



中国教师发展基金会教师出版专项基金资助

内孤立波数值模式及其 在南海区域的应用

蔡树群 等 著



海洋出版社

中国教师发展基金会教师出版专项基金资助

内孤立波数值模式及其 在南海区域的应用

蔡树群 等 著

海洋出版社

2015年·北京

图书在版编目 (CIP) 数据

内孤立波数值模式及其在南海区域的应用/蔡树群等著.

—北京: 海洋出版社, 2015. 4

ISBN 978-7-5027-9124-7

I. ①内… II. ①蔡… III. ①海水—内波—数值模式
IV. ①P731.24

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 068737 号

责任编辑: 苏 勤 杨传霞

责任印制: 赵麟苏

海洋出版社 出版发行

<http://www.oceanpress.com.cn>

北京市海淀区大慧寺路 8 号 邮编: 100081

北京旺都印务有限公司印刷 新华书店发行所经销

2015 年 4 月第 1 版 2015 年 4 月北京第 1 次印刷

开本: 787mm×1092mm 1/16 印张: 10.25

字数: 250 千字 定价: 42.80 元

发行部: 62147016 邮购部: 68038093 总编室: 62114335

海洋版图书印、装错误可随时退换

前 言

海洋中的内孤立波通常是指存在于海洋密度跃层中的非线性大振幅波动，一般是强流通过海底地形变化陡峭的陆坡、海脊等原因所激发产生，有别于由正压潮流激发的、层结海洋中普遍存在的线性内潮波。由于内波传播或破碎、与粗糙的海底地形摩擦及内波的剪切不稳定等中小尺度过程引起水体强烈的水平或垂向混合，促进营养盐和叶绿素等物质输运，进而影响浮游动植物的生态环境。真正对水下声呐系统、潜艇、海洋石油钻井平台等构成严重威胁的是内孤立波，例如，2014年初中国海军372潜艇在南海吕宋海峡附近活动期间突遇“水下断崖”所出现的惊险实际上是遭遇内孤立波的传播袭击所引起的。因此，内孤立波对海上从事科研活动、军事活动和资源开发活动都会造成影响，这就是研究内孤立波的作用所在。

南海北部的陆架和陆坡海域受黑潮入侵和季风的影响，水团性质受南海海盆水和西北太平洋黑潮水两大水系的支配，水体层结季节性变化显著。由于吕宋海峡强大的潮流、复杂变化的海底地形以及不同密度的水团在此相遇等原因所形成的水体分层结构，构成了内波生成的有利条件，使得吕宋海峡成为全球内潮和内孤立波最主要的生成源地之一。尽管内波的研究离不开海上现场实测资料和卫星遥感图片，但是，由于南海区域性的内波分布特征和规律存在着很大的时空差别，南海北部内孤立波的生成、传播和演变规律的揭示仍然依赖于数值模式。有鉴于此，笔者依据研究团队近20年来从事南海内波及其数值模拟研究的成果，主要详细介绍了一些内波基本理论及其应用计算（第2章），重点描述本研究团队自主建立的几个实用内孤立波数值模式及其差分格式，运用这些模式模拟研究南海内孤立波生成的动力机制、传播演变规律，进而评价其在数值模拟应用中的优缺点（第3章至第6章），最后还介绍了应用国外三维MITgcm模式研究内孤立波的一些初步成果（第7章）。全书共分7章，第1章为引言；第2章介绍内波基本方程、内波关键特征参数、基本理论及其应用计算；第3章介绍一个垂向二维内孤立波生成与传播衔接模式；第4章介绍一个平面二维内孤立波的规范化长波传播方程模式；第5章介绍一个2.5维基于涡量一流函数形式的内孤立波生成与传播模式；第6章介绍一个基于原始变量法的内孤立波生成与传播模式；第7章，介绍MITgcm模式及其应用于南海内孤立波生成与传播的初步研究。其中第1章至第3章由蔡树群主笔；第4章由邓晓东、蔡树群主笔；第5章由谢皆烁、许洁馨主笔；第6章由陈植武主笔；第7章由许洁馨主笔。

两层模式是一个最古典的动力学机制模式，我师从苏纪兰院士攻读硕士学位时，学习的是自主建立一个两层模式来研究南海环流的动力机制，而参加工作后甘子钧研究员让我第一次接触到内波的研究工作，从而使得我学习并领会到两层模式同样可以应用于内潮波的数值模拟研究，进一步地，如果将内潮波的两层模式通过衔接一个传播模式，就可以拓展为一个内孤立波生成与传播模式。在此感谢两位恩师的启蒙和提携！

本书的出版获得全国高校教材学术著作出版审定委员会的部分资助，同时感谢中国科学院战略性先导科技专项（XDA11020201）、国家重点基础研究发展计划“973”项目（2013CB956101、2011CB076113）、国家杰出青年科学基金（41025019）、国家自然科学基金重点项目（41430964）和国家自然科学基金青年项目（41406019 和 41406025）等项目的资助。笔者同时感谢中国科学院南海海洋研究所方文东和毛庆文研究员及“实验3”号科学考察船全体科考人员提供了1998年南海季风试验期间所获得的内波实测资料。

