

· 工程力学丛书 ·

现代水力学

(四) 波浪力学

Modern Hydraulics

(IV) Mechanics of Waves

夏震寰



高等教育出版社

· 工程力学丛书 ·

现代水力学

(四) 波浪力学

Modern Hydraulics

(IV) Mechanics of Waves

夏震寰

高等教育出版社

(京) 112号

内 容 介 绍

《现代水力学》是工程力学丛书之一。本书分四册出版:

第一册为控制流动的原理;

第二册为分析流动的理论;

第三册为紊流力学;

第四册为波浪力学。

第四册内容包括:微幅波理论,有限振幅波理论,浅水长波理论,海浪的随机分析,波浪对建筑物的作用力。可以说本册包括了波浪力学的主要理论,并且层次分明,内容丰富。由微幅波到有限振幅波,再到浅水长波,内容由浅入深,对于初学者这便于自学,对于已经学过波浪理论的人则能加深理解和使知识系统化。本册着重于阐明基本概念和物理本质,不追求数学推导上的完整性和严格性,力求让读者得到的是物理概念及对问题的处理途径。本册既介绍了至今仍然适用的经典理论,也介绍了近代发展的新理论,为读者解决工程问题打下坚实的基础。本书可供大学本科高级学生、研究生使用,也可供有关教师及技术人员参考。

工程力学丛书

现 代 水 力 学

(四) 波 浪 力 学

Modern Hydraulics

(IV) Mechanics of Waves

夏 震 寰

*

高等教育出版社出版

新华书店总店北京科技发行所发行

河北省香河县印刷厂印装

*

开本 850×1168 1/32 印张 14.625 字数350 000

1992 年 8 月第 1 版 1992 年 8 月第 1 次印刷

印数 0001—1 430

ISBN 7-04-003005-5/TB·170

定价 11.60 元

(精装本)



作者简介

夏震寰,原籍浙江余姚,出生于1913年3月,于1936年毕业于清华大学土木工程系。1938年留学英国,1940年得曼彻斯特大学硕士。然后转美入衣阿华大学,于1943年获博士学位,专攻水力学及河流动力学。1947年初回国,任清华大学土木工程系教授,曾任土木工程系主任。1951年借调哈尔滨工业大学任建筑系主任。1952年回清华改任水利工程系教授,曾任水利工程系副系主任,兼水力学教研组主任。1955年曾被派往苏联列宁格勒工业大学进修两年。高等教育部成立高等学校工科力学教材编审委员会时,担任委员并兼水力学编审组组长。先后主编了由清华大学水力学教研组编写的《水力学》教材,并于1965年主持修订再版,此书由高等教育出版社出版。又主编了由陕西省水利科学研究所河渠室与清华大学水利工程系泥沙研究室合编的《水库泥沙》一书,由水利电力出版社出版(1979)。

* * *

现代水力学 Modern Hydraulics

- (一) 控制流动的原理 Principles Governing The Flow
- (二) 分析流动的理论 Theories Analyzing The Flow
- (三) 紊动力学 Mechanics of Turbulence
- (四) 波浪力学 Mechanics of Waves

高等教育出版社出版的“工程力学丛书”是一套深入、全面、系统地阐述工程力学各分支学科基本理论和反映学科前沿水平的书籍；各书的主要作者是当前工程力学界的著名学者。本丛书既是专著，又可作为高等学校研究生教学之用，也可供力学教师、研究人员和工程技术人员学习参考。本丛书的出版将有助于促进我国科学技术的发展和工程力学教育水平的提高。

前 言

广义讲,“波”系指介质在作周期性往复运动过程中的形态。这种运动形态不仅仅限于水的波动,固体中也可以出现这种形态,例如弹性波。沙漠地表及沙质河滩表面也可以有波,叫做沙波。电磁现象中有电磁波,声音也靠波来传播,叫声波,等等都属波动范畴。“浪”专指由于风的作用在水体表面所产生的波动。我们这篇称为“波浪力学”,而不是“波动力学”,因为我们只限于讨论水面波动,而不涉及其它种类的波动现象。因风浪是本篇中的主要内涵,故称为“波浪力学”。

波浪是水流运动中很普遍的现象,深为人们所熟知,也较早受到科学家们的关注,并进行了研究。最早开始研究波浪的是 Lagrange,接着有 Cauchy 和 Poisson。英国的一批物理学家们也做出了大量贡献,如只提少数著名的物理学家,有 Airy, Stokes, Kelvin, Rayleigh 及 Lamb 等。在19世纪后期,法国的 St. Venant 和 Boussinesq 都做出了不可磨灭的功绩。近期还有 Poincaré, Nekrassov, 和 Levi-Civita 等都为波浪理论的发展做出了成绩。

