



海洋科学书系

**Fundamentals of Oceanic Internal Waves
and Internal Waves in the China Seas**

方欣华 杜 涛 编著

**海洋内波基础和
中国海内波**

中国海洋大学出版社

**Fundamentals of Oceanic Internal Waves
and Internal Waves in the China Seas**
海洋内波基础和中国海内波

方欣华(FANG Xinhua) 编著
杜 涛(DU Tao)

中国海洋大学出版社
CHINA OCEAN UNIVERSITY PRESS
青岛 · QINGDAO

内容摘要

本书在阐述海洋内波基础知识、基本理论的基础上,着重介绍与海洋实际工作、应用科学及工程技术密切相关的知识与技术;强调海洋内波的随机性和潮成内波的非线性,介绍中国海内波实际状况,其中包含作者的研究成果和工作经验,有的是首次发表。本书内容包括:海洋内波的基础知识和基本方程;在各种浮频率垂向剖面和存在剪切流的海洋中线性内波的传播特性;线性和非线性潮成内波;内波实验室实验;海洋内波观测和资料分析;随机海洋内波场的统计特性和谱模型;海洋内波的生成、相互作用及消衰;中国海的内波;等等。

本书的读者对象为海洋科学、海洋技术、大气科学、海洋工程、海洋环境科学与工程、海洋石油开发,水下航行器的设计与操纵等领域的大学本科高年级学生、研究生、教师、科研及工程技术人员、管理及决策人员等,而非仅对海洋内波研究方向的研究生和学者。

图书在版编目(CIP)数据

海洋内波基础和中国海内波/方欣华,杜涛编著. 青岛:中国海洋大学出版社,2004.12
ISBN 7-81067-656-3

I. 海… II. ①方…②杜… III. 海洋—内波 IV. P731.24

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 122034 号

中国海洋大学出版社出版发行
(青岛市鱼山路5号 邮政编码:266003)

出版人:王曙光

青岛双星华信印刷有限公司印刷

新华书店经销

*

开本:787mm×1 092mm 1/16 印张:22 字数:505 千字

2005 年 5 月第 1 版 2005 年 5 月第 1 次印刷

印数:1~1 200 定价:35.00 元

序

由于海洋内波在多种海洋运动过程中所占据的重要位置,以及它对人类在海洋中的活动所起的不容忽视的作用,一个多世纪以来,众多海洋学家投身于对它的观测与研究,尤其是自 20 世纪 60 年代以来,研究取得了长足的进展。在我国,关于海洋内波的研究则开展较晚。20 世纪 70 年代末,基于我国海洋科学发展和国家建设的需要,在山东海洋学院(今中国海洋大学)开始了海洋内波的研究与教学,方欣华和王景明教授在极其困难的条件下承担了这一开创性的任务,逐步建立起一套完整的科研与教学体系,形成了一个以海洋内波为主要方向的科研与教学集体,取得了丰硕的成果。

《海洋内波基础和中国海内波》一书是作者多年来关于海洋内波科研与教学成果的总结。它用较大篇幅阐述了海洋内波的基础理论和实验、观测及资料分析的基本手段,介绍了这一研究领域的最新发展,并首次系统地论述了中国海的内波状况,其中不乏作者自己的成果。它既是一部由浅入深的海洋内波教材,引导读者步入海洋内波知识的殿堂,也是一部与实际应用紧密结合的实用性著作,为与海洋内波有关的各类专业人员和管理人员提供重要参考。我相信它的问世必将惠及读者,对我国海洋内波的教学、研究和应用起促进作用。

文圣章

2004.10.

前 言

海洋内波以其优美巧妙的数学形式和绚丽多姿的物理图案引导众多知名数学家、力学家和海洋学家竞相折腰。自然,海洋内波对众多学者的真正吸引力在于它在海洋科学中的重要学术价值和人类海洋活动的不容忽视的影响。海洋内波将海洋上层能量带入深层,也是海洋大中小尺度能量级串中的重要环节。内波运动参与海洋中的物质输运过程,它的破碎使海水发生混合,从而对海洋环境有重要影响。它的存在会改变水下声信号传播路线;对海上石油、天然气等资源的勘探和开采设施的安全是一潜在的威胁。潜艇的航行与隐蔽以及鱼雷的发射等也都受到它的影响。在以非内波研究为目的的海洋观测资料中,海洋内波产生的噪声信号给资料分析带来麻烦。