本书适用于物理海洋专业的研究生学习，对于海洋科学研究、海洋工程、航海等方面的工作者均有参考价值。由于成书匆促，难免有不足之处，敬请读者不吝指正。

热带海洋环境国家重点实验室
中国科学院南海海洋研究所

蔡树群

2014. 10. 10

目 录

第 1 章 引言	1
1.1 内孤立波的定义	1
1.2 南海内孤立波简介	4
第 2 章 海洋内波基本方程、内波关键特征参数、基本理论及其应用计算	10
2.1 线性化海洋内波方程的本征值问题及其数值解	10
2.2 内孤立波的一些特征参数及三大理论	22
第 3 章 垂向二维内孤立波生成与传播衔接模式	31
3.1 内潮生成的两层模式	31
3.2 一维内孤立波的规范化长波传播方程模式	42
3.3 垂向二维内孤立波生成与传播衔接模式	46
第 4 章 平面二维内孤立波的规范化长波传播方程模式	54
4.1 未考虑地转效应的平面二维内孤立波的规范化长波传播方程模式	55
4.2 考虑地转效应的平面二维内孤立波的规范化长波传播方程模式	65
第 5 章 2.5 维基于涡量-流函数形式的内孤立波生成与传播模式	77
5.1 基于涡量-流函数形式的内孤立波数值模式的建立	77
5.2 基于涡量-流函数形式的内孤立波数值模式的应用	80
第 6 章 基于原始变量法的内孤立波生成与传播模式	100
6.1 控制方程与有限体积法	100
6.2 同位网格与交错网格	102
6.3 速度-压力耦合的隐式算法	104
6.4 同位网格上压力项的处理	109
6.5 控制方程的离散格式	113

6.6 内孤立波模拟算例	115
第7章 MITgcm 模式及其应用：内孤立波生成与传播的初步研究	124
7.1 MITgcm 模式的简介	124
7.2 MITgcm 模式的应用	129
参考文献.....	143
图版.....	151

第1章 引言

1.1 内孤立波的定义

在开阔平静的南海东北部的海面上，忽然从太平洋方向传来一条带宽几千米的“绸带”状波动，与通常我们所见的涌浪截然不同，它快速地、步调一致地滚滚而来，在你惊诧的片刻之间已经远离你而去。这种现象不期而至，又无规律可循，若你运气好，可能要在此再待上半天乃至一整天，才能期盼这种美妙的景象再现；运气不太好的话，也许要等上一个月后才能再次见到。

从 20 世纪 70 年代开始，通过卫星遥感图像，人们发现在南海东北部的海面上时常出现成群或成组的波状亮暗条纹（或者叫做内孤立波的“表面谱签名”，如图 1.1 给出了在南海东北部东沙群岛附近用合成孔径雷达成像得到在海面上的 3 组明显波纹）。这些波纹就是在上述提及的海面上所出现的快速移动的“绸带”状波动。这些表面上的波动实际上是由海面几十米以下（约海水密度梯度最大的水层中）由于近百米大振幅的内孤立波传播所引起的。事实上，由于内孤立波传播过程中引起表面流场有规律性的辐聚（散），因此可以从海面的明（暗）条纹紧跟着暗（明）条纹来识别其波型是属于下凹（上）波波包。

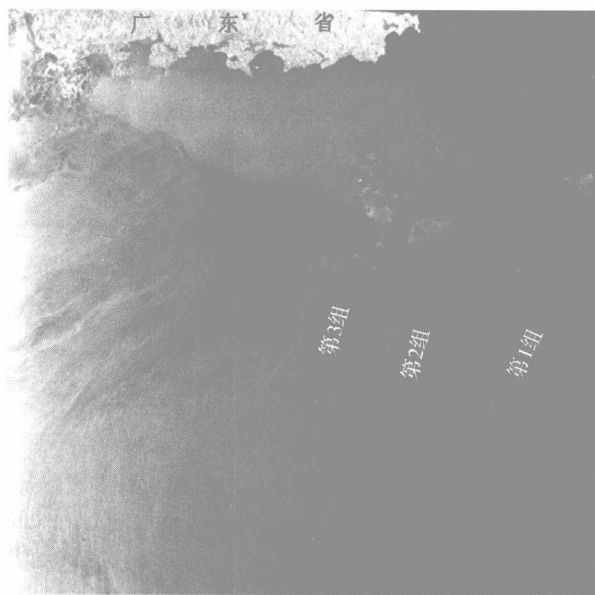


图 1.1 南海东北部海面上的 3 组明显的波纹，每相邻两组波的距离约为 100km (Hsu & Liu, 2000)

海洋中的波动是指存在于海洋中、以可辨认（确定）的传播速度从海水这一介质的一部分向另一部分转移的任何可辨认的信号（扰动），它是能量传递的一种形式。

在海洋中普遍由于海水密度垂向分布的不均匀性导致出现海水密度垂直梯度突变的密度跃层现象，在该密度跃层内界面由于风或流扰动所引起的波动称为内波。内波这一称谓是为了区别存在于海面大气和海水两种不同介质的表面波。