经过许多数学物理学家的努力,波动力学已经形成独立的理论体系,并已成为流体力学的一门独立分支。仅从被称为水动力学的圣经的 Lamb 的水动力学一书,波动部分的内容占全书篇幅的 40% 这个例子来看,也应该把波浪力学看成是现代水力学的不可或缺的组成部分。本书把波浪力学作为<现代水力学>中独立一篇,完全是理所当然,与现代水力学的发展实际是一致的。

任何波动的产生必须具备下列三个条件:必须有一个不受扰

动的平衡态的存在;必须有破坏平衡的扰动力 (*Disturbing forces*); 必须有重新建立平衡态的回复力 (*Restoring forces*)。缺少上列的三个条件中任何一个, 就不可能形成波动。因而在研究波浪时, 常按回复力的性质对波浪进行分类。对于海洋中的水体来讲, 有以下四种可能的回复力。水的压缩性虽然很小, 还是有的, 因而弹性力是第一种回复力。由于弹性力而引起的波, 例如声波 (*Sound wave*)。水能导电, 地球有磁性, 但都很弱, 所以电磁回复力很小。相对于弹性力和其它回复力来讲, 可以忽略不计。水和空气接触的自由表面具有表面张力特性, 因而表面张力是需要考虑的第二种回复力。相应的波即水体表面的表面张力波, 或叫毛细波 (*Capillary wave*)。第三个回复力是重力。相应的水波叫做重力波 (*Gravify wave*)。最后一个回复力是虚拟的 *Coriolis* 力。相应的波称为惯性波 (*Inertial wave*) 或回转波 (*Gyroscopic wave*)。所谓的行星波 (*Planetary wave*), 如 *Rossby* 波, 就是惯性波的一种。还有人把 *Coriolis* 参数 $\left[f = 2\Omega \cos\left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right) \right]$ 。其中 Ω 为地球自转角速度; α 为纬度] 随纬度 (或深度) 而变化所引起的回复力另作为第五种回复力, 因而行星波就成为独立于惯性波的另一类波 (*Leblond and Mysak, 1978, p. 2*)。实际上, 各种回复力在一种波里都可能程度不同地在起作用。但各种回复力的相对重要性不等, 取决于介质的物理特性, 波的特性 (如波长的大小和频率的快慢等) 以及介质的边界条件等的不同, 使各种回复力的相对重要性相差很大。在波浪理论里, 需要根据所讨论的实际情况, 确定需要考虑的回复力。

本篇是<现代水力学>的一部分, 而不是有关波浪的专著, 因而它的取材必然是偏重于基本部分, 不可能面面俱到。我们的重点是最普遍, 工程上关系最大的重力波。

在本篇的开头,我们将先介绍波的基本性质和分类。因为通用的波浪名称繁多,互相交叉而重复。为了避免混乱,先从分类说明文献中出现的各种名称和词汇。在第十六章里,我们将讨论一种最基本的、同时也是应用最广的波浪理论——微幅理论。波浪理论可分为两大类:第一类就是微幅理论,如果波的振幅与波长相比是个微量,从而基本方程中的非线性项都可以忽略,成为线性的波浪理论。第二类理论将在第十八章中谈到。先说明一下第十七章的内容,在这章里将要讨论有限振幅波理论。这是前一章的延伸,不将振幅与波长相比作为微量,因而将遇到一部分非线性问题。考虑到这章的内容已超出了最基本的范围,有一部分数学推导中的细节将予以忽略。第十八章是浅水长波理论,这就是波浪理论的第二类,它把水深与波长相比是个微量由此作出简化。其中有一部分是线性问题,也有一部分是非线性问题。以上的波浪理论都是用确定性的力学方法来分析波浪,但海洋中的波浪有很大的随机性,所以另外一种分析波浪的方法就用随机方法。这是较新的一种途径。从发展的角度来看,波浪的随机分析是很有前途的一种途径。我们将在第十九章中专章探讨这个问题。最后第二十章将讨论波浪对建筑物的作用力。这是最近发展起来的内容。由于近海建筑物的蓬勃兴起,工程师们特别关心的就是波荷载,为此我们就以这个问题作为全篇的结束。

波浪现象是一种极其普通的水体运动现象。特别考虑到海洋占据着地球面积的三分之二,蕴藏在海洋中的能源、矿藏、食物等资源又极其丰富,开发海洋的呼声已响彻国内外。要进军海洋,必须摸清海洋的自然规律。所以学习和研究波浪力学,已经刻不容缓。既是我国社会主义建设的需要,也是人类的幸福和繁荣之所系。