对海洋内波的研究在国际上(尤其是在美国和前苏联)受到了高度重视。一些知名学者都曾投身海洋内波的研究工作中。中国老一辈海洋学家也以焦急的心情企盼着在中国开展海洋内波的研究工作。赫崇本教授在20世纪70年代初就曾与我详谈过开展海洋内波研究的设想,但由于种种原因,未能如愿。1979年,“科学的春天”来到了,文圣常院士决定在山东海洋学院(今中国海洋大学)开展对海洋内波的研究和教学工作。本人有幸与我的老师王景明教授承担了这一任务,从此开始了对海洋内波的学习、研究和教学工作。在此期间,我与老师、同事及学生共同完成了多项国家科技专项中的有关海洋内波专题(编号:85-927-05-03,97-926-05-02)、国家自然科学基金(基金号:数85632,4880228,4937625,49676275,49976002)、高等学校博士学科点专项科研基金(基金号:8842304,9045117,9342305,9542309,9842306)和山东省自然科学基金项目(编号:Y2000E04),获得了多项省部级科技进步奖;筹建了内波实验室,逐步建立起从本科生、硕士与博士研究生到博士后的全套海洋内波教学体系。在此,我深深怀念给我以海洋内波启蒙教育的已故赫崇本教授及给我极大帮助和支持的同事好友已故张玉琳高级工程师。我衷心感谢引我进入海洋科学大门并委以海洋内波研究与教学重任的文圣常院士,给我指导、帮助和支持的老师王景明教授,甘子钧研究员,师兄冯士侗院士以及始终关心支持我们工作的早年学生马继瑞研究员和江明顺博士等。我衷心感谢共事多年的

同事徐肇廷教授、范植松教授和杜涛教授,还有众多国外同行好友,如 G. Cresswell 博士和 M. Tomczak 教授,他们引领我进入实际海洋内波观测和资料分析, P. Baines 博士,他携我进行内波实验并为筹建我们的海洋内波实验室无偿赠送技术资料 and 量测设备。我还要感谢给予我们资助和指导的科技部、教育部和各基金委。

多年来,有很多不同专业的人员问及一些海洋内波的问题,希望有一部能帮助他们入门、易于理解、适于应用的关于海洋内波问题的著作。我们也希望拙著的出版能为我国海洋内波研究和应用尽绵薄之力。鉴于此,本书的读者对象定位于海洋科学、海洋技术、海洋工程、海洋声学、大气科学、海洋环境科学与工程、海洋石油勘探与开发、海洋渔业、军事海洋学等学科专业的大学本科高年级学生和研究生,教师,科研、工程、技术人员,决策和管理人员等。根据读者对象确定本书的特点为非学院式的著作,易于读者阅读理解和实际应用,并具有显著的中国特色。本书着重阐述实际海洋内波的基本特性,力图为读者提供一些研究和解决海洋内波实际问题的基本知识和方法。同时,也介绍一些作者自己的研究成果,其中有的内容是首次问世。

本书的出版得益于我们科研教学集体 20 多年工作经验的积累,也与老师们的指导与鼓励,同事、早年的学生及海外的同行友人,以及科技部、教育部、各基金委的支持与帮助分不开;我的合作者杜涛教授的加盟大大地丰富了本书的内容,并加快了其写作进度;中国海洋大学领导、海洋环境学院和物理海洋研究所历届领导给予了大力支持;我们的学生李海艳和孙丽认真校阅了书稿和清样。在此对他们致以衷心的感谢。

由于海洋内波现象的复杂性,理论与实践的困难,文献的浩瀚,更因为作者水平有限,书中难免会有错误和不足之处,敬请读者批评指正。

方欣华

2004 年 9 月

目 录

第 1 章 基础知识和基本方程	(1)
§ 1.1 概述	(1)
§ 1.2 基础知识	(4)
§ 1.3 内波基本方程	(11)
§ 1.4 关于基本方程和海面边界条件的进一步讨论	(19)
第 2 章 线性内波的传播特性	(27)
§ 2.1 内波的垂向进行模态、反射特性与垂向驻模态	(27)
§ 2.2 跃层波动的界面波模型	(34)
§ 2.3 跃层波动的其他模型	(40)
§ 2.4 WKB 近似	(44)
§ 2.5 Airy 函数形式的波函数及相应频散关系	(47)
§ 2.6 转折深度和转折纬度	(51)
§ 2.7 临界层现象和稳定性问题	(55)
§ 2.8 海洋内波频散关系的数值解法	(62)
第 3 章 潮成内波	(69)
§ 3.1 潮成内波的基本知识	(69)
§ 3.2 内潮波的生成机制	(73)
§ 3.3 内潮波的解析解例	(78)
§ 3.4 内潮波的一个二维三层模式	(85)
§ 3.5 内潮波的一个三维多层模式	(90)
§ 3.6 内孤立波的生成机制	(101)
§ 3.7 潮成内波的传播、变化及传播模式	(108)
§ 3.8 潮成内波模拟的统一模式	(115)
§ 3.9 连续层化海洋中内潮波的谱差分模式	(120)
§ 3.10 潮成内波对相关学科研究的影响	(123)
第 4 章 内波实验室实验	(132)
§ 4.1 实验水槽及密度连续层化流体的配制	(132)
§ 4.2 造流	(137)
§ 4.3 造波和消波	(145)
§ 4.4 观测技术	(150)

