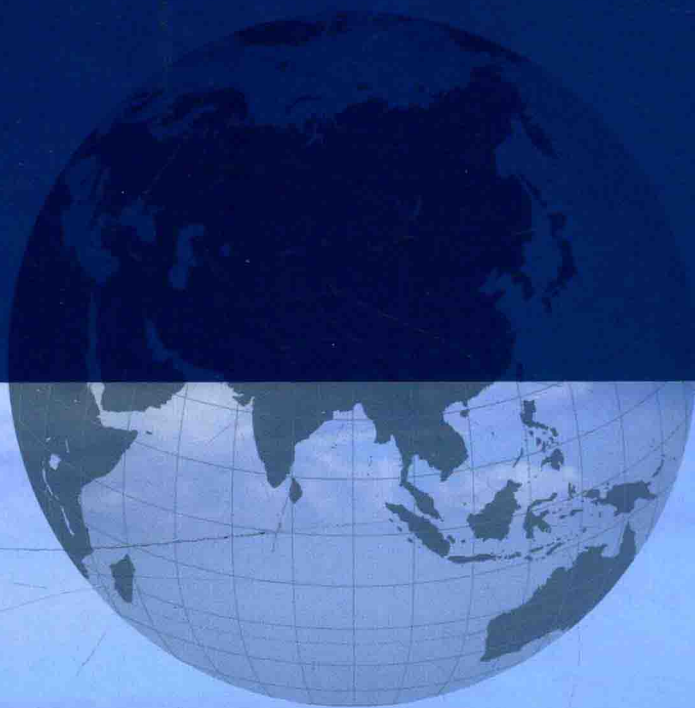


海岸地貌建模指南

A Guide to Modeling Coastal Morphology

[荷] Dano Roelvink [美] Ad Reniers 著

时连强 陆莎莎 夏小明 译



海洋出版社

本书由海洋公益性行业科研专项（201005010、201405037）资助出版

海岸地貌建模指南

A Guide to Modeling Coastal Morphology

[荷] Dano Roelvink [美] Ad Reniers 著
时连强 陆莎莎 夏小明 译

海洋出版社

2015 年 · 北京

图书在版编目 (CIP) 数据

海岸地貌建模指南/ (荷) 鲁维恩克 (Roelvink, D.), (美) 雷尼尔斯 (Reniers, A.) 著; 时连强, 陆莎莎, 夏小明译. —北京: 海洋出版社, 2015. 12

书名原文: A Guide to Modeling Coastal Morphology

ISBN 978 - 7 - 5027 - 9291 - 6

I. ①海… II. ①鲁… ②雷… ③时… ④陆… ⑤夏… III. ①海岸地貌 - 系统建模 - 指南 IV. ①P737.172 - 62

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 297774 号

图字: 01 - 2012 - 6975

Copyright© 2011 by World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. All rights reserved. This book, or parts thereof, may not be reproduced in any form or by any means electronic or mechanical including photocopying, recording or any information storage and retrieval system now known or to be invented, without written permission from the Publisher.

Simplified Chinese translation arranged with World Scientific Publishing Co. Pte Ltd., Singapore.

本书中文简体版由海洋出版社在中国大陆地区独家销售。

责任编辑: 朱 瑾

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

北京朝阳印刷厂有限责任公司印刷 新华书店北京发行所经销

2015 年 12 月第 1 版 2015 年 12 月第 1 次印刷

开本: 787 mm × 1092 mm 1/16 印张: 15

字数: 320 千字 定价: 58.00 元

发行部: 62132549 邮购部: 68038093 总编室: 62114335

海洋版图书印、装错误可随时退换

序 言

模型是现实的形式化表现。一个泥塑模型可以代表一辆汽车或一个人，无需假装。水工模型可以模拟港口周遭的水流，但它不是一个真实的港口。海岸地貌计算模型包含了水力、波浪、泥沙输移和守恒等，这些都需要在公式中得到充分体现。虽然模型可以产生有关海岸性质的有趣图片和逼真动画，但却无法表现所有的复杂性。相反，模型量化了我们头脑中的概念，并结合了我们通过推理难以展现的过程。到目前为止，建模的效果还是不错的。但问题是，把概念转化成模型的人往往不是那些使用模型的人。于是，模型概念可能脱离具体的环境，产生明显的误差。

