

海洋内波 及其对海战的影响

蒋国荣 张 军
施伟来 刘群燕

编 著

 气象出版社
China Meteorological Press

海洋内波

及其对海战的影响

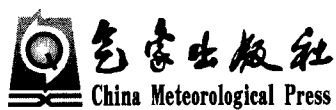
陈其南 著
陈其南 编

编 著

国防工业出版社

海洋内波及其对海战的影响

蒋国荣 张 军 施伟来 刘群燕 编著



内容简介

海洋内波是几乎贯穿海洋全深度的海洋现象,对海上军事活动有重要影响。本书主要以浅显易懂的方式阐述海洋内波及其对海上作战的影响。

全书共分为四章。第一章主要阐述海洋内波的特性;第二章介绍中国海内波分布状况;第三章分析海洋内波对海上军事活动的影响;第四章对海洋内波研究方法进行了综述。

本书可作为军事海洋学专业相关课程的教学参考书,也可作为从事海洋学研究的科研人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

海洋内波及其对海战的影响/蒋国荣等编著. —北京:
气象出版社, 2009. 5

ISBN 978-7-5029-4755-2

I. 海… II. 蒋… III. 海洋-内波-影响-海战-研究
IV. P731.24 E815

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 070259 号

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:隋珂珂 李太宇

封面设计:博雅思企划

责任校对:石 仁

印 刷:北京中新伟业印刷有限公司

开 本:750mm×960mm 1/16

字 数:212 千字

版 次:2009 年 5 月第 1 版

定 价:20.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxcbs@263.net

终 审:纪乃晋

责任技编:吴庭芳

印 张:8.25

印 次:2009 年 5 月第 1 次印刷

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

前 言

海洋内波是发生在海水内部较为普遍的一种波动现象,它几乎贯穿了海洋的全深度。海洋内波振幅可以达到几十米甚至上百米,远远超过海浪。但与海浪不同的是,海洋内波发生于海洋内部,隐匿水中,不易发觉,对潜艇活动及水下作战武器的影响以及危害特别大,故有“水下魔鬼”之称。

海洋内波是影响潜艇活动、反潜作战以及水下作战武器使用的极其重要的海洋水文环境要素之一。强大的内波可能会将潜艇抛向水面或压向海底,危及潜艇安全。像水面舰艇在波浪处航行一样,当潜艇在海洋内波区域活动时,也会产生“中拱”、“中垂”现象,严重时会造成舰体的断裂。内波使得在水下活动的潜艇难以保持正常的航向和武器发射姿态,水下武器发射后难以命中目标。在适宜的海洋层结条件下,潜艇作为一个水下运动物体也会激发和产生出海洋内波,通过对潜艇活动所生成的内波尾迹的监测和识别就能跟踪和监视水下潜艇活动,这在反潜作战中有极其重要的应用价值。

迄今为止,我们对海洋内波的生成机理并不十分清楚,海洋内波的模式预测仍较为困难。我国黄海海域、台湾东北部和西南部海域以及南中国海都是内波的多发区,但我国对中国海海洋内波的海洋调查成果以及相关的研究成果,还远远满足不了现代海洋军事活动的需要。因此,认识、掌握海洋内波及其发生发展机理,开展海洋内波调查、监测、预报保障,对提高海洋水文保障能力、提高部队战斗力有重要的意义。

本书力求达到两个目的,一是普及海洋内波知识;二是阐明海洋内波对海战的影响。这样既可满足海洋水文保障人员学习掌握海洋内波知识的需求,又可满足军事指挥员了解海洋内波对海战影响的需求。全书共分四章,第一章介绍海洋内波的生成机理、分类、基本特性以及全球海洋内波分布的一般特点;第二章介绍中国海内波的时空分布特征;第三章介绍海洋内波对海上军事活动的影响;第四章介绍海洋内波的研究方法。

本书由解放军理工大学气象学院蒋国荣、张军、施伟来、刘群燕共同编写。其中,第一章由蒋国荣、张军编写,第二章由蒋国荣、刘群燕编写,第三章由张军、蒋国荣编写,第四章由蒋国荣、施伟来编写。全书完成后,由蒋国荣负责统稿。

本书在完成过程中,得到了总参气象水文局、解放军理工大学气象学院领导及机

关的大力支持。初稿完成后,承蒙中国海洋大学海洋环境学院方欣华教授和杜涛教授、中国科学院海洋研究所尹宝树研究员、南京信息工程大学闵锦忠教授以及海军潜艇学院李磊教授、海军海洋测绘研究所潘长明高工、北海舰队海洋水文气象中心左林高工等许多同志的审阅,并提出了宝贵的修改意见。本书的完成也依赖于许多学者的研究成果,在此,一并表示衷心的感谢!

