

单位代码	10602
学号	2015011709
分类号	TN957.51
密级	公开



广西师范大学

硕士专业学位论文

基于雷达遥感的海浪信息研究与仿真模型验证

Sea Wave Information Research and Simulation Model Verification

Based on Radar Remote Sensing

学 院： 电子工程学院
学位类别： 工程硕士
领 域： 电子与通信工程
年 级： 2015 级
研 究 生： 殷安云
指导教师： 李自立 副教授
完成日期： 2018 年 6 月

基于雷达遥感的海浪信息研究与仿真模型验证

专业名称：电子与通信工程

申请人：殷安云

指导教师：李自立 副教授

论文答辩委员会

主席：陈名松

委员：李树强
王维军
李建国
苏检德

基于雷达遥感的海浪信息研究与仿真模型验证

研究生姓名：殷安云 导师姓名：李自立 副教授

专业：电子与通信工程 研究方向：雷达信号处理 年级：2015 级

摘要

随着国家一带一路战略的推进，海洋经济的可持续发展成为了该战略的核心之一。因此加强海洋环境的研究和保护，大力发展海洋实时监测技术对国家和社会经济的发展具有重大的战略意义。以采用雷达遥感技术为代表的非接触式测量技术是近 30 年发展起来的先进测量技术，可以胜任复杂海洋外部环境条件下的表面信息实时监测。而海浪信息作为海洋表面信息的重要组成部分，海浪信息的获取是海洋环境实时监测的核心技术之一，同时也为海洋水体数值建模提供了数据基础。

本文以海浪为研究对象，基于海洋遥感回波数据，利用相关方法对特定海域的海浪信息进行提取、分析及模型还原。首先，运用海浪谱理论和海洋回波频谱模型等相关原理对海洋回波频谱进行分析，找到海浪信息与回波频谱形成的内在联系；接着，给出一种混合回波信号处理算法，从回波频谱中提取海浪的浪高信息，并对提取结果进行有效的分析；最后，利用提取结果建立海浪实时分布模型，并与模拟海浪模型进行分析对比，为后续的水体三维模型建模提供理论基础。

本文的主要内容如下：

1.学习海浪谱和海洋回波频谱模型的相关知识，利用相关的频谱分析方法对海洋回波频谱进行分析，并运用现有的二阶谱分离方法对回波频谱进行处理；同时，尝试在受到电离层杂波干扰的频谱中进行二阶谱的分析，探讨其分离的可行性方法，并进行实际的数据处理验证。

2.基于现有的理论方法，从海洋回波频谱的二阶谱中提取海浪的浪高参数信息，并对提取的结果进行分析和论证。

3.利用提取的浪高信息进行海浪状态还原，构建海浪实时分布模型，并与计算机模拟海浪模型进行对比分析，进一步研究既能体现海浪运动的一般特征，又能满足实际测量需要的海浪实时分布模型构建方法。

关键词：雷达遥感技术；海洋水体数值建模；海浪谱；浪高；二阶谱分离

Sea Wave Information Research and Simulation Model Verification

Based on Radar Remote Sensing

Graduate student: Anyun Yin Tutor: Zili Li Grade: 2015

Major: Electronics and Communication Engineering

Research direction: Radar Signal Processing

Abstract

With the advancement of the country's One Belt One Road strategy, the sustainable development of the marine economy has become one of the core elements of this strategy. Therefore, strengthening the research and protection of the marine environment and vigorously developing real-time marine monitoring technologies have great strategic significance for the development of the country and society and economy. The non-contact measurement technology, represented by the use of radar remote sensing technology, is an advanced measurement technology developed in the past 30 years and is capable of real-time monitoring of surface information under complex marine external environmental conditions. The wave information is an important part of the ocean surface information. The acquisition of the wave information is one of the core technologies for real-time monitoring of the marine environment. It also provides a data foundation for the numerical modeling of ocean waters.

In this paper, taking the ocean waves as the research object, based on the ocean remote sensing echo data, the relevant sea wave information in a specific sea area is extracted, analyzed and modeled by the relevant methods. Firstly, the ocean echo spectrum is analyzed by using correlative principles such as ocean wave spectrum theory and ocean echo frequency spectrum model, and the inherent relationship between ocean wave information and echo spectrum formation is found. Then, a hybrid echo signal processing algorithm is proposed to extract wave height information from the echo spectrum and analyze the extraction results effectively. Finally, using the extraction results to establish a real-time ocean wave distribution model and compare it with the simulation sea wave model to provide a theoretical basis for the subsequent three-dimensional modeling of water bodies.

The main content of this article is as follows:

1. Learning the relevant knowledge of ocean wave spectrum and ocean echo spectrum model, use the relevant spectrum analysis methods to analyze the ocean echo spectrum, and use the existing second-order spectrum separation method to process the echo spectrum; At the same time, it tries to analyze the second-order spectrum in the spectrum that is subject to ionospheric clutter interference, discusses the feasibility of its separation method, and conducts actual data

processing verification.

2. Based on the existing theoretical methods, the wave height parameter information of the ocean wave is extracted from the second-order spectrum of the ocean echo spectrum, and the extracted results are analyzed and demonstrated.

3. Using the extracted wave height information to restore the state of the waves, build a real-time distribution model of the waves, and compare it with the computer simulation wave model, and further study the real-time distribution model of the waves that can reflect the general characteristics of the waves and meet the actual measurement needs.

Key words: Radar Remote Sensing Technology; Numerical Modeling of Ocean Waters; Ocean Wave Spectrum; Wave Height; Second-order Spectrum Separation

目录

摘要.....	I
Abstract.....	II
1. 绪论.....	1
1.1 海洋环境监测技术的背景.....	1
1.2 海浪数值研究及海浪监测技术的研究现状.....	1
1.2.1 海浪数值研究.....	1
1.2.2 海洋监测技术的研究现状.....	2
1.3 基于雷达遥感技术的海浪研究目的.....	3
1.4 本文的结构.....	4
2. 海浪的基本参数及其频谱.....	6
2.1 海浪的描述及其参数.....	6
2.2 海浪谱的基本原理.....	7
2.2.1 无向浪高谱.....	8
2.2.2 方向函数.....	9
2.3 宽波束海浪回波的频谱模型.....	9
2.4 二阶谱区在回波频谱中的分离方法.....	12
2.5 电离层杂波干扰条件下的二阶谱区分离研究.....	13
2.5.1.包含电离层杂波干扰的回波频谱特性.....	13
2.5.2 二阶谱区分离的方法研究.....	14
2.5.3 二阶谱提取及分析.....	15
2.6 本章小结.....	20
3.基于海洋雷达遥感数据的海浪信息提取.....	22
3.1 Barrick 法提取浪高.....	22
3.2 Howell 法提取浪高.....	23
3.3 浪高数值提取结果的对比分析.....	24
3.4 本章小结.....	26
4.仿真海浪与实测海浪提取特征值的数据分析.....	27
4.1 模拟仿真海浪模型算法原理.....	27
4.1.1 JONSWAP 谱模型.....	27
4.1.2 方形--对角线细分算法模拟海浪模型.....	28
4.2 基于提取海浪信息的海浪分布模型研究.....	30
4.2.1 三次样条插值原理.....	30

4.2.2 海浪高度数据插值处理.....	32
4.3 模拟仿真海浪模型与实测海浪分布模型的对比.....	33
4.3.1 基于模拟仿真海浪模型.....	33
4.3.2 基于提取海浪信息的海浪分布模型.....	34
4.3.3 模型数值对比分析.....	35
4.4 本章小结.....	37
5.总结与展望.....	38
5.1 本文总结.....	38
5.2 研究展望.....	38
参考文献.....	40
攻读硕士学位期间参与项目和科研成果.....	43

1. 绪论

1.1 海洋环境监测技术的背景

海洋领域占有地球表面积的 3/4, 在地球生命的维持上扮演着重要角色^[1]。日新月异的经济发展模式, 使得海洋资源不断被开发, 海洋环境污染加剧, 严重破坏了海洋生态圈, 且这种伤害往往是不可逆的。为号召国家“一带一路”战略, 保护海洋环境, 维持生态平衡及海洋经济的可持续发展成为重中之重^[2]。因此加强海洋环境的研究和保护, 大力发展海洋实时监测技术对国家和社会经济的发展具有重大的战略意义^[3]。只有掌握了海洋环境的基本要素、变化规律及预测方向, 才能更适度的开发海洋资源、更精确地监测海洋环境以及预测灾害, 因此先进的监测设备和技术对于研究海态是至关重要的。

海洋环境监测技术为海洋资源的开发提供了技术支撑, 该技术的发展可以实时有效地获取海洋环境的数据。为了实现全方位, 多维度的海洋环境三维监测, 准确充分地掌握海态状况及海洋运动规律, 更及时、有效地服务于海洋资源开发, 国内外都在积极研究高效的监测设备和技术。

近年来, 高频地波雷达监测技术逐渐被国内外相关机构广泛用于各种水域探测^[4,5]。这一技术为非接触式探测领域提供了良好的技术支持。美国已经完成了超高频雷达的研究, 应用在探测河流流速方面。此外, 具有代表性的雷达系统还有英国的 OSCAR, 加拿大的 HF-GWR, 德国的 WERA 等等^[6]。我国在建国初期就对海洋环境展开监测, 现今已经发展到系统多方位的监测, 我国在环境监测方面成绩斐然^[7]。武汉大学于 20 世纪末研制出我国第一部监测海态的高频地波雷达 OSMAR。

海洋监测技术在海洋监管制度的建立、海洋资源的开发、海洋灾害的预报、海洋环境的保护等方面起着十分重要的作用, 这也展示了一个国家的综合国力^[8]。随着监测技术的不断更新, 实际应用价值不断提高, 监测范围的不断扩大, 对三维海洋环境也采取了实时监测, 以期获取全面有效的监测数据, 用于更深层次的海洋研究。如何在保障良好的海洋生态环境的前提下, 大力发展海洋经济, 适度开发海洋资源, 是我国社会发展亟需解决的问题。

1.2 海浪数值研究及海浪监测技术的研究现状

1.2.1 海浪数值研究

现如今, 海浪的预测方法用的最广泛的是数值预报法。按照海浪原理分成以下三类常用的数值模型^[9,10]:

1) 基于 Boussinesq 方程的计算模型。

Boussinesq 方程直接描述了海浪波动过程水质点的运动。由于固定的线性频率

色散,该方程不适用于深水区。近年来,人们试图改善方程的色散性和非线性,将适用范围延伸到深水区,并且适用于波浪的强非线性相互作用,但精确度限制了发展。

2) 基于缓坡方程的计算模型。

缓坡方程是椭圆型偏微分方程,它既适用于长波频率,又适用于短波频率;既适用于浅水区,又适用于深水区。缓坡方程主要描述了以下几个要素的变化:海浪波动能量、海浪高度、海浪波长、频率等,但对于具体水质点的运动过程却丝毫未涉及到。考虑到该方程存在一些局限性,比如波浪的非线性、不规则性、摩擦波能损失、不适用于地形较复杂的小水域等,人们尝试改进原始缓坡方程、简化方程或利用抛物型、双曲型等相近形式的缓坡方程,以便应用于更广泛的领域。

3) 基于能量平衡方程的计算模型。

能量平衡方程不限制时间步长和空间步长,可以适用于计算较大面积和较长时间尺度的海浪。鉴于此,该方程不仅可以用于深海的海浪计算,而且还在大范围的近岸波浪计算上具有十分明显的优势。

1.2.2 海洋监测技术的研究现状

基于现有的海洋环境监测能力^[11],利用船载快速监测、航空遥感应用、生态浮标监测、无人机遥感等成熟的监测技术,形成一个能实时监测海洋生态环境与动态变化、提供实时的监测数据和完备的监测系统。不仅在海洋生态环境的实时监测上有明显提高,而且在信息处理的综合实力上也很有优势。该技术为提高海洋污染治理技术,完善生态环境综合监测网络,加强海态管理奠定了坚实的基础。

1) 常规监测技术

常规的监测技术主要是指现场采样实验分析法,通常采集指定地点的水样,然后通过实验分析获取有效数据,这是如今海洋环境监测的主要监测手段。此方法是利用一艘船到现场获取定点,离散点数据,综合监测元素,监测数据和实测数据相对误差较小,是目前主要的数据来源。监测数据是评估海洋环境和海洋研究的基础。但这种方法采集的数据具有一定的局限性,覆盖范围有限,因此数据的特性和代表性会受到影响。同时,实时数据的连续性受到其他环境条件如天气的影响。

2) 遥感监测技术^[12,13,14,15,16]

遥感监测主要采用航空遥感监测、卫星遥感监测、无人机监测等技术,对实测地物的辐射条件进行分析,以反演探测目标的物理或生物特性,然后进行具体的研究。监测范围主要包括海洋、地表和大气。

遥感监测主要是将提取采集到的遥感数据进行整合,分析相应海域的海态状况。遥感技术的范围可以从太平洋西北部,太平洋西南部和印度洋到日本海,东海,南海,黑海,孟加拉湾,阿拉伯海,地中海,爪哇一班达海和北海这九大区域进行了广泛监测,通过数据能够总体分析海洋环境质量的状况。遥感技术能够对重点海域的灾害性海浪、海面高度

异常和台风等典型海洋灾害进行监测，为“一带一路”的建设及海洋防灾减灾提供了重要的基础环境信息。

由于遥感监测，特别是卫星遥感监测，可以获得长期、大规模、近实时、近同步的监测数据，为海洋环境监测、海洋环境预报和海洋科学研究提供了丰富的观测数据。当然，遥感监测也具有一定的局限性。遥感监测成像的特点是规模小、分辨率低。此外，天气状况在一定程度上也对海洋环境监测的效果产生了影响。因此，为了获取准确的环境监测要素值，需要进一步修正遥感数据提取和解译技术。遥感监测不仅应用在大规模的应急监测系统中，对于地球观测卫星和气象、资源、环境、海洋等方面也逐渐应用起来。鉴于遥感技术具有较强的观测能力，因而在环境、资源和减灾等方面也满足了对地球观测数据的需求。

3) 浮标监测技术^[17]

目前，浮标监测技术被认为是海洋环境监测技术的主要发展方向之一。它集中了传感器技术、自动采样现场分析技术、计算机数据采集和处理技术、数据通信和定位技术、浮标设计和制造技术等高新技术为一体，以监测相应的海洋环境要素，并将实时监测数据递送到通信中心。

