

水 / 动 / 力 / 与 / 地 / 貌 / 演 / 变 / 模 / 拟

东中国海潮波系统



海岸演变模拟研究

林 瑋 阎国年 宋志尧 等著



科学出版社

(P-1160.0101)

责任编辑：彭胜潮

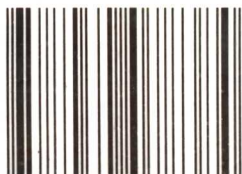
封面设计：张放

水 / 动 / 力 / 与 / 地 / 貌 / 演 / 变 / 模 / 拟



519-088

ISBN 7-03-007838-1



9 787030 078384 >

ISBN 7-03-007838-1/P · 1160

定价：40.00 元

水动力与地貌演变模拟

东中国海潮波系统 与海岸演变模拟研究

林 瑋 阎国年 宋志尧 等著

科学出版社

2000

内 容 简 介

本书是在地理信息系统、海洋流体动力学模型的支持下,对东中国海区潮波动力系统的系统研究。通过高分辨率的数值模拟,探讨了东中国海区潮波动力的基本特征、分布规律、形成机制和演变过程,以及潮波动力系统与海岸演变的相互关系,形成了基于 Internet 地理信息系统的海洋潮波模拟支持系统。

本书可供海洋科学、地理科学、地球信息科学工作者及大专院校相应专业的研究生参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

东中国海潮波系统与海岸演变模拟研究 / 林瑛、闫国年、宋志尧等著.
—北京:科学出版社,2000
ISBN 7-03-007838-1

I. 东… II. ①林…②闫…③宋… III. 东中国海—潮波系统—海岸演变—地理信息系统—模拟研究 IV. P731.23

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 37422 号

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号
邮政编码:100717

丽源印刷厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

2000 年 1 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16
2000 年 1 月第一次印刷 印张: 17 1/4
印数:1—700 字数: 394 000

定价: 40.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换〈新欣〉)


序

地理信息系统正在由复杂的技术系统向地球(或地理)信息科学升华。这是跨过千禧之年迈进 21 世纪信息社会的历史必然。从事这个领域研究的科学家正以磨拳擦掌、跃跃欲试的姿态,谈论着数据开发(Data Mining)、模型模拟(Modeling)和虚拟现实(Virtual Reality)等热门话题。似乎从这些科学与技术的前沿,发现了柳暗花明的又一片可以向纵深发展的空间,预先感觉到即将迎来天高任鸟飞、海阔凭鱼跃的新天地。此时此刻,林珏、闻国年、宋志尧等教授的这部专著脱颖而出,捷足先登,让我们大家看到了灯塔的闪光,分享他们超渡彼岸的成功喜悦,增强我们急流勇进的信心和决心。这部专著向我们证实:地学信息图谱的设想是切实可行的,地学过程动力学模型和地学环境虚拟也并不是可望而不可及的。大家渴望提高地球系统科学复杂性的分析能力,普遍提高气象、地震以及其他学科的预测、预报能力,让区域可持续发展、人居环境评价、灾害损失评估等综合性更强的问题也走上定量、定位和全数字化的道路,以适应日新月异的科学技术进步和全球化、多极化的时代需求。举一反三,从这部专著,我们欣喜地看到,曙光就在前头,距离并不遥远!只要坚定不移,知难而进,中国青年科学家是有能力和智慧,闯出独立自主的创新道路的。

这次模拟研究实验是在东中国海进行的,密切结合国情现实,结合社会需求,也更加具有浓郁的中国特色。东中国海位于比较平展的西太平洋大陆架上,水下广泛分布着长江、黄河的河流冲积体,在水深 140 米以内的海相沉积层中,夹杂着风成物质以及陆相动植物化石。而河口新三角洲的迅猛淤长、浅水沙脊群的形成、黑潮与亲潮的摆动、港口建设、海洋农牧、油气田开发、海底矿床的勘探,莫不与潮波系统有关。在这部专著中,根据岸线、海底地形与潮流相关的模拟分析,揭示了东中国海潮波系统的成因机制,反演了末次冰期最盛期以来 30 个时期的海岸变迁与海面变化情况下潮波系统的演化过程。用潮能通量作为综合指标,对潮波特性、潮流运动特点加以描述。对于我国领海和经济管辖区的领海主权的实践意义,更是不言而喻的。

在建国五十周年大庆的喜庆日子里,读到这部专著,书中提供了几百幅精湛的数字模拟与分析的图表,长江口整治工程与大型辐射沙脊的分析实例,以及基于地理信息系统的东中国海潮波系统与海岸演变的模拟集成系统软件和数据库,与读者信息共享,可以算是向伟大祖国母亲献上的一份厚礼。特别

是,这部专著出自香港回归之后中国科学院与香港中文大学合作组建的地球信息科学联合实验室,出自与我长期合作的几位青年科学家的手笔,自然格外欣慰,喜不自禁,振笔捷书,以誌祝贺!