本书编写历时两年,数易其稿,内容丰富,论述翔实,信息量大,理论联系实际紧密。尽管如此,由于水平有限,书中难免有不妥之处,敬请读者批评指正。

本书编写组

2009年4月

目 录

前言

第一章 概述	(1)
1.1 海洋内波定义、分类及生成的基本条件.....	(1)
1.1.1 基本概念.....	(1)
1.1.2 海洋内波生成的基本条件.....	(3)
1.1.3 海洋内波分类.....	(5)
1.2 海洋内波的基本特征	(6)
1.2.1 大振幅、慢波速以及上下层流速不一致	(6)
1.2.2 三维空间传播的波.....	(7)
1.2.3 群速传播方向与相速传播方向垂直.....	(8)
1.2.4 独特的反射与折射特性.....	(9)
1.2.5 多模态特性	(11)
1.2.6 随机特性	(12)
1.3 全球海洋内波.....	(12)
1.3.1 全球海洋层化状况分析	(12)
1.3.2 全球海洋内波分布特征	(17)
第二章 中国海内波	(21)
2.1 中国海潮汐、潮流分布特征	(21)
2.2 渤海内波.....	(25)
2.2.1 渤海地形与水文特征	(25)
2.2.2 渤海内波基本特征	(28)
2.3 黄海内波.....	(29)
2.3.1 黄海地形与水文特征	(29)
2.3.2 黄海内波基本特征	(34)
2.4 东海内波.....	(38)
2.4.1 东海地形与水文特征	(38)
2.4.2 东海内波基本特征	(43)

2.5	南海内波	(47)
2.5.1	南海地形与水文特征	(47)
2.5.2	南海内波基本特征	(52)
第三章	海洋内波对海上军事活动的影响	(59)
3.1	海洋内波对潜艇航行安全的影响	(59)
3.1.1	海洋内波对潜艇航行安全的影响分析	(59)
3.1.2	相关典型案例介绍	(63)
3.2	海洋内波对水中武器装备使用的影响分析	(68)
3.2.1	海洋内波对声纳性能的影响分析	(68)
3.2.2	海洋内波对潜艇鱼雷使用的影响	(77)
3.2.3	海洋内波对潜艇导弹发射的影响	(77)
3.2.4	海洋内波对水雷使用的影响	(82)
3.3	海洋内波对海战的影响	(82)
3.3.1	海洋内波对水面舰艇作战的影响	(82)
3.3.2	海洋内波对潜艇作战的影响	(83)
3.3.3	海洋内波对反潜作战的影响	(86)
第四章	海洋内波研究方法综述	(91)
4.1	海洋内波观测研究	(91)
4.1.1	锚系仪器阵列观测	(92)
4.1.2	垂向下放仪器观测	(93)
4.1.3	走航拖曳仪器观测	(94)
4.1.4	中性浮子观测	(95)
4.1.5	声学仪器观测	(96)
4.2	海洋内波理论研究	(98)
4.2.1	确定函数研究方法	(99)
4.2.2	随机函数研究方法	(100)
4.3	海洋内波遥感研究	(101)
4.4	海洋内波实验室研究	(104)
	参考文献	(112)

第一章 概述

海洋内波的研究起步较晚,一个重要的原因是海洋内波不像海浪和潮汐那样易于被人们“观测”到,海洋内波的发现就缘于一次远洋探险中的偶然事件。

1893年6月19日,“弗雷姆”号漂流船由挪威著名的北极探险家南森率领,从奥斯陆港出发向北极方向驶去。8月29日,当船行驶到俄国喀拉海的泰梅尔半岛沿岸时,船突然停住了,似乎被海水“粘”住了。南森环视海面,只见四周风平浪静,离岸也很远,不是搁浅,也没有触礁。那么,问题出在哪里呢?南森想,大概是碰上传说中的“死水”了。但通过进一步观察,南森发现,当船停在“死水”区不能挪动一步时,那里的海水是分层的,靠近海面是一层不深的淡水,下面是咸的海水。他推测,船被海水“粘”住的原因可能与此有关。不一会儿,海上刮起了大风,“弗雷姆”号风满帆张又开始移动。