第 5 章 海洋内波观测和资料分析	(159)
§ 5.1 时间序列分析基础知识	(159)
§ 5.2 随机内波场的谱表示	(165)
§ 5.3 锚系仪器阵列观测	(169)
§ 5.4 垂直下放仪器、走航仪器和中性浮子观测.....	(178)
§ 5.5 声学仪器观测和遥感观测	(187)
§ 5.6 浮频率的计算	(194)
§ 5.7 海洋内波观测资料的概率分布	(198)
§ 5.8 内波方向谱	(205)
第 6 章 海洋内波谱模型	(215)
§ 6.1 GM72——控制方程与浮频率垂向分布模型	(215)
§ 6.2 GM72——标准化	(221)
§ 6.3 GM72——观测谱	(223)
§ 6.4 GM72——等价连续假设下的谱表达式	(228)
§ 6.5 GM72——能量密度与相干的关系	(230)
§ 6.6 GM72——能量在波数-频率空间的分布	(234)
§ 6.7 GM75, GM79, IWEX 和 Aha99 等谱模型.....	(241)
§ 6.8 逆分析技术的数学基础	(249)
§ 6.9 内波的一致性关系式	(253)
第 7 章 海洋内波的生成、相互作用与消衰机制	(258)
§ 7.1 概述	(258)
§ 7.2 内波的弱非线性相互作用	(262)
§ 7.3 内波的生成机制	(267)
§ 7.4 海洋细结构及其对海洋内波的影响	(273)
第 8 章 中国海的内波	(282)
§ 8.1 渤、黄海的内波.....	(282)
§ 8.2 东海内波	(292)
§ 8.3 南海内波	(300)
§ 8.4 南海内波的源	(312)
参考文献	(319)

CONTENTS

CHAPTER 1 BASIC CONCEPTS AND EQUATIONS	(1)
§ 1.1 Introduction	(1)
§ 1.2 Basic Concepts	(4)
§ 1.3 The Basic Equations of Internal Waves	(11)
§ 1.4 Further Discussions on Basic Equations and Boundary Conditions on the Sea Surface	(19)
CHAPTER 2 PROPAGATING PROPERTIES OF LINEAR INTERNAL WAVES	(27)
§ 2.1 The Vertical Propagating Modes, Reflection and Vertical Standing Modes of Internal Waves	(27)
§ 2.2 An Interfacial-Wave Model for Waves in the Pycnocline	(34)
§ 2.3 Other Models for Waves in the Pycnocline	(40)
§ 2.4 The WKB Approximations	(44)
§ 2.5 Wave Functions with Airy-Function Forms and the Associated Dispersion Relations	(47)
§ 2.6 Turning Depths and Turning Latitudes	(51)
§ 2.7 Critical layers and Stability Problems	(55)
§ 2.8 A Numerical Method for Dispersion Relations of Oceanic Internal Waves	(62)
CHAPTER 3 TIDE-GENERATED INTERNAL WAVES	(69)
§ 3.1 Elements of Tide-Generated Internal Waves	(69)
§ 3.2 The Generation Mechanism of Internal Tides	(73)
§ 3.3 An Analytical Solution of Internal Tides	(78)
§ 3.4 A Two-Dimensional and Three-Layer Model of Internal Tides	(85)
§ 3.5 A Three-Dimensional and Multi-Layer Model of Internal Tides	(90)
§ 3.6 The Generation Mechanism of Internal Solitary Waves	(101)
§ 3.7 The Propagation, Evolution and Propagation Models of Tide-Generated Internal Waves	(108)
§ 3.8 A Synthetic Simulation Model of Tide-Generated Internal Waves	(115)