人类的大部分活动发生在离海岸线数公里的狭长海域范围内，砂砾的运移和形态变化也在这里发生。另外，大部分的营养物、污染物和细颗粒泥沙都在这里发生运移。鉴于此，本海岸地貌建模指南旨在加深海岸工程师和科学家对海岸一些重要过程的认识。

这种认识会帮助我们迅速对重要形态变化过程做出评估，使我们更容易地为特定情况选择一个数值模型，并验证其中的假设是否符合实际。最终，它将帮助我们建立模型，并解读和检验相应的结果。我们应该明智地掌握并使用计算机模型，而不应该成为计算机模型的无辜受骗者。

Dano Roelvink & Ad Reniers

目次

第1章 前言	(1)
第2章 波浪	(2)
2.1 引言	(2)
2.2 波浪的生成、传播和衰减	(3)
2.3 波谱概述	(3)
2.4 波浪条件	(5)
2.5 波浪模型	(6)
2.6 控制方程	(7)
2.6.1 波浪作用平衡	(7)
2.6.2 波浪能量平衡	(8)
2.6.3 水滚能量平衡	(10)
2.7 波群传播	(11)
2.8 复杂海底地形条件下的波浪传播	(12)
2.9 波浪的阻挡效应	(14)
第3章 海流	(16)
3.1 引言	(16)
3.2 控制方程	(16)
3.2.1 三维浅水方程式	(16)
3.2.2 水深平均浅水方程	(19)
3.2.3 斯托克斯漂流	(20)
3.2.4 波浪力	(20)
3.2.5 底部剪应力	(24)
3.2.6 紊流涡黏系数	(26)
3.3 潮流	(27)
3.3.1 开阔海岸	(27)
3.3.2 向河口区传播的潮流	(31)

3.3.3	共振	(32)
3.3.4	漏斗效应	(32)
3.3.5	短宽盆地	(33)
3.3.6	建筑物周边潮流	(34)
3.3.7	实际汊道周边流态	(35)
3.3.8	跨槽流态	(37)
3.4	风生沿岸流和沿均匀海岸的增水	(39)
3.4.1	风生沿岸流	(39)
3.4.2	风致增水	(40)
3.5	波生沿岸流和均匀海岸上的增水	(40)
3.5.1	波生沿岸流	(40)
3.5.2	波致增水	(41)
3.5.3	数值计算	(41)
3.5.4	剪切不稳定性	(44)
3.6	波群驱动的运动	(47)
3.6.1	前言	(47)
3.6.2	波群引起的束缚长波	(48)
3.6.3	漏波和陷波	(50)
3.6.4	边缘波共振	(52)
3.6.5	极低频运动	(55)
3.7	海流的垂向结构	(56)
3.7.1	潮(或坡度)生流剖面	(56)
3.7.2	风生流剖面	(57)
3.7.3	风生沿岸流剖面	(59)
3.7.4	风生离岸流剖面	(60)
3.7.5	波生流剖面	(62)
3.8	非均匀海岸三维波生流	(65)
第4章	泥沙输移	(68)
4.1	前言	(68)
4.2	悬沙输移	(68)
4.2.1	泥沙三维对流扩散方程	(69)
4.2.2	泥沙二维对流扩散方程	(70)
4.3	推移质和总输沙量输移公式	(72)

4.3.1 只有海流作用	(72)
4.3.2 波流相互作用	(73)
4.4 波浪输沙	(74)
4.4.1 波偏态和非对称性	(74)
4.4.2 斯托克斯漂移	(78)
4.4.3 稳流	(79)
4.4.4 波群引起的束缚长波	(80)
4.5 补偿流	(82)
4.6 裂流循环单元	(83)
第5章 地貌过程	(85)
5.1 前言	(85)
5.2 原理	(85)
5.2.1 底床形态传播	(85)
5.2.2 平衡深度	(87)
5.3 开阔海岸	(88)
5.3.1 横向剖面特征	(88)
5.3.2 底床坡度相关输沙	(90)
5.3.3 沙丘侵蚀和越浪	(92)
5.3.4 裂流水道动力	(93)
5.3.5 平面形态演变	(95)
5.4 潮汐汊道与河口	(101)
5.4.1 涨落潮三角洲的形成	(101)
5.4.2 平衡方程	(102)
5.4.3 讨论	(108)
第6章 建模方法	(110)
6.1 海岸剖面、岸线及区域模型	(110)
6.2 应用范围	(111)
6.2.1 海岸剖面模型	(111)
6.2.2 岸线模型	(111)
6.2.3 海岸区域模型	(112)
6.3 输入简化	(113)
6.3.1 输入参数	(113)
6.3.2 简化的一般原则	(114)