1896年8月,南森经历了千辛万苦回到挪威之后,请来了海洋学家埃克曼,共同探索“死水”的奥秘。最终他们得出,夏季寒冷地区的海上浮冰融化时,会在密度较大的盐水上覆盖一薄层淡水,当上层水的厚度等于船只的吃水深度时,船的运动就会在咸—淡水界面处产生内波。内波的维持消耗着船的运动能量,船速就会减慢,如果航速比较低,船就像被海水“粘”住似的寸步难行。“弗雷姆”号实际上就是被内波“粘”住的,最后是风的推力超过了内波的“粘”力,才使南森的船脱险。

自此以后,人们开始关注海洋内波现象。

1.1 海洋内波定义、分类及生成的基本条件

1.1.1 基本概念

什么是海洋内波呢?简单地说,它是发生在密度稳定层化海水内部的一种波动。这个定义有两层含义,首先,它指出海洋内波是海洋波动之一;其次,它说明海洋内波发生在密度稳定层化海水内部。

关于密度稳定层化的概念将放在下一小节详细介绍。但是在海洋内部还存在其他各种尺度的波动,比如有高频的声波以及大尺度的斜压罗斯贝波等。那么,如何从众多海洋波动中区分出海洋内波呢?通常可以根据时间尺度或频率来界定。

为此,需要了解两个重要的频率概念:惯性频率与浮频率。

(1) 惯性频率

惯性频率 f 的定义为:

$$f = 2\Omega \sin\varphi \quad (1.1.1)$$

其中 φ 是地理纬度, Ω 是地球自转角速度,大小为 7.292×10^{-5} (1/s)。从惯性频率的定义可以看出,它是一个随地理纬度变化而变化的量,在地球上不同纬度处,惯性频率是不同的。我们给出几个不同纬度处的惯性频率值(表 1.1.1),以便大致地了解它的量级。

表 1.1.1 不同纬度处的惯性频率与惯性周期值

地理纬度 φ (°)	惯性频率 f (1/s)	惯性周期 T (h)
5	1.271×10^{-5}	137.31
15	3.775×10^{-5}	46.24
30	7.292×10^{-5}	23.93
45	1.031×10^{-4}	16.92
60	1.263×10^{-4}	13.82
75	1.408×10^{-4}	12.40
90	1.458×10^{-4}	11.97

由表 1.1.1 可以看出,纬度越高惯性频率越大(惯性周期越小),纬度越低则惯性频率越小(惯性周期越大),但惯性频率有一个上限值, $f_{\max} = 1.458 \times 10^{-4}$ (1/s),对应的惯性周期约为 12 h。

(2) 浮频率

浮频率 N 又叫 Väisälä 频率,其值由下式计算:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad (1.1.2)$$

式中, $\Delta\rho$ 是垂向间隔为 Δz 的两水层间的密度差, ρ 为上述两水层的平均密度。显然,因为密度 ρ 是随深度变化而变化的,所以浮频率 N 也是随深度变化而变化的,由于不同海区密度是随时间、空间变化的,因此在不同海区的垂直剖面上,浮频率的曲线变化特征也是不同的。图 1.1.1 为两个不同海区的浮频率剖面示意图。

由图 1.1.1(a)和(b)可以看出,浮频率随深度的变化具有相似性,在跃层处浮频

率值较大,而在深水区浮频率值随深度增加逐渐减小。从量级上看,在深水处,浮频率 N 值约为 $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (相应周期为 1.7~17 h),而在大洋的季节性温跃层中,浮频率 N 的最大值为 10^{-2} s^{-1} (相应周期约为几分钟)。

了解了上述惯性频率和浮频率的概念和量级,就可以依据时间尺度或频率来界定海洋内波。海洋内波的频率范围介于惯性频率与浮频率之间,对应的时间尺度(周期)范围从几分钟到几天。如果从空间尺度来看,海洋内波的波长则分布在很宽的范围,从几十米一直到几十乃至百千米。

