}$ 。因此,其波长、波速的表达式可写为

深水波

$$\left. \begin{aligned} L_0 &= \frac{g}{2\pi} T^2 \\ C_0 &= \frac{g}{2\pi} T \end{aligned} \right\} \quad (2.2-5)$$

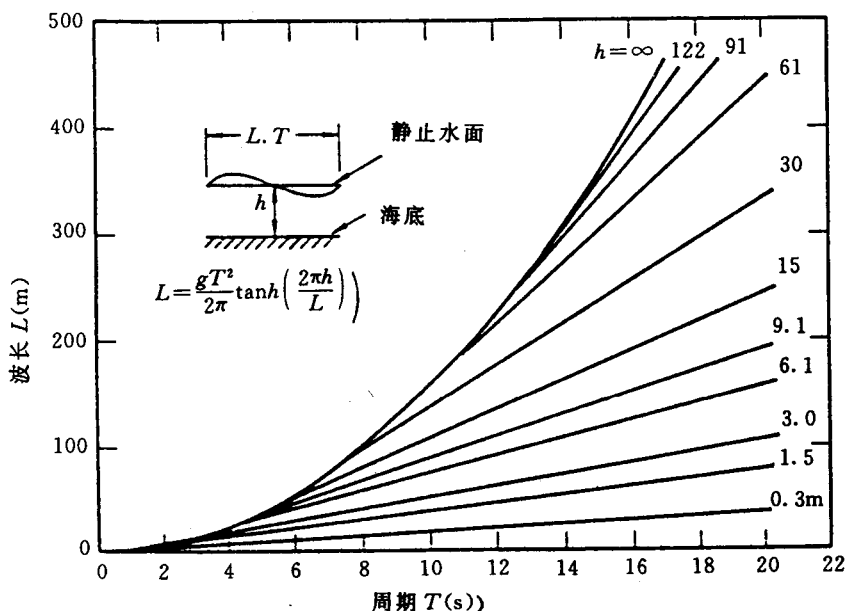


图 2—3 波浪周期、波长和水深之间相互关系(据 Wiegel, 1964)

长 波

$$\left. \begin{aligned} L_s &= T \sqrt{gh} \\ C_s &= \sqrt{gh} \end{aligned} \right\} \quad (2.2-6)$$

上式表明:深水波的波长和波速与水深无关,而长波的波速与周期无关。若以 m 为长度单位,上式中的 $\frac{g}{2\pi}$ 可取作 1.56m/s^2 。

根据相对水深划分的上述三种波也叫深水波、有限水深波和浅水波。其划分界限为

$$h/L_0 \geq \frac{1}{2} \quad \text{深水波}$$

$$\frac{1}{20} < h/L_0 < \frac{1}{2} \quad \text{有限水深波(浅水表面波)}$$

$$h/L_0 \leq \frac{1}{20} \quad \text{浅水波(长波)}$$

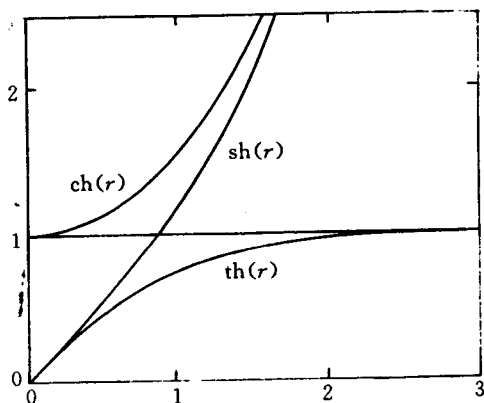


图 2—4 双曲函数曲线图

在深水和浅水范围内,用公式(2.2—5)、(2.2—6)计算的 L 和 C ,其误差分别小于

0.4%和3%。工程上通常采用的深水近似界限是 $h > L_0/4$, 即水深大于 1/4 深水波长。这个界限计算的 L 和 C , 可产生 5% 的误差。

实际应用中, 为了方便, 用计算机将各种水深条件下, 周期不同的波长和波速求出, 列于表中, 以便查算。附表 1 即为水深、周期、波长和波速表。例如查表可立即得出周期为 4s 的浪, 在水深 5m 处的波长为 22.18m、波速为 5.55m/s。

2.2.2 波形

规则波假定波形一定, 在传播过程中, 其波形不变, 这对于实际发生在海上的波浪来说, 显然是不成立的。但在传播中发生变形的波, 可另行分析。这里只讨论不变形的波。

按小振幅波理论, 其波形为余弦(或正弦)曲线, 若平均水位以上的高度用 η 表示, 则

$$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma t) = \frac{H}{2} \cos k(x - ct) \quad (2.2-7)$$

其中: $k = \frac{2\pi}{L}$, 波数(m^{-1}); $\sigma = \frac{2\pi}{T}$, 角频率(s^{-1}); H 为波高(m)。