6.3.3	潮汐简化	(115)
6.3.4	风/波候的简化	(122)
第7章	海岸剖面模型	(128)
7.1	介绍	(128)
7.1.1	原理与方法	(128)
7.1.2	剖面建模	(129)
7.2	短期事件的建模	(131)
7.3	沙坝剖面的长期演变	(132)
7.4	海滩养护	(133)
第8章	岸线模型	(135)
8.1	基本原理	(135)
8.2	现有模型	(135)
8.3	一个简单的 Matlab 版本	(136)
8.3.1	使用剖面模型生成 S - phi 曲线	(136)
8.3.2	岸线计算	(136)
8.3.3	基于 S - phi 曲线的基础版本	(136)
8.3.4	波候中包含的大尺度变化	(137)
8.3.5	代表性小尺度特征	(138)
8.4	荷兰艾默伊登的案例学习	(139)
第9章	海岸模型	(141)
9.1	引言	(141)
9.2	波浪驱动程序	(142)
9.2.1	波平均	(142)
9.2.2	短波平均	(142)
9.2.3	短波解析	(143)
9.3	平面二维、准三维与三维	(143)
9.3.1	水动力模型	(143)
9.3.2	泥沙输运	(143)
9.3.3	底床	(144)
9.4	网格和数值离散方法	(144)
9.5	海岸模型的边界条件	(146)
9.5.1	水动力模型	(146)
9.5.2	波浪	(150)

9.5.3 泥沙输运	(151)
9.5.4 底床高程	(151)
9.6 波流相互作用的建模方法	(151)
9.7 动力地貌更新方法	(154)
9.7.1 潮汐平均法	(154)
9.7.2 连续性校正	(156)
9.7.3 RAM 法	(157)
9.7.4 使用形态学实时地貌因子联机方法	(158)
9.7.5 潮汐平均法与地貌因子	(159)
9.7.6 并行联机法	(160)
9.7.7 不同方法的效率	(162)
9.8 长时间尺度数值模拟方法	(162)
9.8.1 海滩剖面延伸	(162)
9.8.2 次网格特征表示法	(163)
9.8.3 疏浚表示法	(164)
9.8.4 海滩补沙	(164)
第10章 案例研究	(165)
10.1 针对小海岸问题的简单模型	(165)
10.1.1 引言	(165)
10.1.2 模型设置	(165)
10.1.3 波高分布	(166)
10.1.4 流场分布	(167)
10.1.5 对地形的影响	(167)
10.1.6 相对侵蚀/沉积分布	(169)
10.1.7 讨论	(169)
10.2 潮汐汊道、河口和三角洲的长时间尺度模拟	(170)
10.2.1 引言	(170)
10.2.2 模拟的时间尺度能升多长	(170)
10.2.3 长时间尺度建模所必需的模型改进	(170)
10.2.4 边界对河口地貌的影响有多大	(171)
10.2.5 泥沙分选的影响	(174)
10.2.6 模拟案例	(175)
10.3 沙丘侵蚀	(178)