内波是海洋中普遍存在的一种动力学过程，它在海水的水平和垂直交换过程中对于动量和热量的输送起重要的作用，甚至是决定性的作用（Miller, 1976）。它是转移大中尺度能量重要环节，也是引起海水混合、形成小尺度结构的主要原因。内波的概念是广泛的，常见的狭义的内波包括：①由正压潮流引起的具有相应潮周期的内潮波，由于正压潮流由所在海区的潮流性质决定，例如，海区的潮流性质以半日（全日）潮为主，则相应的内潮周期也以半日（全日）潮为主；内潮基本属于线性波动，振幅较小，一般具有 $O(10\text{m})$ 的量级；②由风应力（特别是台风）所引起的具有局地近惯性频率的近惯性内波，其波动的强弱程度取决于风应力强度；③即本书所要强调突出的、在海洋密度跃层内所发生的一种强非线性内波，振幅较大，一般具有 $O(100\text{m})$ 的量级；它通常是由强流通过陡峭海底地形所激发产生的、在传播过程中波形近似保持不变的波动，此即所谓的内孤立波（之前也有称谓为孤立内波或孤立子内波，通常英文都翻译为 Internal Solitary Wave 或 Internal Soliton）。内孤立波一般以 3 种常见的方式出现，即单个孤立波、多个孤立波组成波包（如图 1.2 所示）和多个波包组成波群（如图 1.1 所示，该波群由至少 3 组较为明显的波包所组成）。其特征宽度从几百米至几千米、周期约为 $10\sim 30\text{min}$ ，并在其传播过程中导致局地海面海水强烈辐聚和突发性的强流（波致流）。通常内孤立波以波群形式传播，其特征波长从几百米至几百千米；波包与波包之间的典型距离为数十至 100km 。内孤立波往往携带巨大的能量，并在传播过程中导致海面海水强烈辐聚和突发性的强流，严重时可导致石油钻井平台的剧烈振荡，因而对海洋工程、石油钻井平台和海底石油管道、潜艇的军事活动等都会造成严重的威胁。例如，在安德曼海的一个石油钻井机在内孤立波通过后被扭转 90° 并推移至 100 英尺之外（Osborne & Burch, 1980）。已有研究表明，内孤立波的传播会在一些港湾内引起破坏性极大的假潮（Giese et al., 1998）。又如，据网上媒体报道，“二战”期间德国一艘潜艇在没有受到任何攻击的情况下沉没，后经分析认为可能是因为遭遇强的内波导致该潜艇被送入海洋深处由于高压失事沉没；1963 年，美国海军的核潜艇“大鲨鱼”号在马萨诸塞州海岸外 350km 处沉没，艇上 129 名船员全部遇难。直到 2006 年，美国迈阿密大学的研究人员通过事后对沉入海底、变成碎片的残骸分析判断以及对该海域内孤立波活动频繁的分析表明，潜艇失事的原因是在水中航行时，遇到了强烈的内波，内波峰高谷深，垂直作用也很大，大振幅内孤立波的巨大垂直剪切力将潜艇拖曳至海底，潜艇承受不了超极限压力而被压碎，最终酿成惨剧。

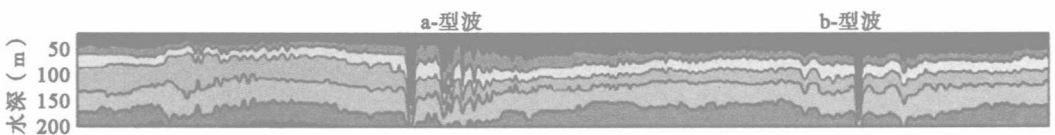


图 1.2 2001 年 5 月 6 日，季风试验期间在南海东北部陆坡定点观测得到的两列内孤立波传播时温度随深度和时间的分布（Ramp et al., 2004）

由于内波、尤其是内孤立波的活动会改变海洋水体的层结结构，它们在传播过程中及其在陆架陆坡区与底地形作用或者内波破碎等，都可引起强烈的垂向混合、同时伴随着上升（下降）流，从而改变温度场、加强营养盐的水平或垂向输送，影响浮游植物的生长和改变生态环境、改变营养盐和浮游植物的空间分布。例如，在 Monterey 海湾观测到了全日内潮对浮游植物生物过程、高营养盐的相互调制作用（Ryan et al., 2010）；Jan & Chen (2009) 的研究也表明，台湾岛南部海域由于内潮引起的强混合，增强了营养盐的垂向输送及响应的生物化学效应；强内孤立波引起的辐聚和辐散效应也直接影响了浮游植物的空间分布（Cheriton et al., 2009）。