A handwritten signature in black ink, reading '陈述彭' (Chen Shupeng). The characters are written in a fluid, cursive style.

1999年国庆前夕

前 言

21 世纪将是海洋的世纪。海洋中丰富的资源、复杂的环境和广阔的空间将是解决人类面临的资源短缺、环境危机、人口膨胀和可持续发展等问题的关键。东中国海区地处太平洋西北,地形复杂,岸线形态各异,动力变化巨大。由于大陆架范围广阔,沿海平原地势低洼,受气候、海面等全球变化因素的影响十分敏感;同时受长江和黄河两条世界著名河流的汇入,在沿海塑造成大型三角洲体系,并形成大范围的淡水与泥沙扩散区,使得这一地区成为海、陆、气相互作用研究的关键地区。特别是海洋动力系统与海底地形、海岸带形态与位置的相互关系的研究、海洋通量的研究、污染物扩散的研究和海岸稳定性研究等已引起了科学界的高度重视,不少国际合作研究计划,如地圈生物圈计划中的海岸带海陆相互作用、海洋通量等核心计划、世界海洋环流研究计划等,都将东中国海区列为重要的研究区。

由于在东中国海海洋动力系统中潮汐能量要占总能量的 80% 以上,潮流动力是塑造海岸地貌、起海底沉积物、造成大范围海岸的侵蚀和淤积的主要动力,它对海岸的开发和建设具有重大的影响。因此深入地研究和探讨潮波系统的基本特征、分布规律、形成演化的过程,以及潮波系统与海岸演变的相互关系有着极其重要的意义。

本书的研究是在地理信息系统、海洋流体动力学模型的支持下,对东中国海区潮汐潮流动力系统的系统研究。在改变底摩擦系数、水下地形和岸线形态等情况下,对东中国海的潮波系统成因进行高分辨率的数值模拟,结果表明三者对潮波系统的形成均有一定的影响,而以岸线形态的变化和水下地形的巨变化对潮波系统的影响尤为重要,在一定的人射潮波条件下,岸线形态对潮波系统的形成起主要作用。在系统地恢复了末次冰期最盛时期以来 30 个时期海面变化与海岸变迁的基础上,对东中国海潮波系统的演变过程进行了模拟,将潮波特性、潮流运动特点等用潮能通量的综合指标加以描述,利用能通量变化的概念定量地研究了地转偏向力和舟山群岛对长江口在海侵时期北偏、海退时期南移的现象;根据对地形、岸线、潮流相互关系的模拟分析,得出了潮流动力系统是东中国海区水下大型沙脊群形成的主导因素。另外作者还探讨了有关地理信息系统与潮波数值模拟系统及水流运动可视化系统的集成问题,形成了基于 Internet 地理信息系统的海洋潮波模拟支持系统。

潮汐的研究和开发利用已有悠久的历史,然而只是随着近代科学技术,特别是遥感、数值模拟和地理信息系统技术的发展,才为我们研究和了解海洋潮波特征、潮流运动规律提供了丰富的信息和有效的工具。我们借鉴了国内外有关潮汐数值模拟方法,在地理信息系统的支持下,对东中国海区的潮波系统进行了较为深入的研究,取得了一些成果,获得了一些新的认识。但是由于潮波动力系统是一个较为复杂的系统,它与海流、密度流、波浪和风暴潮一起形成海洋的水流动力系统,就更为复杂。因此我们的工作还只是开始,近几年来,随着卫星测高技术的发展,海洋潮汐模型一改过去机理过程模型发展的主流,普遍向经验模型发展,并取得了不少研究成果,特别是在开阔海域的实验取得了较为理想

的结果。虽然卫星测高数据在陆架海区和边缘海区的应用尚没有得到理想的结果,但是它为陆架海区的研究提供了有益的借鉴。由于陆架区地形复杂,也许完全采用经验模型还有一定的困难,但是这种经验模型的这一发展趋向应当引起我们的重视。