10.4	越浪	(178)
10.5	沙坝与裂流水道	(180)
第 11 章	建模过程程序	(186)
11.1	前言	(186)
11.2	数据收集与分析	(186)
11.2.1	地形水深测量数据	(186)
11.2.2	波浪与风数据	(186)
11.2.3	潮汐数据	(187)
11.2.4	沿岸海流数据	(187)
11.2.5	沉积物运移泥沙输运输移数据	(187)
11.3	概念化模型	(187)
11.4	建立提出建模策略思路	(187)
11.5	建立模型网格和水深测量地形水深地形的建立	(188)
11.5.1	流动水流动力和形态地貌网络	(188)
11.5.2	波浪网格	(188)
11.5.3	水深测量水深地形	(188)
11.6	边界条件	(188)
11.6.1	波浪图示化简化	(188)
11.6.2	代表性潮汐潮型	(188)
11.6.3	沉积物运移泥沙输运输移	(189)
11.6.4	海底底床变化	(189)
11.7	校准	(189)
11.8	验证	(190)
11.9	方案准备	(191)
11.10	定义输出	(191)
11.11	运行和后处理	(191)
11.12	解读	(192)
11.13	报告	(192)
11.14	存档归档	(192)
第 12 章	建模理念	(193)
12.1	预测未来或过程重视?	(193)
12.2	基于过程还是基于数据?	(194)
12.3	下行还是上行?	(194)

12.4 物理过程越多,模型越好?	(195)
12.5 如何判断模型使用的能力?	(195)
12.6 绝对还是相对?	(195)
参考文献	(197)
附录 专业词汇中英文对照	(211)

第1章 前言

本书主要包括三个部分。

首先是某些时空尺度内控制海岸地貌演变的最重要过程：从单个风暴的短期影响到长期演变，从几十米的盆地到大型的纳潮盆地。第2、3、4和5章分别探讨了波浪、海流、泥沙输运和海岸地貌等内容，涉及的过程包括波浪的传播和耗散，由潮汐、波浪和风驱动产生的海流。在这里，我们并不是关注波浪、海风或潮汐如何产生或者是在哪里产生的，而是只关注海岸带发生着什么。因此我们假定，向陆边界和水深20 m以浅区域的潮位、大尺度风场、波浪和径流等的必要信息，都可以从监测站、浮标或区域和全球模型中获取。我们的主要目的，是通过分析控制方程中大部分相关项间的平衡，了解一些典型的流动，推断潮流形态和驱动力。

后续第6章讨论常用的建模方法，之后我们分别讨论了海岸剖面模型（第7章）、岸线模型（第8章）和平面二维与三维海岸区域模型（第9章）。我们所说的模型，主要是指模型的概念，而不是软件系统、专利或者其他。我们使用简单的 Matlab 程序，从而尽可能地让讨论通俗易懂，比如在介绍海岸剖面 and 岸线模型时。对于更复杂的平面二维与三维模型，我们将避开不同系统的细节，重点描述相关概念、边界条件、典型的模式化程序以及可能产生的有意思的地形地貌现象。当我们描述某一特定现象时，我们将通过构建最简单的模型来解释其产生过程。每一种情况可被视为实际应用的复杂模型中可能发生的所有过程的一个子集，通过分离一个个产生特定现象的过程，我们能够知道将它表达出来所需要的最小集。

在第10章中，我们围绕共同的海岸问题进行了案例研究，目的同样是引发读者对海岸过程的思考以及如何进行有效的建模工作。我们针对不同目的，使用了不同的模型概念。

在第11章，基于自身经验和已开展的研究，我们为建模研究进行了系统化过程的尝试，就像一个扩展清单。最后，在第12章中，我们讨论了建模哲学，重点关注模型表示与现实之间一定的不匹配性，但仍然可以使用这些复杂的形态动力学模型来做出有用的预测。

本书中，所有的 Matlab 脚本和公式都可以通过 OpenEarth.nl（由 Deltares 发起的开放资源）获取。简单注册后，您就可以在 Tools 选项的 directory matlab/applications/CostalMorphologyModeling 菜单中下载我们的代码。

第2章 波浪

2.1 引言

正如全书所描述的那样，表面重力波的建模是海岸动力地貌学预测的一个重要组成部分。这里我们仅考虑风生表面重力波，即风浪和涌浪。

在海上，风浪通常从低压中心向外辐射，从而进行能量、质量和动量的传输。在深水区，这些波只是较弱的非线性波，因此波场可被表征为大量独立的波分量的总和，导致产生不规则波场的高斯海况。随着波浪从深水向浅水传播，它们开始与海底发生相互作用；由于海床摩擦，导致非线性不断增强，波的传播速度减小，能量随之损耗。对于斜向入射波而言，由于沿波峰的传播速度不同，后者将造成折射。随着水深的进一步降低，浅水作用越发显著，最终波浪失去稳定而发生破碎。破碎波最明显的特征通常是波浪前锋充满气泡，这是由波峰中所含气体导致的，最著名的如水滚。

