

海浪观测技术

何宜军 丘仲锋 张彪 等 编著



科学出版社

海浪观测技术

何宜军 丘仲锋 张彪等 编著

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书汇集了近十年来作者团队在星、空、地海浪遥感探测理论与方法的研究成果,分别从遥感探测原理、方法和机理等方面进行了全面阐述。

书中首先简述了海浪基本知识,包括海浪参数的描述和海浪谱的表示形式,然后概述了遥感测量海浪参数的基础理论。从第5章开始分别详述了海浪波谱仪、合成孔径雷达、X波段雷达和高频地波雷达这些传感器或探测设备的海浪测量机理、反演方法和验证方法等。书中还介绍了海浪现场测量的原理、方法及相关设备,包括重力加速度式浮标测量、声学测量以及光学照相海浪测量等。

本书可供物理海洋、海洋遥感方向的研究生和相关科技人员参考,也可以作为海洋科学专业和海洋技术专业本科生的海洋遥感课参考书。

图书在版编目(CIP)数据

海浪观测技术/何宜军等编著. —北京:科学出版社,2015.11

ISBN 978-7-03-046174-2

I. ①海… II. ①何… III. ①海浪—观测—技术 IV. ①P731.22

中国版本图书馆CIP数据核字(2015)第258147号

责任编辑:罗吉 郑昕 程心珂/责任校对:张凤琴

责任印制:徐晓晨/封面设计:许瑞

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

北京京华虎彩印刷有限公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2015年11月第一版 开本:720×1000 1/16

2015年11月第一次印刷 印张:15 3/4

字数:318 000

定价:89.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

海浪是人们日常见到的海气界面之间的波动，它是物理海洋学研究的一个重要方面，也是海洋工程建设、减灾防灾、航行安全等方面所必须考虑的重要海洋动力要素，对它的观测具有重要的学术价值和实际应用价值。本书结合海浪的历史观测方法和遥感观测技术的现状，较全面地总结了目前海浪观测的多种方法，对海浪科研工作者和工程技术人员都有很好的借鉴作用。

本书总结了近年来在海浪遥感领域的研究成果。全书共 9 章。第 1 章阐述了海浪的基本理论；第 2 章描述了海面微波散射特性；第 3 章介绍了现场海浪测量仪器测量原理与方法，以及现有测量设备的简单介绍；第 4 章~第 8 章讨论了不同微波传感器海浪测量方法；最后一章介绍了光学视频图像海浪测量方法等。

第 1 章主要讲述了海浪的物理基础、海浪的统计表示和数值海浪模式，为后面各章海浪测量提供理论基础。该章和第 7 章由陈忠彪主笔编写。

第 2 章主要介绍电磁波在随机介质表面的散射理论，主要包括适应大尺度随机起伏粗糙面的基尔霍夫散射模型、轻度粗糙表面的小扰动散射模型、镜面反射模型、布拉格散射模型、大小尺度独立叠加的双尺度散射模型，以及改进的复合表面散射模型等，该章为整本书的遥感基础。该部分和第 6 章由张彪主笔编写。

第 3 章介绍了海浪现场观测方法，主要包括重力式波浪测量原理与方法、声学波浪测量原理、压力式波浪测量方法、测波杆式海浪测量方法、船载波浪测量系统，该章描述的仪器设备都是目前现场观测的仪器，也是主要用于遥感设备验证的必备设备。该部分和第 9 章由丘仲锋主笔编写。

第 4 章~第 8 章，结合近年来我们在海浪遥感测量原理与反演算法的研究成果，分别阐述了不同微波传感器测量海浪谱及参数的基本方法。

第 4 章研究了高度计海浪遥感原理与方法，介绍了海面回波理论模型，以及有效波高的反演算法，并提出了一种改进的反演算法；分别描述了半经验方法、神经网络法和参数化方法反演海浪周期。该部分和第 5 章由李秀仲主笔编写。