浮标监测可以对预定区域进行在线实时监测，具有较高的时效性、较低的天气影响和较高的自动化程度。因此，浮标监测最近得到了广泛的应用。但是，对于浮标监测的基本要素如水文气象和水质等方面，还需要进一步提高传感器的精度和准确性。

4) 高频地波雷达监测技术^[18,19]

近 30 年来，雷达遥感技术逐渐兴起，非接触式测量技术的效果优于传统的直接接触式测量。现有的海洋环境要素监测手段中，高频地波雷达具有探测精度高、架设方便、造价适度和全天候工作等优点。而传统海洋监测设备如浮标、海流计、海洋调查船等的覆盖面积小，获得数据不完整，其作业还受到人为和自然条件的严重制约，工作效率低。雷达遥感探测具有较好的可操作性、灵活性和实时性。它的测量成本小，探测效率高，覆盖范围宽，并且能够在复杂的地质条件和恶劣的气候情况下执行探测。在高频雷达海洋环境监测技术领域，在 20 世纪 80 年代初，对高频地波雷达探测海上机动军事目标进行了研究。在 20 世纪 80 年代后期，利用高频地波雷达探测了海洋表面的环境参数。武汉大学研制了 OSMAR 雷达，用于分析海态，并且获得了一些实测数据验证理论研究。

1.3 基于雷达遥感技术的海浪研究目的

在海洋波动现象中，海浪无疑是最普遍同时也最重要的因素。它与海洋勘探、海洋开发利用，特别是在海洋的军事技术和航海安全上有着十分密切的关系^[20]。雷达观测海浪利用的是非接触海面的方式，这比其他直接接触的观测方法具有更广泛的优势。用于监测海态的高频地波雷达是一种十分理想的监测设备，包含如下优点：测量成本小，探测效率高，覆盖范围宽，可操作性强，可全天性工作。随着雷达遥感技术的发展，目前已经实现对海

洋进行大范围的实时遥感监测。在获取遥感接收的实时数据后,经过数据分析和特征提取可以获得海洋表面的运动状态参数及其分布情况,这些数据包括了海流的流速和流向、海浪的高度和强度,以及海洋表面的风速等信息。由于监测的海洋范围很广,因此一次性获取的信息数量是很大的,如果都以数字形式体现或者显示是不现实的。因此,如何直观有效同时又简单易懂地实现复杂海洋数据的显示,是目前面临的一个重要问题。目前,主流显示方法还是采用二维图像显示的方法,在平面内进行数据图像化显示,由于数据类型的不同,不能在同一个背景下显示全部数据,需要针对数据类型进行切换显示;同时显示的方法主要采用箭头或者颜色来区分数据的差异,缺乏直观性。

1.4 本文的结构

论文结构如下:

第一章 绪论:首先阐述海洋环境监测技术的背景。为了更精确地监测海洋环境,国内外都在积极研制可用于探测海洋的高频地波雷达。接着,介绍了三种常用的海浪数值研究模型以及几种成熟的海洋环境监测技术。最后,阐述了基于雷达遥感技术的海浪研究的目的,期望能直观有效同时又简单易懂地实现复杂海洋数据的显示。

第二章 海浪的基本参数及其频谱:阐述了海浪谱的基本原理,介绍了几种经典的无向浪高谱,并由方向函数得出有向浪高谱的形式。介绍了宽波束海浪回波的频谱模型。由于电离层的反射和散射效应会对高频地波雷达接收信号产生杂波干扰,给信号回波频谱分析造成困难。为了能够从含有电离层杂波干扰的频谱中分离含有海浪信息成分的二阶频谱,本章提出一种混合回波信号处理算法,针对特定海域维度进行电离层信号特征分析,基于电离层消除的现有技术算法,根据海洋状态的大范围内的平稳性特征,引入相干时间和距离元等参数,对二阶谱区域的划分方法进行深入的研究,得到一种具有地域特点且针对性强的二阶谱提取算法,并用实测数据验证算法的有效性。

第三章 基于海洋雷达遥感数据的海浪信息提取:介绍了现有的由高频雷达回波多普勒谱反演浪高谱参数的几种典型算法。重点讨论了 Barrick、Howell 等人的反演方法,并对这两种算法提取的浪高结果进行了比较分析。

第四章 仿真海浪与实测海浪提取数值的分析对比:首先阐述了以 JONSWAP 谱为例的传统海浪模型算法的原理,由于 JONSWAP 谱只适用于深水区而不适用于浅水海浪的模拟这一问题进行了改进,比较改进前后的海浪仿真效果。为了更体现出海浪细节,本章在经典的分形算法上进行改进,提出方形--对角线细分算法。接着,本章重点研究了基于提取海浪信息的海浪分布模型,根据上述第三章讨论的 Barrick 和 Howell 反演方法,从实测数据中提取出浪高,将高频地波雷达监测到的数据通过时间和空间上的插值,从而构建出较为真实的三维海浪分布模型。最后,对模拟仿真海浪模型与实测海浪分布模型进行对比,即从数值上和波形上分别进行对比分析。

第五章 对全文作了总结，并提出了今后有待解决的若干问题。

2. 海浪的基本参数及其频谱

如何从雷达海面回波多普勒谱提取海面状态信息实现海洋遥感，必须了解海浪的成因及其性质，理解高频电磁波与海洋表面作用的机理。本章介绍了海洋状态的基本参数和几种有代表性的风浪频谱模式。介绍了宽波束海浪回波的频谱模型。介绍了理想海态情况下二阶谱区在回波频谱中的分离方法，给出了电离层杂波干扰条件下的二阶谱区分离方法，并且用实测数据验证了该分离方法的有效性。

2.1 海浪的描述及其参数

海洋表面可以类比成一个复杂的时域系统。海水在气候、地形等一些不可控因素的影响下，使得海平面做振幅运动产生了海浪。重力在海洋物理学中是扰动水质点上的主要恢复力，也是主要研究对象。除此以外，海水受风力影响较大，风力越强，海面产生不规则的起伏就越明显，这种波浪随着风力的变化而变化的现象，称之为风浪^[21,22]。如图 2.1 所示海浪的基本形态。

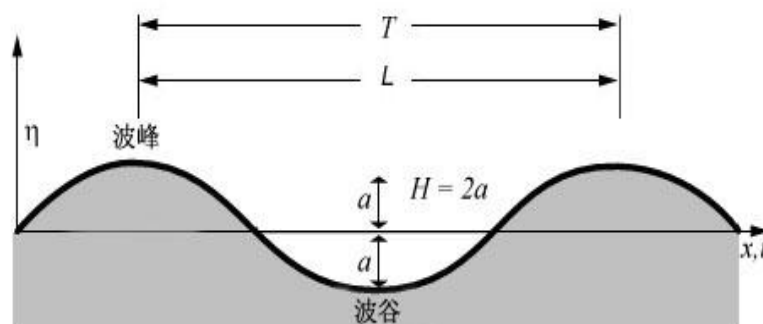


图 2.1 海浪的基本形态

角频率 ω 、有效浪高 H_s 、波数 k 、浪周期 T 、波矢 \vec{k} 、均方根浪高 h 、波长 L 、相速度 V_p 等描述风浪的相关参数之间满足一定的关系^[23]。在深水中，波长与周期间存在一定的数学关系式：

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.1)$$

相速度表示为：

$$V_p = \frac{L}{T} = \frac{gT}{2\pi} = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (2.2)$$

角频率 ω 与周期 T 之间的关系为：

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (2.3)$$

波数 k 与角频率之间的关系为:

$$k = \frac{2\pi}{L} = \frac{4\pi^2}{gT^2} = \frac{\omega^2}{g} \quad \text{或} \quad \omega = \sqrt{gk} \quad (2.4)$$

对风浪来说, 均方根浪高 h 与有效浪高 H_s 之间的关系一般取为:

$$H_s = 4h \quad (2.5)$$

2.2 海浪谱的基本原理

海浪并非是一种简单的随机过程, 因此用简单的波动来描述是不现实的。除了几个描述海洋波浪外部的特性参数外, 还有能谱, 它描述海浪内部结构, 有一维谱和二维谱之分。利用谱来描述海浪是目前切实可行的一种方式。描述固定地点的海浪波高相对于频率的分布, 即一维谱。下面简要介绍下一维谱, 即无向浪高谱^[24]。根据 Longuet-Higgins^[25]的方法, 将海浪视为无限个随机余弦波的线性叠加。

$$\zeta(t) = \sum_{i=1}^n a_i \cos(\omega_i t + \varepsilon_i) \quad (2.6)$$

式中, a_i : 组成波的振幅; ω_i : 组成波的圆频率; ε_i : 随机初相位, 范围在 $0 \sim 2\pi$ 之间。

海浪波面期望:

$$E[\zeta(t)] = 0; \quad (2.7)$$

海浪波面方差:

$$D[\zeta] = E[\zeta^2(t)] = \frac{1}{2} \sum_{n=1}^{\infty} a_n^2; \quad (2.8)$$

引入波面的方差谱 $S(\omega)$, 则:

$$D[\zeta] = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega; \quad (2.9)$$

由波浪理论可知, 第 n 个组成波的能量为 $\frac{1}{2} \rho a_n^2$, 当频率介于 $\omega \sim \omega + \Delta\omega$, 各组成波的能量和为: $\sum_{\omega}^{\omega+\Delta\omega} \frac{1}{2} \rho a_n^2 = S(\omega) \Delta\omega$, 即无向浪高谱 $S(\omega)$:

$$S(\omega) = \frac{1}{\Delta\omega} \sum_{\omega}^{\omega+\Delta\omega} \frac{1}{2} \rho a_n^2 \quad (2.10)$$

式中, $S(\omega)$ 表示频率间隔 $\Delta\omega$ 内的平均能量。当 $\Delta\omega = 1$ 时, 即为能量密度, 因此 $S(\omega)$ 又称为能量谱或频谱。

鉴于实际海浪具有方向性，无向海浪谱已经无法准确地描述出海浪的真实结构，因而针对海浪的方向性进行了研究，即将一维谱发展成二维谱，以满足实际应用。二维谱能够说明海浪波高与传播方向及频率的关系，继而称此二维谱为有向浪高谱^[26]。

在 (x, y) 平面上，选取 n 个正弦波，使其与 x 轴成一定方向性 θ 角度进行累加。选取的 n 个正弦波有各自的振幅 a 和角频率 ω ，且有随机相位 ε 。由此得到波面位移：

$$\zeta(x, y, t) = \sum_{i=1}^n a_i \cos\left(\frac{\omega_i^2}{g} x \cos \theta_i + \frac{\omega_i^2}{g} y \sin \theta_i - \omega_i t + \varepsilon_i\right) \quad (2.11)$$

对于上式仍然按照前述方法引入能量密度函数 $S(\omega, \theta)$ ：

$$\frac{1}{2} \sum_{\theta}^{\theta+\Delta\theta} \sum_{\omega}^{\omega+\Delta\omega} a_n^2 = S(\omega, \theta) \Delta\omega \Delta\theta \quad (2.12)$$

和 $S(\omega)$ 类似， $S(\omega, \theta)$ 既能描述海浪的方向性，又给出了各方向波的能量随频率变化的关系，称之为有向谱。

2.2.1 无向浪高谱

早先，人们通过半经验半理论的方法来获得无向海浪谱的形式。随着研究不断深入，人们开始利用获取的观测资料来估计谱的形式。这是最经典也最常用的两种获取方式。如今，在前人的研究基础上，发展了着一些不同形式的谱模型。

(1) Neumann 谱

Neumann^[27] (1952) 最先根据粗糙的海水观测数据，提出了一种经验海浪谱模式，不仅在海洋工程中发挥了十分重要的作用，而且还为早期的海浪预报奠定基础。至今所提出的海浪谱模式都是效仿 Neumann 谱的形式。Neumann 谱描述的是充分成长状态的海浪频谱，此谱以风速为参量，基本形式为：

$$\begin{aligned} S(\omega) &= \frac{A}{\omega^p} \exp\left(-B \frac{1}{\omega^q}\right) \\ A &= 3.05 \times \frac{\pi}{2} \\ B &= \frac{2g^2}{u^2} \end{aligned} \quad (2.13)$$

ω 是海浪的角频率； u 为风速大小。

至今提出的海浪谱模式多数都可以表示成幂函数 A/ω^p 与指数函数 $\exp(-B/\omega^q)$ 的乘积。幂函数主要体现在谱的高频部分，而指数函数主要体现在低频部分。在海洋学中，将 p 称为谱高频部分斜率， q 为谱低频部分斜率。Neumann 谱中 p 取 6， q 取 2，由此 Neumann 谱可以写为：

$$S(\omega) = C \frac{\pi}{2} \frac{1}{\omega^6} e^{-\frac{2g^2}{\omega^2 U^2}} \quad (2.14)$$

这里 $C = 3.05$ 。

(2) Pierson-Moscowitz 谱 (简称 P-M 谱)

根据 Moscowitz^[28]在北大西洋的实测数据,将充分成长的 54 个谱依据风速均分为 5 组,后来 Pierson 和 Moscowitz 将平均谱无因次化。P-M 谱的表达式为:

$$S(\omega) = \alpha \frac{g^2}{\omega^5} \exp \left\{ -\beta \left(\frac{g}{U\omega} \right)^4 \right\} \quad (2.15)$$

其中, ω 是海浪的角频率, $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$, $\beta = 0.74$, U 为海面上 19.5 米处的风速。虽然它是纯经验谱,但因其数据基础良好,分析方法简便,处理数据较为细致,同时也满足 Fourier 谱的定义,毫无疑问被大范围应用。

2.2.2 方向函数

由于现今的处理方法存在局限性,观测资料也难以获取,满足无向浪谱的方向函数^[29]相对较少。常用的有向浪高谱等于无向浪高谱乘上方向因子,具体表达式为:

$$S(\vec{k}) = f(k) \cdot g(\theta + \varphi) \quad (2.16)$$

本文采用的是 Longuet-Higgins 模型,具体表达式为:

$$g(\theta + \varphi) = A \cos^s \left(\frac{\theta + \varphi - \varphi_w}{2} \right) \quad (2.17)$$

$$A = 4/(3\pi)$$

$$g(\theta + \varphi) = 4/(3\pi) \cos^2 \left(\frac{\theta + \varphi - \varphi_w}{2} \right) \quad (2.18)$$