回顾海洋内孤立波的发现和研究史，或许能对物理海洋科学发展的基本规律有所启示。

首先，正如海洋中其他物理海洋现象的发展史一样，内孤立波这一深藏于海洋下面的波动现象的发现离不开科学家的仔细观察。内孤立波实质上是存在于海面几十米以下海水密度梯度最大的水层中的孤立波，而最早发现并描述表面流体中存在孤立波这一物理现象则归功于 1834 年英国科学家 Scott Russell 的一次偶然观察。他在 1844 年《英国科学促进协会第 14 届会议报告》上发表的《论波动》中对此现象作了生动的描述：“我观察到一艘船被两匹马拉着沿狭窄的运河迅速前进着，突然船停了下来，而被船所推动的大堆水却并没有停止，它们积聚在船头周围激烈地扰动着，然后水浪突然呈现出一个滚圆而平滑、轮廓分明的巨大孤立波峰，它以巨大的速度向前滚动着，急速地离开了船头。在行进中它的形状和速度并没有发生明显的改变，我骑在马上紧跟着观察，它以每小时约八九英里的速度滚滚向前，并保持长约 30 英尺、高约 1~1.5 英尺的原始形状……”。Russell 将观察到的奇特现象称为“孤立波”。而在海洋中，最早在大陆架海域发现海洋中的内波具有非线性的孤立波特征似乎始于 20 世纪 60 年代末（Ziegenbein, 1969）。此后人们才逐渐开始对海洋中内孤立波现象进行深入的研究。

其次，观测技术的发展加速了海洋内孤立波的发现。由于内孤立波深藏海洋下面而不易被人们发现，最早在大陆架海域发现海洋中的内波具有非线性的孤立波特征始于 20 世纪 60 年代末 70 年代初，它似乎伴随着卫星遥感观测技术的发展而被人们逐渐发现和重视。人们通过观察卫星遥感图像所显示的海面上成群或成组的波状亮暗条纹、结合现场温盐及海流剖面的观测资料，对海洋中内孤立波现象进行证实和研究。截至目前，在安德曼海、红海和地中海等许多海域都发现有内孤立波的存在（Apel et al., 2007）。越来越多的研究表明，内孤立波的产生与海区的底地形、水体层结特征及潮流等因素的关系比较密切，但仅具备这些条件并不够，只有当局地流速大于内波的传播相速时才能激发内孤立波的产生。因此，内孤立波常常产生于水下海脊、陆架坡折、岛屿、海峡，甚至大洋中部的海岭（如湾流延伸跨越大西洋中部的海岭）之上的水层之中。

再次，经济或资源开发的需求是驱动人们了解和认识海洋内孤立波的主要动力。尽管早在 20 世纪 70 年代，科研人员就从卫星图片中发现在南海东沙群岛附近可能存在着内孤立波；但是直到 90 年代初由于海上石油公司在陆丰外海进行石油勘探时，人们发现有时石油钻井机突然无法操作，锚定的油罐箱在不到 5min 内摇摆了 110° （Ebbesmeyer et al., 1991）。这些现象引起石油公司的重视并对该海域强流进行现场观测，最终证实确认这些强流正是由于海洋内孤立波的传播所引起的，从而引发科学家对海洋内孤立波的研究

热潮。

最后, 数理基础理论研究的发展是人们揭示海洋内孤立波的现象不可或缺的必要工具。尽管 Russell 早在 1833 年就发现孤立波, 但他当时未能成功地证明并使物理学家们信服他的论断, 从而埋怨数学家们未能从已知的流体运动方程预言出孤立波的现象。此后, 有关孤立波的问题在当时许多物理学家中引起了广泛的争论; 直到 1895 年, Korteweg 等才发现了孤立波需满足的方程 (即熟知的浅水近似 KdV 方程) 并对孤立波现象作了较为完整的分析。但是, 由于观测技术上的困难, 有关孤立波的理论进展缓慢。早前主要应用于海洋内孤立波分析的三大理论有: 一是基于在 KdV 方程的浅水理论 (Benjamin, 1966; Benny, 1966); 二是深水理论 (Benjamin, 1967; Ono, 1972); 三是 Joseph (1977) 的有限深度理论等一维内孤立波理论。这些弱非线性的经典理论已被广泛地用来估算弱非线性内孤立波的特征参数, 但由于这些理论的应用有不同的适用条件, 因此在近年来的应用实践中一些强非线性内孤立波理论得到了完善和发展 (Helfrich & Melville, 2006)。随着计算机技术的迅猛发展和数值模式的完善, 一维乃至多维的数值模拟模式已逐渐成为目前探讨内孤立波形成源地、动力机制和传播演变规律的通用手段。

1.2 南海内孤立波简介

为了让读者更好地了解本书的写作背景, 这里有必要简单介绍一些关于南海内孤立波的特征、生成机理和传播演变过程, 以及目前已取得的一些研究成果。Simmons 等 (2011) 曾概括性地给出了南海内孤立波的生成、传播及其演变历程 (图 1.3), 认为南海内孤立波大致在吕宋海峡的恒春、兰屿两个海脊附近海区生成, 之后在向南海东北部陆架坡传播过程中得到非线性深化, 在到达东沙高原时由于浅滩效应和耗散而衰减, 之后随着水体的变浅导致其从下凹波型转变为上凸波型, 并最终消亡于大陆架浅海。这个过程大概历时 3d 左右。