§ 3.9	A Spectral and Limited-Differential Model of Internal Tides in the Continually Stratified Ocean	(120)
§ 3.10	The Influences of Tide-Generated Internal Waves on Studies of Some Related Scientific Fields	(123)
CHAPTER 4	LABORATORY EXPERIMENTS OF INTERNAL WAVES	(132)
§ 4.1	Experiment Tanks and Producing of Fluids with Continually Stratified Density Profiles	(132)
§ 4.2	Producing of Shear-Flow in Stratified Fluids	(137)
§ 4.3	Wave Making and Wave Removing	(145)
§ 4.4	Techniques of Observations and Measurements	(150)
CHAPTER 5	MEASUREMENTS AND DATA ANALYSIS OF OCEANIC INTERNAL WAVES	(159)
§ 5.1	Elements on Time-Series Analysis	(159)
§ 5.2	Spectral Expression of Random Internal Wave Fields	(162)
§ 5.3	Measurements with a Moored Instrument Array	(169)
§ 5.4	Measurements Using Cast and Towed Equipment, and a Neutral Float	(178)
§ 5.5	Measurements by Acoustic and Remote-Sensing Equipment	(187)
§ 5.6	Calculation of Väisälä Frequency	(194)
§ 5.7	Probability Distribution of Observation Data of Oceanic Internal Waves	(198)
§ 5.8	Directional Spectra of Internal Waves	(205)
CHAPTER 6	SPECTRAL MODELS OF OCEANIC INTERNAL WAVES	(215)
§ 6.1	GM72—Governing Equations and Vertical-Distribution Models of Väisälä Frequencies	(215)
§ 6.2	GM72—Normalization	(221)
§ 6.3	GM72—The Observed Spectra	(223)
§ 6.4	GM72—Spectral Expressions on the Supposition of the Equivalent Continuum	(228)
§ 6.5	GM72—Relation between Energy Density and Coherence	(230)
§ 6.6	GM72—Energy Distribution in a Wavenumber-Frequency Space	(234)
§ 6.7	Spectral Models of GM75, GM79, IWEX, Aha99, etc	(241)
§ 6.8	Mathematical Basis for Inverse Analysis	(249)
§ 6.9	Consistency Relations for Internal Waves	(253)
CHAPTER 7	THE MECHANISM OF GENERATION, INTERACTION AND DISSIPATION OF INTERNAL WAVES	(258)
§ 7.1	Introduction	(258)

CONTENTS

§ 7.2	Weak-Nonlinear Interactions of Internal Waves	(262)
§ 7.3	Generation Mechanism of Internal Waves	(267)
§ 7.4	Oceanic Finestructure and Its Influences on Internal Waves	(273)
CHAPTER 8	INTERNAL WAVES IN THE CHINA SEAS	(282)
§ 8.1	Internal Waves in the Bohai Sea and the Yellow Sea	(282)
§ 8.2	Internal Waves in the East China Sea	(292)
§ 8.3	Internal Waves in the South China Sea	(300)
§ 8.4	The Origins of Internal Waves in the South China Sea	(312)
REFERENCES		(319)

第 1 章 基础知识和基本方程

§ 1.1 概 述

1.1.1 定义、学术意义与应用价值

生活在海边的人对海面上复杂多变的波浪是司空见惯的,即使从未见过大海的人也会在电视或电影上看到过汹涌澎湃的海浪。然而,也许很多人认为,海洋的内部会是一个宁静的世界,至少不会存在起伏不停的波浪。其实,海洋内部的海水也存在着形式多样的运动,内波即是其中之一。

海洋内波是发生在密度稳定层化的海水内部的一种波动,其最大振幅出现在海洋内部,波动频率介于惯性频率和浮性频率之间;其恢复力在频率较高时主要是重力与浮力的合力(称为约化重力或弱化重力),当频率低至接近惯性频率时主要是地转柯氏惯性力,所以内波也称为内重力波或内惯性-重力波。由于实际海水密度的层间变化很小(跃层上下的相对密度差也仅约为 0.1%),所以约化重力比重力小得多,海水只要受到很小的扰动就会偏离其平衡位置而产生“轩然大波”。这种波动很缓慢,相速度仅为相应表面波的几十分之一,即一般不足 1 ms^{-1} 。海洋内波具有很强的随机性,其波长和周期分布在很宽的范围内,常见的波长为几十米至几十千米,周期为几分钟至几十小时。振幅一般为几米至几十米,根据 Roberts(1975)的统计,最大垂向振幅甚至高达 180 m。在稳定层化海洋中都可能存在内波。在海洋观测资料中常常包含着各种尺度的脉动,虽然它们并非全是内波的表现,但频率介于惯性频率与浮性频率之间的脉动,可能主要是内波的表现。

最早人们将内波作为调查资料中令人讨厌的噪声,只想将它们从数据中消除掉以获得人们见惯了的光滑无“噪声”的资料。然而,如 Garrett 和 Munk(1979)所说的,“一些人视为噪声的因素,在另一些人看来却是一种(有用的)信号”。随着研究的深入,人们逐渐认识到内波在海洋中的重要作用。