波浪在海岸响应中起到重要作用。众所周知，近底水体往复运动会掀沙，并被（周围的）海流携带输移。因此，当有波浪出现时，沉积物输移率显著增大（详见4.3.2节）。另一方面，在波浪边界层内，波浪的往复运动和海流速度的相互作用，会增大周边海流的底部剪切应力，从而减缓海流速度（见3.2.5节）。在破波带，短波能量的耗散导致波生近岸流，包括沿岸流（在斜向入射波的情况下）和离岸流（见3.5和3.6节）。此外，波能量的空间变化引起的增水梯度，能产生强沿岸流和离岸流，比如裂流循环（3.8节）。这些沿岸流可挟带输运大量泥沙（Komar, 1976）。沿岸流阻塞会导致大面积淤积和下游海滩发生侵蚀，这一现象多见于海港入口（见第8章，海岸线模型）。短波的非线性在许多方面都是非常重要的。其中一个方面就是与斯托克斯漂流有关的向岸的质量输移，可被离岸方向的补偿流弥补（见4.4.2和4.5节）。在浅水区，由于三波相互作用，受约束的高次和低次谐波在破碎之前产生（Hasselmann, 1962）。起初与主波同相的高谐波的出现，可使波峰较陡而波谷较平（Stokes, 1847）。由此导致出现短波平均的向岸泥沙输移（参见4.1.1）（Roelvink, Stive, 1989）。由于沉积物浓度以及波流动力的垂向分布，使问题变得格外复杂，造成离岸方向的泥沙输移（见第4章泥沙输移）。在破碎前，随着主波和其超谐波相移的增加，波浪变成锯齿状。这时，波内压力梯度对于泥沙的影响变得非常重要（Madsen, 1975；Drake, Calantoni, 2001；Nielsen, Callaghan, 2003；Foster et al., 2006）。波浪破碎时产生的紊流使得掀沙作用增强（Roelvink, Stive, 1989；Steetzel, 1993；van Thiel de Vries et al., 2008）。总之，详细了解波动力学方面的知识对于预测海滩的动力地貌学特征是十分必要的。

下面我们简单列出了与海岸建模有关的波浪生成和传播的主要内容。更多关于该主

题的详细描述, 包括基于线性波理论的表述, 可参见其他著作, 如 (Phillips, 1977), (Mei, 1989), (Dean, Dalrymple, 1991), (Dingemans, 1997), (Svendsen, 2006), (Holthuijsen, 2007) 等。

2.2 波浪的生成、传播和衰减

风和海水界面的能量交换生成波浪。风能向波能的最初传输是基于风压变化与风距和风速的存在, 这与波浪的衰减关系相关 (Phillips, 1957), 最终产生从风能到波能的共振传输。初始波的特征是向各个方面传播的极短波。根据线性理论, 短波从风中汲取能量的速率高于长波, 原因是能量传输与波陡成正比 (波面坡度的平方)。随着波浪振幅的增大, 水面开始与风相互作用, 导致波浪加速变大, 并且其方向与风向一致 (Miles, 1957)。实验观察表明, (Phillips, 1957) 与 (Miles, 1957) 的组合机制不能够解释观测到的这种超过一个数量级的增长率。这种效应通常归因于单波分量间存在的微弱非线性四波相互作用, 这使得能量从饱和高频波向低频波传递 (Hasselmann, 1962)。尽管如高斯描述所认为的那样, 这种相互作用相对较弱, 但长距离波的传播使得其累积效应非常明显, 导致波高和波周期显著增加。风能的持续输入与其伴生的非线性相互作用将产生一个以一定频率定向传播的波场。

在深水中波的破碎导致其能量的衰减, 这被称为白帽效应, 它将波能传输至小规模紊流 (Melville, Matusov, 2002)。由于深水中波浪的破碎取决于波陡 (Miche, 1944), 因此这个过程与饱和高频波分量的关联最大。随着水深变浅, 波浪开始与海底相互作用, 波能在底部边界层被底摩擦所耗损。此时, 布拉格散射变得十分重要 (Ardhuin et al., 2003), 因为它增强了水深变化条件下短波的定向传播。相比之下, 波速沿波峰的变化, 使得波浪向海岸方向折射, 从而削弱了定向传播。