第 5 章描述了最新的海浪谱测量设备海浪波谱仪，简单介绍了其测量海浪谱的遥感机理和数值仿真，分别研究了星载波谱仪海浪谱反演方法和机载波谱仪数据处理流程。

第 6 章主要阐述了合成孔径雷达海浪遥感探测方法。合成孔径雷达是目前卫星遥感海浪方向谱的唯一的传感器，首先介绍了合成孔径雷达海浪遥感机理，然

后分别介绍了不同的反演算法，包括初猜谱反演方法、参数化反演方法、半参数化反演方法、参数化初猜谱反演方法和交叉谱反演方法、参数化交叉谱反演方法。

第7章主要讨论了导航X波段雷达观测海浪的原理与方法。首先介绍了近年来我们研制的导航X波段雷达海浪观测系统；其次，描述了导航X波段雷达的成像机理和雷达成像的调制机理；然后，描述了导航X波段雷达反演海浪和海表面流的传统方法；最后，描述了导航X波段雷达反演海浪的最新研究成果，即海浪参数反演算法，新的算法既提高了海浪测量范围，又提高了反演精度。

第8章详细地介绍了高频雷达海浪观测理论与方法。首先介绍了高频电波海面散射模型，分别包括一阶散射模型、二阶散射模型和散射模型的简化。然后分别介绍了几种波浪反演算法，即改进的Barrick反演算法、Howell海浪参数反演方法、海浪谱Wyatt反演理论与方法和海浪谱优化反演理论与方法；最后结合现场观测实验，对现有反演算法进行了比较和验证。该部分由何宜军主笔编写。

第9章简单介绍了光学波浪测量方法。描述了视频图像海浪测量方法，主要介绍了视频图像坐标转换、图像校正、图像分析与参数提取算法，以及视频波浪测量具体流程。另外，描述了立体摄影波浪测量方法，从立体摄影技术获取海面波面的分布，并由此获取波浪信息。

本书具有如下几个特点：

(1) 成熟方法与国际前沿相结合。本书的内容一方面需要考虑测量的成熟技术，另外一方面又考虑了该领域国际最新的研究成果，这样不仅对于工程技术人员是一本指导作用的书籍，对于科研工作者了解海浪国内外研究状况和研究进展也有一定的参考意义。

(2) 声、光、电和重力等测量方法相结合。对于海浪的测量，本书从水下的声学测量、现场的重力测量到远离海上的遥感测量，描述得非常详细和全面，目前国内还没有这样的著作。

(3) 理论与实践相结合。本书非常注重描述测量理论，对每一种测量手段和方法都进行了详细描述，同时也通过大量的观测实例对这些测量手段进行了对比与分析，论证了这些测量方法的实用性和可靠性，为广大科研和工程技术人员提供了理论和实际应用保障。

本书是南京信息工程大学海洋动力遥感与声学重点实验室近十年来在海浪遥感理论与方法的研究工作的阶段总结，主要成果均先后在国内外学术期刊上发表。

本书总结的研究成果得到了江苏省自然科学基金重点研究专项(BK2011008)、国家自然科学基金(海洋领域多个项目)、中法海洋卫星计划CFOSAT、多项国家高技术发展计划“863”项目等多年持续的支持，在此一并致谢。另外，在本书撰写和出版过程中，得到了多位专家的指导，团队的陈忠彪博士和李秀仲博士分

别撰写了两章，刘保昌博士、孙德勇博士、王胜强博士和研究生沈晓晶、孙轶、王利亚、彭田、环宇、麦名润等对书稿的文字、公式、图表等进行了加工处理，中国科学院海洋研究所毕业的储小青博士和崔利民博士等都对本书的工作做出了一定的贡献，科学出版社南京分社为本书的出版付出了辛勤的劳动，借此一并表示感谢。

由于作者水平所限，加之本书所涉及的专业面较宽，所以书中错误和不妥之处在所难免，敬请批评指正。

作 者

2015年7月

目 录

前言

第 1 章 海浪基本理论概述	1
1.1 海浪的物理基础	1
1.1.1 线性海浪理论	1
1.1.2 非线性波	4
1.1.3 均匀流场中的线性波	6
1.2 海浪的统计表示	7
1.2.1 能谱和方向谱的概念	7
1.2.2 几种典型的海浪频率谱	10
1.2.3 常用的海浪特征参数	15
1.3 海浪的预报	17
1.3.1 数值海浪模式	17
1.3.2 海浪资料同化简介	19
1.3.3 最优插值法	22
参考文献	24
第 2 章 雷达海面散射特性	26
2.1 基尔霍夫散射模型	26
2.2 小扰动散射模型	28
2.3 镜面反射模型	34
2.4 布拉格散射模型	37
2.5 双尺度散射模型	39
2.6 改进的复合表面散射模型	41
参考文献	46
第 3 章 海浪现场观测方法	49
3.1 重力式波浪测量	50
3.1.1 测波浮标介绍	50
3.1.2 浮标观测测量原理和方法	60
3.2 声学波浪测量	68
3.3 其他现场波浪测量方法	73