内波在海洋中起着重要的动力学作用(Thorpe, 1975, 1999; Garrett & Munk, 1979; Munk & Wunsch, 1998; Müller & Briscoe, 1999; 等等)。低温高密度海水在极地区域形成后下沉到海底并在底层散布开来,这层高密度水必然要与其上的密度较低的水缓慢地混合,内波是引起这种混合的最可能因素。因为内波的群速度与水平方向成一夹角,此夹角是内波频率的函数,内波能将能量和动量从含能量和动量较高的上层海洋传入含能量和动量较低的深层,所以内波是能量和动量垂向传输的重要载体。人们普遍认为,海洋中存在大、中、小尺度能量级串,内波是这一能量级串中的一个重要环节。内波与其他大、中尺度运动过程间以及不同尺度内波间的非线性相互作用,将能量从含能较高的大尺度运动过程传递给含能较低的较小尺度运动过程,再传给更小尺度的运动过程,直至成为湍流而耗散。这种观

念正在逐步地被证实。内波引起和参与的混合过程是保持海洋层结状态的关键因素。

内波反复地将海水由光照较弱的较深处抬升到光照较强的浅层,从而促进了较深水体中的海洋生物的光合作用,提高了海洋初级生产力。内潮(由潮汐引起的内波)在陆架外缘等地形变化的海域形成上升流,将营养盐丰富的深层海水输送到浅层,有利于生活在浅层的海洋生物的增殖。

内波引起的海水混合,尤其是穿过等密度面的混合,有利于物质与热量的输运,从而对海洋环境和海洋生态保护发挥重要作用。

内波引起的等温度面和等密度面的起伏会影响到海洋中声信号的传播速度与方向,即改变了声道,从而降低了声呐功能,增加了水下通讯和目标探测的困难。大振幅内孤立波和内孤立子引起多种专业人员的关注。它使等密度面发生快速大振幅上下起伏。若有潜艇或鱼雷等水下航行物体处于这种等密度面处,则它们将随等密度面的起伏而上下运动或骤然地上浮或下沉,导致鱼雷脱靶,使潜艇难以操纵。这并非是鲜见的事件。中国某潜艇在航行中突然从 8 m 深层下沉到 80 m 深层,令操作者难于控制;也曾遇到剧烈的上下起伏长达 123 分钟之久。^① 这些现象很可能是大振幅内孤立波和内孤立子所致。Thurman(1988)论及一次潜艇沉没的重大事件:美国海军核动力潜艇“Thrushes”号(大鲨鱼号)于 1963 年 4 月 10 日在马萨诸塞州海岸外 350 km 处出事沉没,129 名艇员全部遇难。他们发出的最后一条信息说,潜艇遇到“一点小麻烦”,正在用高压空气从潜艇贮水柜往外排水。这一信息表明,当时潜艇可能正在经受着无法控制的急速下沉。Thurman 推测,这种情况可能与内波有关。海上石油钻探与开采设施也会经受内波的作用。大振幅内孤立波或内孤立子除产生等密度面大振幅垂向起伏外,还产生具有强垂向剪切的往复水平流。这种往复剪切流对刚性结构一般地不至于产生破坏性作用,但使一些柔性构件受到方向交替的剪应力。在这种剪应力的反复作用下,它们会因材料超过疲劳极限而断裂。水下输油管和电缆等的断裂很可能与这种作用有关。Ebbesmeyer 等(1991)报告,在南海陆丰油田,大振幅内孤立波在近海面水层产生强往复流,以至于使作业船发生操纵困难,也曾使油轮在短短 5 分钟内将船向改变 110°。

1.1.2 研究发展的一些重要事件

海洋内波现象的绚丽多姿、物理内涵的丰富多彩、解决海洋内波问题所用数学工具和处理方法的艰深与巧妙,在早期都引起众多研究者的兴趣。但关于海洋内波研究的真正动力,则是内波在上述各方面的作用。

最早的内波理论研究是 1847 年 Stokes 关于两层流体间的界面波动,继之 1883 年 Rayleigh 将研究扩展到连续层化流体中的内波(Munk, 1981)。关于实际海洋内波观测报告要比 Stokes 的理论工作落后半个世纪。

根据 Defant(1961)和 Munk(1981)等的叙述,第一个发现海洋内波现象的是 Nansen。在 1893~1896 年的北极考察过程中,考察船“Fram”号在巴伦支海航行时,他注意到海水明显地分成两层,即在盐水上覆盖着一薄层淡水,船在水上航行的速度显著地