本书的研究工作得到了教育部优秀青年教师基金、香港政府大学资助委员会基金(CUHK 318/95H)的资助,经过香港中文大学地理系、南京师范大学地理信息科学江苏省重点实验室、中国科学院与香港中文大学地球信息科学联合实验室、河海大学海岸及海洋工程研究所等单位通力合作、共同完成的。研究工作的组织和协调以及成果的总结由林琿、闫国年和宋志尧负责。书稿的第一章由宋志尧、闫国年执笔;第二章由宋志尧执笔;第三章由宋志尧、闫国年、林琿执笔;第四章由闫国年、贾建军、宋志尧、林琿执笔;第五章由闫国年、林琿、贾建军、宋志尧执笔;第六章由贾建军、闫国年、宋志尧、林琿执笔;第七章由闫国年、王建、贾建军、宋志尧、林琿执笔;第八章由宋志尧、严以新、闫国年执笔;第九章由林琿、闫国年、陈钟明、宋志尧、龚建华、钱亚东执笔。全书由林琿、闫国年、宋志尧统稿。

本项研究工作得到了中国科学院地理研究所陈述彭院士,华东师范大学沈焕庭教授、恽才兴教授,南京师范大学刘泽纯教授、张忍顺教授、谢志仁教授等的指导和帮助。参加研究工作的还有南京师范大学的王杰成、马千程,水利部南京水文水资源研究所施毅、中国科学院地理研究所张梨等,谨致谢忱和敬意。

闫国年

南京师范大学地理信息科学江苏省重点实验室

1999年5月10日

目 录

序

前 言

第一章 潮波运动和潮波系统	(1)
第一节 潮波分离	(1)
第二节 潮波运动	(4)
第三节 潮波系统的特征描述	(11)
第四节 旋转潮波系统	(13)
参考文献	(16)
第二章 潮波运动数值模拟	(17)
第一节 概 述	(17)
第二节 潮波运动的基本方程	(18)
第三节 模型计算网格生成	(23)
第四节 数值方法	(26)
第五节 有限差分法	(29)
第六节 数值技术	(35)
参考文献	(45)
第三章 东中国海潮波运动特征	(49)
第一节 区域概况	(49)
第二节 区域潮波系统研究的历史与现状	(49)
第三节 模拟概况与模拟结果的验证	(52)
第四节 潮汐性质	(58)
第五节 半日潮运动特征	(60)
第六节 全日潮运动特征	(71)
参考文献	(82)
第四章 东中国海潮波系统形成机制	(84)
第一节 潮波系统成因机制的研究历史	(84)
第二节 研究思路与方法	(87)
第三节 入射潮波的差异及其影响	(90)
第四节 科氏力的作用	(95)
第五节 海区条件的作用	(100)
第六节 东中国海潮波系统形成机制的几点认识	(111)
参考文献	(112)
第五章 东中国海潮波系统演变过程	(113)
第一节 恢复潮波系统演变过程的理论基础	(113)

第二节	东中国海潮汐系统演变过程模拟·····	(118)
第三节	东中国海潮流系统演变过程模拟·····	(128)
第四节	东中国海潮波系统形成过程的讨论·····	(141)
	参考文献·····	(144)
第六章	长江河口平面位置演变的机制研究·····	(145)
第一节	长江河口迁移的规律与影响因素分析·····	(145)
第二节	潮能通量变化与长江河口演变·····	(149)
第三节	8 000 年来长江河口的演变机制·····	(158)
	参考文献·····	(159)
第七章	东中国海陆架水下沙体与潮流作用·····	(160)
第一节	大型沙体的成因、分布及其特征·····	(161)
第二节	南黄海辐射沙脊的典型研究·····	(172)
第三节	东中国海水下大型沙脊群发育的基本模式·····	(188)
	参考文献·····	(188)
第八章	长江河口整治工程与潮波运动·····	(190)
第一节	长江口动力条件概述·····	(190)
第二节	河口三维数学模型及其验证·····	(192)
第三节	整治工程与潮波运动·····	(195)
第四节	结 论·····	(226)
	参考文献·····	(226)
第九章	地理信息系统基础上东中国海潮波系统与海岸演变模拟集成系统·····	(227)
第一节	集成系统的若干问题·····	(229)
第二节	集成系统的结构体系·····	(231)
第三节	系统集成技术与工具·····	(233)
第四节	东中国海潮波系统与海岸演变模拟集成系统建设·····	(241)
	参考文献·····	(265)