最剧烈的变化发生在近岸。近岸共振三波相互作用的存在, 可迅速将能量传至高频率波 (超谐波) 和低频率波 (亚谐波), 由此分别改变高次频率波的波形和产生长重力波能。随着水深变浅, 受深度限制的波浪破碎作用变得尤为重要, 它将波能传输到表面水滚, 而水滚所携带的能量接着被传递给小规模紊流。受深度限制的波浪破碎作用将能量、动量从破碎的风浪传递给波生流、长重力波、紊流以及伴随发生的泥沙输移, 可以说是近岸区最重要的 (也是人们了解最少的) 过程。

2.3 波谱概述

波浪场通常是通过波谱形式来描述, 而不是以确定性的方式来描述不规则波的波面高程。通常使用快速傅里叶变换 (FFT; Cooley, Tukey, 1965) 来进行从时间空间描述到频率空间表述的转换。FFT 为每个频率 f 的傅里叶分量产生一个振幅 a 和相位。由于波场的随机性, 相位信息随着每次认识而发生变化, 且常常被忽视。因此我们用波能密度作为频率的函数:

$$E(f) = \frac{1}{2} \frac{a^2(f)}{\Delta f} \quad (2.1)$$

式中, Δf 为频率间隔。在许多著作中, 比如 (Holthuijsen, 2007), 都能找到使用波谱分析将时间序列转化成为波谱的详细描述, 特别是对于风浪。

频谱只能获取波面高程的时间变化。要获取与风浪的定向传播相关的空间变化, 还需要进行其他分析。对一个空间上均匀分布的波浪场而言, 可以使用空间 FFT, 它产生的幅值和相位分别是向岸和沿岸波数量 k_x 和 k_y 的函数。利用线性弥散关系式 (忽略表面张力和振幅的影响):

$$\sigma^2 = gk \tanh kh \quad (2.2)$$

式中, $\sigma = 2\pi f$ 为固有角频率, $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$, h 为水深, 由此可建立方向谱 $E(f, \theta)$ 。要进行空间 FFT, 需要知道按一定规律间隔的大范围的波面高程。这些信息通常在现场难以获得, 因为波面高程通常是使用稀疏的现场调查仪器来测量的。值得注意的一个例外是使用雷达和视频进行测量 [如 (van Dongeren et al., 2008) 及参考文献]。不过, 同时使用多个现场调查仪器, 通过检查各个仪器获得的信号之间的交叉谱方差也可以建立 $E(f, \theta)$ 。一般情况下, 可借助定向乘波计或同时使用压力传感器和流速计进行测量, 并使用最大熵方法 (MEM) 来建立风浪的 $E(f, \theta)$, (Lygre, Krogstad, 1986)。也可以选择用单个压力传感器或流量计的空间组合来估算 $E(f, \theta)$ (Pawka, 1983), (Reniers et al., 2010a)。风浪 $E(f, \theta)$ 的不同估算方法详见 (Benoit et al., 1997) 的综述。

海洋状况实测值的频谱分析表明, 取决于海况演变的理想形状是存在的。比较著名的例子是适用于充分成长风浪的 Pierson - Moskowitz (PM) 频谱和波峰较陡的成长过程风浪的 Jonswap 谱 (Hasselmann et al., 1973):

$$E(\sigma) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} \sigma^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{\sigma}{\sigma_p}\right)^{-4}\right] \gamma_0 \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\sigma - \sigma_p}{\varepsilon \sigma_p}\right)^2\right] \quad (2.3)$$

式中, α 是能量标定系数; σ_p 为峰值径向频率; γ_0 为峰值增强因子; ε 则用于确定峰值附近的谱宽。对于 PM 谱, $\alpha = 0.0081$ 且 γ_0 等于 1; 对于 Jonswap 谱, γ_0 增加到 3.3, $\sigma < \sigma_p$ 时, $\varepsilon = 0.07$; 当 $\sigma > \sigma_p$ 时, $\varepsilon = 0.09$ 。