^① 该资料由某潜艇艇长提供。

降低了, Nansen 称这一现象为“死水”现象。Ekman 于 1904 年(Munk, 1981)对此现象的解释是:由于船的运动在两层流体的界面处产生波动,此波动消耗了船的运动能量,使船速降低。此后就不断地有关于海洋内波的观测报告,如 1910 年的“Michael Sars”号的考察、1927 年和 1938 年“Meteor”号的考察、1929~1930 年“Snellius”号的考察等。Defant (1961)综述了 1960 年之前的海洋内波观测与研究的工作。这一时期,人们对内波的特性与运动规律知之甚少。经典海洋学观点认为,人们观测到的海水物理量的脉动变化都是由内波引起的,并将它们视为叠加在较大尺度运动过程中的小尺度噪声。

随着在海洋调查中逐渐采用了高分辨率,快速密集取样的电子仪器和自动化设备(如温-深仪、CTD、测温链、各种自记电子海流计、ADCP,即 Doppler 声学海流计、声呐、锚系设备、中性浮子、各种类型的拖体以及卫星遥感技术等),海洋内波的观测工作广泛地展开了。定点锚系观测获得了不同水层处的海水物理量(如温度、盐度、密度、流速、流向等)随时间变化的记录,即时间序列。走航拖曳观测获得了不同水层海水物理量随航迹的分布,即得到沿某一水平坐标轴的(空间)序列。定点垂向下放仪器记录下物理量随深度的变化,即得到垂向(空间)序列。声呐可测出声束传播方向海水物理量的变化,例如流速剖面或密度剖面。遥感手段,尤其是 SAR 图片能记录下大范围的海面流场受内波调制的信号并从中分析出水下内波特性。

与应用上述观测手段同步,相应的资料处理分析理论与方法也迅速发展。时间序列分析,尤其是谱分析理论与技术的发展,使人们从资料中得到重要的内波统计特性,尤其是谱特性。

在 20 世纪 60~70 年代,海洋内波研究中一个里程碑式的成就是 Garrett 和 Munk (1972, 1975)提出的大洋内波谱模型。它的实际依据来自大量的观测资料,其中需要提及的是 Fofonoff(1966, 1969a, b)和 Webster(1968a, 1968b)在西北大西洋“D”点(39°N , 5°E)和百慕大海域(32°N , 64°W)的锚系海流计观测;Perkins(1970)*^①在地中海(38°N , 5°W)和 Voorhis* 在新英格兰外海(39°N , 71°W)的中性浮子观测等;Charnock(1965)* 在直布罗陀(34°N , 12°W), Lafond 和 Lafond(1971)* 在加利福尼亚(34°N , 120°W)及华盛顿州外海(47°N , 131°W)的走航拖曳测温链观测;Ewart* 在夏威夷附近(20°N , 157°W)用潜艇拖曳测温链探头的观测等等。Muller 等(1978)提出了 IWEX 谱模型,他们所依据的资料来自 IWEX(内波试验)大型锚系观测(Briscoe, 1975)。Pinkel(1984)根据在观测平面“FLIP”上的声纳观测资料分析得到了内波场的波数频率(经验)谱。随着对陆架和陆坡海域内波观测研究的发展,在 GM 谱模型的基础上,Levine(1999)提出了一个浅海内波谱模型的框架。

Osborne 等(1978)是较早(若非最早的话)以海洋石油钻探和开采作业的安全为目的进行海洋内波观测的人。Ebbesmeyer 等(1991)在南海东北部陆丰油田的观测研究记录下强内孤立波现象,引起了众多学者的兴趣,致使这一海区成了观测研究内孤立波和内孤立子的“试验场”。

最早将遥感技术用于内波观测的当推 Shand(1953, 见 Munk, 1981),他用航空摄影记录下内波引起的表面条带现象。此后就不断地有这方面的研究报告,如 Apel 等

① 含*的文献参见 Garrett 和 Munk(1972, 1975),下同。

(1975), Zeng 和 Alpers(2004), Liu 等(1985, 2002)和 Zheng 等(2001), 等等。

从 20 世纪 70 年代 GM 谱模型出现之后, 人们开始将研究重点转移到内波动力学方面, 力图搞清内波的生成、相互作用、演变及耗散机制, 内波在整个海洋能量平衡中的作用, 内波引起的混合及内波对边界混合的作用等 (Wunsch, 1975; Thorpe, 1975; McComas & Bretherton, 1977; Müller, 1986; Munk & Wunsch, 1998; Müller & Briscoe, 1999)。

1984, 1989, 1991 和 1999 年在夏威夷举行了一系列关于海洋内波(主要是动力学问题)的研讨会——Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop (Muller & Pujale, 1984; Muller & Henderson, 1989, 1991, 1999)。在每次会上都展示了当时的最新研究成果, 回顾了前一阶段的研究进展, 展望了以后的研究方向。它们对海洋内波的研究产生了前瞻性的影响。