第一章 潮波运动和潮波系统

潮汐是一种自然现象,它与人类的生产、生活有着密切的联系。人类对潮汐的认识已有悠久的历史,据文字记载,可追溯到距今 2 000 年以前,但真正科学地研究潮汐现象的是著名科学家牛顿。1687 年牛顿在前人和自己研究工作的基础上,归纳出万有引力定律,并提出了平衡潮汐学说,阐述了潮汐的产生,解释了潮汐的许多最基本的现象。但牛顿的平衡潮汐学说实际上是将静力学理论应用于潮汐研究中,并不能全面解释原本属于动力学问题的潮汐现象。一直到 1776 年,即牛顿提出平衡学说后近一个世纪,拉普拉斯应用流体动力学的理论,把海洋潮汐看作是在外动力——引潮力作用下所引起的强迫振动,建立了描述潮汐运动的动力学方程,创立了潮汐动力学理论,且在潮汐动力学方程中引入了地转偏向力。而后 200 年间,潮汐动力学方程虽作了若干修改和补充,但此间的潮汐研究实质上都是设法求出这个方程在各种条件下的解^[1,2]。

在潮汐分析中,拉普拉斯将引潮力进行力的分解,把潮汐划分为半日潮、日潮和长周期潮三种类型。后人沿袭这一研究思路,对引潮力作了进一步的分解展开,将潮汐研究赋予新的内容,即潮波的研究。把潮汐视为不同潮波复杂作用下产生的自然现象,是各潮波复合运动的结果。

潮波是由天体如月球、太阳等对地球的引力作用所产生的强迫振动,是一种长波,具有固定的频率,其周期约与天体运行的周期相一致,在半日或一天以上,波长约有数百或数千公里。潮波内无数水质点以一定的相位差相继运动,构成潮波的传播,表现在垂直方向的潮位升降和水平方向的潮流涨落。潮位和潮流是潮波的主要运动特征,其中潮流是根本的特征,因为潮位变化主要是潮流的涨落引起的,但潮位的升降是最明显的特征。

前进波是理想潮波的运动状态,而驻波可以认为是由于两个朝相反方向传播的前进波(即入射波和反射波)叠加作用形成的,其运动特征与前进波明显不同。前进波和驻波是潮波的两种极端形态,而在更多情况,潮波的运动介于上述两种形态之间。

对实际海区或大洋而言,潮波运动受岸线、地形、摩擦及地转偏向力的影响,呈现复杂的变化,形成独特的旋转潮波系统,即潮波的运动兼有前进潮波和驻潮波的特征。一般而言,大洋中的潮波是强迫潮波,而大洋附属海(如本书所研究的东中国海)的潮波可视为自由潮波,因为后者潮汐能量的来源主要靠毗连海区的大洋维持,而不是引潮力直接作用的结果。

第一节 潮波分离

潮波根据其作用力的不同,可分为天文源潮波和从属潮波。

天文源潮波即平衡潮波,源于牛顿的平衡潮汐学说,由实际天体的引潮力逐一展开得到,理解为假想天体的引潮力作用所引起的一种振动。

天体的引潮力定义为：地球上单位质量的物体，其所受到的天体万有引力，与因地球绕该天体作圆周运动所产生的惯性离心力的合力。如月球和太阳的引潮力，海水主要受月球引潮力的作用，其次受太阳引潮力的作用(约为月球引潮力的 0.46 倍)。

从属潮波包括气象潮波和浅水潮波等。气象潮波起因于太阳辐射的周期性变化引起气压等气象条件的变化，周期一般为一个和半个回归年，因此气象潮波也称辐射潮波。天文源潮波在浅海运动时，由于非线性作用可以产生畸变，这种畸变的结果直接导致浅水潮波。

潮汐是现象，潮波是本质，调和和分析提出了从现象背后抓住本质的有效方法。该方法根据实测潮位和潮流资料计算各潮波的调和常数，实现潮波的分离。

任意一个潮波的潮位可表示为：

$$fH\cos(\sigma t + V_0 + u - g) \quad (1.1)$$

式中， f 、 u 分别表示因月球轨道 18.6 年变化引入的对平均振幅 H 和相角的订正值； g 为迟角； σ 为潮波角速率； V_0 为天文初相角； H 、 g 就是潮波的调和常数。一般说来，它们是由海区的深度、地形、岸线外形等自然条件决定的，所谓“常数”是指自然条件相对稳定而言的。