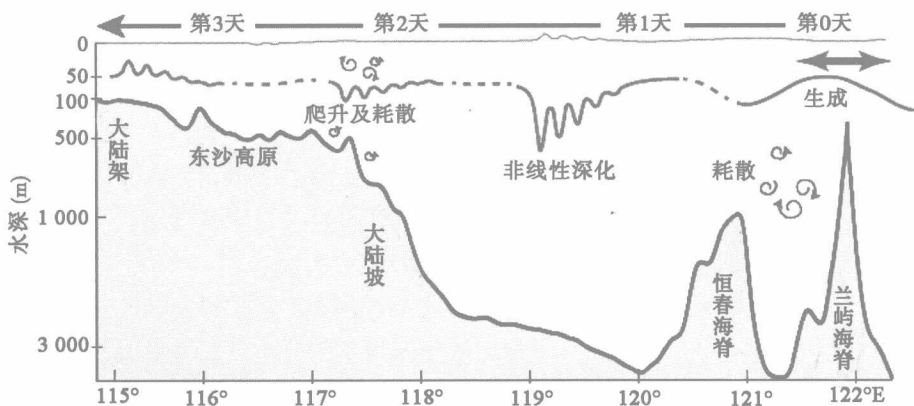


图 1.3 南海内孤立波的生成、传播及演变图示 (Simmons et al., 2011)

根据多源卫星遥感资料对南海内孤立波的空间分布的统计结果表明, 南海内孤立波

主要分布在吕宋海峡、东沙群岛和海南以东；其中东沙群岛附近内孤立波活动最为频繁。目前对于该海区的内孤立波的研究颇受关注。此外，至少还有 3 个海区发现内孤立波 (Jackson, 2007)，即位于中南半岛中部约 15° — 18°N 靠近南海西边界附近海区。这些内孤立波有些是向岸传播的，有些是离岸传播的，其源地似乎介于海南岛至中南半岛中部之间的陆架区沿岸，位于中南半岛南部湄公河口的锋面附近，以及位于中南半岛东南部远海的陆架区等。目前对这 3 个海区的内孤立波的研究成果甚少。从图 1.3 可以看出，在南海的内孤立波几乎是沿着与陆坡、陆架底地形等值线相垂直的方向传播的，这与卫星遥感资料一致 (Wang et al., 2012)。

根据现有的观测事实，南海东北部常见的内孤立波形状有代表性的 4 种类型：①上凸型；②下凹型；③上凸下凹型；④上凹下凸型。当一个上凸型内波从东向西传播时，从垂直方向上看，其相应的水平流场是上层流向东而下层流向西；这一类型的内波往往出现在深海 (图 1.4a)；类似地，当一个下凹型内波从东向西传播时，从垂直方向上看，其相应的水平流场是上层流向西而下层流向东 (图 1.4b)；这一类型的内波往往出现在浅海、大陆架。从物理概念上来讲，这前两种波动形态体现了内波的斜压第一阶模态，可以利用第 2 章我们所要讲的两层模式来描述。两层模式是一个物理概念化的模式，它将海洋理想化为一个上、下两层、密度均匀的水体，且上层水体密度轻、下层重，因而该模式可以描述正压模态和斜压第一阶模态。当上层厚度小于下层厚度时，内孤立波以斜压第一阶模态为主并表现为下凹波型；当上层厚度大于下层厚度时，内孤立波表现为上凸波型。依此类推，当一个上凸下凹型内波从东向西传播时，从垂直方向上看，其相应的水平流场是上层流向东、中间层流向西而下层再流向东的三明治结构 (图 1.4c)。当一个上凹下凸型内波从东向西传播时，从垂直方向上看，其相应的水平流场是上层流向西、中间层流向东而下层再流向西的三明治结构 (图 1.4d)。从物理概念上来讲，后面这两种波动形态体现了内波的斜压第二阶模态，可以利用三层模式来描述 (三层模式是在两层模式的基础上再在下层加上一个水体密度均匀且更重的水层的物理概念化模式，因而该模式可以描述正压模态、斜压第一阶和第二阶模态)。

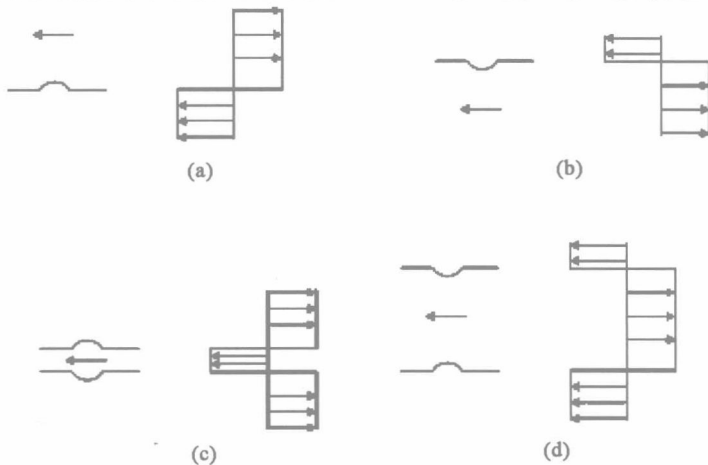


图 1.4 海洋中常见的 4 种类型内孤立波形状 (左侧小图的箭头指示波动传播方向) 及相应的流场 (右侧小图的箭头指示上下层流动方向相反)
(a) 上凸型, (b) 下凹型, (c) 上凸下凹型, (d) 上凹下凸型