这里也有定向分布的例子, 比如 $\cos^m$ 分布:

$$D(\theta) = A_m \cos(\theta - \theta_p)^m \quad (2.4)$$

式中, A_m 是比例因子, 它的作用是确保整体定向分布函数的一致性; θ_p 是谱峰方向。 m 的小 (大) 值分别对应宽 (窄) 的定向分布, 则方向谱可由下式建立:

$$E(f, \theta) = E(f) D(\theta) \quad (2.5)$$

图 2.1 是一个风浪方向谱的示意图。若缺少频谱的详细信息, 则可以把这些标准的谱形状用作模型计算的边界条件。对于确定性波建模, 可以使用随机相位模型 [公式 (2.6)] 生成代表性的波面高程时间序列, 其中振幅 $\hat{\eta}_j$ 根据公式 (2.3) 计算得出; ϕ_j 是各频率分量的随机相位 (Miles, Funke, 1989):

$$\eta(x, y, t) = \text{Re}\left[\sum_{j=1}^N \hat{\eta}_j e^{i(\sigma_j t - k_x x - k_y y + \phi_j)}\right] \quad (2.6)$$

线性弥散关系式 eq. (2.2) 用于将波数 k_j 与角频率 σ_j 联系起来, 相应的单个入射角可由基于定向分布函数的概率公式 (2.4) 获得。由于相位和方向分配的随机性, 每

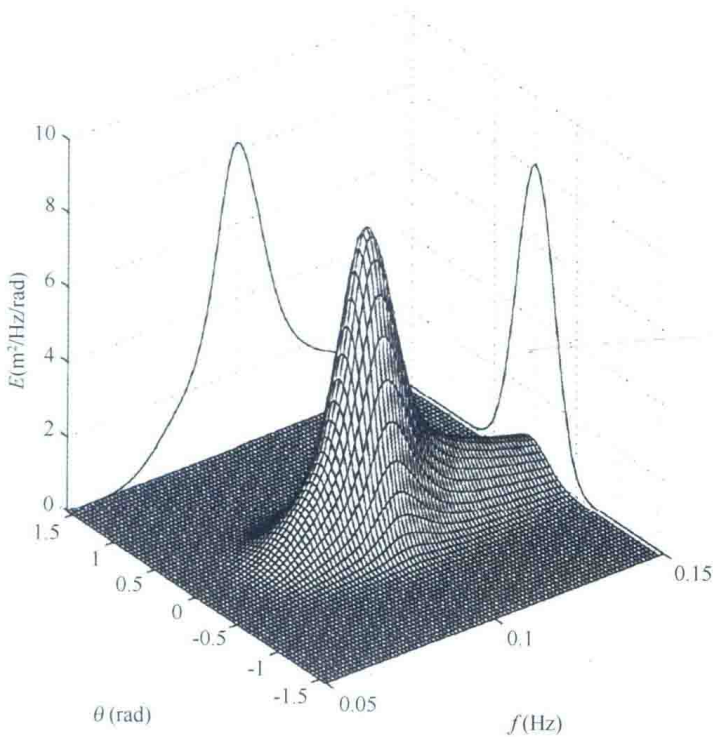


图 2.1 根据 Jonswap 频谱和 $\cos^m$ 定向分布绘制的随机海洋状况能量密度分布，其中 $m = 20$ ，谱峰频率 0.1 Hz，谱峰方向 0 度。

次计算所得结果必定不同，但从统计学的角度来讲是一致的。

2.4 波浪条件

在下面章节，我们将考虑有关风浪和涌浪的波浪条件。风浪被认为是在当地风的作用下产生的，并取决于风区长度、水深和风速（Sverdrup, Munk, 1947）。涌浪与当地风力条件无关，它实际上是外海风暴产生的海浪，在到达岸边破碎前已经过长距离传播（Barber, Ursell, 1948），（Snodgrass et al., 1966）。由于长距离传播过程中发生能量耗损，涌浪的频率和定向传播通常很窄。与之相反，风浪的则较宽。风浪和涌浪都可以出现，这取决于海滩的位置和方向。在深水区，风浪的波陡（即波高和波长的比率）相对较大，而周期较长的涌浪则较小。通常，我们认为它们对地貌的影响是完全不同的，因为它们进入浅水时，风浪和涌浪的非线性演变不同。破碎前，涌浪比相对较短的风浪变得更陡，由此产生显著的不对称驱动的泥沙输移（参见 4.1.1 节）。与之相比，较短的风浪则在距离海岸不远的破碎点变为锯齿形，因此其对地貌变化的贡献主要与因质量流补偿导致的离岸补偿流输移相关（见 4.5 节）。