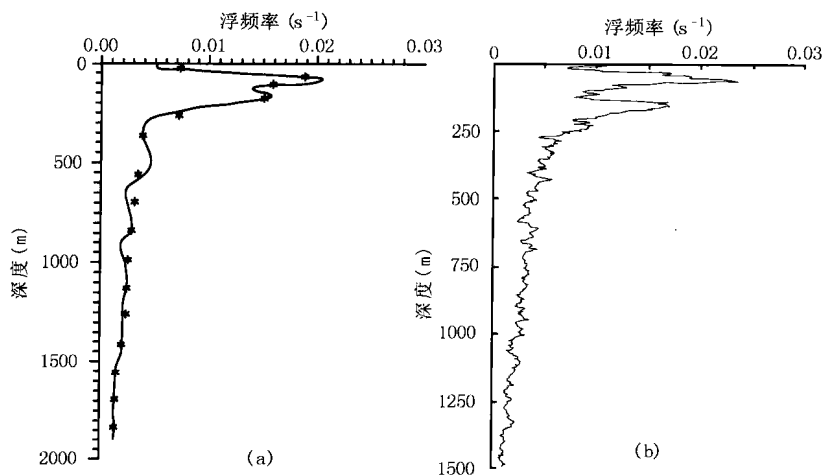


图 1.1.1 两个不同海区的浮频率剖面示意图

这样,就可以进一步给出海洋内波更为确切的定义:海洋内波是发生在密度稳定层化的海水内部的一种波动,它的波动频率介于惯性频率和浮频率之间,恢复力在高频时主要是重力与浮力的合力(也称为约化重力),在低频(接近惯性频率)时主要是地转柯氏惯性力与浮力的合力。

关于恢复力的含义我们留到内波基本特性中叙述。

1.1.2 海洋内波生成的基本条件

海洋内波的生成至少需要两个条件:其一,海水是稳定层化的;其二,要有扰动源存在,以提供扰动能量。

(1) 基本条件之一:稳定层化的海水

海洋内波发生的先决条件是海水密度的“稳定层化”。所谓“稳定层化”有两个含义,一是海水这一流体介质是密度层化流体,二是这种层化状态是稳定的。层化是指海水密度存在垂向梯度,也就是海水密度大小在垂直方向有变化,用简单的数学式子表示就是:

$$\rho_0 = \rho_0(z) \quad (1.1.3)$$

这里 ρ_0 代表海水密度, z 代表深度, $\rho_0(z)$ 表示海水密度是深度的函数, 即海水密度是随深度变化的。图 1.1.2(a) 是海洋中密度随深度变化典型示意图。粗略地说, 在海洋的最上层(大约 20~100 m 左右), 海水密度基本上是不变的, 故这一层被称为准均匀层(图 1.1.2(a) 中 $0 \sim -h$ 范围); 在准均匀层之下, 是密度变化较快的密跃层 ($-h \sim -H$ 范围), 其深度随季节不同而不同, 该跃层也可称之为季节性跃层(图 1.1.2(b) 中水下 7~15 m 范围为典型的季节性密跃层); 季节性密跃层之下, 为主密跃层 ($-H \sim -H_0$ 范围), 这是一个弱层化区, 其密度随深度缓慢增长; 在主密跃层之下, 海水密度变化很小, 但仍缓慢增长。

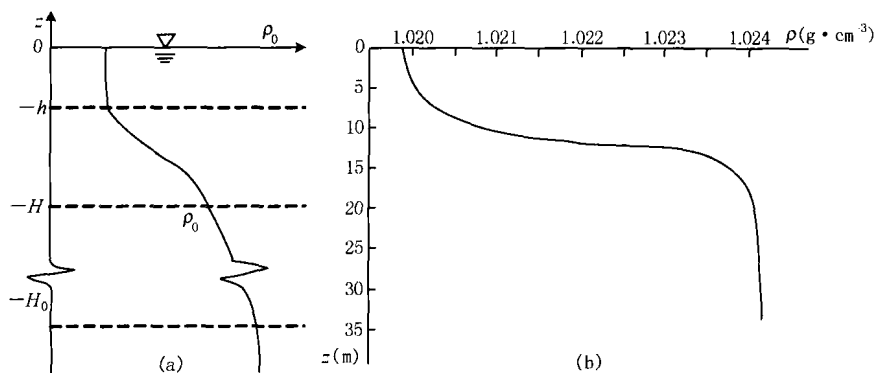


图 1.1.2 海洋中海水密度随深度变化的典型分布示意图

(a)是一般情形,(b)是一个浅水实测例子

从图 1.1.2 中还可以得到这样一个信息,即在海洋中,总体来说是上层的海水密度小,下层的海水密度大。这种密度随深度增加而增大的层化状态是稳定的,为什么这么说呢?