潮位观测曲线可以看作由众多潮波复合而成的，图 1.1 为某实测过程线和它的 4 个主要组成潮波曲线。

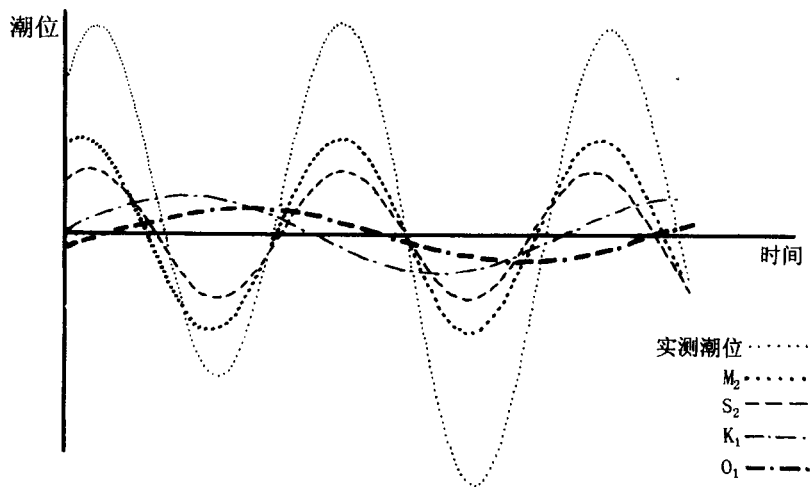


图 1.1 潮位曲线及其主要组成潮波

某站某一时刻的实测潮位可写成：

$$\begin{aligned} \zeta(t) &= a_0 + \sum_{j=1}^m R_j \cos(\sigma_j t - \theta_j) + r(t) \\ &= a_0 + \sum_{j=1}^m (a_j \cos \sigma_j t + b_j \sin \sigma_j t) + r(t) \end{aligned} \quad (1.2)$$

式中, a_0 为观测期间的平均海面; R_j 为潮波振幅; θ_j 为潮波的初位相; σ_j 为潮波的角速率; $r(t)$ 为非天文潮位, 泛指因水文、气象状况的变化而引起的水位变化; $a_j = R_j \cos \theta_j$; $b_j = R_j \sin \theta_j$; m 为组成潮波的个数。

若不考虑式(1.2)中的 $r(t)$, 并略去下标 j , 对比(1.1)式和(1.2)式, 即得:

$$\begin{cases} H = R/f = \sqrt{a^2 + b^2}/f \\ g = V_0 + u + \theta = V_0 + u + \operatorname{tg}^{-1} \frac{b}{a} + \alpha \end{cases} \quad (1.3)$$

式中 α 为象限订正值, 第 I 象限为 0° , 第 II、III 象限为 180° , 第 IV 象限为 360° 。

由此可见, 潮波分离的第一步是如何由实测资料求得 a 、 b , 并由 a 、 b 计算出 R 、 θ ; 第二步由实测的中间时刻, 计算 f 、 $V_0 + u$; 最后按(1.3)式得出潮波的调和常数 H 、 g 。

利用最小二乘法进行调和分析是目前常用的方法^[3]。

设计算(或潮波复合)的潮位为:

$$\zeta_c(t) = a_0 + \sum_{j=1}^m (a_j \cos \sigma_j t + b_j \sin \sigma_j t) \quad (1.4)$$

用它来逼近实测潮位 $\zeta(t)$, 按最小二乘法原理, 必须使

$$\Delta = \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} [\zeta(t) - \zeta_c(t)]^2 dt \quad (1.5)$$

为最小, 以此来确定 a_j 、 b_j 。若取 365 天资料作分析, 则式中 $T = 365 \times 24 = 8760$ 小时。

把(1.4)式代入(1.5)式, 并令 $\frac{\partial \Delta}{\partial a_0} = \frac{\partial \Delta}{\partial a_j} = \frac{\partial \Delta}{\partial b_j} = 0$, 可得两个关于 a_0 、 a_j 和 b_j 的方程

组:

$$\begin{cases} \alpha_{00} a_0 + \alpha_{01} a_1 + \cdots + \alpha_{0m} a_m = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \zeta(t) dt \\ \alpha_{10} a_0 + \alpha_{11} a_1 + \cdots + \alpha_{1m} a_m = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \zeta(t) \cos \sigma_1 t dt \\ \cdots \cdots \cdots \cdots \cdots \cdots \\ \alpha_{m0} a_0 + \alpha_{m1} a_1 + \cdots + \alpha_{mm} a_m = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \zeta(t) \cos \sigma_m t dt \\ \\ \beta_{11} b_1 + \beta_{12} b_2 + \cdots + \beta_{1m} b_m = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \zeta(t) \sin \sigma_1 t dt \\ \cdots \cdots \cdots \cdots \cdots \cdots \\ \beta_{m1} b_1 + \beta_{m2} b_2 + \cdots + \beta_{mm} b_m = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \zeta(t) \sin \sigma_m t dt \end{cases} \quad (1.6)$$