由式(2.2-7)可知: ①波形是以波速 C 向正 x 方向传播。若波形向 x 轴的负方向传播, 则括弧内以 $x + ct$ 表示。②波形不随时间、地点变化。若在 $x=0$ 处记录 η 随时间的变化, 或在 $t=0$ 时刻观察波形随地点的变化, 都是余弦(正弦)波的波形, 这是不变形波的特性之一。

2.2.3 水质点的运动

人们观察波在水上传播时, 似有水体与波同时向前进行的感觉, 这是错觉。按小振幅波理论, 波动水体内部, 水质点以各自的平衡位置为中心作圆周运动。由于无数水质点位相的变化, 导致了波的传播。

根据小振幅波理论, 流体内部任一点(x, z)处, 水质点运动的水平速度 u 和垂直速度 w 分别为

$$u = \frac{\pi H \operatorname{ch}[k(z+h)]}{T \operatorname{sh}(kh)} \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2-8)$$

$$w = \frac{\pi H \operatorname{sh}[k(z+h)]}{T \operatorname{sh}(kh)} \sin(kx - \sigma t) \quad (2.2-9)$$

上式表明在海底以上任意位置($z+h$)处水质点运动速度是 x 和 t 的调和函数。式中 z 值由水面向上为正, 在水底 $z = -h$ 。由于以 z 为变量的双曲正弦函数和双曲余弦函数在水面处最大, 海底处最小, 因此在一定的相位条件下, 水平和垂直分速都近似地随质点所在深度的增大而呈指数函数规律减小。图 2-5 是质点在不同位相时运动速度和加速度的状况。参照图 2-5 并比较式(2.2-7)、(2.2-8)可看出, 波峰处质点与波同向运动, 波谷处则反向运动。而且, 波峰处出现正向最大水平速度, 波谷处反向水平速度最大。

对于深水和浅水的情况, 可根据水深的大小, 将上述一般表达式进行简化。例如在深水情况下, 当 h 很大时, 双曲函数 $\frac{\operatorname{sh}[k(z+h)]}{\operatorname{ch}[k(z+h)]} \rightarrow \frac{1}{2} e^{[k(z+h)]}$, $\frac{\operatorname{sh}(kh)}{\operatorname{ch}(kh)} \rightarrow \frac{1}{2} e^{-kh}$, 比值 $\frac{\operatorname{ch}[k(z+h)]}{\operatorname{sh}(kh)} = \frac{\operatorname{sh}[k(z+h)]}{\operatorname{sh}(kh)} \doteq e^{kz}$ 。在浅水情况下, 当 h 很小时, 比值 $\frac{\operatorname{ch}[k(z+h)]}{\operatorname{sh}(kh)} \rightarrow \frac{1}{(kh)}$, $\frac{\operatorname{sh}[k(z+h)]}{\operatorname{sh}(kh)} \rightarrow 1 + \frac{z}{h}$ 。这样, 水质点的轨迹速度可近似以下式表示

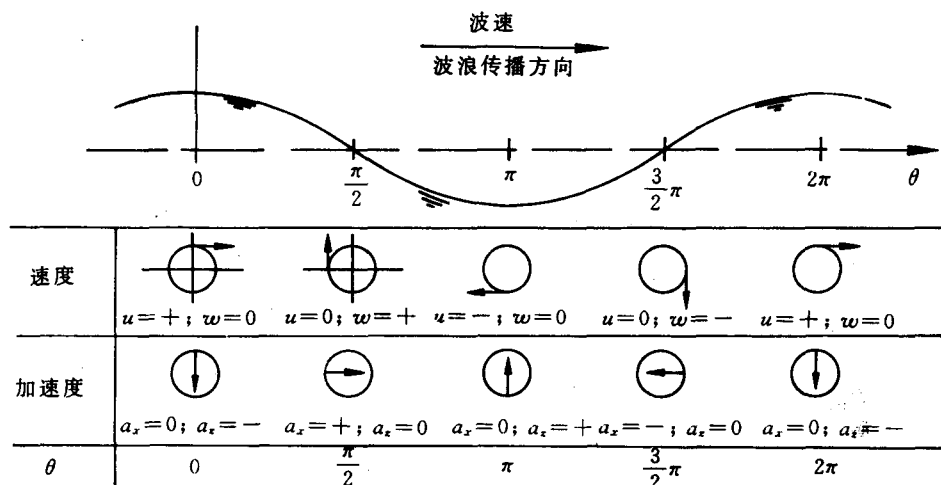


图 2-5 质点在不同位相时的运动速度和加速度

深水

$$u = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2-10)$$

$$w = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \sin(kx - \sigma t) \quad (2.2-11)$$

浅水

$$u = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2-12)$$

$$w = \frac{\pi H}{T} \left(1 + \frac{z}{h}\right) \sin(kx - \sigma t) \quad (2.2-13)$$