取水平面($x-y$ 平面)在海面上, z 轴铅直向上为正。假设因为某种外界干扰,有一小团海水(密度 $\rho(z)$)从水深 z 处(在上述坐标系中, z 是负值)垂直向上偏移到 $z+\Delta z$ 处(Δz 是正值)。因为偏移的时间很短,移动过程可看成是绝热无扩散过程,也就是说这一小团海水与周围海水无质量、热量交换,仍保持它在最初时的状态,即维持原密度 $\rho(z)$ 不变。这时,位置 $z+\Delta z$ 处环境海水密度为 $\rho(z+\Delta z)$, 比小水团密度小。因此,在外部扰动消失后,这团海水就会因为密度大而产生向下加速下沉。当它回到原来位置时因为惯性作用并未停下,继续向下运动。但当它越过它的最初位置下沉时,就会出现与向上偏移相反的情况,即它所到位置周围的海水密度都高于这团海水,这样就会出现一个向上的浮力,使其运动速度减低直至为零,最终在浮力作用下又向上运动。这样,如果没有阻力的话,这团海水就会无休止地以 z 处为平衡位

置而上下往复运动。

以上描述的在外部扰动作用下小微团的运动过程表明,图 1.1.2 这种密度随深度增大而增大的层化状态不会因外部扰动而遭破坏,也就是说,这种层化状态是稳定的。上述分析还表明,在这种稳定层化的海水中,当某种外部扰动出现时,海水微团将做振荡运动,也即海水内部波动。因此,稳定层化的海水是海洋内波产生的基本条件。

(2) 基本条件之二:扰动源

海洋内波的生成不仅需要稳定层化的海水,还需要扰动源。扰动源使海水微团偏离最初的平衡位置产生振荡。引起海洋内波的扰动源非常多,可分为海洋外部扰动源和海洋内部扰动源两类。

海洋外部的扰动源有大气压的无规则振荡、海洋表面风应力和海洋底部的地震等。海洋上空大气压振荡可以通过一种共振相互作用机制产生海洋内波,这种海洋内波是稳定层化海水对大气压振荡的一种强迫响应;当海洋表面的风分布不均匀时,海洋的上埃克曼边界层在这种风场作用下会产生边界层以下的分层海水的垂向流,这种垂向流将导致海洋内波的生成;海洋底部的地震会产生一个瞬时的局部大扰动,除了产生海啸外,它也使稳定层化的海水在扰动下产生振荡,导致地震内波(内津波)生成。

海洋内部的扰动源有天文潮潮流与海底地形的相互作用、表面波共振相互作用、海流与潮流流过粗糙的海底地形产生山后波等。当天文潮潮流遇到变化的地形,比如大陆坡、陆架坡折处、海山、海岭及海沟等时,会在层化海洋中产生多种波动,其中就包括具有潮波频率的内潮波及其谐波;两列表面波(涌浪)可通过共振相互作用生成一系列内波,这种生成过程依赖于海洋层化状况和涌浪的特征线;海流与潮流流过粗糙的海底地形产生山后波,山后波脱离地形后在逆流传播过程中演变为内孤立波,这在巴西海盆中非常显著。另外,上混合层的湍流涡“撞击”到混合层底时产生界面波;水下潜体在水中的运动也可产生内波。

可见,引起海洋内波的扰动源很多,这与海浪不同,海浪的扰动源仅仅是风。正是由于海洋内波具有如此之多的扰动源,才使得对海洋内波的研究变得十分困难,也使得海洋内波难以预测预报。因为我们有时无法清楚地知道,所遇到的海洋内波是由什么扰动源引起的?