3.3.1	压力式波浪测量	73
3.3.2	测波杆式海浪测量	75
3.3.3	船载波浪测量系统	75
	参考文献	77
第4章	高度计海浪遥感	79
4.1	测波原理	80
4.1.1	海面回波的形成	80
4.1.2	海面回波理论模型	82
4.2	有效波高反演	85
4.2.1	高度计业务化产品有效波高反演方法	85
4.2.2	HY-2A 卫星高度计有效波高反演改进方法	87
4.3	海浪周期反演	96
4.3.1	半经验方法	97
4.3.2	神经网络法	98
4.3.3	参数化方法	100
	参考文献	103
第5章	波谱仪海浪遥感	105
5.1	波谱仪遥感机理	105
5.1.1	倾斜调制	105
5.1.2	雷达回波功率	108
5.2	数值仿真	109
5.2.1	海面模拟	109
5.2.2	信号仿真方法	110
5.2.3	仿真软件及结果	110
5.3	反演方法	113
5.3.1	星载波谱仪海浪谱反演方法	113
5.3.2	机载波谱仪数据处理流程	116
	参考文献	125
第6章	合成孔径雷达海浪遥感方法	126
6.1	合成孔径雷达海浪遥感机理	126
6.1.1	冻结海面的成像机理	126
6.1.2	海面的运动效应	127
6.1.3	海浪方向谱与 SAR 图像谱非线性积分映射关系	128
6.2	初猜谱反演方法	132
6.3	参数化反演方法	137

6.4	半参数化反演方法	141
6.5	参数化初猜谱反演方法	147
6.6	交叉谱反演方法	151
6.7	参数化交叉谱反演方法	155
6.8	经验方法	157
	参考文献	160
第 7 章	导航 X 波段雷达海浪观测方法	161
7.1	导航 X 波段雷达海浪观测系统的组成	161
7.2	导航 X 波段雷达的成像机理	164
7.2.1	雷达成像的散射机理	164
7.2.2	雷达成像的调制机理	167
7.3	导航 X 波段雷达反演海浪的传统方法	169
7.3.1	表层流向量的反演	170
7.3.2	调制传递函数	173
7.3.3	海浪参数反演算法	177
7.4	导航 X 波段雷达反演海浪的其他方法	179
7.4.1	方法	179
7.4.2	讨论	185
7.4.3	小结	194
	参考文献	194
第 8 章	高频雷达海浪观测理论与方法	196
8.1	高频电波海面散射模型	197
8.1.1	一阶散射模型	197
8.1.2	二阶散射模型	199
8.1.3	散射模型的简化	202
8.2	波浪反演算法	205
8.2.1	改进的 Barrick 反演算法	205
8.2.2	Howell 海浪参数反演方法	208
8.2.3	海浪谱 Wyatt 反演理论与方法	212
8.2.4	海浪谱优化反演理论与方法	213
8.2.5	实验结果比较	216
	参考文献	222
第 9 章	光学波浪测量	225
9.1	概况	225
9.2	视频海浪测量	229

9.2.1	视频图像坐标转换	231
9.2.2	图像校正	232
9.2.3	图像分析与参数提取算法	233
9.2.4	视频波浪测量具体流程	234
9.3	立体摄影波浪测量	236
9.3.1	立体成像	236
9.3.2	立体视觉的组成	237
9.3.3	波浪测量流程	238
	参考文献	240

第 1 章 海浪基本理论概述

海浪是海面的规则或者不规则的起伏波动，是一种重要的海洋现象。海面起伏变化的特征主要包括海浪的波高、波长、周期和传播方向等，其时间尺度和空间尺度相差很大，时间尺度的变化从数秒至数月，空间尺度短至数厘米（如毛细重力波）长至几十上百千米（如潮汐）。当海面上开始吹微风时，海面首先形成短周期毛细波（波长仅几厘米，周期小于 1 秒），接着在轻风至飓风作用下生成的风生重力波，其周期是 1~30 秒，然后波动离开风区可以形成较长周期的重力波，周期是 8~30 秒。遥感中直接反演的主要是风生重力波。