式中 $\alpha_{00} = 2$

$$\alpha_{0j} = \alpha_{j0} = 2\sin(\sigma_j \frac{T}{2}) / (\sigma_j \frac{T}{2}) \quad (j=1, 2, \dots, m)$$

$$\alpha_{jj} = 1 + \sin(\sigma_j T) / (\sigma_j T)$$

$$\alpha_{ij} = \sin[(\sigma_i - \sigma_j) \frac{T}{2}] / [(\sigma_i - \sigma_j) \frac{T}{2}] + \sin[(\sigma_i + \sigma_j) \frac{T}{2}] / [(\sigma_i + \sigma_j) \frac{T}{2}] \quad (i \neq j)$$

$$\beta_{jj} = 1 - \sin(\sigma_j T) / (\sigma_j T)$$

$$\beta_{ij} = \sin[(\sigma_i - \sigma_j) \frac{T}{2}] / [(\sigma_i - \sigma_j) \frac{T}{2}] - \sin[(\sigma_i + \sigma_j) \frac{T}{2}] / [(\sigma_i + \sigma_j) \frac{T}{2}] \quad (i \neq j)$$

由方程组(1.6)、(1.7)分别求解,即得 a_0 、 a_j 和 b_j ($j=1, 2, \dots, m$) 的值。

对于实测的潮位值 $\zeta(t_i)$, 方程组右端的积分可由离散求和获得。理论上并未对实测潮位作时间间隔上的限制,但实际应用中有时会产生错误的结果。典型的例子是利用高低潮资料进行北隍城岛海洋站的调和结果。为此,对高低潮资料,可将(1.5)式表示为:

$$\Delta = \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \left\{ [\zeta(t) - \zeta_c(t)]^2 + [\zeta'_c(t)]^2 \right\} dt \quad (1.8)$$

仍用最小二乘法得到一个关于 a_0 、 a_j 和 b_j ($j=1, 2, \dots, m$) 的方程组。具体过程参见文献[4]。

在调和分析中,潮波的选取与观测时间有关,一般分离 63 个潮波需要一年的资料。实践证明,在众多潮波中,起主要作用的有 11 个,其中包括 4 个半日潮波 M_2, S_2, N_2, K_2 , 4 个日潮波 K_1, O_1, P_1, Q_1 , 以及 3 个浅水潮波 M_4, MS_4, M_6 , 而这 11 个潮波用 1 个月的连续观测资料就可分离出来。表 1.1 列出了这 11 个潮波的名称及其角速率。

表 1.1 主要潮波及角速率

潮 波	M_2	S_2	N_2	K_2	K_1	O_1
角速率(°/h)	28.9841042	30.0	28.4397295	30.0821373	15.0410686	13.9430356
潮 波	P_1	Q_1	M_4	MS_4	M_6	
角速率(°/h)	14.9589314	13.3986609	57.9682084	58.9841042	86.9523126	

上述调和分析的原理同样适用于对潮波的潮流进行调和常数的计算,但一般只分析其中 4 个起主要作用的潮波 M_2, S_2, K_1 和 O_1 [1,2]。

第二节 潮波运动

潮波运动的实质是水质点的传播过程,对海区内某点运动的一般描述为:

$$\begin{cases} \zeta = H \cos(\sigma t - g) + H_R \\ U = U \cos(\sigma t - \xi) + U_R \\ V = V \cos(\sigma t - \eta) + V_R \end{cases} \quad (1.9)$$

式中 H, U, V 为潮位和潮流东、北分量的振幅, g, ξ, η 为相应的迟角, H_R, U_R, V_R 为相应的余潮位和余流分量。

潮波运动是通过潮位和潮流的变化来体现,其本质是海区水体的流动。根据欧拉的观点,应用流体动力学原理,结合潮波运动自身的特点,可得潮波运动的基本方程。

潮波运动的基本方程包括运动方程和连续性方程。前者系牛顿第二定律在潮波运动中的特定形式,后者反映海水运动过程中所应遵循的质量守恒定律。这些基本方程表述了潮波运动过程中,在引潮力、摩擦力、重力、梯度力和地转偏向力(即科氏力)等因子的作用下的波动形态、潮位变化与潮流变化之间的联系。