1.1.3 海洋内波分类

根据海洋内波的定义,海洋内波的频率、周期及波长都在一个比较宽的范围内变化。而实际上,不同扰动源所产生的海洋内波是不同的。为了分析及研究上的方便,我们有必要对海洋内波进行分类。

如果从频率、周期及波长尺度来分类的话,海洋内波大致可分为三类:第一类是短周期及短波长的高频内波,其周期大约从几分钟到几个小时,通常空间尺度也较小,为几十米到几百米,这类内波一般也表现为很强的随机性;第二类是具有潮周期的内潮波以及与内潮密切相关的潮成内孤立波,内潮波的波长范围从几十千米到百千米;而非线性很强的潮成内孤立波,其变化周期通常在几个小时,空间尺度范围从几百米到几千米,此类内波的随机性相对较弱;第三类是频率接近当地惯性频率的内惯性波,其周期在 12 h 以上,空间范围在几十千米以上,这类波的随机性也较强。

如果从地理位置对海洋内波进行分类,则可分为大洋内波、近海内波、极地内波及赤道内波。当然,还可以从扰动源进行海洋内波的分类。

1.2 海洋内波的基本特征

与其他一些海洋波动(如海浪)相比,海洋内波在波面变化、运动特征及分布特征上有明显不同。总结起来,有六大主要特性。

1.2.1 大振幅、慢波速以及上下层流速不一致

通过对简单的二层不同密度液体的理论研究或实验研究都可以发现,假定以相等的能量激发表面(即水—气界面)波和液体界面波时,液体界面处的波动(以下简称界面波,可看作内波)振幅要比水—气界面处的波动(即海浪)振幅大得多,若设两层液体的深度比界面波波长大多,则表面波和界面波振幅之比满足下述表达式:

$$\frac{\xi_1}{\xi_2} \approx \frac{g'}{g} \quad (1.2.1)$$

上式中, ξ_1 和 ξ_2 分别为表面波振幅和界面波振幅; g 是重力; g' 是约化重力,这个量就是海洋内波定义中提到的高频内波的恢复力,通常用下式计算:

$$g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \quad (1.2.2)$$

式中, ρ_1 为上层水密度, ρ_2 为下层水密度,对稳定层化的海水,显然 $\rho_2 > \rho_1$ 。约化重力是单位质量流体微团偏离平衡位置时所受到的浮力与重力的合力,它在内波研究分析中是一个非常重要的量。由(1.2.2)式可以看出,约化重力的量值是上、下两层流体密度之差与下层流体密度的比值乘以重力加速度。如果两层流体密度十分接近(实际海中都是这种情况, $\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$ 一般不超过 0.3%),那么与重力相比,约化重力是一个小量,由于它是海洋高频内波的恢复力,因而导致了海洋内波与海浪的巨大差别,下面我们就来分析这些差别。

由(1.2.1)和(1.2.2)式可以看出,表面波振幅和界面波振幅的比值不超过0.003。即从理论上来说,二者的量值可相差百倍到千倍,或者说,当海水内部(界面附近)出现“轩然大波”时,海表面却可能只有很小的起伏。正是小的约化重力造成了如此大振幅的界面波,因为约化重力很小,所以一个很小的扰动就会使水质点偏离其初始平衡位置很大距离,从而导致大波动的产生,这就是为什么海洋内波会有高达百米振幅的原因。

另外,长界面波的波速 c_1 可用下式表示:

$$c_1^2 \approx \frac{g'H_1H_2}{gH} \approx \begin{cases} g'H_1 & \text{当 } H_1 < H_2 \text{ 时} \\ g'H_2 & \text{当 } H_1 > H_2 \text{ 时} \end{cases} \quad (1.2.3)$$

式中, H_1 、 H_2 和 H 分别是上、下层水深与总水深。由上式可以看出,由于在量值上约化重力 g' 比重力 g 小得多,因此,界面波的传播速度很慢,远远小于表面长波的传播速度($c = \sqrt{gH}$)。即与表面波相比,海洋内波是一个传播较慢的波,海洋内波的这一特性,也决定了海洋内波与表面波在时空尺度上的差别。由于海洋内波传播缓慢,两个波峰到达同一点的时间间隔(即周期)就会很长,波长也会较长,这就是为什么海洋内波的波动周期至少为几分钟以上而表面风浪或涌浪的周期约为 10 s 左右的原因。