人们常见的海浪是风生重力波，其波长在几米至几百米。当海面有风时，会发生许多高低不等、长短不齐的不规则波动，这种在风力直接作用下产生的海面不规则起伏称为风浪。在无风的天气，海面有时候也会出现光滑的相对规则的波动，这种由远处的风暴产生后传播而来的海浪称为涌浪。

研究海浪的方法主要有两类。一类是利用流体动力学式研究理想的规则波动，这种方法能够解释自然界中的一些简单波动，还可以将简单波动叠加起来以说明较为复杂的现象，但是由于自然界中海浪的复杂性和随机性，将这种波动理论应用于海浪是困难的。另一类方法是将海浪视为由许多振幅、频率、方向、位相不同的正弦波叠加而成，然后以随机过程来描述海浪并且利用谱分析方法分析其各种性质。本章将分别讲述这两类方法，然后对目前应用广泛的海浪数值模式及海浪遥感数据的资料同化方法作一简单介绍。

1.1 海浪的物理基础

1.1.1 线性海浪理论

为了研究线性海浪的性质，首先做以下假设：第一，海水是不可压缩、无黏性的理想均质流体；第二，海浪的振幅远远小于海浪的波长，即小振幅波；第三，对于短周期的小尺度波动来说，科里奥利力可以忽略。在这些假设条件下，小振幅波动的控制式和边界条件可以写为

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad (1.1)$$

线性自由面边界条件：

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial z}\right)_{z=0} = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2}\right)_{z=0} \quad (1.2)$$

固体壁面边界条件:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0 \quad (1.3)$$

初始条件:

$$\zeta(x, y, 0) = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{z=0, t=0} \quad (1.4)$$

其中, φ 为波动势函数; x, y, z 为坐标系; t 为时间; n 为边界的法线方向; g 为重力加速度; ζ 是波面位移, 即波面上的质点离开平衡位置的距离。

为了简化问题, 进一步假设波动是二维的并且只沿着 x 方向传播, 则该行进波的波面高度为

$$\zeta = a \sin(kx - \omega t) \quad (1.5)$$

其中, $\omega = 2\pi/T$ 是波动的角频率; a 是波动的振幅; $k = 2\pi/L$ 是波数; T 是波周期; L 是波长。根据小振幅假设, 振幅和波长满足关系有 $ka = O(0)$ 。

波浪的周期 T 定义为两个相邻的波峰或者波谷通过一个固定点所用的时间。波浪的波长 L 定义为在一个固定时间两个相邻的波峰或者波谷之间的距离。

下面分别介绍线性海浪理论下海浪的几种性质。

1) 频散关系

波浪的角频率与波数之间满足频散关系:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1.6)$$

其中, d 是波浪传播区域的水深。

对于频散关系式, 有两个经常用到的近似:

(1) 深水近似, 即: 水深远远大于波长。这种情况下, $d \gg L$, $kd \gg 1$, 并且 $\tanh(kd) \approx 1$ 。

(2) 浅水近似, 即: 水深远远小于波长。这种情况下, $d \ll L$, $kd \ll 1$, 并且 $\tanh(kd) \approx kd$ 。

在这两种近似条件下, 频散关系式分别简化为深水频散关系:

$$\omega^2 = gk, \quad d > L/4 \quad (1.7)$$

浅水频散关系:

$$\omega^2 = gk^2 d, \quad d < L/11 \quad (1.8)$$

在式 (1.7) 和式 (1.8) 中对 d/L 的限制条件下, 频散关系式的精度在 10% 以内。由于许多波浪参数的测量精度在 5%~10%, 这里的两种近似对计算海浪

参数非常有用。

2) 相速度

相速度是波浪的一个特定的相位传播的速度，例如波峰传播的速度。在一个波浪周期 T 的时间内，波峰向前传播的距离是一个波长 L ，则相应的相速度是 $c=L/T=\omega/k$ 。因此，相速度的定义为

$$c \equiv \frac{\omega}{k} \quad (1.9)$$

该相位传播的方向是垂直于波峰线并且指向 x 轴正方向。

根据深水和浅水近似条件下的频散关系，通过式 (1.7) 和式 (1.8) 可以得到：深水中波浪的相速度为

$$c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega} \quad (1.10)$$

浅水中波浪的相速度为

$$c = \sqrt{gd} \quad (1.11)$$

在式 (1.7) 和式 (1.8) 中对 d/L 的限制条件下，利用式 (1.10) 和式 (1.11) 计算的相速度精度大约为 5%。

在深水中，波浪的相速度依赖于波长或者波浪的角频率，长波比短波传播得快，因此深水波被称为频散波。在浅水中，波浪的相速度与波浪本身无关，而仅取决于水深，所以浅水波是非频散波。