潮波运动,按其动力学特性的不同,大致可分为以下三类:①大洋深海的潮波运动,是一种强迫振动,引潮力起重要作用,外力与水质点的运动以线性效应为主,此外还必须考虑科氏力随纬度的变化。②大陆坡附近的过渡海域和大陆架边缘海的潮波运动,主要是由引潮力直接作用于这一海区所引起的强迫振动和相邻的深海潮波传到这里而引起的自由振动的组合,也以线性效应为主。③海湾或河口等沿岸浅海的潮波运动,完全是由毗邻的大陆架边缘海或深海的潮波传播的结果,是一种自由振动,非线性效应显著,边界摩擦对潮波能量的耗散起重要作用。

研究深海潮波运动,一般采用球面坐标系下的潮波方程,即:

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} = fV - \frac{g}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\zeta - \bar{\zeta}) \\ \frac{\partial V}{\partial t} = -fU - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\zeta - \bar{\zeta}) \end{cases} \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (Uh) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (Vh \cos \varphi) \right] = 0 \quad (1.11)$$

式中, h 为静水深, ζ 为波动值, λ, φ 为地球经纬度, U, V 为经线和纬线方向的潮流分量, $f = 2\omega \sin \varphi$ 为科氏力系数, ω 为地转角速率(等于 $7.29 \times 10^{-5} 1/s$), $\bar{\zeta}$ 代表强迫力的引潮势对应的静力潮高(即平衡潮潮高)。

1775 年拉普拉斯首先用流体动力学的观点研究地球上均匀布满等深的理想流体时在引潮力作用下产生的强迫潮波,创立了拉普拉斯潮波动力理论。

1845 年 Airy 将潮波运动应用到一维的狭长等深沟渠中,研究了在这种沟渠内引潮力作用下的强迫潮波,考虑了边界对潮波运动的影响,创立了 Airy 沟渠理论。

1897 年 Hough 发展了拉普拉斯的潮波动力理论,他成功地用球函数求解,既考虑强迫振动,又研究自由振动,同时也讨论了水质点相互吸引作用对潮波运动的影响问题。

Proudman 和 Doodson 对有界大洋潮波运动也做过大量的理论研究。Proudman 于 1917 年提出把潮波动力学方程化为求解无限个线性方程的理论。1936 年又进一步发展,用以求解被两条子午线所包围的大洋潮波运动问题。而 Doodson 则采用一种数值积分方

法进行计算,建立了许多潮波运动的模型。图 1.2 为其中一个模型的计算结果,图中实线为同潮时线,虚线为等潮差线,两者合称为同潮图。

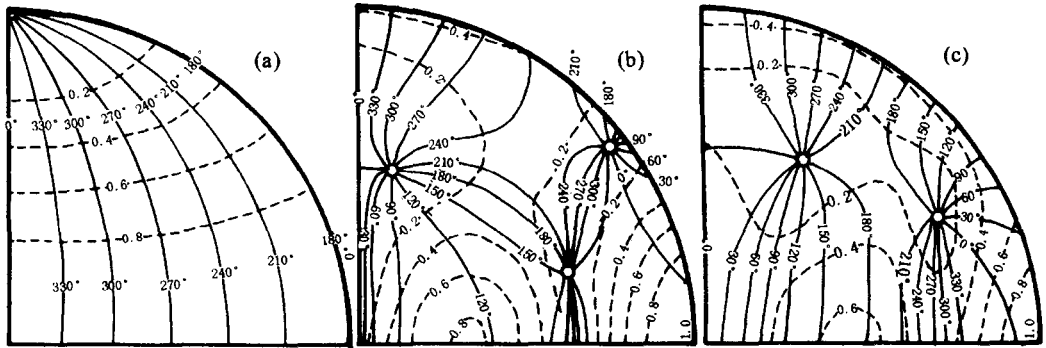


图 1.2 Doodson 模型结果(据陈宗镛)

近 30 年来, Pekeris 和 Accad(1969)^[5]、Zahel(1970)^[6]、Hendershott(1972)^[7]、Schwidorski(1980)^[8]、Cartwright 和 Ray(1991)^[9]、Ray(1993)^[10] 等相继对真实大洋的潮波运动作了计算。尤其是 Schwidorski 的研究和后来基于卫星测高计的 Cartwright 等的工作,都得到了真实大洋潮波良好的数值结果,解决了许多大洋潮汐理论的基本问题。

在浅海地区,潮波方程宜采用直角坐标系表示,并按照潮波运动的自身特点(水平尺度远大于垂直尺度)而简化为平面二维形式(或水深平均形式):