式(2.18)中,当雷达某一波束方向与某列波浪向前延伸的方向产生一定角度时,则用 θ 来表征;雷达波束在某一方向上形成的某一特定的方位角,则用 φ 表示;风浪受风向影响较大,因此在海平面上产生某一风向的方位角用 φ_w 来表征;某列波浪的前进方向表示为 $\theta + \varphi$;海平面某一风向与某列波浪前行方向产生的某个角度表示为 $\theta + \varphi - \varphi_w$; $S \in [2, 16]$, 通常取值为 4。

2.3 宽波束海浪回波的频谱模型

窄波束雷达^[29]的角分辨率一般较高,而由 Barrick 的雷达散射横截面方程可以充分说

明狭小海面的海洋回波。在宽波束覆盖区范围内，各方向的海面回波都相互混叠，入射波的方向无法由单一的天线通道来确定和分离，所以为了辨别出到达角的回波信息，需要用天线阵单元的空间相位关系来处理。

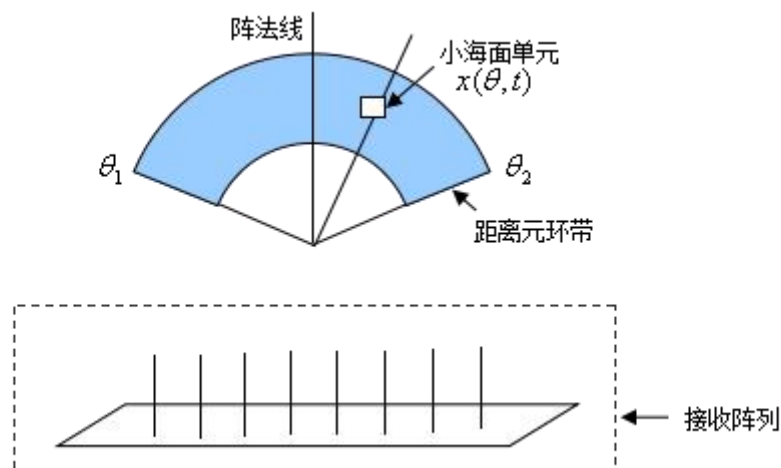


图 2.2 宽波束雷达海面回波谱接收示意图

图 2.2 中， $x(\theta, t)$ 表示的是某一海面元的窄波束回波信号。 $\theta_1 \sim \theta_2$ 表示的是信号覆盖区。以第 1 根天线为参考点，则接收信号 $X_i(t)$ 形式为：

$$X_i(t) = \int_{\theta_1}^{\theta_2} x(\theta, t) e^{-j \frac{2\pi d}{\lambda} (i-1) \sin \theta} d\theta + n_i(t) \quad (2.19)$$

这里 $n_i(t)$ 表示第 i 根接收天线上的噪声。 $\frac{2\pi d}{\lambda} (i-1) \sin \theta$ 是以第 1 根天线为参考点，各天线通道的空间相位差。

Barrick^[30] 将相差 0.5° 以上的海洋面元看作是回波信号毫无关联。鉴于此，可以通过叠加各方向上的小海面元的海洋回波信号来模拟宽波束海洋回波。这种模拟方法无需考虑不同接收天线的不同特性，而是巧妙地利用各方向上窄波束海浪回波来实现宽波束海浪回波频谱的模拟。以下步骤具体描述了该实现过程：

1) 由 Barrick 的一阶雷达散射截面公式

$$\sigma^{(1)}(\omega, \varphi) = 2^6 \pi \cdot k_0^4 \sum_{m=\pm 1} S(-2m' \vec{k}_0) \cdot \delta(\omega - m' \omega_B) \quad (2.20)$$

求得窄波束一阶谱峰。

由 Barrick 的二阶雷达散射截面公式

$$\sigma^{(2)}(\omega) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m, m' = \pm 1} \int_{-\infty}^{\infty} dp \int_{-\infty}^{\infty} dq |\Gamma|^2 \cdot S(m\bar{k}) S(m'\bar{k}') \delta(\omega - m\sqrt{gk} - m'\sqrt{gk'}) \quad (2.21)$$

求得各个单元中的二阶回波幅度谱。

2) 计算出径向海流在单个单元中包含一阶峰和二阶谱在内的整个频谱对 Bragg 频率所产生的偏移量。

3) 将每个窄波束信号与一个随机相位进行加权, 则可得到整个波束照射范围内随机分布的相位谱。

4) 将模拟得到的频域信号变换到时域, 并且在时域中叠加由设定的信噪比所产生的高斯白噪声。

Lipa 和 Barrick^[31]阐明了宽波束的雷达系统, 该系统采用的是单极子/交叉环作为接收天线。如图 2.3 所示, 两个交叉环用 $V_1(\omega)$ 和 $V_2(\omega)$ 表示, 单极子用 $V_3(\omega)$ 表示, 频率用 ω 表示。 $V_1(\omega)$ 、 $V_2(\omega)$ 和 $V_3(\omega)$ 上的复频域信号是通过天线上的电压时域信号经 Fourier 变换所得。其基本形式为:

$$\begin{aligned} V_1(\omega) &= \frac{1}{2\gamma} \int_{-\gamma}^{\gamma} \cos \varphi \cdot g(\omega, \varphi) d\varphi \\ V_2(\omega) &= \frac{1}{2\gamma} \int_{-\gamma}^{\gamma} \sin \varphi \cdot g(\omega, \varphi) d\varphi \\ V_3(\omega) &= \frac{1}{2\gamma} \int_{-\gamma}^{\gamma} g(\omega, \varphi) d\varphi \end{aligned} \quad (2.22)$$

窄带回波信号用 $g(\omega, \varphi)$ 来表示。在图 2.3 中, 将参考方向设定为环 2 轴线方向。 φ 表示雷达连线与环 2 轴线到某一海面面元的夹角, 扫描角度用 ϕ 来表示。那么, 用 $\sin \varphi$ 和 $\cos \varphi$ 分别表示环 1 和环 2 上的电压信号变化量。而 $V_3(\omega)$ 的方向图是一个圆, 其值恒定不变。

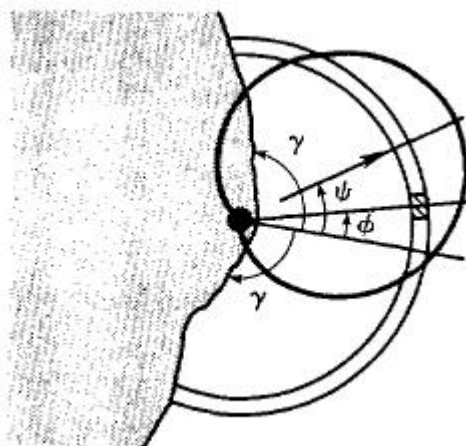


图 2.3 交叉环单极子天线接收信号示意图

在频率 ω 上, 用 $\tilde{\sigma}(\omega, \phi)$ 表示宽波束回波的输出信号, 其表达式如下:

$$\tilde{\sigma}(\omega, \phi) = \left\langle \left| V_1(\omega) \cos \phi + V_2(\omega) \sin \phi + V_3(\omega) \right|^2 \right\rangle \quad (2.23)$$

由于

$$\frac{1}{2\gamma} \langle g(\omega, \varphi_1) g(\omega, \varphi_2) \rangle \equiv \sigma(\omega, \varphi_1) \delta(\varphi_2 - \varphi_1) \quad (2.24)$$

而窄波束与宽波束之间的变换是由于雷达截面方程进行归一化处理后得到的。因此, 表达式如下:

$$\tilde{\sigma}(\omega, \phi) = \frac{1}{2\gamma} \int_{-\gamma}^{\gamma} \cos^4\left(\frac{\phi - \varphi}{2}\right) \sigma(\omega, \varphi) d\varphi \quad (2.25)$$

式 (2.25) 中, γ 是环 2 轴线与海岸的夹角。

2.4 二阶谱区在回波频谱中的分离方法

目前对二阶谱区在回波频谱中的分离方法的研究, 多数还仍然处在无电离层干扰的情况下。参照文献^[32]的思路: 先从距离多普勒谱中提取出来一阶谱和二阶谱的大致轮廓线, 粗略地划分出一阶谱和二阶谱大致的范围, 然后匀滑轮廓线, 以减小寻找边界的难度。再结合二阶谱的特征, 进一步精确地获得轮廓线中二阶谱的分界点。

图 2.4 给出了频率为 7.85 MHz 的高频地波雷达的距离多普勒频谱图。可看出谱图中几乎无电离层干扰, 一阶谱和二阶谱特征也较为明显。随着距离变化, 一阶谱、二阶谱与图 2.5 的回波功率谱有相似的分布趋势。因此, 通过勾勒出距离多普勒频谱中的一阶谱和二阶谱的轮廓, 就能确定二阶谱大致位置。

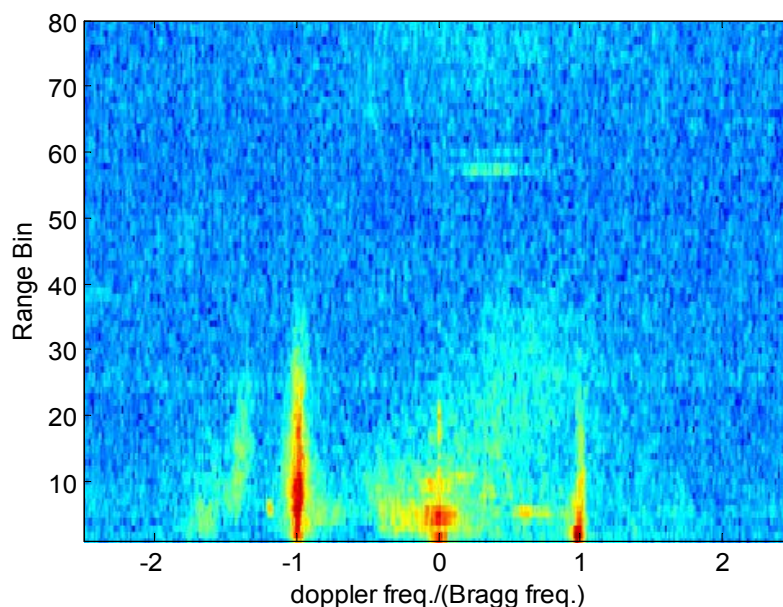


图 2.4 未受干扰的距离 Doppler 频谱图

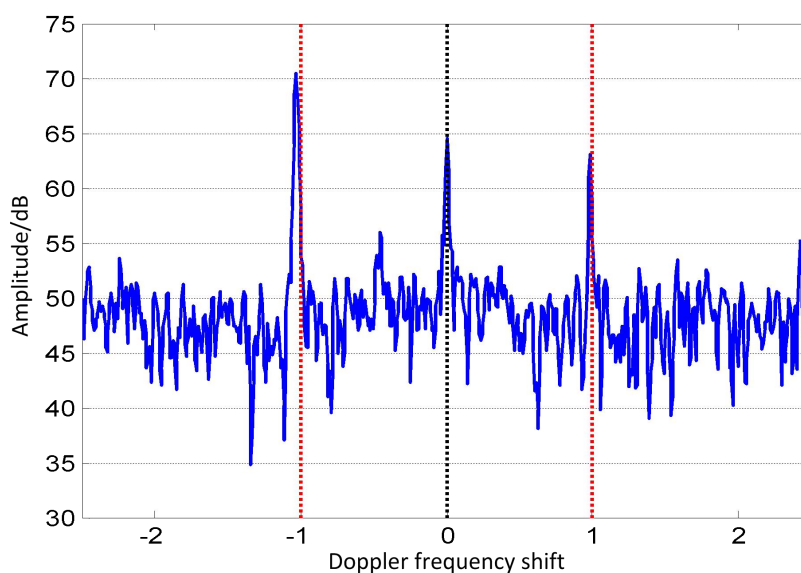


图 2.5 无干扰下的 Doppler 频谱图

2.5 电离层杂波干扰条件下的二阶谱区分离研究

2.5.1 包含电离层杂波干扰的回波频谱特性

在雷达信号回波多普勒频谱中，二阶谱通常连续的分布在一阶谱两侧，信噪比明显低于一阶谱，并且具有一定的频谱宽度范围。由于多普勒频谱中存在噪声、杂波干扰等各种类型的干扰信号，增加了二阶谱的提取难度。目前，对于二阶谱的提取大多是针对没有电离层干扰条件下的多普勒频谱，通过构造 RD 谱轮廓线的方法将二阶谱从多普勒频谱中分离出来。然而该方法在处理有电离层干扰的多普勒频谱时，干扰信号对勾勒出的 RD 谱轮

廓线影响较为明显，不能反映出二阶谱的大致位置。如图 2.6 所示。

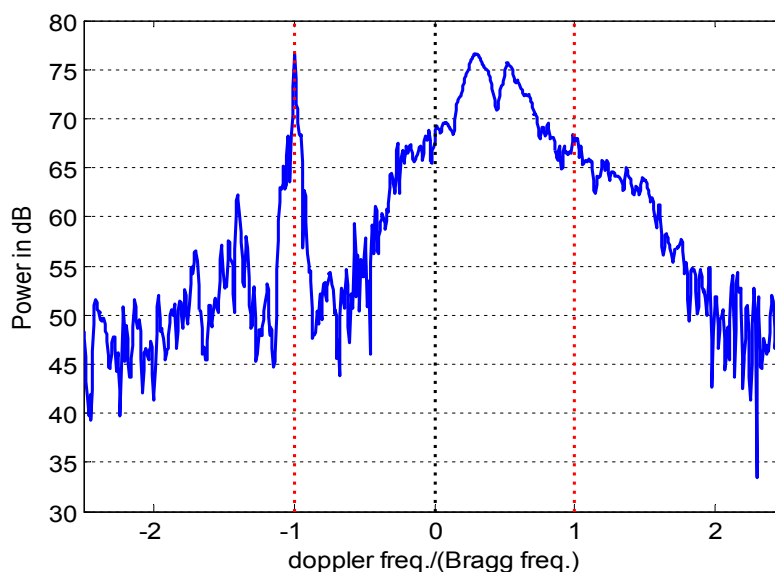


图 2.6 电离层干扰下的 Doppler 频谱图

由于电离层的反射和散射效应会对高频地波雷达接收信号产生杂波干扰，给信号回波频谱分析造成困难^[33]。为了能够从含有电离层杂波干扰的频谱中分离含有海浪信息成分的二阶频谱，本文提出一种混合回波信号处理算法，针对特定海域维度进行电离层信号特征分析，基于电离层消除的现有技术算法，根据海洋状态的大范围内的平稳性特征，引入相干时间和距离元等参数，对二阶谱区域的划分方法进行深入的研究，得到一种具有地域特点且针对性强的二阶谱提取算法，并用实测数据验证算法的有效性。