3) 群速度和波能

当许多振幅相同、波长和周期很接近的简单波动沿着同一方向传播时，就会形成波群。对于二维波动，波群的定义是：

$$c_g \equiv \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (1.12)$$

根据深水和浅水情况下的频散关系可以得到：深水中的群速度为

$$c_g = \frac{g}{2\omega} = \frac{c}{2} \quad (1.13)$$

浅水中的群速度为

$$c_g = \sqrt{gd} = c \quad (1.14)$$

对于海面波浪，波群的传播方向垂直于波峰并且指向 x 轴正方向。式 (1.14) 表明，在浅水中波的群速度依赖于水深，然而群速度与合成表示波的相速度一致。在深水中，群速度仅为合成表示波相速度的一半。

单位面积的波能与波面位移的方差有关，可以表示为

$$E = \rho_w g \langle \zeta^2 \rangle \quad (1.15)$$

其中, ρ_w 是海水的密度, g 是重力加速度, ζ 是波面位移, 尖括号表示时间或者空间平均。

单位面积平均总波能的能量输送速率为

$$p = E \cdot \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad (1.16)$$

对于深水与浅水, 式 (1.16) 可以近似为

$$p = E \cdot \frac{c}{2} \quad (\text{深水}) \quad (1.17)$$

$$p = E \cdot c \quad (\text{浅水}) \quad (1.18)$$

式 (1.18) 表明能量的传输速率与群速度有关, 但是这只是数学上的巧合。从物理意义上讲, 波动总能量中的势能以相速度传输, 所以导致波动的总能量在深水中以群速度传播。

1.1.2 非线性波

线性波理论是在假设波浪的振幅相对于波长为无穷小的情况下推导出来的, 即 $ka = O(0)$ 。当 $ka \ll 1$ 但是并不是无穷小时, 波浪的性质可以用关于 ka 的级数展开。Stokes 于 1847 年首先用逐次近似的方法研究了有限振幅波, 并且指出小振幅波只是其一阶近似的特殊情况, 有限振幅波还有其他高阶的近似, 即 Stokes 波。这里对 Stokes 波与小振幅波的差别作一简单介绍, Stokes 波的波面位移为

$$\zeta = a \cos(kx - \omega t) + \frac{1}{2} ka^2 \cos 2(kx - \omega t) + \frac{3}{8} k^2 a^3 \cos 3(kx - \omega t) + \dots \quad (1.19)$$

其中各个变量的含义与前面相同。根据上式可知 Stokes 波与线性波有两个明显的区别:

- (1) Stokes 波的波速不仅与波数有关, 还与波浪的振幅有关。
- (2) 自静止表面算起的波峰高度 H_c 和波谷高度 H_t 为

$$H_c = a + \frac{1}{2} ka^2 + \frac{3}{8} k^2 a^3 \quad (1.20a)$$

$$H_t = -a + \frac{1}{2} ka^2 - \frac{3}{8} k^2 a^3 \quad (1.20b)$$

因此, 与前面的小振幅波相比, 非线性波的波峰较尖而波谷变得平缓。

外海的行进波进入近岸水域后, 随着水深的变浅, 波浪的传播速度比深水中变慢, 因此同一波峰线上不同点处的波速就可能不同, 这就导致波峰线的不断弯曲以及波向的不断变化, 这种因深度变浅引起波向变化的现象称为波的折射。根据近岸海区的地形变化, 波的折射可能引起波向线的集中也可能引起波向线的发散 (图 1.1)。