与此同时, 从力学和应用数学角度对内波的理论 and 实验研究也蓬勃展开。对这方面的工作, 本书仅简介部分与海洋内波密切相关的内容。

我国关于海洋内波的研究起步很晚。虽然早在 1963 年 5 月下旬、1964 年 5 月中旬和下旬中科院海洋研究所“金星”号等海洋调查船在舟山外海进行了多次关于海洋内波的观测(潘惠周等, 1982), 此后就中断了。对海洋内波进行认真的研究始于 20 世纪 70 年代末 80 年代初。中国海洋大学的王景明、方欣华、张玉琳、尤钰柱^①、徐肇廷、范植松、杜涛、江明顺^②、吴巍^③、鲍献文等, 国家海洋局第一海洋研究所的束星北、赵俊生、耿世江、孙洪亮等, 中科院南海海洋研究所的甘子钧、蔡树群等, 中科院声学研究所的高天赋、关定华等, 在极其困难的条件下开创了我国海洋内波以及与内波紧密相关的海洋细结构与海洋混合等方面的研究与教学工作。他们的主要论文、著作列在本章的参考文献中, 这里不再一一标注。进入本世纪后, 海洋内波研究在我国受到高度重视, 一些与海洋内波有关的研究项目相继展开, 祝愿其在不久的将来能获得丰硕的成果。

§ 1.2 基础知识

1.2.1 坐标系、海水静力稳定性及浮频率

由于海洋内波运动属于物理海洋学的中、小尺度过程, 因而在研究它时采用物理海洋学中常用的描述中、小尺度运动的坐标系, 即固结在地球上与地球一起运动的直角坐标系。它的原点位于平均海面, x_1, x_2 轴位于此平均海面中, 而且分别指向东与北, z 轴(有时也记成 x_3 轴)铅垂向上。在较早的文献中, 取 z 轴垂直向下, 如 GM72。 $\hat{i}_1, \hat{i}_2, \hat{i}_3$ 分别

① 现在澳大利亚的悉尼大学。

② 现在美国 University of Massachusetts Boston。

③ 现在美国 Texas A&M University。

为 x_1, x_2, z 坐标轴方向的单位向量。各种向量在此坐标轴方向的投影分别用下标 1, 2, 3 表示, 如水质点运动速度向量的 3 个分量分别写成 u_1, u_2, u_3 , 其中 u_3 也常用 w 表示。

在上一节已指出, 内波存在的先决条件是介质密度“稳定层化”。密度存在垂向梯度的流体称为层化流体。由于海洋中海水的温度和盐度都是时间与空间的函数, 因而海水密度也是时间与空间的函数。记静止时的海水密度或说同一位置的时间平均密度值为 $\bar{\rho}(x_1, x_2, z)$ 。除海洋锋等水域中存在较大的密度水平梯度外, 在大部分海域中海水平均密度的水平梯度很小, 一般地可不予考虑, 于是将 $\bar{\rho}(x_1, x_2, z)$ 简化为 $\bar{\rho}(z)$ 。^① 若不计压缩性影响, 当 $\bar{\rho}(z)$ 随深度的增大而增大, 即 $d\bar{\rho}(z)/dz < 0$, 则说海水处于静力稳定状态。这时若有一小团海水由于某种外加干扰而从 z 处垂直向上偏移到 $z + \Delta z$ 处。由于历时短, 这一移动过程可视为绝热无扩散过程。此小团海水应保持它的原密度 $\bar{\rho}(z)$ 不变。它所新占据之位置 $z + \Delta z$ 周围的海水密度为 $\bar{\rho}(z + \Delta z)$ 。因而它与周围海水密度差为

$$\Delta\bar{\rho}(z) = \bar{\rho}(z + \Delta z) - \bar{\rho}(z) = [d\bar{\rho}(z)/dz]\Delta z < 0$$

所以, 在外部扰动消除后, 由此密度差 $\Delta\bar{\rho}(z)$ 引起的负浮力会使这团海水具有一向下的加速度而向下运动。当它回到原来位置 z 时, 虽然所受浮力为零, 但由于惯性作用, 使它不能停留在此位置而继续向下运动。一旦越过原位置 z , 这团水的密度就比周围密度低, 从而受一向上之浮力, 使速度减低直至为零, 而后又因受浮力作用而向上运动。若不计阻力, 这团水就会不停地以 z 为平衡位置而上下往复运动。这表明这样的密度层化状态不会因外部扰动而遭破坏, 因而说这种层化是稳定层化。反之, 若 $d\bar{\rho}(z)/dz > 0$, 则一旦一小团海水离开原位置后, 即使外部干扰消失, 也无法返回原位。这样原来的层化状态就会因外部干扰而遭破坏, 因而这样的层化状态为不稳定状态。于是可用指标

$$E = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz} \quad (1.2.1)$$

作为密度层化是否稳定及稳定性强弱的度量, 称为海水稳定度。若 $E > 0$, 海水为稳定层化, E 值越大, 层化越稳定; $E < 0$, 为不稳定层化; $E = 0$, 密度为均匀状态。