2.5.2 二阶谱区分离的方法研究

由于二阶谱提取的研究一般在无电离层干扰的情况下进行，在遇到电离层干扰时，以往的二阶谱提取方法就有巨大的局限，比如无法确定二阶谱的峰值，二阶谱边界的峰值，二阶谱整个被电离层干扰湮没等。为了解决电离层干扰背景下的二阶谱提取，本文尝试从三个方向来提高从电离层干扰的频谱中提取二阶谱的可能性和准确度。

1) 相干时间的延长

为了提高二阶谱提取的准确率，对回波数据进行预处理，加长数据的相干时间长度，达到展宽频谱的目的。根据回波数据的初始相干时间，进行整数倍的累积增加数据单场次采集时间的操作。

$$N = t * k \quad (2.26)$$

上式中 N 为加长数据的相干时间长度， t 为最小累积时间， k 为相干倍数。

2) 电离层干扰的对消

在高频地波雷达回波数据中，低频分量中主要包含了一阶峰信息，而高频分量中包含

了电离层回波信息。低频分量指的是尺度系数，高频分量指的是小波系数。小波阈值收缩算法^[34]将含在小波系数中相关性较强的干扰信号依据阈值算法进行处理，并且将对消结果归一化。阈值函数采用如下表达式：

$$y_p(x) = \begin{cases} \text{sgn}(x)\sqrt{(|x|^j - \lambda^j)}, & |x| \geq \lambda \\ 0, & |x| \leq \lambda \end{cases} \quad (2.27)$$

阈值选取^[34]采用如下表达式：

$$\lambda = \frac{\sigma\sqrt{2\ln(N)}}{\ln(j+1)} \quad (2.28)$$

j 为分解尺度。

3) 二阶谱边界信噪比阈值的选取

运用设置阈值的方法来判断二阶谱的边界，而阈值的选取在经过了电离层消除操作之后，必定存在一定的模糊性。为了解决阈值模糊性问题，本文运用相邻无电离层干扰距离元二阶谱边界平均值进行动态定标，并参考一阶谱和噪声基底信噪比，进行二阶谱边界阈值的确定。

$$SNR_{ave} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n SNR_i \quad (2.29)$$

上式中 SNR_{ave} 为二阶谱边界平均值， SNR_i 为二阶谱边界第 i 个数据的信噪比。

2.5.3 二阶谱提取及分析

1) 实测数据的说明

根据本文二阶谱提取算法，针对北部湾海域（08°13.30'E，21°30.30'N）实验持续时间的高频地波雷达回波数据进行二阶谱提取验证。如图 2.7、2.8 所示，采用的两场数据时间分别为 2013 年 9 月 26 日 11 时和 2013 年 9 月 26 日 0 时。本文基于一般海况下的海洋回波数据进行分析，根据天气条件对海洋的影响在很大范围内一致的前提下，对受到电离层干扰的距离元进行了相关数据处理，从包含电离层干扰的回波频谱中尝试分离二阶谱，为提取相应的海洋信息提供数据支持。

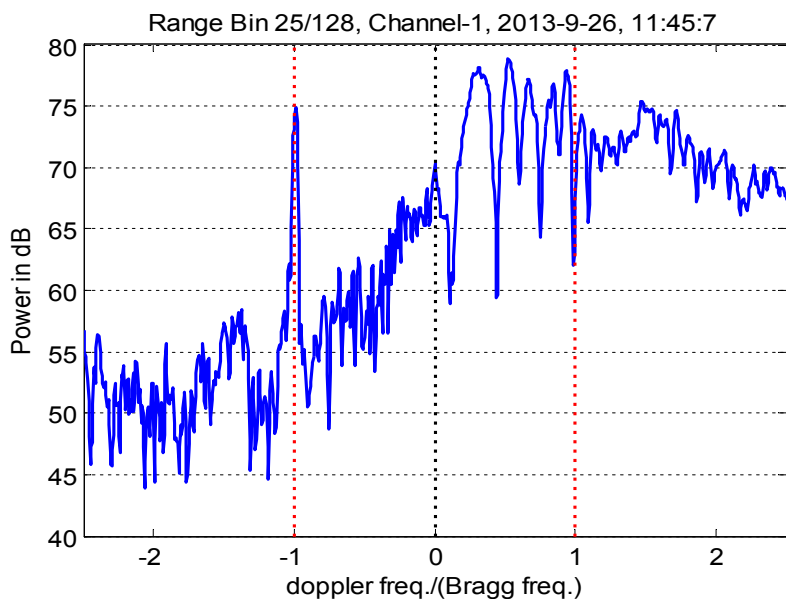


图 2.7 第一场干扰数据

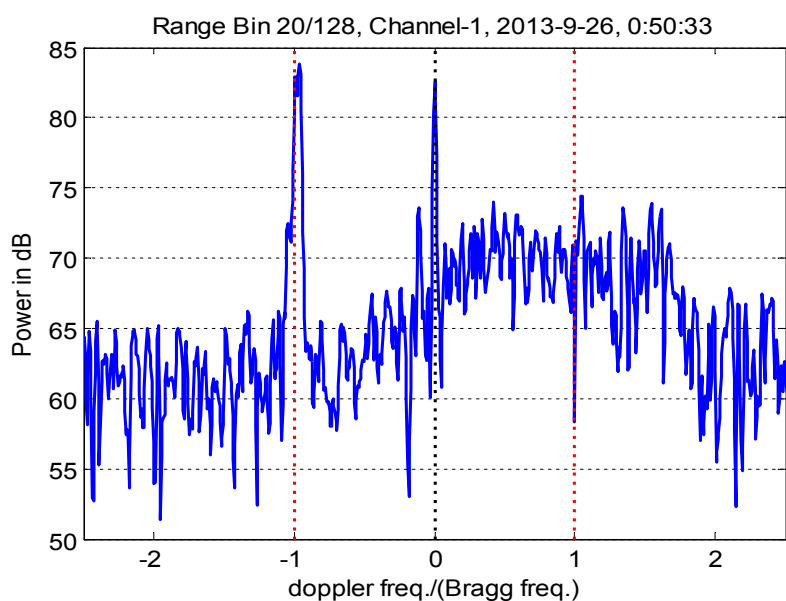
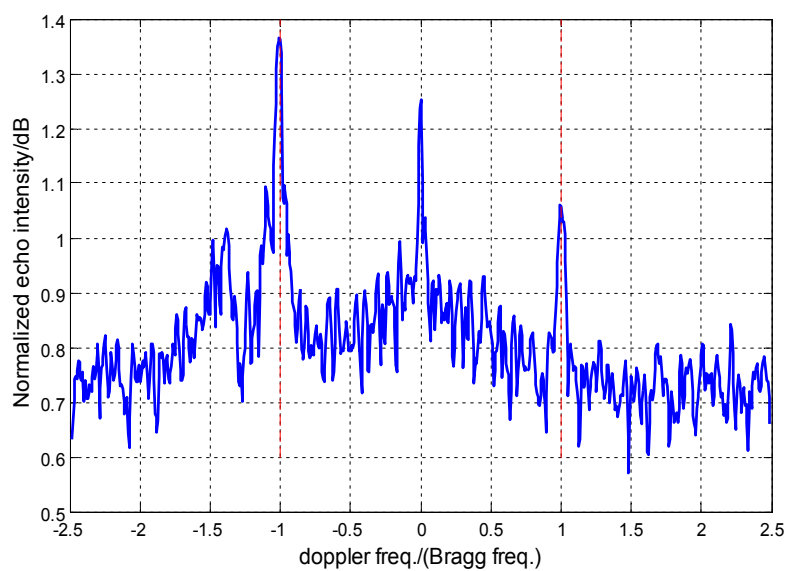


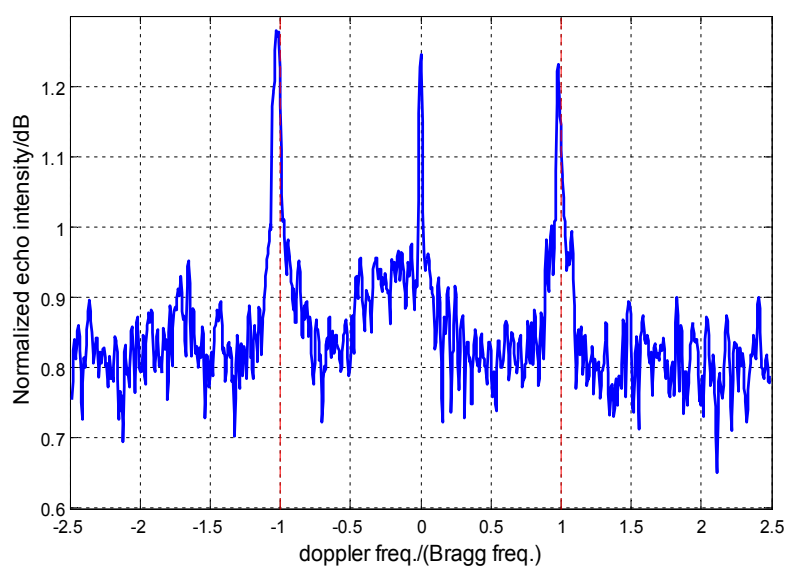
图 2.8 第二场干扰数据

2) 相干积累的电离层消除

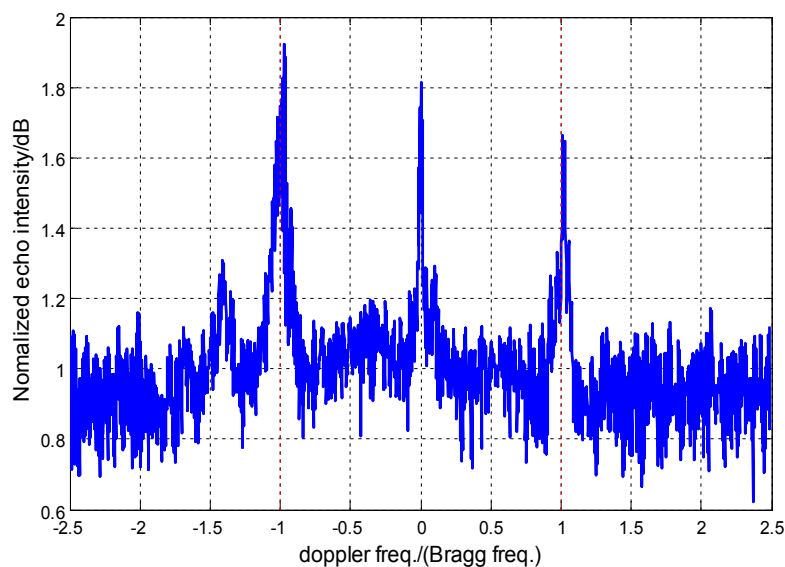
在对电离层干扰进行消除的时候,考虑到电离层对消算法会给回波频谱带来信噪比的损失,由于每一场的的数据点数较少,容易造成对消后二阶谱不明显或者被电离层对消算法所消除,这都对后续的二阶谱提取造成很大影响。为了应对这一问题,本文采用了增加相干积累时间的办法,用更多的相干积累数据从一定程度上减轻电离层对消算法对二阶谱的影响。



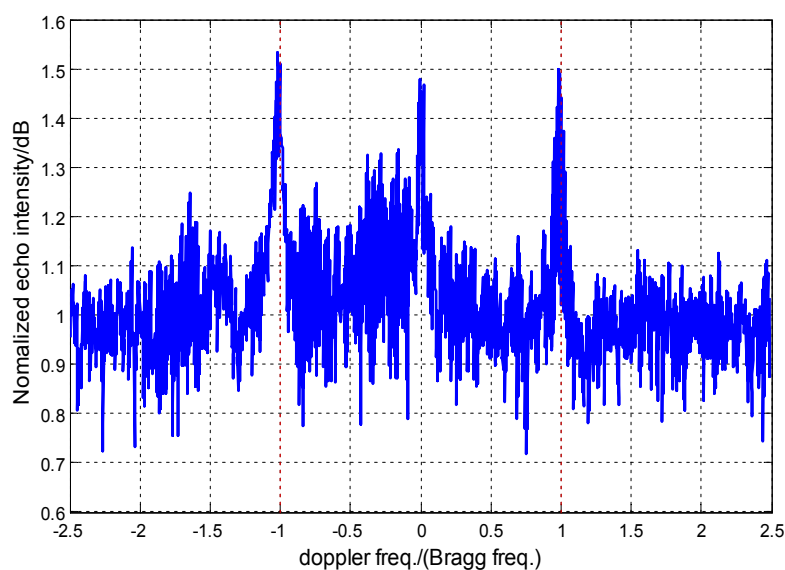
(a) 第一场干扰数据抑制后归一化频谱



(b) 第二场干扰数据抑制后归一化频谱



(c) 第一场干扰数据相干后归一化频谱



(d) 第二场干扰数据相干后归一化频谱

图 2.9 相干积累的电离层消除频谱图

从图 2.9 的归一化频谱对比结果看出，针对 256 采样点数据的频谱明显比相干积累后 1024 采样点数据频谱稀疏，在进行电离层消除的过程中，明显的看见稀疏的采样点经过电离层消除处理后，能够进行二阶谱划分提取的可能性比较小，而采用增加相干积累时间的频谱，虽然也被电离层消除算法影响了二阶谱的信噪比，但是还是可以从频谱上看出二阶谱所包含的大致数据点的范围，这正好体现了数据采样点多的优势。

3) 二阶谱提取参数的获取

在进行相干积累以后，经过电离层消除的处理，频谱的信噪比都发生了变化。受影响

的距离元的回波频谱在没有电离层干扰时应该是什么样子的，整体频谱的信噪比是一个怎样的情况，在这里，本文利用了天气晴好的一般海况条件下，海洋状态在一定范围内变化很小。因此，本文根据相邻不受电离层干扰的距离元的海洋回波谱状态参数作为参考依据，对电离层消除后的回波频谱进行二阶谱的划分。其中主要涉及的参数包括二阶谱的宽度、二阶谱的边界信噪比依据二阶谱的最高信噪比等。表 2.1 给出了相邻不受干扰距离元的相关主要参数的参考均值，并以一阶峰对消前后的变换数据作为对比参考依据。表格数据参数的获取采用一小时内全部接收的回波数据进行计算，计算受电离层干扰的两个距离元以及相邻的前后两个距离元。