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = fV - g \frac{\partial}{\partial x}(\zeta - \bar{\zeta}) + A_H \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - kU \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -fU - g \frac{\partial}{\partial y}(\zeta - \bar{\zeta}) + A_H \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - kV \end{cases} \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UD) + \frac{\partial}{\partial y}(VD) = 0 \quad (1.13)$$

式中 $D = h + \zeta$ 为总水深, x, y 为东、北方向, U, V 为潮流的东、北分量, A_H 为水平涡粘扩散系数, k 为底摩擦系数。

对介于浅海和深海之间的边缘海的潮波运动,则视具体情况采用方程(1.12)和(1.13)或用球面坐标表示的方程(1.12)和(1.13)。

下面就自由潮波($\bar{\zeta} = 0$)的运动及其主要影响因素作简要介绍。

1. 潮波的基本运动形态

在等深条件下,忽略非线性效应、引潮力、摩擦力、地转力作用时,考虑沿 x 方向传播的潮波运动(即 $V = 0$),由方程(1.12)和(1.13)可得波动方程:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0 \quad (1.14)$$

上述波动方程的一般方程形式^[11]为:

$$\zeta = F(x - ct) + F(x + ct) \quad (1.15)$$

式中 $c = \sqrt{gh}$ 为波速。(1.15)式可理解为波面(或潮位)由入射波面 $F(x - ct)$ 和反射波面 $F(x + ct)$ 叠加形成。

若沿传播方向无边界约束,即不存在波的反射,根据(1.9)式 ζ 可表示为:

$$\zeta = H \cos \left[\sigma \left(\frac{x}{c} - t \right) \right] \quad (1.16)$$

将(1.16)式代入运动方程(1.12),可得:

$$U = \frac{g}{c} H \cos \left[\sigma \left(\frac{x}{c} - t \right) \right] \quad (1.17)$$

在这种条件下,潮流 U 和潮位 ζ 是同步变化的,具有这种波动形态的潮波称为前进潮波(图 1.3)。

事实上,潮波在传播过程中,遇岸墙会反射形成反射潮波,并与原入射波作用。如果考虑全反射的情况,则潮位 ζ 为:

$$\zeta = H \cos \left[\sigma \left(\frac{x}{c} - t \right) \right] + H \cos \left[\sigma \left(\frac{x}{c} + t \right) \right] = 2H \cos \frac{\sigma x}{c} \cos \sigma t \quad (1.18)$$

而相应的潮流为:

$$U = \frac{2g}{c} H \sin \frac{\sigma x}{c} \sin \sigma t \quad (1.19)$$

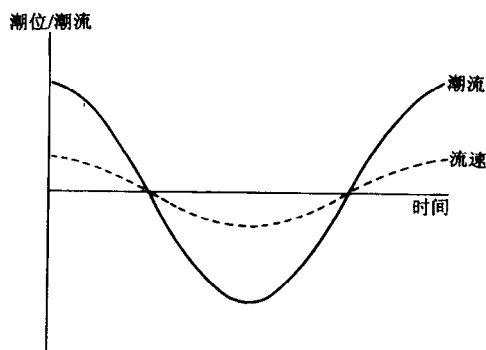


图 1.3 前进潮波潮位、潮流过程线

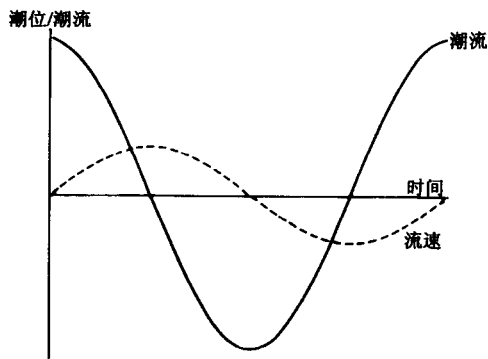


图 1.4 驻潮波潮位、潮流过程线

在这种情况下,潮流速 U 和潮位 ζ 不是同步变化的,两者位相差为 $\pi/2$,具有这种波动形态的潮波为驻潮波(图 1.4)。

对驻潮波而言,潮位振动为零处称为波节点,也称为无潮点;潮位振动最大处称为波腹点。驻潮波的运动特征是:波节点潮流最大,波腹点潮流为零。

在更多情况下,由于潮波不完全反射,以及非线性效应、引潮力、地转力和摩擦力的作用,使得潮波运动常常介于前进波和驻波之间,可视为驻波和前进波的组合,称为前进驻波,如旋转潮波。