目 录

前言	1
第十五章 波浪的基本形态及分类	1
§ 15.1 波浪形态	1
15.1.1 波浪形态概述	1
15.1.2 波浪的定量描述	6
15.1.3 波浪方程	23
15.1.4 波浪能量及群速度	26
§ 15.2 波浪的种类	33
提高读物	40
本章引用文献	41
第十六章 线性波理论(微幅波理论)	42
§ 16.1 基本方程及近似处理	42
16.1.1 基本方程	42
16.1.2 微幅波理论	48
16.1.3 浅水近似理论	52
§ 16.2 微幅波	55
16.2.1 Laplace 方程求解	55
16.2.2 微幅推进波	58
(1) 深水推进波	60
(2) 有限等深水域中的推进波	63
(3) 质点运动及其轨迹	65
16.2.3 微幅立波	68
16.2.4 波动的能量方程	71
§ 16.3 表面张力波	79
§ 16.4 微幅波的合成	85
16.4.1 两个正弦波的叠加·群速度的意义	86

16.4.2 Gauss 波束	93
§ 16.5 反射·折射·绕射	99
16.5.1 波的反射	100
16.5.2 波的折射	108
16.5.3 波的绕射	116
提高读物	126
本章引用文献	126
第十七章 有限振幅波理论	132
§ 17.1 余摆线波	132
§ 17.2 Stokes 波	140
17.2.1 Stokes 波的表示式	140
17.2.2 Stokes 波的质量输运	151
17.2.3 Stokes 波的极限状况	154
§ 17.3 椭圆余弦波	156
17.3.1 椭圆余弦波的推导	157
17.3.2 椭圆余弦波的计算	161
§ 17.4 孤立波	170
§ 17.5 各种波浪理论的比较	180
17.5.1 理论上的比较	181
17.5.2 与实测资料的比较	185
提高读物	188
本章引用文献	188
第十八章 浅水长波理论	194
§ 18.1 基本方程及其近似处理	194
§ 18.2 浅水长波的线性理论	198
18.2.1 简化法	198
18.2.2 旋转流体动力学的推导法	201
§ 18.3 浅水长波线性理论的应用	213
18.3.1 潮汐运动	213
(1) 引潮力及引潮势	213

(2) 平衡潮理论	220
(3) 二维明槽中的潮波理论	222
18.3.2 港湾和湖泊中的津波	229
18.3.3 Rossby 波	234
§ 18.4 浅水长波的非线性理论	239
18.4.1 特征线法简介	242
18.4.2 水跃和涌浪(Bore)	252
18.4.3 溃坝波	266
(1) 下游原来无水	266
(2) 下游原来有水	270
提高读物	276
本章引用文献	276
第十九章 海浪的随机分析	279
§ 19.1 海浪的随机性及其描述	279
19.1.1 海浪的随机性	279
19.1.2 海浪的描述	282
§ 19.2 海浪要素的统计特征	288
19.2.1 波面高程和波高的分布	288
19.2.2 各种波高间的关系	298
19.2.3 波面极值的分布	304
19.2.4 周期和波长的分布	308
19.2.5 波高和周期的联合分布	315
19.2.6 波群	323
§ 19.3 海浪谱	333
19.3.1 海浪频谱	333
19.3.2 海浪方向谱	350
提高读物	353
本章引用文献	353
第二十章 波浪对建筑物的作用力	359
§ 20.1 直墙上的波荷载	359
20.1.1 立波的波压力	362

(1) Sainflow 法	363
(2) 其它的立波压力计算方法简介	366
(a) Penney and Price 的理论方法	367
(b) Miche-Rundgren 法	369
(c) Кыбенков 法	370
(d) 不规则立波对直墙的作用力	372
20.1.2 远区破碎波的压力	376
20.1.3 近区破碎波的波压力	380
§ 20.2 小圆柱体上的波荷载	382
20.2.1 绕流体上波荷载的一般分析	383
20.2.2 Morison 公式	389
§ 20.3 大圆柱体上的波荷载	396
20.3.1 影响各流区受力的因素	397
20.3.2 线性绕射理论	399
§ 20.4 不规则波在桩柱上的作用力	412
20.4.1 Morison 公式的修正	412
20.4.2 不规则波波压力的计算	416
(1) 邱大洪法	416
(2) 俞聿修法	423
提高读物	426
本章引用文献	427
附录	432