表 2.1 相关参数的参考值表

受干扰左侧一阶峰对消信噪比差值 (dB)	受干扰右侧一阶峰对消信噪比差值 (dB)	受干扰噪声基底对消前后差值 (dB)	不受干扰左侧一阶峰信噪比均值 (dB)	不受干扰右侧一阶峰信噪比均值 (dB)	不受干扰左侧边界均值信噪比均值 (dB)	不受干扰右侧边界均值信噪比差值 (dB)	二阶谱宽度均值
6.96	14.22	1.98	33.66	40.09	17.28	12.7	235
7.42	11.74	4.75	32.57	37.24	10.78	13.73	261
6.67	10.76	5.34	36.78	17.63	28.79	3.83	231
8.05	13.97	3.07	31.13	14.73	14.48	2.74	198
7.14	14.07	3.84	29.60	12.40	12.75	8.64	252
7.59	11.32	4.91	36.07	17.82	23.63	6.44	287
5.73	15.48	1.79	35.97	18.52	21.48	11.43	306
9.03	15.02	2.65	35.64	17.86	28.27	12.13	309

4) 根据上述参数的统计，基于相邻不受干扰的距离元回波频谱相关参数，结合电离层对消算法对回波频谱信噪比产生的影响，最终确定电离层对消后，增加了相干积累时间频谱的二阶谱的边界信噪比值，进而确定二阶谱的范围，最后根据二阶谱的峰值参数把一阶峰区域与二阶谱区分开。图 2.10、图 2.11 是经过上述处理后，增加相干积累时间频谱的二阶谱划分结果：

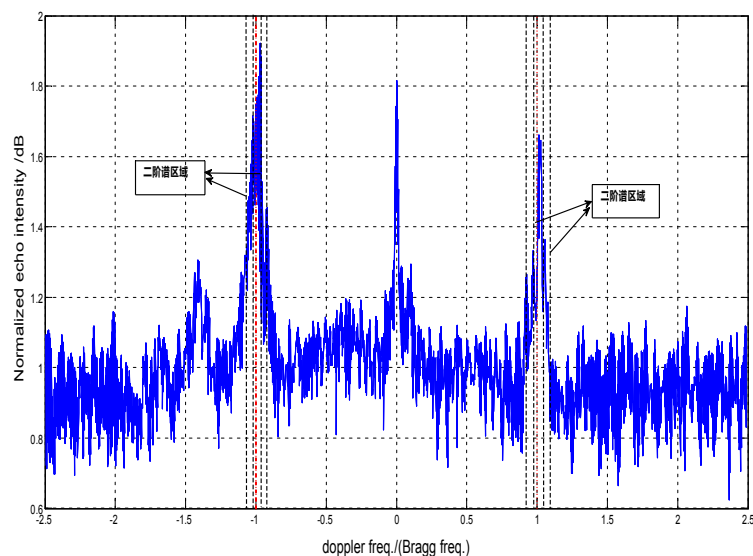


图 2.10 第一场数据二阶谱划分结果

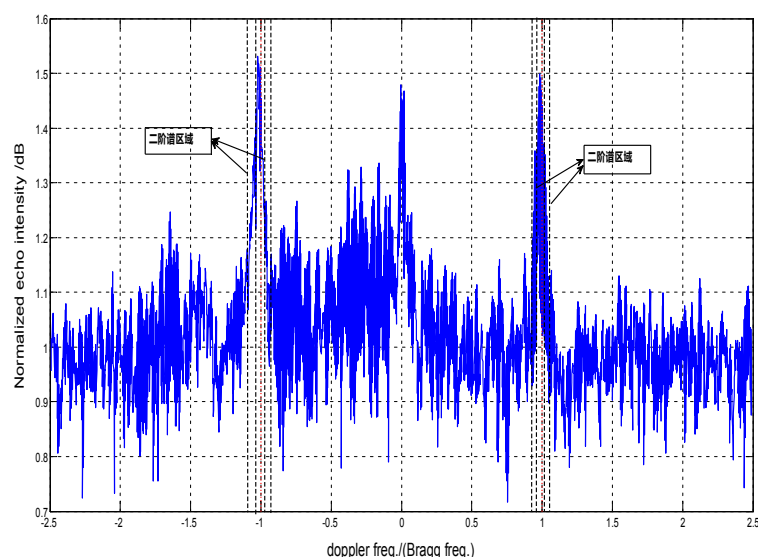


图 2.11 第二场数据二阶谱划分结果

2.6 本章小结

本章首先从海洋状态的基本参数和几种具有代表性的风浪频谱模式进行阐述。接着，介绍了宽波束海浪回波的频谱模型。宽波束雷达因其体积小、携带方便、活动性强等优点得到广泛应用。用它来探测海洋表面流，可以得到很高的精度。最后，从理想状况下二阶谱区在回波频谱中的分离方法中，尝试对在有电离层杂波干扰条件下的二阶谱区分离进行研究。

电离层干扰一直是雷达信号分析中的比较难完美解决的问题，只能利用一定的环境限定条件对电离层干扰下的回波信号在一定程度上进行电离层的消除和回波频谱的分析。本

文利用海洋状态在晴好条件下，在特定海域内状态基本一致的特点，采用增加相干积累时间，并结合相邻不受电离层干扰距离元的频谱参数，运用数学统计分析及近似的方法对电离层干扰下的回波频谱进行二阶谱的特性分析和提取。最后的计算结果证明，基于一定的海洋状态条件和稳定性原理，能够对电离层干扰的回波频谱进行合理有效的综合分析。

3. 基于海洋雷达遥感数据的海浪信息提取

本章重点介绍了过去常用的利用经验浪高谱模式由二阶雷达截面方程反演有向浪高谱的方法, Barrick 1977 年和 Howell 1993 年提出的两种算法。接着利用这两种反演方法, 提取出浪高数值, 并且对结果进行对比分析。

3.1 Barrick 法提取浪高

Barrick 反演浪高^[35]方法的优点在于它简便直接, 不必假定浪高谱的表达式, 也无须知道雷达与海浪平均传播方向的夹角。一般利用二阶功率谱较强一侧的频谱来获取无向波高谱。假设正的 Doppler 频率是功率谱较强的一侧:

$$S(\omega_B|\eta-1) = \frac{4\sigma^{(2)}(\omega_B\eta)/\omega(\eta)}{k_0^2 \int_0^\infty \sigma^{(1)}(\omega_D)d(\omega_D)} \quad (3.1)$$

式中, ω_D 是 Doppler 频率; ω_B 是 Bragg 频率; $\eta = \omega_D/\omega_B$ 为归一化 Doppler 频率; $\sigma^{(1)}$ 是一阶回波多普勒谱; $\sigma^{(2)}$ 是二阶回波多普勒谱; k_0 是电波波数。 $\omega(\eta)$ 是引入的一个权系数, 目的是为了消除耦合系数, 仅依赖于 Doppler 频率, 且在 $0.5 \leq \eta \leq 1.5$ 时, 该权系数可视为常数。

均方浪高的表达式为:

$$h^2 = \frac{2 \int_{-\infty}^{\infty} \sigma^{(2)}(\omega_D)/\omega(\eta)d\omega_D}{k_0^2 \int_{-\infty}^{\infty} \sigma^{(1)}(\omega_D)d(\omega_D)} \quad (3.2)$$

当 $k_0 h \geq 0.1$ 时, 用该方法所反演的浪高及浪周期, 其结果较理想; 当 $k_0 h \geq 0.3$ 时, 均方根浪高误差高达 23%, 而均方根浪周期误差为 12%。

无向浪高谱的能量集中于一个相对狭窄的频带内。一般来说, 在 0.04 到 0.30 Hz 的有效频率范围内包括着海浪信息^[36]。Bragg 频率反比于海浪的有效频率。因此, 当海浪的最大有效频率超过 Bragg 频率的 1 倍时, 则频谱中干扰性较强的零频被正负 Bragg 峰跨越。为了避免采用零频回波信息计算而导致较大误差, 用正负一阶峰外侧区域的频谱对均方浪高表达式进行改进, 则:

$$h^2 = \frac{4\omega_B \left[\int_{-\infty}^{-1} \sigma^{(2)}(\omega_B\eta)/\omega(\eta)d\eta + \int_1^{\infty} \sigma^{(2)}(\omega_B\eta)/\omega(\eta)d\eta \right]}{k_0^2 \int_{-\infty}^{\infty} \sigma^{(1)}(\omega_D)d(\omega_D)} \quad (3.3)$$

Heron^[38]通过计算得出: 为了使海浪反演效果更好, 不仅需要提前计算出频谱的噪声电平, 而且也要对频谱数据进行预处理。根据均方浪高, 求出有效浪高为:

$$H_s = 4\xi h \quad (3.4)$$

其中, ξ 为修正因子, Heron 建议值为 0.551。

3.2 Howell 法提取浪高

1993 年, Howell 在 Gill 和 walsh^[23]工作的基础上, 将浪高谱表示成傅立叶级数形式, 提出了一种反演浪高的新方法。

在深水无表面流的情况下, Howell 将二阶窄波束雷达截面方程化为:

$$\sigma^{(2)}(\omega_d) = 2^8 \pi^2 k_0^4 \int_0^\pi |\Gamma_s|^2 J_t \{S(k, \alpha)S(k', \alpha') + S(k, -\alpha)S(k', -\alpha')\} k^{3/2} d\theta \quad (3.5)$$

式中,

$$\omega_d - m\omega - m'\omega' = 0, k' \geq k \quad (3.6)$$

$$k' = \sqrt{k^2 + 4kk_0 \cos\theta + 4k_0^2} \quad (3.7)$$

$$\theta' = \sin^{-1}(k \sin\theta / k') + \pi \quad (3.8)$$

$$m' = \text{sgn}(\omega_d) \quad (3.9)$$

$$m = \begin{cases} m' & |\omega_D| > \omega_B \\ -m' & 0 < |\omega_D| < \omega_B \end{cases} \quad (3.10)$$

$$J_t = (\sqrt{g} |1 + mm' \sqrt{k} (2k_0 \cos\theta + k) k'^{-3/2}|)^{-1} \quad (3.11)$$

$$\alpha = \theta + (1 - m)\pi/2 \quad (3.12)$$

$$\alpha' = \theta' + (1 - m')\pi/2 \quad (3.13)$$

在式 (3.5) 中, $S(k, \alpha)$ 和 $S(k', \alpha')$ 分别表示波矢为 $m\vec{k}$ 和波矢为 $m'\vec{k}'$ 的两列海浪的浪高谱。 θ, θ' 则对应这二列海浪波矢 \vec{k}, \vec{k}' 的方向, α, α' 则表示散射波矢 $m\vec{k}, m'\vec{k}'$ 的方向。

一阶峰的能量可以表示为

$$R_{m'} = \int_{\text{sign}(\omega_D)=m'} \sigma_1(\omega_d) d\omega_d = 2^6 \pi^2 k_0^4 S(2k_0, (1 + m')\pi/2) \quad (3.14)$$

为了消除雷达系统增益和传播路径损耗的影响, 可以用二阶雷达散射截面除以相应一边的一阶峰能量, 于是得到归一化的二阶雷达散射截面方程^[38]

$$\sigma_{2N}(\omega_d) = 4 \int_0^\pi \frac{|\Gamma_s|^2 J_t}{S(2k_0, (1 + m')\pi/2)} \cdot \{S(k, \alpha)S(k', \alpha') + S(k, -\alpha)S(k', -\alpha')\} k^{3/2} d\theta \quad (3.15)$$

Hasselmann^[39]曾指出, 对于一阶峰附近的二阶多普勒谱区, 参与二阶散射的两列海浪中一列为短浪, 其波矢 $k' \approx 2k_0$, 这从约束方程 (3.6) 可以得到。且浪高谱随波数 k' 成 k'^{-4} 变化。在风力作用下, 这种短波长的海浪总是处于饱和状态, 且方向大致相同。利用这一事实, 得:

$$S(k', \alpha') \approx S(k', -\alpha') \approx S(2k_0, (1+m')\pi/2) \left(\frac{2k_0}{k'}\right)^4 \quad (3.16)$$

将 (3.16) 式代入 (3.15) 式, 可得到归一化且线性化的二阶雷达散射截面方程

$$\sigma_{2N}(\omega_d) = 2^6 k_0^4 \int_0^\pi \frac{|\Gamma_s|^2 J_t}{k'^4} \{S(k, \alpha) + S(k, -\alpha)\} k^{3/2} d\theta \quad (3.17)$$

此式在二阶谱区 $1.1\omega_B < |\omega_d| < 1.4\omega_B$ 和 $0.6\omega_B < |\omega_d| < 0.9\omega_B$ 都是合理并有效的^[40]。

3.3 浪高数值提取结果的对比分析

根据本文浪高提取算法, 针对南海海域 ($109^\circ 33' \sim 117^\circ 50' E$, $34^\circ \sim 11^\circ 55' N$) 的高频地波雷达回波数据进行浪高提取验证。图 3.1 为 5 日内特定时刻平均有效浪高反演对比图; 图 3.2 和图 3.3 分别为 12 月 11 日和 12 月 12 日特定时刻一小时内浪高反演变化图。