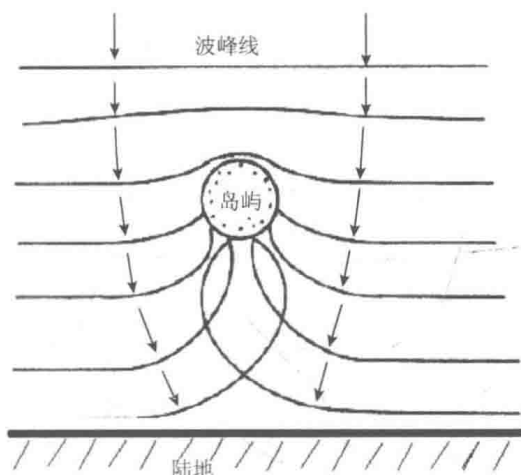


图 1.1 陆地和岛屿对波浪的折射 (实线为波峰线, 箭头为波向线)

假定波浪向岸边传播的极短时间内没有摩擦耗散, 则两条波峰线和两条波向线 (与波峰线完全垂直的线) 所夹面积内的平均波能是一个常数。在近岸岬角处, 由于波浪周期不变, 而波浪传播速度变慢, 波峰之间的距离逐渐减小; 从而单位面积上的平均波能增加, 波高也就相应增大。而在海湾内, 由于波向线之间的距离逐渐增大, 单位面积的平均波能减少, 从而波高就相应减小。因此, 波浪的折射是引起近岸波高变化的重要因素。

当波浪在浅水区域传播时, 随着波高的增大和波长的减小, 到达一定的水深后, 海浪的波陡迅速增大。因波谷处的水深比波峰处小, 波谷的速度比波峰小, 波峰逐渐扭曲前倾, 前坡变陡。当波陡达到一定值时, 波浪就失去稳定而发生破碎 (图 1.2), 这是波浪能量耗散的重要方式之一。波浪的破碎对遥感中电磁波的散射也有重要影响, 在反演海浪参数时必须进行考虑。

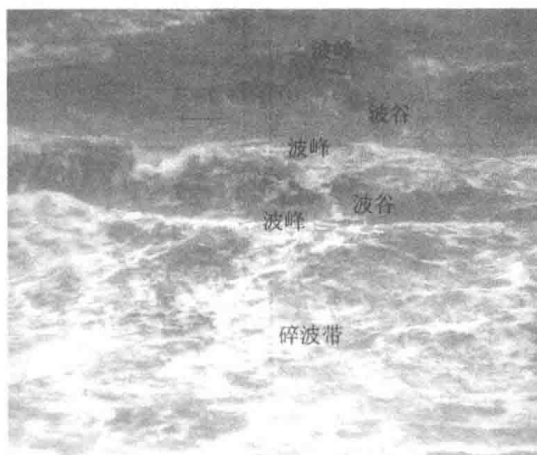


图 1.2 利用 CCD 相机拍摄的一组海浪在近岸传播时的变化

1.1.3 均匀流场中的线性波

当海面存在背景流场时, 根据多普勒效应可知, 观察者观测到的海浪会发生变化。前面介绍的线性波和非线性波理论都是海面不存在流场的情况, 这一节讨论均匀流场对线性波传播的影响。

在线性波条件下, 存在流场时海浪的频散关系变为

$$\omega = \pm \sqrt{g|k| \tanh(|k|d)} + k \cdot U \quad (1.21)$$

其中, ω 是波浪的角频率, g 是重力加速度, d 是水深, k 是波数向量, U 是海表面流向量。

图 1.3 中的曲线 (a) 是不存在背景流场时的二维频散关系曲线, 曲线 (b) 是存在流场时的频散关系曲线, 对比可以看出由于流场造成的多普勒频移。当波向与流向一致 (即 $k \cdot U > 0$) 时, 合成角频率 (encounter frequency) ω 大于固有频率 σ (intrinsic frequency); 当波向与流向相反 (即 $k \cdot U < 0$) 时, 合成角频率 ω 小于固有频率 σ ; 而当波向与流向垂直时, 不存在多普勒频移。不存在流场时, 海浪的能量谱分布在曲线 (a) 上 (即图中的①区域), 而加入流场后海浪的能量垂直移动到曲线 (b) 上 (即图中的②区域)。另外, 海浪谱总是关于 k - ω 平面的坐标原点对称。