下面再进一步考察在稳定层化时一小团海水偏移平衡位置后在平衡位置附近上下振荡的频率。设 z 处海水微团在铅垂方向偏移了一个位移 ζ , 于是微团与周围海水密度差为

$$\Delta\bar{\rho} = \zeta d\bar{\rho}/dz$$

因而单位体积流体微团受到力 $g\Delta\bar{\rho}$ 之作用。可写出它的运动方程

$$\bar{\rho} \frac{d^2\zeta}{dt^2} = g\Delta\bar{\rho} = g\zeta \frac{d\bar{\rho}}{dz}$$

即

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} - \frac{g}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz} \zeta = 0 \quad (1.2.2)$$

记

^① 关于在具有水平密度梯度的海洋中, 内波的传播特性, 请参阅其他有关论著, 如徐肇廷(1999)。

$$N^2 = -\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz} \quad (1.2.3)$$

则有

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} + N^2\zeta = 0 \quad (1.2.4)$$

如上所述,对于稳定层化流体, $d\bar{\rho}/dz < 0$, 因而 $N^2 > 0$ 。这时,式(1.2.4)为熟知的弦振动方程, N 为振动的圆频率(以“弧度/单位时间”为单位的频率)。故流体微团在外部干扰消失后将以 N 为圆频率在平衡位置附近作上下振动。通常称此频率为浮频率也称 Brunt-Väisälä 频率或 Väisälä 频率。如同单摆振动的固有频率是描述单摆特性的重要物理量一样,浮频率是描述海水运动特性的一个重要物理量。同稳定度 E 一样,它也是海水密度层化状况的一种度量。显然,对于不稳定层化, $N^2 < 0$, N 为虚数。

必须指出,只有在很浅的上层海洋中才能近似地忽略压缩性对海水层化稳定度或浮频率的影响。在稍深的水层,压强对浮频率的影响与浮频率自身的量值同量阶。因而在较深的水层,就必须考虑压缩性对它们的影响。下面将讨论压缩性对浮频率的影响。

处于深度为 z_1, z_2 的两层流体,它们的平均密度分别为 $\bar{\rho}_1, \bar{\rho}_2$ 。若将 z_1 处的一团流体移到 z_2 处, $z_2 - z_1 = \Delta z$, 流体团的密度由于压缩性影响由 $\bar{\rho}_1$ 变成 $\bar{\rho}_1'$ 。于是

$$\lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\bar{\rho}_1' - \bar{\rho}_1}{\Delta z} = \left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right)_\eta = \left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial p} \right)_\eta \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{\bar{\rho}_1 g}{c_s^2} \quad (1.2.5)$$

式中,下标 η 表示绝热无扩散过程。 c_s 为声速。

此流体团的单位体积在 z_2 处所受的约化重力 F 不再是 $g(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1)$, 而是 $g(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1')$, 即

$$\begin{aligned} F &= g(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1') = g[(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1) - (\bar{\rho}_1' - \bar{\rho}_1)] \\ &= g \left[\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} - \left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right)_\eta \right] \Delta z \\ &= g \left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{\bar{\rho}_1 g}{c_s^2} \right) \Delta z \end{aligned} \quad (1.2.6)$$

仍用 ζ 代替 Δz , 与式(1.2.2)相对应的运动方程为

$$\begin{aligned} \bar{\rho} \frac{d^2\zeta}{dt^2} &= \zeta g \left[\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{\bar{\rho}_1 g}{c_s^2} \right] \\ \frac{d^2\zeta}{dt^2} - \zeta \left(\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{g^2}{c_s^2} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (1.2.7)$$

$$\begin{aligned} \text{记} \quad N^2 &= - \left(\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{g^2}{c_s^2} \right) \\ &= - \frac{g}{\bar{\rho}} \left[\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} - \left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right)_\eta \right] \end{aligned} \quad (1.2.8)$$

式(1.2.8)代入(1.2.7), 即

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} + N^2\zeta = 0 \quad (1.2.9)$$

它与式(1.2.4)相同。所以式(1.2.8)即为考虑压缩性时层化流体的固有振荡频率, 亦即浮频率。图 1.2.1 给出了分别用式(1.2.3)和(1.2.8)计算得的浮频率的比较。图 1.2.2