以上用小振幅波理论计算的水质点轨迹速度值,随波高的增大将产生误差,特别是水平速度。根据合田的实测结果,波峰通过时,水质点的轨迹速度比小振幅波理论计算值大,波谷通过时则小。波高对垂直分速影响不大。

对式(2.2-8)、(2.2-9)进行微分即能得出水质点运动的加速度。

水质点运动的轨迹可通过质点运动的速度求出。若波动静止时,水质点的位置为 (x_0, z_0) 。波动开始后,任时刻水质点的位置为 (x, z) ,在 xz 方向上,相对于平衡位置 (x_0, z_0) 各移动了 ξ 和 ζ 。因此 $x = x_0 + \xi, z = z_0 + \zeta$ 。为了求得任一时刻的 ξ 和 ζ ,假定水质点只是在静止位置的周围作小振幅运动,因此可以认为任何时刻水质点的运动速度都等于流场中 (x_0, z_0) 处的速度,而不计速度在点 $(x_0 + \xi, z_0 + \zeta)$ 与点 (x_0, z_0) 之间的差别。因而对质点运动速度积分,可求得水平位移 ξ 和垂直位移 ζ 。

$$\xi = \int_0^t u dt = -\frac{H \operatorname{ch}[k(z_0 + h)]}{2 \operatorname{sh}(kh)} \sin(kx_0 - \sigma t) \quad (2.2-14)$$

$$\zeta = \int_0^t w dt = \frac{H \operatorname{sh}[k(z_0 + h)]}{2 \operatorname{sh}(kh)} \cos(kx_0 - \sigma t) \quad (2.2-15)$$

若令

$$a = \frac{H \operatorname{ch}[k(z_0 + h)]}{2 \operatorname{sh}(kh)} \quad (2.2-16)$$

$$b = \frac{H \operatorname{sh}[k(z_0 + h)]}{2 \operatorname{sh}(kh)} \quad (2.2-17)$$

则

$$\left. \begin{aligned} x &= x_0 - a \sin(kx_0 - \sigma t) \\ z &= z_0 + b \cos(kx_0 - \sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (2.2-18)$$

由上式可得水质点运动的轨迹方程

$$\frac{(x-x_0)^2}{a^2} + \frac{(z-z_0)^2}{b^2} = 1 \quad (2.2-19)$$

式(2.2-19)说明水质点运动的轨迹为一封闭的椭圆,其水平长半轴为 a ,垂直短半轴为 b 。于水面处, $b = H/2$,短半轴即为波浪的振幅;于水底处, $b = 0$,水质点仅作水平运动,垂直方向无位移。

在深水情况下, $a = b \approx \frac{H}{2} e^{kz_0}$,水质点的轨迹方程为

$$\frac{(x-x_0)^2}{(\frac{H}{2} e^{kz_0})^2} + \frac{(z-z_0)^2}{(\frac{H}{2} e^{kz_0})^2} = 1 \quad (2.2-20)$$

上式说明,深水情况下水质点的轨迹为一半径为 $r = \frac{H}{2} e^{kz_0}$ 的圆。于水面处, $r = \frac{H}{2}$ 。随深度增大, r 以指数形式递减。当 $z_0 = -L$ 时, $r = \frac{1}{535} \times \frac{H}{2}$,在该深度上可看作无波动。当 $z_0 = -\frac{L}{2}$ 时, $r = \frac{1}{23} \times \frac{H}{2}$,也可认为该处无波动影响了。这就是 $h \geq L_0/2$ 做为深水波处理的根据。

在浅水情况下, $a \approx \frac{H}{2} \cdot \frac{1}{kh}$, $b \approx \frac{H}{2} (1 + \frac{z_0}{h})$,水质点运动的轨迹仍为椭圆。在水深一定情况下,椭圆长轴不变,短轴随深度增大而减小,至水底只有往复振动。

总之,深水波水质点运动轨迹为圆,随深度增大,轨迹半径呈指数函数减小,至水底为零。有限水深波,轨迹半径为椭圆,在水底附近也有一定程度的运动。浅水波水质点从表面至水底都作相同的前后运动(图 2-6)。

2.2.4 波动流体内的压力

波动流体任一点所受的压力由三部分组成:1)大气压力(P_0);2)静水压力($-\rho g z$);3)由波动产生的压力变化值(P)。当深度 z 一定时,前两项为常值,第三项压力

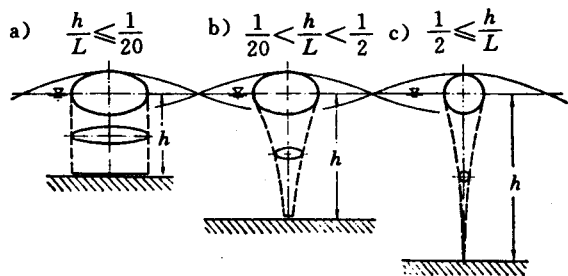


图 2-6 波动水质点运动轨迹