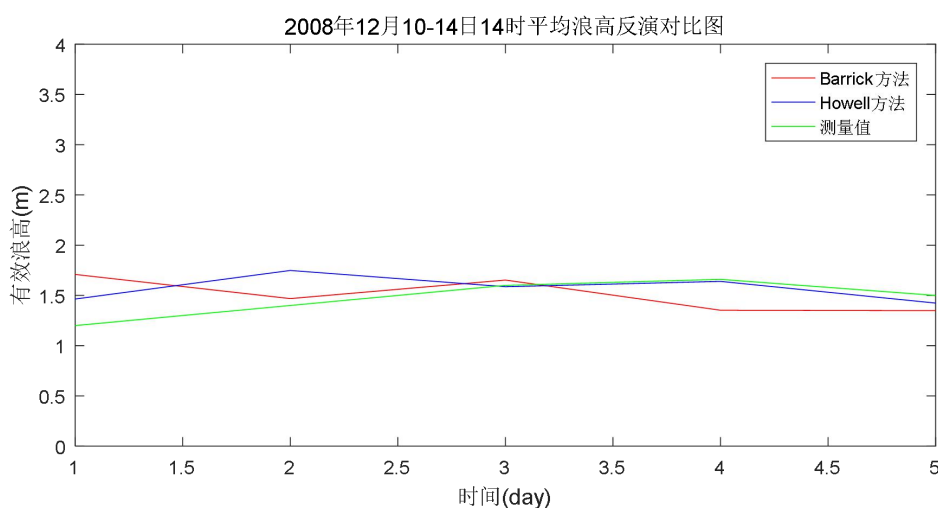


图 3.1 五日内同一时刻平均浪高反演对比图

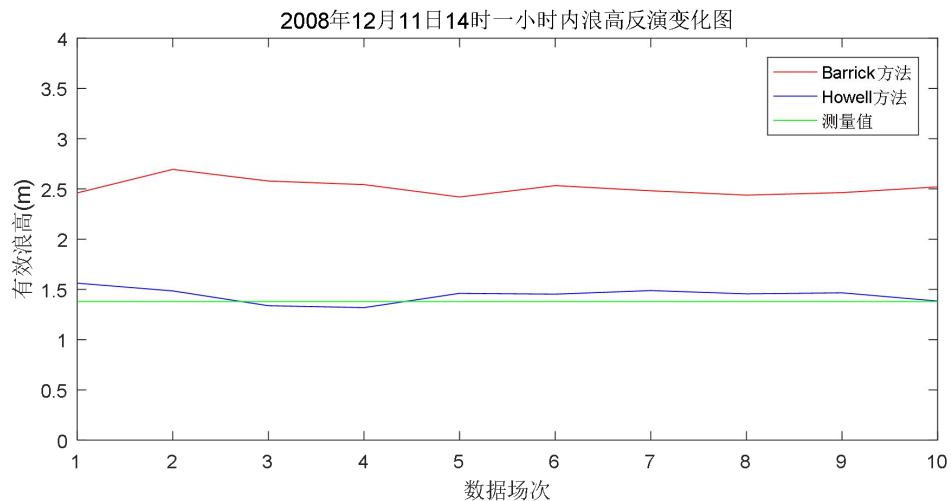


图 3.2 2008 年 12 月 11 日一小时内浪高反演变化图

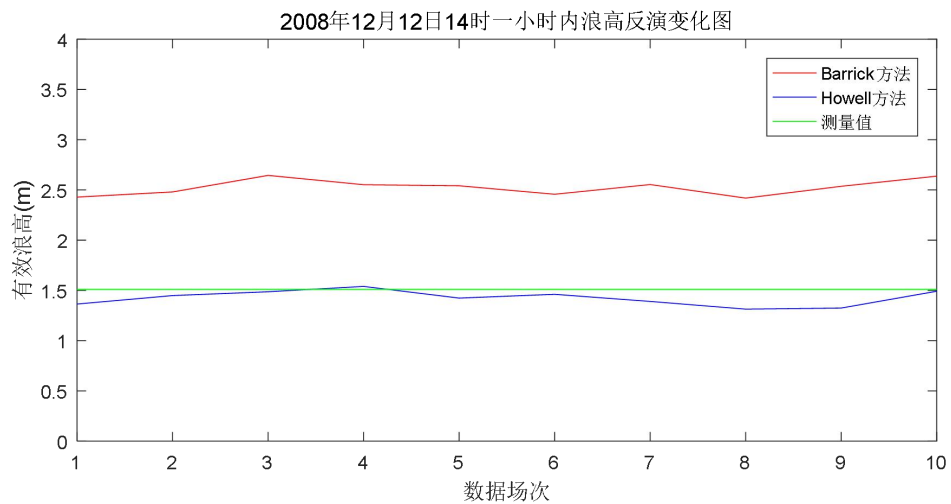


图 3.3 2008 年 12 月 12 日一小时内浪高反演变化图

表 3.1 浪高对比统计数据

时间	方法	误差(m/s)	相对误差	均方差(m/s)
10 日	Barrick	0.30	0.21	0.387
	Howell	0.02	0.015	0.149
11 日	Barrick	0.15	0.107	0.370
	Howell	0.05	0.036	0.218
12 日	Barrick	0.37	0.20	0.562
	Howell	0.09	0.075	0.183
13 日	Barrick	0.43	0.51	0.465
	Howell	0.25	0.31	0.317
14 日	Barrick	0.31	0.43	0.621
	Howell	0.12	0.17	0.229

图 3.1 给出 12 月 10~14 日内同一时刻反演得到的平均海浪对比图: Barrick 法和 Howell 法结果曲线与实测值曲线均有不同程度的重叠, 效果对比差距并不十分显著。图 3.2 和图 3.3 分别给出了 12 月 11 日和 12 月 12 日同一时刻一小时内反演得到的浪高对比曲线: Barrick 法浪高反演值明显高于实测值, 而与实测值曲线更贴近的是 Howell 法。表 3.1 给出了浪高反演的相关统计数据对比: Howell 法在误差、相对误差及均方差上均小于 Barrick 法, 表明 Howell 法提取的浪高更接近真实值。综上所述, 在一定条件下, 采用 Howell 法反演浪高的结果较 Barrick 法更好。

3.4 本章小结

从高频地波雷达 30 多年的发展来看, 最成熟和有效进行探测的海洋表面动力学参数是海洋表面流。而对于浪和风等参数的反演还未达到有效精确的水平, 仍处于研究和探索阶段。海浪研究是动力海洋学的一个组成部分, 在生产及国防建设中均发挥了重要作用, 同时也帮助人们更清晰地认识海洋, 更合理地开发海洋资源, 更系统地制定海域保护规则, 以期实现海洋可持续发展的目标。

本章介绍了现有的由高频雷达回波多普勒谱反演浪高谱参数的几种典型算法。重点讨论了 Barrick、Howell 等人的反演方法, 并对这两种算法提取的浪高结果进行了比较分析, 从而达到提取海浪浪高参数的目的。

4. 仿真海浪与实测海浪提取特征值的数据分析

本章首先介绍了目前常用的基于海浪谱的仿真海浪模型, 给出用传统 JONSWAP 谱来反演海浪的原理及效果, 接着又对此海浪谱进行改进, 并给出改进后的仿真效果。而针对传统海浪分形算法模拟出的海平面波形存在着褶皱与尖峰等缺陷, 本章给出一种方形—对角线细分法模拟近海海浪算法, 其基本思想是借鉴分形地形模拟算法^[41,42]。本章最重要的是给出了基于提取海浪信息的海浪分布模型。

4.1 模拟仿真海浪模型算法原理

模拟仿真海浪模型是研究海浪的主要途径之一, 虽然能够避免针对海上采集数据的复杂环境, 但是理论研究同样存在局限性, 特别是不规则波浪的处理。近代理论对于海浪模拟的方法有诸多研究, 主要体现在以下几种方法: 粒子系统建模方法^[43,44,45]主要用于模拟近海破浪; Perlin 噪声法^[46,47]难点在于复杂的计算, 但优点在于模拟海浪真实; 文氏方向谱法^[48]能够模拟复杂的近海海浪, 但是计算复杂度同样高, 不利于实际应用。

从谱形上分析, 由于谱的能量集中在主峰^[22], 使得主峰的谱形高耸尖锐, 而次峰几乎没有能量分布, 因而在谱形上并未显现, 这明显与实际情况相悖。为了更细致地表示波浪细节, 使用细分法来进行插值。菱形-方形细分法和三角细分法是常用的模拟海浪的分形方法^[49]。它们都是利用周围点的均值来寻找新的插值点, 这可能会使得仿真的海浪谱形十分生硬, 海平面波形存在着褶皱与尖峰等缺陷。

4.1.1 JONSWAP 谱模型

JONSWAP 谱^[50,51,52,53]表达式为:

$$E_{JONSWAP}(f) = \frac{ag^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{f_p}{f}\right)\right]^{-4} \gamma^e^{-\frac{f/f_p-1}{2\sigma^2}} \quad (4.1)$$

$$f_p = 3.5\left(\frac{g^2 F}{U_{10}^2}\right)^{-0.33} \quad (4.2)$$

其中, $a = 0.0081$, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$; γ 的原观测值介于 1~7, 称为谱峰升高因子, 本文取值为 3.3; 当风区长度 f 小于等于峰值频率 f_p 时, 风行参数 $\sigma = 0.07$, 当风区长度 f 大于峰值频率 f_p 时, 风行参数 $\sigma = 0.09$ 。

波浪传播方向的角度分布 $D(f, \delta)$:

$$D(f, \delta) = N_p^{-1} \cos^{2p}(\frac{\delta}{2}), \quad (4.3)$$

$$N_p = \frac{2^{1-2p} \pi \Gamma(2p+1)}{\Gamma^2(p+1)} \quad (4.4)$$

$$\mu = \begin{cases} 4.06, f < f_p \\ -2.34, f \geq f_p \end{cases} \quad (4.5)$$

波幅的计算公式为:

$$A(f) = \sqrt{\frac{E_{JONSON}(f) \times D(f, \delta) \times g}{kf}} \times \frac{\pi^2}{\Omega} \quad (4.6)$$

通过分析 JONSWAP 模型下生成的频谱, 其波峰和波谷过渡不平滑, 能量大多集中在某一特定区域内, 形成一个极其尖锐的谱峰。因此需要针对 JONSWAP 的模型进行改进, 使得能够模拟次峰较多的谱形。

根据文献^[22]的参考方法进行改进, 将上式中的 k 进行修正, 修正后的 $k = k / \tanh(kh)$, 故:

$$A(f) = \sqrt{\frac{E_{JONSON}(f) \times D(f, \delta) \times g}{f \times k / \tanh(kh)}} \times \frac{\pi^2}{\Omega} \quad (4.7)$$

波数 k 与频率的关系为:

$$k = 4\pi^2 f^2 / g \quad (4.8)$$

将 (4.8) 代入 (4.7) 可得:

$$A(f) = \sqrt{\frac{E_{JONSON}(f) \times D(f, \delta) \times g^2 \times \tanh\left(\frac{4\pi^2 f^2 h}{g}\right)}{4kf^3 \Omega}} \quad (4.9)$$

改进后, 当频率 f 、水深 h 、方向角的大小改变时, 波幅 A 的大小也随之改变, 因此可用在浅水波谱中。

4.1.2 方形--对角线细分算法模拟海浪模型

海浪波形产生折痕、尖峰等现象是由于相邻插值点间信息的传递跨度过大。本文基于传统分形算法给出一种方形--对角线细分算法模拟近海海浪。根据周围点距离远近按不同权值叠加来确定方形对角线的值, 然后根据对角线相邻对角线的点来确定周围区域的点,

从而保证周围点对插值点的贡献大小不相等。具体步骤为：

步骤 1:

在 O-XYZ 的 OXY 上方选取一个正方形 ABCD 为基平面, 设空间内的任意一点 $S(x,y,z)$ 都能投影到 ABCD 平面内, 投影点 S 关于基平面的高度 Z_s 可求。如下图 (4.1) 所示设平面 ABCD 的对角点高度已知, 高度分别为: Z_a 、 Z_b 、 Z_c 、 Z_d 。则关于投影点 S 的高度 Z_s 是关于 ABCD 四点成一定的关系, ABCD 按照 $k_a:k_b:k_c:k_d$ 的权值计算再加上一个随机的扰动变量, 即可求出 Z_s 。其关系式如下:

$$Z_s = k_a Z_a + k_b Z_b + k_c Z_c + k_d Z_d + D_0 \quad (4.10)$$

上式中 D_0 为高斯随机变量, $k_a:k_b:k_c:k_d = 6:4:4:1$ 。

如图 4.1 所示, 首先求出对角线 AD、BC 上的任意插值点 E, 其值可以按照不同比例来求取。A 到 E 点距离最短, 即权值最大为 k_a , D 到 E 点距离最远, 其权值最小为 k_d , 其它两个点的权值相等 $k_b = k_c$ 。经过不断的迭代, 可求出两条对角线上所有的点。

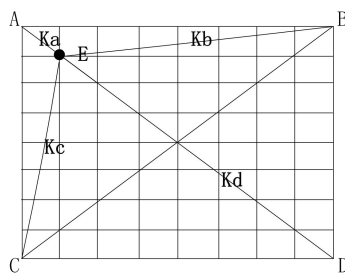


图 4.1 方形—对角线细分算法

步骤 2:

如图 4.2 的 8 个局域, 是通过对角线划分成为 8 个区域, 针对每个区域进行网格细分。例如区域 1 中除了对角线上的点, 其它额外的点是通过对角线上相邻的两个点来取不同的权值来计算, 四个角点分别为 $A(u1,v1)$ 、 $B(u2,v1)$ 、 $C(u1,v2)$ 、 $D(u2,v2)$, 区域 1 中的任意一点高度为:

$$W(u1 + i, v1 + i - j) = W(u1 + i + 1, v1 + i - j) * k1 + W(u1 + i, v1 + i - j - 1) * k2 + D0 \quad (4.11)$$

式 (4.11) 中 $k1$ 、 $k2$ 为平缓系数, 且 $0.5 < k1 + k2 < 1$, $D0$ 为高斯变量。

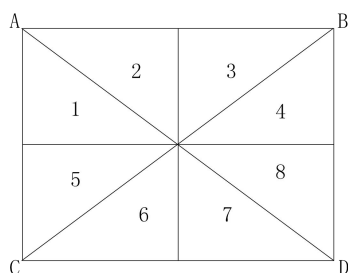


图 4.2 方形—对角线细分区域

步骤 3:

根据曲面上尖峰周围点的大小, 来确定滤波窗口阈值的大小, 通过间隔点的高度函数来判断, 每个间隔点都进行平滑处理, 相邻点之间的高度差值确定在一定的范围之内。

4.2 基于提取海浪信息的海浪分布模型研究

根据第三章中的 Barrick 法和 Howell 基于二阶谱频谱分布方法分别来提取海洋雷达遥感数据的海浪信息, 然后根据提取海浪的高度、浪高的距离元、浪高的方位角来构建三维海浪模型, 由于构建的海浪模型比较粗糙, 设备在读取相邻的海浪时间间隔为 4 分钟, 故需要对其进行数据插值与拟合处理。插值与拟合就是要通过已知的浪高数据去寻求某个近似函数使之与已知数据有较高的拟合精度。本文采用的是三次样条插值函数的处理方法。