由于环境条件的变化，当地波浪条件诸如风速、风向、潮高及潮流等也在不断变化中。因此，某一站位的波浪条件，一般可以通过对收集到的多年波浪信息进行概率密度分布来计算得到。基于这些长时间序列的数据集，借助统计工具就能获取代表性的波浪

条件(参见 6.3.4 节)。受深水的限制,我们主要通过测量船、测量平台、波浪浮标或卫星获取波浪数据。为了达到预测海岸地貌变化的目的,必须把离岸波浪条件转换为近岸研究区的波浪条件,而这一转换可通过波浪模型完成(后面讨论)。

2.5 波浪模型

显然,海岸地貌建模需要波浪信息。在这方面,人们曾经提出了很多种方法。第一个波浪模型开发于第二次世界大战期间,该模型认为波浪是在局部风的作用下产生,并取决于风区长度、局地风速、风时(Sverdrup, Munk, 1947)。第一代波能平衡模型考虑了受风场输入和白帽效应所影响的频谱演化(Gelci et al., 1956)。第二代频谱模型也明确包括了(Hasselmann, 1962)描述的由非线性波相互作用产生的效应,同时还包括其他过程,比如定向传播、折射、浅水作用、海底摩擦、波流的相互作用和受水深约束的任意地形的波浪破碎作用,如 Holthuijsen et al., 1989)。如今的第三代波浪模型完全解决了能量密度的频率定向演变(如 WAM, WAVEWATCH, SWAN),因此隐含了非线性波的相互作用。鉴于单个波的相位信息未保留,该模型方法给出了相对大空间的计算步骤,因此它适合于计算大区域的波浪条件,其不足之处在于,未涵盖亚谐波和超谐波(相耦合的)的约束条件,因此非线性波浪内部不能依据这些模型重建。Janssen 等人(2006)建立的第四代波谱模型是个例外,它包括一个相位演化方程。Boussinesq 模型则提供了一种解决在中等和较浅水深条件下风浪的非线性波浪内部运动的方法[(Dingemans, 1997)及其中参考文献]。这些模型一般都没有考虑到因风能导致的波浪生成或发展,但的确包括了浅水作用、折射、绕射、非线性相互作用、受深度约束的波浪破碎和波流相互作用,以上作用通常直接到达海岸线,因而也包括冲刷作用。然而,海流的垂向分布问题并未得到解决,而且海底斜坡都被假定为平缓的。时间空间和频率空间的 Boussinesq 模型都是可用的。另外还有一种全三维准静力学模型(Stelling, Zijlma, 2003),可以求解任意斜坡上波浪内部尺度的垂向水流动力。需要注意的是,这些波浪内部模型需要进行大量的计算工作,因此将它们应用于大尺度范围和/或长周期计算,都是不切实际的。

原则上,考虑到外海风的情况,近岸波浪条件可以通过应用一系列波浪预测模型来得到(图 2.2),比如:适用于大洋尺度的 WAM 或 WAVEWATCH 模型,给沿海大陆架建模提供了所需边界条件的 SWAN 或 XBEACH 模型,用于近岸模型的嵌套 SWAN 或 XBEACH,可以依次耦合相位解决模型预测破波带和冲浪带运动的 Boussinesq 和非静水力模型(如 FUNWAVE 和 SWASH3D)。又或者,如果已知的边界条件靠近海岸,那么可以使用近岸模型,从计算角度来看,这种方法是可行的。

目前的动力地貌建模集中在近岸的狭小范围内,长度尺度约为一千米,时间尺度大约是一星期。这显然限制了波浪建模。可用于计算近岸波浪内部动力学的复杂模型需要耗费大量的计算时间,在这一点上,也不适用于动力地貌学的计算。因而,波浪建模的重点是后面要讨论的相位平均和短波平均建模。需要注意的是,不再解决波浪内部尺度问题,而可能需要对泥沙输移中的波浪内部效应进行参数化(参见 4.1.1)。