观测研究分析结果表明,南海夏季出现的内孤立波以斜压第一阶模态波为主,而冬季出现的内孤立波则以斜压第二阶模态波为主(Yang et al., 2009)。此外,如果按照波包的类型来划分,则南海的内孤立波往往包含两种波包类型:第一种波包称为 a-型波(即 a-waves, 图 1.2),通常它的波动振幅较大并且到达观测点的时间比较规则,最大振幅波为波包的先锋波,对于吕宋海峡的全日潮流日不等特性,内孤立波往往是在生成源地(如吕宋海峡)的日不等潮流较强的时候产生;第二种波包称为 b-型波(即 b-waves, 图 1.2),通常它的振幅较小且每天延迟 1h 出现,最大振幅波位于波包中间,它往往是在生成源地日不等潮流较弱的时候产生。因此,在东沙群岛附近观测到的内孤立波与西向潮流峰值有很大的相关性(Ramp et al., 2004)。

结合卫星遥感图片和现场观测资料的统计结果表明(以图 1.5 所示的下凹型内孤立波为例),从东沙群岛至吕宋海峡之间的南海内孤立波的特征宽度 L_1 约为几百米至几千米,先锋孤立波的振幅 η_0 约为 60~170m,其波峰线延伸长度约几十至几百千米,传播角度约 $282^\circ\sim 345^\circ$,传播相速度 V_1 约为 0.7~2.9m/s,其引起的最大波致水平和垂直流速($u_{1\max}$ 和 $w_{1\max}$)分别约为 3.2m/s 和 0.5m/s(Cai et al., 2012)。从上述内孤立波的定义可知,它是强流通过陡峭底地形所激发在强跃层产生的,因此,生成源地的海脊等坡度变化较大的底地形、潮流强度及水体层结程度是影响内孤立波的三大关键要素。首先,吕宋海峡

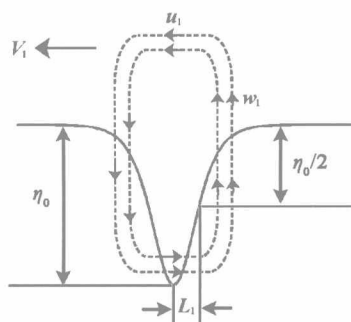


图 1.5 下凹型内孤立波的特征参数

η_0 为振幅; L_1 为特征半倍波宽,它定义为波谷至 1/2 波高处所在剖面处波的宽度的 1/2; V_1 为斜压第一阶传播相速度; u_1 、 w_1 分别为内孤立波传播引起的波致水平、垂直流速

存在着由两个坡度陡峭的海脊即恒春海脊和兰屿海脊构成的双海脊地形(图 1.3),这使得它具备诱发内孤立波生成的必要底地形条件;同时这两个海脊都各自会诱发内孤立波,恒春海脊可能产生第一模态的内孤立波序列而其东面的兰屿海脊则产生强的高模态内孤立波,两种模态波相互干涉并叠加从而增强了合成的内孤立波信号(Vlasenko et al., 2010)。其次,生成源地(即吕宋海峡)的潮流强度是影响内孤立波的另一关键要素,即南海东北部内孤立波出现频率随潮周期的变化明显(Du et al., 2008);尽管理论上,每天都有可能生成内孤立波,但实际上观测到的内孤立波大部分分布于新月(每月 29 日至次月 4 日)和满月(每月 14—19 日)。这与在该时段属于大潮期、潮流强度较大有关。最后,水体层结也是影响内孤立波出现频率的第三个关键要素。一方面,南海东北部虽然内孤立波一年四季均有发生,但存在着明显的季节变化规律,春季发生次数开始增加,夏季达到最多,秋季减少,而在冬季次数最少,即 4—9 月出现频率最大,其中 6 月达到最大值,这与海水层化的季节变化有关,夏季强而浅的温跃层有利于内孤立波生成,而冬季深的混合层则会抑制其生成;另一方面,在吕宋海峡,整年向西抬升的温跃层为向西(东)传播的内波振幅增长(减弱)提供了动力条件(Zheng et al., 2008; Shaw et al., 2009),这可能是导致出现在吕宋海峡生成的内孤立波向西传入南海,而不是向东传入太平洋的现象的主要原因之一。

除此之外,地转效应、背景流场也可影响内孤立波的传播。地转效应可以改变内孤立波遭遇东沙群岛后的衍射路径和反射路径(Chao et al., 2006)。例如,根据数值模拟研究表明,对于一列从吕宋海峡生成的、沿着东沙群岛正东方向传播的内孤立波,当它撞击东沙群岛后,在岛屿的东面由于波的反射形成一列反射波,而岛屿的西面内孤立波由于波的衍射被撕裂为两列波,之后在继续传播一段距离后两列波动再次汇合形成新的“携手波”。当不考虑地转效应时,反射波列和携手波列的汇合点是南北对称的;而当考虑地转效应后,反射波列和携手波列的汇合点是南北不对称的。前者的波峰线往南偏,而后的汇合点位置往北偏。另外, Park & Farmer (2013) 的研究还表明,在考虑黑潮入侵背景流情况下,内孤立波在南海东北部传播时的波峰线路径存在很大的差异。