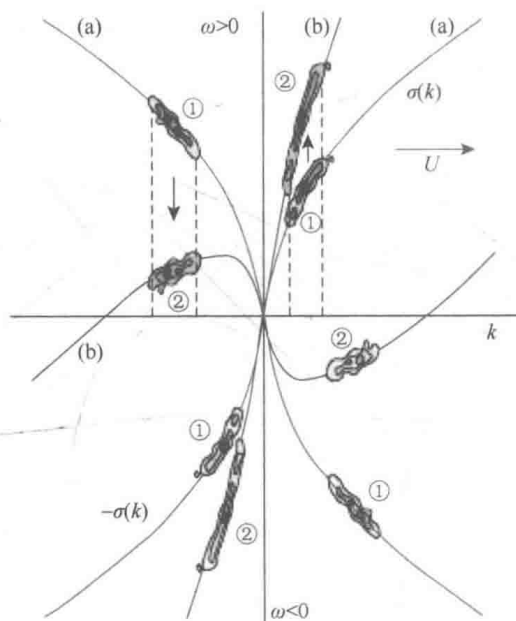


图 1.3 均匀流场对线性波频散关系的影响

在海洋遥感中，一般可以利用遥感数据直接反演得到海浪参数，然后可以根据式 (1.21) 推断观测海区的流场分布和海底地形等信息。

1.2 海浪的统计表示

自然界中的海浪变化是复杂的，线性和非线性海浪理论都只能解释一些理想情况或者简单情况下海浪的运动。为了描述复杂的随机海浪，更多采用的是波谱分析的方法。波谱分析是一种把海上实测的波浪同理想化波浪联系起来的方法，它首先假定复杂风浪是由许多简谐波叠加而成的，并且这些波浪组成波的相速度和群速度都与深水波相同，从而可以把波浪的各个谱分量加起来，得到与海面观测十分接近的统计特性。

海浪的能量谱是波浪的能量随不同频率（波数）、方向的分布，可以用于描述海浪的统计特性。图 1.4 给出了观测海区中一个位置海浪的一维频率谱和二维频率方向谱，在一维谱中可以看出风浪和涌浪的峰值频率有明显差别，二维谱中则可以用频率和方向两个变量来区分出风浪和涌浪。下面具体介绍海浪能量谱的概念。

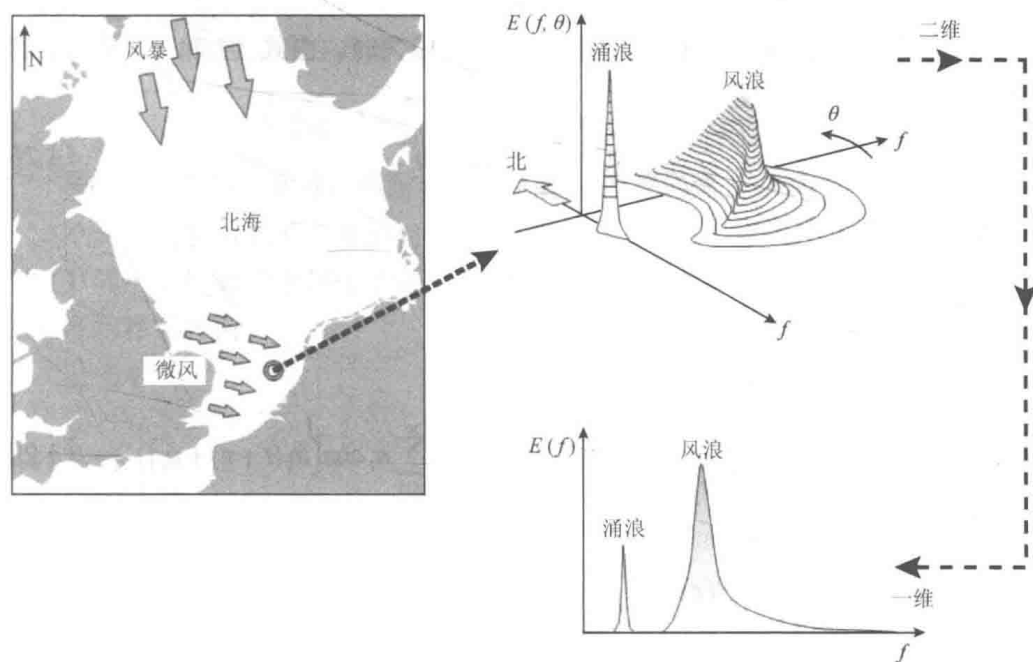


图 1.4 海浪的一维频率谱和二维方向谱 (SWAN 用户手册)

1.2.1 能谱和方向谱的概念

通常把海浪看作平稳的、各态历经的随机过程，并且设其均值为零，则海浪