对简单二层流体的研究还发现,上、下两层流体的平均流速方向是反相的,从量值上看,厚度小的水层中流体的垂向平均运动速度要比厚度大的水层中流体的垂向平均运动速度快。

因此,海洋内波的基本特征之一为:大振幅、慢波速以及上下层流速不一致。

1.2.2 三维空间传播的波

表面波仅沿水平方向传播,海洋内波则不同,它是在三维空间斜向传播的。其波形的传播方向,即波向线与铅垂方向的夹角 α 可由下式给出:

$$\tan \alpha = \sqrt{\frac{(\omega^2 - f^2)}{(N^2 - \omega^2)}} \quad (1.2.4)$$

对给定的海区,通常惯性频率 f 可看作是不变的。假设浮频率 N 是常数,此时,传播方向与垂向的夹角 α 主要随内波频率 ω 变化,当内波频率 ω 接近惯性频率 f 时, α 接近于零,波形几乎沿铅垂方向传播;当内波频率 ω 接近浮频率 N 时, α 接近 90° ,波形几乎沿水平方向传播;一般情况下,波形沿斜向传播, α 的大小与 ω 的大小有关。

由于海洋内波的传播方向与内波的频率大小有关,这就导致了海洋内波传播的显著三维特征。由于某种扰动激发了海洋内波后,不同频率的内波分波会沿与垂向成不同角度的方向传播发散,这样,在离内波生成源地不远的地方观测到内波波形就会与源地的内波波形不相同了。图 1.2.1 给出了证实上述海洋内波传播特性的实际观测例子。图中,观测海区在澳大利亚悉尼附近陆架区,(a)、(b)、(c)表示水平间距

约为 1 km 的 3 个锚系, U 与 L 则分别表示上层与下层资料, 上、下层垂向相距 40 m。

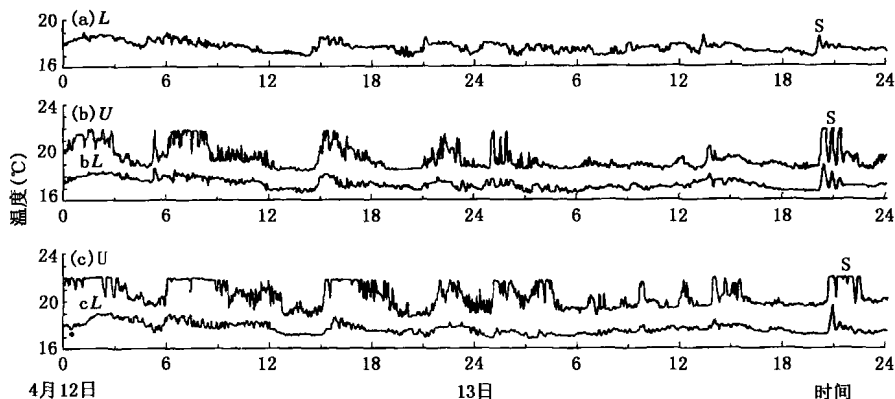


图 1.2.1 澳大利亚悉尼附近陆架区有内波时观测所得的温度—时间曲线

图中观测资料显示, 无论上层与下层, 还是水平方向相隔一定距离的点, 观测到的内波差别很大。这说明由于不同频率的内波沿不同方向传播, 在新的海区观测到的内波自然与原先的内波波形有差异。

根据上面的叙述, 可以总结出海洋内波的基本特征之二: 海洋内波是一种在三维空间传播的波。它的传播方向与垂向的夹角大小和频率有关, 当海洋内波频率较低时, 夹角趋近于零, 即几乎铅直向上传播; 当频率较高时, 夹角接近 90° , 即接近水平方向传播。

1.2.3 群速传播方向与相速传播方向垂直

海洋内波具有一个重要特征, 它的群速 (代表能量传输方向) 与相速 (波形传播方向) 不但量值不相等, 而且传播方向也不同, 虽然它们落在同一铅垂平面中, 但它们相互垂直。图 1.2.2 给出了相速传播方向与群速传播方向对应关系的示意图。图中显示, 当频率 ω 给定后, 相速的传播方向 (以波数向量 k 表示) 就落在锥角为 2α 的圆锥面上, 而群速向量 (以向量 C_g 表示) 则落在与波数向量 k 垂直的锥角为 $\pi - 2\alpha$ 的圆锥面上。众所周知, 海浪传播过程中, 其群速虽与相速量值大小不同, 但传播方向一致。海洋内波群速与相