Cai 等(2012)总结了南海内孤立波生成源地及其动力机制的一些观点,如果按照其生成源地来划分,大体上可以分成两种说法:一种说法认为,吕宋海峡是南海东北部内孤立波的直接生成源地,但关于其生成机制则至少有如下6种说法:①背风波机制;②基于背风波湍动引起的混合坍塌机制;③内波波导射线机制及背风波机制相结合;④内潮释放机制;⑤内潮释放及背风波机制相结合;⑥黑潮剪切不稳定机制,这种说法是基于解析解的结果,即黑潮的不稳定性导致了内孤立波在吕宋海峡偏向南海一侧的产生并向西传播。而前面5种说法是根据数值模拟研究得到的结果。这里有必要补充说明一下上述几种动力机制的异同。例如,传统说法的背风波形成机制认为:最大落潮流越过(吕宋海峡)水下海山时在山脊背后(东侧)形成大振幅的内潮凹陷,在落潮流减弱时,东侧的内潮凹陷随着越过山脊向西;当落潮流转向为涨潮流时,内潮凹陷分裂为内孤立波并向西传播(进入南海);而此相对应的内潮释放机制是,涨潮时涨潮流越过(吕宋海峡)水下海山时在山脊背后(西侧)形成内潮凹陷,当涨潮流继续增大时相应的内潮凹陷振幅增加,之后随着涨潮流强度的减弱,内潮凹陷就被释放出去分裂为内孤立波,并向西传播(进入南海)。内孤立波的混合坍塌机制则认为:背风波机制形成的内潮凹陷在强流的作用下导致破碎及内部混合,从而引起混合区塌陷,在当混合区势能大于周围层化流体势能时就激发内孤立波。混合坍塌机制与背风波机制的区别在于,背风波机制中形成的内孤立波是向上游方向传播的,而混合坍塌机制中形成的内孤立波可以向上游或下游任一方向传播 Maxworthy (1979)。内孤立波的波导射线机制则认为:内波只存在于水体层化的水层内,该层结水层构成了内潮的传播通道(即波导),当由于底地形激发的内波在波导传播时因海底或海面的反射,撞击温跃层形成扰动并最终激发内孤立波。

另一种说法则认为,吕宋海峡只是内潮波的生成源地,而内潮波在向南海东北部传播过程中由于非线性内潮深化机制(Zhao et al., 2004)或者线性内潮深化机制(Zhang et al., 2011)演变成内孤立波。

尽管内孤立波的研究离不开海上现场实测资料和卫星遥感图片,但是,由于内孤立波经过观测点的周期一般在10~30min,因此对它的现场观测存在着很大困难,例如,利用ADCP流速剖面仪观测频率最好是30~150s/次,而且只有通过长期定点的连续观测才能捕捉到它通过的信号。而ADCP流速剖面仪本身携带的电池可能会由于观测频率的提高而很快耗尽电能、无法继续观测,这导致在远海观测内孤立波的成本大大增

加;而卫星遥感图片的获取也存在着一些不确定因素和成本的问题。由于南海区域性的内波分布特征和规律存在着很大的时空差别,关于南海内孤立波的观测资料就显得比较零碎或残缺,往往人们只能从某一断面、某一深度或某一时段的、温度—盐度—流场观测资料不同步的数据中猜测、推断内孤立波的现象和特征,这对于内孤立波的认识显然远远不够。因此,南海内孤立波的生成、传播和演变规律的揭示仍然必须依赖于数值模式。

若从内孤立波的生成及传播过程来划分,内孤立波的数值模式主要可分为两种类型:一种是传播模式;另一种是生成和传播模式。这些数值模式也从最初的一维、二维向目前的三维发展。最为广泛应用的内孤立波传播数值模式是基于 KdV 方程及其变形(如 eKdV 方程、mKdV 方程、RLW 方程)的模式。该类模式的最主要特点是在初始条件中给出成熟的孤立波解析解来驱动模式,从而模拟该内孤立波从深海向浅海的传播演变规律:包括底地形效应、低阶和高阶非线性效应、地转效应、层结程度影响、内孤立波遭遇斜坡或岛屿的反射或衍射、内波—内波的相互作用等过程。这些成果基本能够描述卫星遥感图片中所呈现的内孤立波从深海向浅海传播时的极性转变以及在传播过程中经过东沙群岛时迎岛一面的内波序列反射和背岛一面内波序列的衍射—折射—断裂—重新汇合成新的内波序列等过程。而内孤立波生成和传播模式大体可细分成 3 类:①先利用一个静力学近似的内潮生成数值模式来模拟正压潮流越过海槛激发大振幅的内潮,由于静力学假设使得该生成的内潮无法从源地传播出去,因此还必须衔接一个内孤立波传播模式,以模拟内孤立波离开生源地之后的传播演变(如 Brandt et al., 1997);②钢盖近似、非静力弱非线性二维内孤立波生成和传播模式(如 Vlasenko et al., 2005);③自由面、非静力非线性三维内孤立波生成和传播模式。由于计算机条件的限制,目前大部分的数值模拟研究均采用二维数值模式。而事实上,由于内孤立波具有明显的三维特征,发展成熟的三维内孤立波生成和传播模式势在必行。目前,比较成熟的、非静力非线性三维内孤立波生成和传播模式包括 MITgcm(全称 MIT general circulation model, 如见 Marshall et al., 1997)、SUNTANS(全称 Stanford Unstructured Nonhydrostatic Terrain-following Adaptive Navier-Stokes Simulator, 如见 Fringer et al., 2006; Zhang et al., 2011)、ROMS(全称 Regional Oceanic Modeling System, 如见 Kanarska et al., 2007; Buijsman et al., 2010)、FVCOM(全称 Finite-Volume Coastal Ocean Model, 如见 Lai et al., 2010),等等。