4.2.1 三次样条插值原理

设 $x_1 < x_2 < x_3 < \dots < x_n$ 共 n 个插值节点, 则经过数据点 $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$ 的三次样条^[54,55] $S(x)$ 是一组三次多项式:

$$\begin{cases} S_1(x) = a_1 + b_1(x - x_1) + c_1(x - x_1)^2 + d_1(x - x_1)^3, & x \in [x_1, x_2], \\ S_2(x) = a_2 + b_2(x - x_2) + c_2(x - x_2)^2 + d_2(x - x_2)^3, & x \in [x_2, x_3], \\ \vdots \\ S_{n-1}(x) = a_{n-1} + b_{n-1}(x - x_{n-1}) + c_{n-1}(x - x_{n-1})^2 + d_{n-1}(x - x_{n-1})^3, & x \in [x_{n-1}, x_n] \end{cases} \quad (4.12)$$

由节点处的连续性可知:

$$S_i(x_i) = y_i, \quad S_i(x_{i+1}) = y_{i+1}, \quad i = 1, 2, \dots, n-1. \quad (4.13)$$

$$\begin{cases} a_i = y_i, i = 1, 2, \dots, n-1. \\ y_2 = y_1 + b_1(x_2 - x_1) + c_1(x_2 - x_1)^2 + d_1(x_2 - x_1)^3, \\ \vdots \\ y_n = y_{n-1} + b_{n-1}(x_n - x_{n-1}) + c_{n-1}(x_n - x_{n-1})^2 + d_{n-1}(x_n - x_{n-1})^3 \end{cases} \quad (4.14)$$

由节点处的一阶与二阶光滑性可知:

$$S'_{i-1}(x_i) = S'_i(x_i), \quad S''_{i-1}(x_i) = S''_i(x_i), \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (4.15)$$

$$\begin{cases} 0 = S'_1(x_2) - S'_2(x_2) = b_1 + 2c_1(x_2 - x_1) + 3d_1(x_2 - x_1)^2 - b_2 \\ \vdots \\ 0 = S'_{n-2}(x_{n-1}) - S'_{n-1}(x_{n-1}) = b_{n-2} + 2c_{n-2}(x_{n-1} - x_{n-2}) + 3d_1(x_{n-1} - x_{n-2})^2 - b_{n-1} \\ 0 = S''_1(x_2) - S''_2(x_2) = 2c_1 + 6d_1(x_2 - x_1) - 2c_2 \\ \vdots \\ 0 = S''_{n-2}(x_{n-1}) - S''_{n-1}(x_{n-1}) = 2c_{n-2} + 6d_{n-2}(x_{n-1} - x_{n-2}) - 2c_{n-1} \end{cases} \quad (4.16)$$

又设 $c_n = S''_{n-1}(x_n)/2$, 记 $\delta_i = x_{i+1} - x_i$, $\Delta_i = y_{i+1} - y_i$, $i = 1, 2, \dots, n-1$, 则式 (4.16) 可得:

$$d_i = \frac{c_{i+1} - c_i}{3\delta_i}, \quad i = 1, 2, \dots, n-1. \quad (4.17)$$

从式 (4.14) 解得:

$$b_i = \frac{\Delta_i}{\delta_i} - c_i \delta_i - d_i \delta_i^2 = \frac{\Delta_i}{\delta_i} - \frac{\delta_i}{3} (2c_i - c_{i+1}), \quad i = 1, 2, \dots, n-1. \quad (4.18)$$

将 (4.17) 与 (4.18) 代入 (4.16) 得:

$$\begin{cases} \delta_1 c_1 + 2(\delta_1 + \delta_2)c_2 + \delta_2 c_3 = 3 \left(\frac{\Delta_2}{\delta_2} - \frac{\Delta_1}{\delta_1} \right) \\ \vdots \\ \delta_{n-2} c_{n-2} + 2(\delta_{n-2} + \delta_{n-1})c_{n-1} + \delta_{n-1} c_n = 3 \left(\frac{\Delta_{n-1}}{\delta_{n-1}} - \frac{\Delta_{n-2}}{\delta_{n-2}} \right) \end{cases} \quad (4.19)$$

增加两个端点边界条件, 因为 $2c_1 = S''_1(x_1)$, $2c_n = S''_{n-1}(x_n)$, 故有:

第零类边界条件: 自然样条, $c_1 = 0$, $c_n = 0$ 。

第一类边界条件: 给定端点一阶导数, 设 $S'_1(x_1) = v_1, S'_{n-1}(x_n) = v_n$, 则有:

$$\begin{cases} 2\delta_1 c_1 + \delta_1 c_2 = 3 \left(\frac{\Delta_1}{\delta_1} - v_1 \right) \\ \delta_{n-1} c_{n-1} + 2\delta_{n-1} c_n = 3 \left(v_n - \frac{\Delta_{n-1}}{\delta_{n-1}} \right) \end{cases} \quad (4.20)$$

第二类边界条件: 给定端点二阶导数, 设 $S''_1(x_1) = v_1, S''_{n-1}(x_n) = v_n$, 则有:

$$\begin{cases} 2c_1 = v_1 \\ 2c_n = v_n \end{cases} \quad (4.21)$$

结合 (4.19) 及所给的边界条件即可解出 $\{c_i\}$, 而 $d_i = \frac{c_{i+1} - c_i}{3\delta_i}$, $b_i = \frac{\Delta_i}{\delta_i} - \frac{\delta_i}{3}(2c_i + c_{i+1})$, 故此在各个子区间上, 可以得出最终的三次样条函数。

4.2.2 海浪高度数据插值处理

根据上述的三次样条插值方法, 选取提取后的一段海浪高度数据, 由于每段海浪高度数据的采集相距 4min, 所以针对这段时间损失的海浪高度进行数学插值, 使其平滑处理。如表 4.1 所示, 选取一段高频地波雷达回波数据进行处理。

表 4.1 海浪高度数据 (单位: km)

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
h_i	2.6365	2.6098	2.5137	2.5436	2.5692	2.4399	2.5478	2.5980	2.4339	2.7821

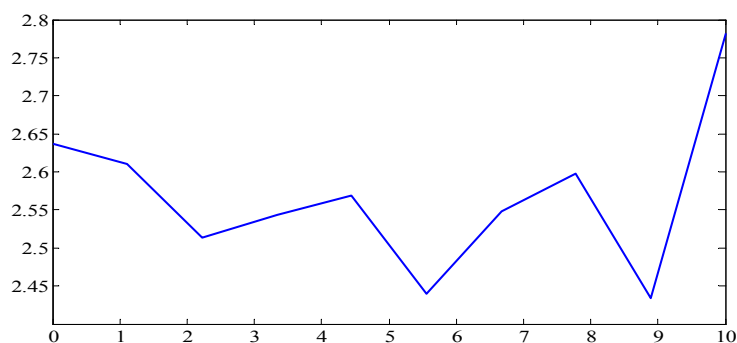


图 4.3 插值前的海浪高度

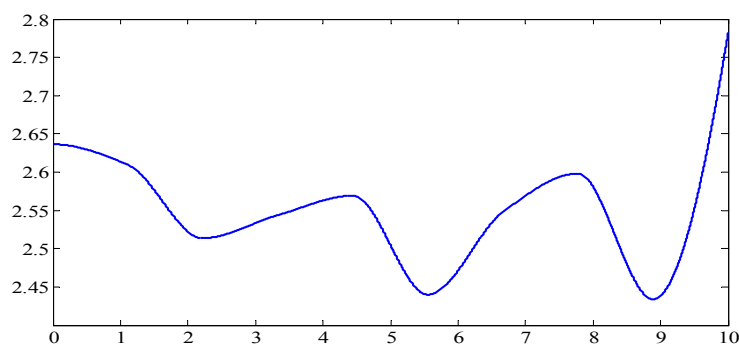


图 4.4 三次样条插值后的海浪高度

如图 4.3 插值前的海浪高度的折线图，相邻的海浪高度通过两点连线来表示，呈现出来是一个折线图，尖峰较多，且坡度较陡，不能很直观地描述出海浪形态。进行三次样条插值后的海浪数据如图 4.4 所示，海浪尖峰变得平缓，且不同海浪之间的衔接变得更加自然，符合实际的海浪情况。

4.3 模拟仿真海浪模型与实测海浪分布模型的对比

上述的 JONSWAP 模型方法、改进的 JONSWAP 模型方法与方形--对角线细分算法所仿真出的三维海浪效果图分别如图 4.5、图 4.6、图 4.7 所示。基于 Barrick 法与 Howell 法提取的实测海浪浪高值所构造出的三维海浪分布模型效果图分别如图 4.8 和图 4.9 所示。

4.3.1 基于模拟仿真海浪模型

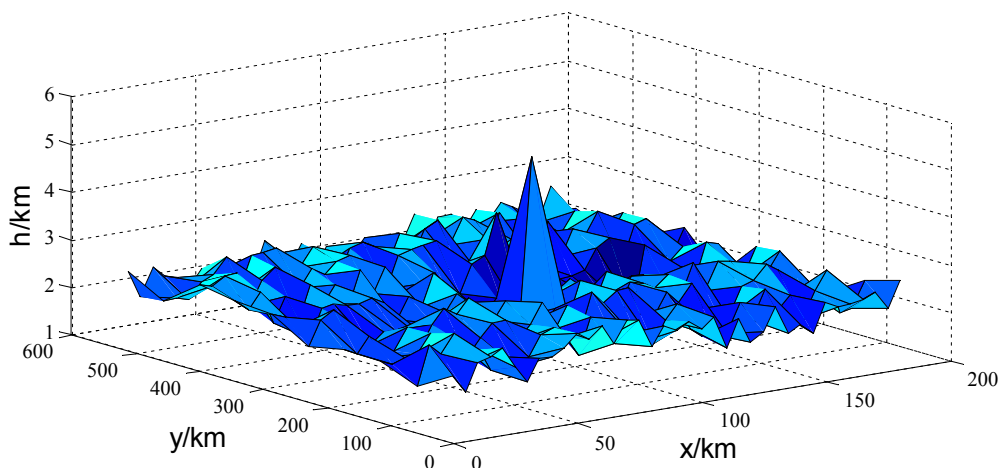


图 4.5 JONSWAP 模型下的海浪图

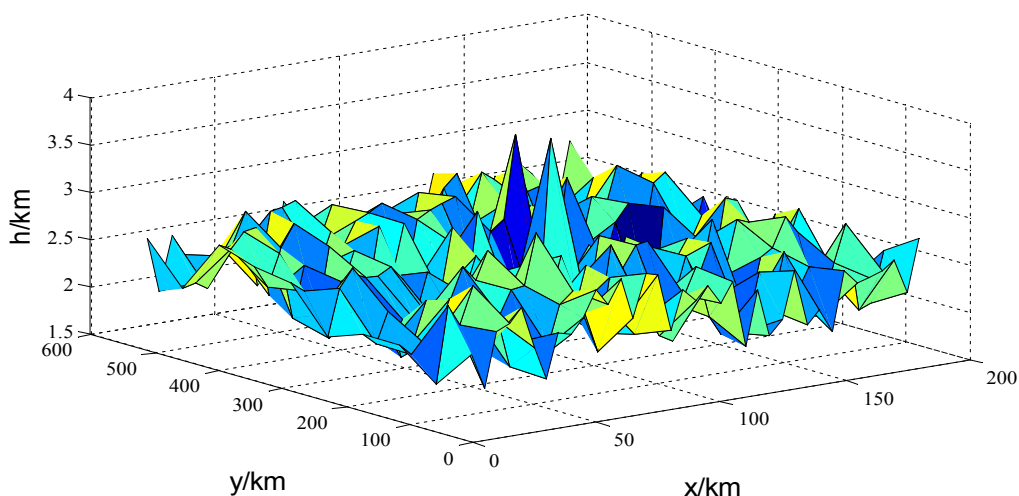


图 4.6 改进的 JONSWAP 模型下的海浪图

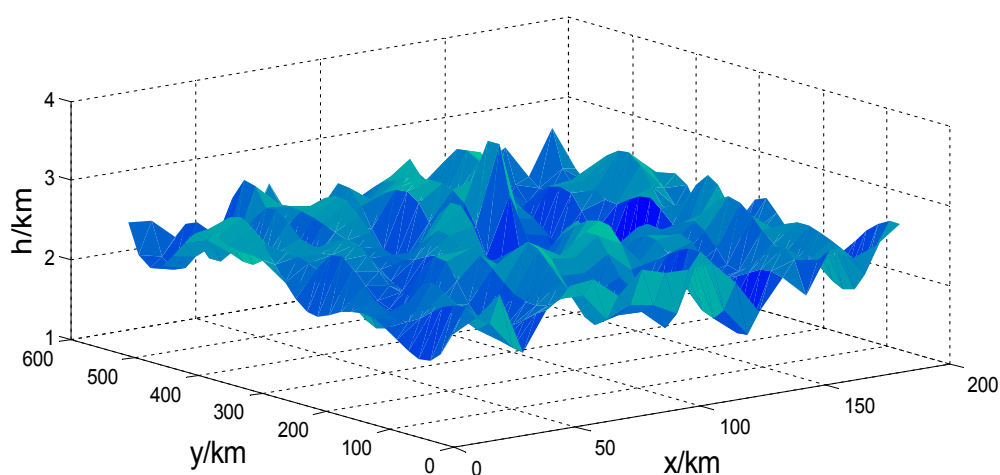


图 4.7 方形--对角线细分算法

从图 4.5 和图 4.6 得到, 传统的 JONSWAP 模型模拟的海浪波形失真率较大, 尖峰的存在使得海浪显得突兀, 海浪平面不平滑且折痕过多; 改进后的 JONSWAP 模型模拟海浪消除了较大的尖峰现象, 使得海浪波形整体上呈现出较为平缓的趋势, 相对于改进前的波形更加符合实际的海浪波形。

从图 4.7 可以看出, 由于方形-对角线细分算法根据周围点距离的远近按照不同权值叠加来确定插值点, 再经过滤波处理, 使得仿真出的谱形尖峰和折叠现象大大减轻了, 其平缓度也相对提升了不少, 模拟海浪波形能够更加接近实际海浪波形, 但与实际的海浪形态仍有一定差距, 后期仍需要对其进行优化改进。