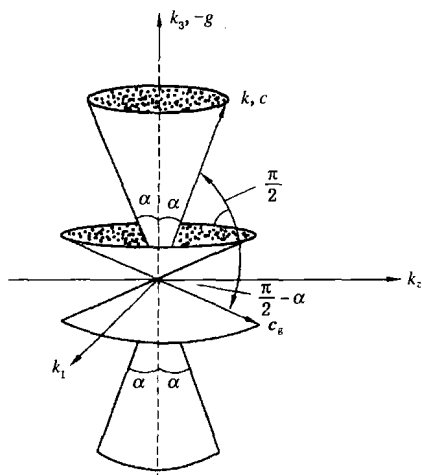


图 1.2.2 波数向量 k 及相应的群速向量 C_g 的可能方向构成的圆锥面

速传播方向垂直的特征进一步反映了海洋内波传播的复杂性。

1.2.4 独特的反射与折射特性

由于海洋内波是斜向传播的,而实际的海洋沿垂向是有界的,因此,海洋内波传播必然会受到海面与海底的影响,产生反射现象。当海洋内波在非均匀分层(N 不是常数)的海洋中传播时,同一频率的海洋内波会因浮频率 N 的变化而变化,将出现折射现象;同样,当海洋内波沿经向由一个海区传播到另一个海区时,惯性频率 f 也会发生变化,也将出现折射现象;那么,海洋内波的反射与折射特性是怎样的呢?

先讨论海洋内波的反射特性。理论分析与实验研究表明,与光波、声波以及海洋表面波不同,海洋内波的反射不遵守镜面反射原理。海洋内波的反射之所以具有独特的特性,正是因为海洋内波的能量传输方向与波形传播方向在铅垂断面中是相互垂直的。

海洋内波的反射是能量的反射,波形的反射则是通过能量的反射来实现的。在海洋内波研究中,为使海洋内波的传播分析更为简洁而有效,通常把海洋内波能量的传输方向用射线来描述,就如同波形的传播方向用波向线描述一样。下面我们就用射线理论来分析海洋内波的反射特性。

在讨论海洋内波的传播时,我们已知波向线与铅垂方向的夹角 α 可用式(1.2.4)表示,由于射线与波向线垂直,故夹角 α 即是射线与水平方向的夹角。当射线到达反射面(海底或海面)时,无论反射面是倾斜的还是水平的,入射线与水平面的夹角和反射射线与水平面的夹角总是相等的,如图 1.2.3 所示。

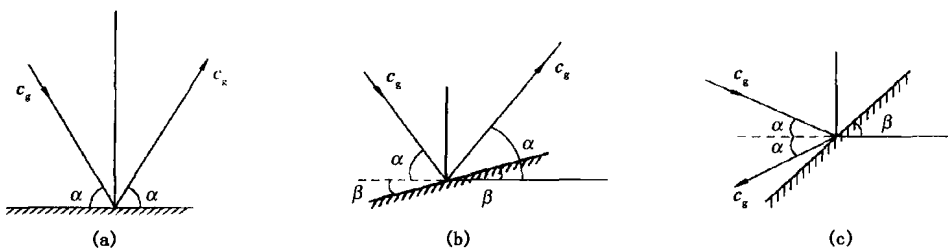


图 1.2.3 海洋内波的反射特性图示(图中 C_g 为群速)

当海底水平时(图 1.2.3(a)),海洋内波能量通过海底和海面(始终看成水平的)不断反射,内波能量在水平方向仍向前传送。当海底倾斜时,如果底地形倾角 $\beta < \alpha$ 时(称之为亚临界地形),射线也能不断地在水平方向向前传播(图 1.2.3(b))。而当 $\beta > \alpha$ 时(即超临界地形),射线在水平方向将受到反射(图 1.2.3(c))。图 1.2.4 给出了依据上述原则内波射线在斜底存在时的传播示意图。图中,射线 1 在水平方向是向前传送的,而射线 2 对应低频内波,该低频内波由于海底与海面的反射,最终由出