15

波浪的基本形态及分类

§15.1 波浪形态

15.1.1 波浪形态概述

只要见过水的人都知道什么是波浪。小孩喜欢向水里扔小石片,每扔一次,他就看到平静水面上所引起的波浪,以石片接触水面的那点为中心,圆形波浪向外传播扩大。看来好象无需再对波浪形态加以说明了。其实不然。波浪现象甚为复杂,一般对波浪的认识和理解只是极其表观的现象,波浪的形态复杂,不但需要说明,有的还说明不了。从这点就可以知道波浪问题的复杂性了。

波浪的一个给人印象深刻的性质是它的传播速度。首先要区分水质点的运动速度和波的传播速度,这二者是不等的,前者比后者小很多。如水面漂浮一个空瓶,它基本上将跟随水的质点一起运动。当波峰经过时,小瓶将随波向前运动,同时上升到波峰。波峰过后,小瓶将向后倒退并下降。总之,波峰过境时,小瓶将作极近似圆周的运动,基本回到原处。如波峰顶点和波谷最低点之高差 h ,称为波高 (*Wave height*),小瓶沿圆周运动一周的时间 T ,称为周期 (*Wave period*),则小瓶的圆周运动的直径为 h ,小瓶在周期内的平均速度 $v_m = \frac{\pi h}{T}$ 。波高 h 和周期 T 之间没有固定的联系,同一波高 h 可以有不同的周期。波的传播速度为波长 λ 除周期 T 。于是两个速度之比为

$$\frac{v_m}{c} = \frac{\pi h}{\lambda} \approx 3 \frac{h}{\lambda}$$

波高 h 总比波长 λ 小很多, Stokes 曾认为 $\frac{h}{\lambda}$ 的最大值为 $\frac{1}{7}$ 。如果 Stokes 的结论是对的, 则两个速度的最大比值为 $\frac{3}{7}$ 。实际上的 $\frac{h}{\lambda}$ 远比 $\frac{1}{7}$ 为小, 经常的 $\frac{h}{\lambda}$ 约在 $\frac{1}{60}$ 左右, 这使两种速度之比为 $\frac{1}{20}$ 。因为质点速度很小, 所以质点撞击力很小, 一般可以忽略不计。

根据 Bigelow 和 Edmondson (1947) 从四万多个航海记录 (Schumacher, 1939) 得出海洋中的波高和发生的频率如下:

表 15.1 海洋波浪的波高和频率

波高 (m)	0—1	1—1.3	1.3—2.3	2.3—4	4—6.7	大于 6.7
发生频率 (%)	20	25	20	15	10	10

从上表可以看出, 海洋表面波浪中有 45% 的波高都在 1.3 m 以下, 有 80% 的在 4 m 以下, 只有 10% 的波浪, 其高度在 6.7 m 以上。根据航海记载, 1836—1839 年环行地球的轮船 Venus 在南美洲的 Cape Horn 曾测到有 7.6 m 的波浪。1894 年名轮 Normania 在大西洋遇到至少有 12 m 的狂浪。轮船 Ascanius 在太平洋遇到估计有 20 m 的狂浪。最高的记录是 35 m, 由美国船 Ramapo 1933 年二月在太平洋中北部遇到的。

波浪是很不规则的, 同时出现或相继出现的浪峰中, 高低并不一致。在一般的波高中可能出现一两次特大的波浪。这是因为各种波浪的高度, 有各种不同的波长和速度, 因而各个波浪之间可以互相合并组成大浪, 也可分解成各个小波。这种各波浪之间的相互作用使波浪变化万千, 复杂异常。当波高成长的时候, 波长也随之增大, 它的速度也增快。就是在波高停止成长之后, 波长还会有所长大。大西洋中的风浪波长常达 150 m, 太平洋的可能略大一些, 在北冰洋, 常达 180 m 到 250 m。离开风区以后的波浪常有

较大的波长。400 m 的波长在记录中曾出现过不少。个别的记录有 777m 的和 829m 的。

海员最关心的不是波高而是波的斜率, 即 $\frac{h}{\lambda}$ 。如 Stokes 是正确的, 则最大的斜率为 $\frac{1}{7} = 0.143$ 。实测值常在 0.008—0.1 之间,

因为波浪的不规则性, 波浪的周期是变化的。对于波浪已经发展成长的海面来说, Pierson, Neumann 和 James(1955)给出下列周期的范围:

表 15.2 海洋波浪的周期范围

风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	5	10	20
平均周期 (s)	2.86	5.	11.40
周期上限 (s)	1.0	3.0	6.5
周期下限 (s)	6.0	11.1	21.7