诚然,每个数值模式的差分格式各异,也都有其优缺点,而且也不能因为三维模式能够更好地描述内孤立波的三维空间特性而由此得到三维数值模式一定比一维或二维数值模式更为优越的结论。由于海区的水体层结程度并非一成不变,不仅内波运动,而且海洋大尺度环流、中小尺度涡旋乃至小尺度混合都对水体层结程度造成很大的影响,因而,仅靠一个成熟的三维内孤立波生成和传播模式来完整地再现或模拟真实的海洋中的内孤立波生成及其传播过程是不可能,也是无法实现的。判断一个数值模式是否成功,关键在于这个模式是否能够针对某一特定海区、特定海洋环境背景下所出现的内孤立波现象,直观、扼要地对内孤立波的生成动力机制或者传播演变规律做出动力学上的解释。因此,本书主要依据笔者领导下的研究团队近 20 年来从事内波数值模拟研究的成果,首先,介绍了内波基本方程、特征参数及其计算方法;其次,重点详细介绍了自主

建立的几个实用内孤立波数值模式及其差分格式，描述了这些模式应用于模拟研究南海内孤立波的生成或传播演变规律，同时评价其适用性及其优缺点；最后，还介绍了应用一个三维 MITgcm 模式来研究南海内孤立波现象的一些初步成果。

全书共分7章，其组织结构如下：第1章为引言；第2章介绍内波基本方程、内波关键特征参数的计算方法；第3章介绍一个垂向二维内孤立波生成与传播衔接模式；第4章介绍一个平面二维内孤立波的规范化长波传播方程模式；第5章介绍一个基于流函数-涡量法的内孤立波生成与传播模式；第6章介绍一个基于原始变量法的内孤立波生成与传播模式；第7章，描述利用 MITgcm 模式来模拟研究内孤立波生成与传播的一些初步成果。

第2章 海洋内波基本方程、内波关键特征参数、基本理论及其应用计算

内孤立波场通常可能具有三种结构：第一种是单个孤立波；第二种是由多个孤立波组成波包；第三种是由多个波包组成波群。对于单个波，其主要特征参数包括波长、振幅、波速等。由于内孤立波通常具有非线性特征，人们往往采用一些线性化理论来近似地描述这些非线性波，以便于量化及具体化。例如，根据海洋水体的密度层结程度，通过求解线性化内波特征方程，可以近似求得海洋内波的相速度及其他若干关键特征参数。此外，本章还就目前常用的海洋内孤立波基本理论的类型，以及如何利用这些理论应用于物理海洋学中的一些特征参量的计算等问题，分如下几节进行详细的描述。

2.1 线性化海洋内波方程的本征值问题及其数值解

2.1.1 线性化海洋内波方程的“传统”近似

取直角坐标原点置于静止海洋面， x 轴向东， y 轴向北， z 轴向上，则在水体密度层化海洋中、不考虑背景流场影响的自由内波定解方程组如下(甘子钧和蔡树群，2000)：

$$\begin{aligned}\frac{d^2 W}{dz^2} + (N^2/g) \frac{dW}{dz} + (N^2 - \sigma^2)(\chi^2 + k\beta/\sigma)W/(\sigma^2 - f^2) &= 0 \\ W(-H) &= 0 \\ \frac{dW(0)}{dz} - g\chi^2 W(0)/(\sigma^2 - f^2) &= 0\end{aligned}\quad (2.1)$$

其中， W 表示内波水质点垂向运动速度 w 的振幅，即 $w = W(z)\exp[i(\sigma t - kx - ly)]$ ； σ 表示频率； t 表示时间； k 和 l 相应为水平坐标 (x, y) 方向上的波数，且设 $\chi^2 = k^2 + l^2$ ； N 为浮力频率； g 为重力加速度； f 为科氏参数， $\beta = df/dy$ ； H 为海洋深度，取为恒量。

在海洋内波研究中，通常引入4种“传统”近似假定：一是 f -平面近似；二是刚盖近似；三是 Boussinesq 近似；四是长波近似。在上列方程组中依次引入这4种近似假定，相应的线性内波方程便简化为：

(1) 引入 f -平面近似，即取 $\beta = 0$ ，且设 $l = 0$ ，则有：

$$\begin{aligned}\frac{d^2 W}{dz^2} + (N^2/g) \frac{dW}{dz} + k^2(N^2 - \sigma^2)W/(\sigma^2 - f^2) &= 0 \\ W(-H) &= 0 \\ \frac{dW(0)}{dz} - gk^2 W(0)/(\sigma^2 - f^2) &= 0\end{aligned}\quad (2.2)$$