关于波速没有什么值得可说明的。因为没有—个波可以保持某—时间而不变。譬如在静止的水面上扔—块石头, 有—串圆形波向四周传播。如认定最后—个波峰跟踪不变, 则不多—会儿以后, 在它的后面又出现—个波峰, 所跟踪的成为倒数第二。再过—会儿, 它成了倒数第三。后面不断有新波出现, 在前头的波峰却在衰减消逝过程中。由此可以得出这样—个物理图形: 单个波都在向前传播; 作为—个波列, 它也在前进, 但在前进过程中, 前头的波不断消逝, 后面的波继续产生。所以作为—个波列的群体速度比单波的传播速度为小。

—般讲, 波愈长, 速度也愈大, 但周期也愈长。对于单个波来讲, 周期, 波长和波速的数学联系式为:

$$\lambda = \left(\frac{g}{2\pi} \right) T^2; \quad c = \sqrt{\frac{g}{2\pi} \lambda}$$

因 $g = 9.806 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 从上式可得三者的关系如下:

表 15.3 波速与波长(或周期)的关系

周期 $T(\text{s})$	2	4	8	16
波长 $\lambda(\text{m})$	6.24	24.96	99.82	399.23
波速 $C(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	3.12	6.24	12.48	24.96

最大的波速不发生在风浪之中,而发生在因地震、火山爆发等所产生的 *Tsunami*(海啸)中。1946年4月1日从 *Aleutians* 群岛到达夏威夷的 *Tsunami* 传播了 3608 km 只用了 4 小时 32 分,计传播速度为 $215 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。到达的波峰的时间间隔为 15~17 分钟,这表明深水波的波长为 185 km。即使海啸高度有 12~15 m,其斜率也是小得难以察觉的。它的危害主要是在浅水中波浪变形后的水墙所造成的。

波浪传播时,除了很小的表面张力波(说明见 § 15.2 分类部分)因受粘性作用而较快地衰减消失以外,粘性对较大的重力波的衰减作用不大。所以重力波可以存在较久。在北美洲 *Newfoundland* 附近因阵风而产生的波浪,可以在 2800 km 以外的贸易风带里发现,也可以在 4600 km 以外的 *Sierra Leone* 附近见到。在高纬度区形成的风浪,在脱离风区以后,继续传播,直达赤道。从 1943 年 1 月到 1945 年 4 月的观测表明,在冰岛或爱尔兰附近发生的风浪,在非洲北岸的 *Casablanca* (*Morocco*) 有规则地可以观测到。波浪前进的方向与波峰线成正交的方向一致。如果波峰线是一条曲线,它沿着与波峰线的切线相正交的方向行进。波浪在传播过程中,方向不变,除非正面遇到了阻碍,或进入浅近区域。如遇到固体实物,波浪会反射(*Reflection*),好象光线遇到镜子一样;如遇到浅水区,则波浪会折射(*Refraction*),好象光线经过透镜一样。

如果把波浪运动与风的运动相比,则最主要的区别是:空气运动是质量的运动,要受 Coriolis 力的影响:在北半球要靠右边,在波浪运动中,前进的质量极少,因此波浪运动基本上不受 Coriolis 力的影响。

除波浪运动以外的水流运动对波浪形态也有影响。只有在波浪运行方向的流动才对波浪有影响,正交方向的流动没有影响。逆向流动使波浪缩短,波高增大,这就增大了波浪的斜率。顺向流动使波长增大,波高减小。周期不受流动的影响。流动的强度愈大,对波浪的影响也愈烈。

波浪在深度上的影响是按指数规律衰减的。在深水里,5m高150m长的波浪在50m深处只引起直径为60cm的运动。这种波浪在表面的质点速度约为 $1.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;到了深度50m处,质点运动速度只有 $0.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。15m巨浪,如波长仍是150m,在150m深度处的质点运动的直径只有5cm。2~3m的一般波浪,在深度15m以下,也就没有影响了。所以在水下运行的潜艇一般感觉不到波浪所带来的痛苦。

虽然波浪运动在深度上衰减剧烈,但对底部石块颗粒的运动还是需要重视的。在英吉利海峡中,55m深度处的450g的石块可以被波浪移动。在爱尔兰的西海岸,在30m深的海底上,由于波浪运动使成百公斤的石头被移动。

当波浪冲击滩岸时,形成击岸波(*Surf*),通过破碎(*Break*)而消失。滩地上的波浪破碎和海面的“白帽”现象(*White caps*)是两种不同的机理所产生的。白帽的形成主要是风把浪尖吹掉产生的,多数波仍旧在前进而未受影响。沙滩上的破碎不是风力引起的。常可听到一种解释说,沙滩上的破碎是因为受滩面阻力而引起的。实验证明阻力没有起到重要作用。

在坡度均匀的滩地上,波的破碎具有两种形式:倾倒式