4.3.2 基于提取海浪信息的海浪分布模型

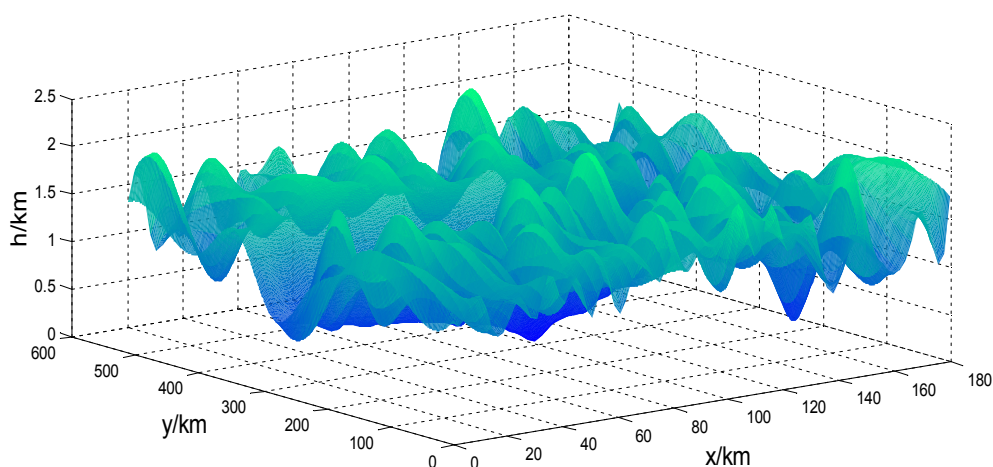


图 4.8 Barrick 提取浪高方法构建的三维海浪

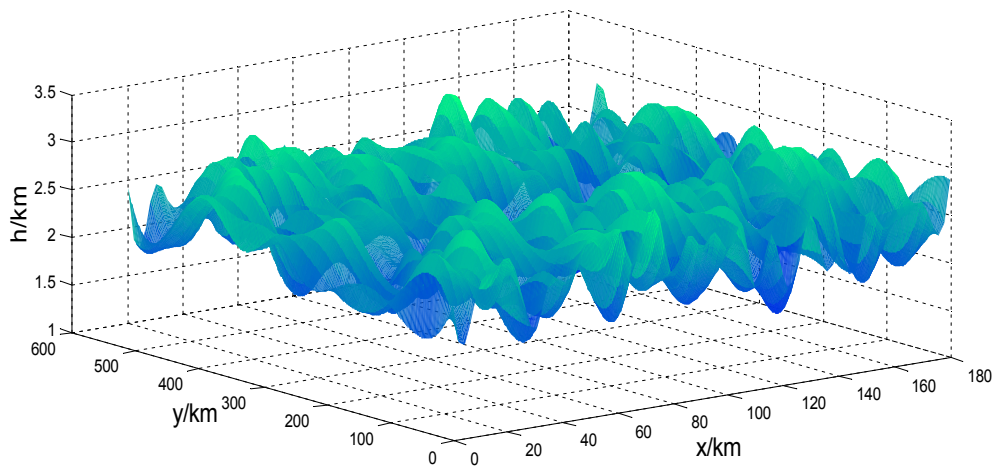


图 4.9 Howell 基于二阶谱频谱分布提取浪高构建的三维海浪

从图 4.8 和图 4.9 可以看出,通过 Barrick 法和 Howell 法反演出实测海浪的浪高值来构造三维海浪分布模型其波峰和波谷过渡柔和平缓,均可以较为真实的体现出实际海浪的形态。

4.3.3 模型数值对比分析

表 4.2 模拟海浪数据的对比分析

	方差	陡度	平均海浪高度
JONSWAP	0.4253	1.1254	2.4611
改进的 JONSWAP	0.3192	0.7632	2.1365
改进方形--对角线细分	0.1567	0.6171	1.9462

基于模拟仿真海浪模型数值的对比分析如表 4.2 所示:较传统模型来看,改进的 JONSWAP 模型模拟的海浪,在一定程度上降低了其方差、陡度以及平均海浪高度。陡度降低体现在海浪尖峰削弱以及海浪平滑度提高上,虽然有一定改善效果,但还是存在着诸多的小尖峰,波浪效果仍然十分生硬。对比图 4.5、图 4.6、图 4.7 以及表 4.2 可知,改进的方形--对角线细分方法模拟的海浪效果无论从方差、陡度,还是从平均海浪高度的角度分析,其改善效果最为明显。

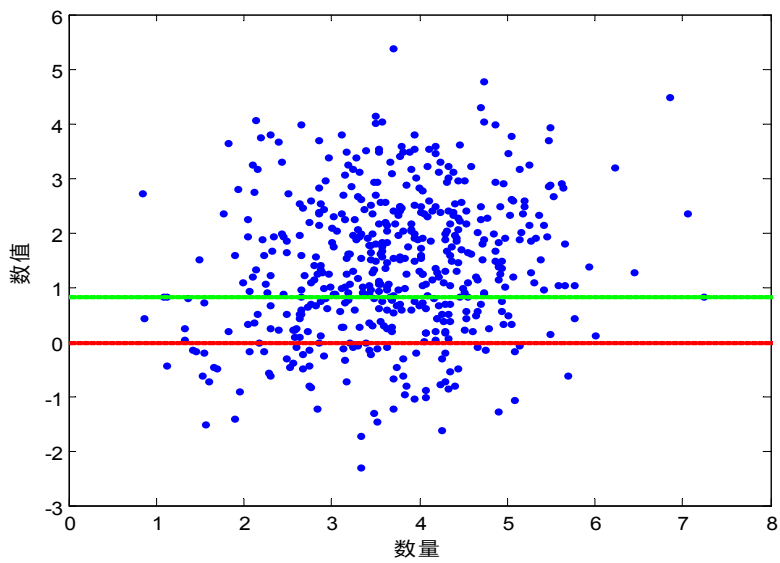


图 4.10 Barrick 法差值离散点分布图

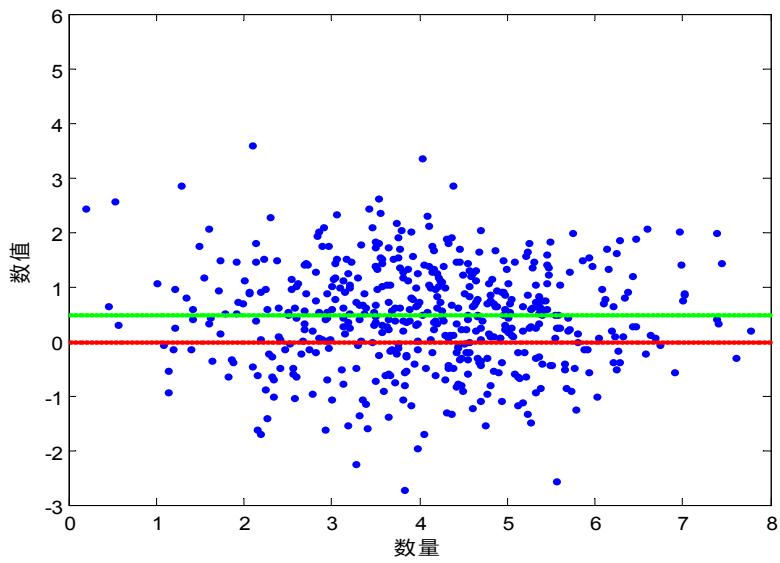


图 4.11 Howell 法差值离散点分布图

表 4.3 十场数据偏移量

场次	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Barrick 法偏移 量	0.7743	0.9125	0.8769	0.7675	0.8869	0.8267	0.8691	0.7956	0.8356	0.8910
Howell 法偏移 量	0.5579	0.4892	0.4102	0.5132	0.5213	0.5148	0.4769	0.5323	0.4382	0.5298

当反演出的海浪浪高值与海洋中心预报的海浪高度数据差值为 0 时，即表明反演出的海浪浪高与预报数值一致，因此可以认为此时反演的浪高是贴合实际的。图 4.10 和图 4.11 分别表示为 Barrick 法与 Howell 法提取的浪高值与预报值的差值离散点分布图：红色标线代表预报无偏移量，绿色标线代表实测浪高均值。Barrick 法的差值离散点浮动范围在 $[-2.6, 5.8]$ ，偏离预报无偏移线的离散点较多。实测浪高均值与预报无偏移值之间的区域即为偏移量，Barrick 法获取浪高的偏移量值为 0.8436；而 Howell 法的差值离散点浮动范围在 $[-2.5, 3.1]$ ，离散点分布集中于预报无偏移线上下，多数差值点贴近 0 值，Howell 法获取浪高的偏移量值为 0.4984。从谱形上分析，两种方法均可较为真实地构造出三维海浪模型；从偏移量的角度分析，Howell 法较 Barrick 法偏移量更小。实际应用中，可根据不同海况条件选择相对更适合的海浪模型。

表 4.3 给出了十场数据的偏移量。将表中两种方法的偏移量数据分别均值化或中值化，得到的一个加权值。由此，对于任何一场数据，可根据预报无偏移量与加权值推算出实测海浪浪高值。

海浪谱及分形算法等传统模拟方法孤立地将海浪看成是平稳随机过程，并未考虑到两个相邻状态间的相互作用也会影响瞬时海浪的产生，并且随机浪高值体现不出时间和空间的变化，由此模拟出的海浪波峰波谷过渡突兀，与实际海浪不符，失真严重。本文中对传统海浪模拟算法的改进仍是基于理论分析研究，对于不规则波浪则局限性较大。高频地波雷达以其优越的非接触式测量技术，对海洋进行了大范围、全天候的海洋实时监测，通过数据分析与特征提取后得到海洋表面状态信息，因此构造的海浪分布模型优于传统仿真模型。

4.4 本章小结

本章首先对传统的海浪反演方法进行优化，对比分析出改进后的效果明显更优。然后重点研究了基于提取海浪信息的海浪分布模型。基于海洋遥感获取的大范围海洋实时监测数据，通过数据分析与特征提取后得到海洋表面状态信息，利用得到的表面信息，基于一定的算法反演海洋整体的运动状态。最后将模拟仿真海浪效果与实测海浪分布效果进行对比分析，验证得出实测海浪分布模型真实度更高。

5.总结与展望

5.1 本文总结

相对于传统的监测手段,高频地波雷达在海洋环境探测上有其独特的优势。本文结合国家自然科学基金项目“基于雷达遥感的北部湾海洋特征参数提取和海洋三维水体建模研究”,致力于研究高频雷达探测海面浪场有关的信号处理技术、算法和实验验证问题。本文主要在以下几个方面作了较为系统深入的研究。

1) 阐述了海洋环境监测技术的背景,介绍了三种常用的海浪数值研究模型以及几种成熟的海洋环境监测技术。基于雷达遥感技术的海浪研究的目的是期望能利用高频地波雷达采集有效数据,经过信号处理和数据分析,直观有效同时又简单易懂地实现复杂海洋数据的显示。

2) 介绍了海浪谱和海洋回波频谱模型的相关原理,利用相关的频谱分析方法对海洋回波频谱进行分析,并运用现有的二阶谱分离方法对回波频谱进行处理;

同时,尝试在受到电离层杂波干扰的频谱中进行二阶谱的分析,探讨其分离的可行性方法,并进行实际的数据处理验证。

3) 详细分析了反演浪高的常用算法:Barrick 1977 年和 Howell 1993 年提出的两种方法。基于现有的理论方法,从海洋回波频谱的二阶谱中提取海浪的浪高参数信息,并对提取的结果进行分析和论证。

4) 利用提取的浪高信息进行海浪状态还原,构建海浪实时分布模型,并与计算机模拟海浪模型进行对比分析,进一步研究既能体现海浪运动的一般特征,又能满足实际测量需要的海浪实时分布模型构建方法。

5.2 研究展望

基于海洋遥感获取的大范围海洋实时监测数据,通过数据分析与特征提取后得到海洋表面状态信息,利用得到的表面信息,基于一定的算法反演海洋整体的运动状态,把最后得到的海洋三维立体运动信息进行综合分析和合成以后,在三维坐标下以海洋立体动态模型的形式显示出来,达到简单明了和通俗易懂的数据信息可视化目的。在下一步的工作中,拟对以下几个方面的问题开展更深入的研究。

首先,我们需要对已经获取的海洋表面状态参数数据进行分析 and 综合,在研究方式上进行逆向操作。我们已有的数据是用数学数字来描述海洋的状态,本文的研究就是把这些描述海洋的数字数据还原为一个可以进行可视化处理的海洋三维模型,因此这是数据处理的一个逆向操作,需要进行相关的理论和方法研究来达到研究的目的。

接着,在对海洋表面状态进行反演显示后,还需要进一步研究和显示包括表面流在内

的，整个三维海洋的运动状态模型。因此，需要根据已有的海洋表面状态信息，运用一定的理论和算法获取整个三维海洋的运动状态，并反演成能进行可视化编程的三维立体海洋模型。

在进行数据处理，为显示三维海洋提供数据支持的同时，需要同步开展显示系统软件的编辑与制作。在软件制作上需要处理的问题，包括以下几个方面。

首先，软件的整体框架和设计风格需要合理的设计和安排，需要符合项目设计的要求，需要把新颖和简洁的风格结合起来。接着，要重点的研究解决海洋三维模型的可视化编程问题，如何用现有的编程平台和技术软件实现，这是接下来的核心工作之一。以往使用的显示软件，都是在二维平面上用图形符号或者直接用数字，颜色等方式来显示海洋相关信息。下一步的研究将致力于运用三维可视化技术来实现海洋三维模型的显示，相比二维显示系统，能更加直观的了解海洋状态信息。同时，在编辑软件的技术要求上，要考虑软件的显示与数据处理部分的相互独立性，以及各个模块之间的数据格式匹配与传输同步性。最后，还要考虑软件的运行稳定性，使用便利性以及封装等技术问题。

参考文献

- [1] 徐鸿儒. 中国海洋学史[M]. 山东教育出版社, 2005.
- [2] 车京航. 我国海洋生态环境管理研究[D]. 大连海事大学, 2016.
- [3] 赵聪蛟, 赵斌, 周燕. 基于海洋生态文明及绿色发展的海洋环境实时监测[J]. 海洋开发与管理, 2017, 34(5):91-97.
- [4] 陈钜龙. 地波雷达海洋环境监测中的技术及应用[J]. 中国新通信, 2014(19):121-122.
- [5] 蔡旺. 高频地波雷达技术的应用[J]. 科技风, 2016(24):3-3.
- [6] 李潇, 许艳, 杨璐,等. 世界主要国家海洋环境监测情况及对我国的启示[J]. 海洋环境科学, 2017, 36(3):474-480.
- [7] 许妍, 梁斌, 于春艳,等. 我国海洋生态环境监测与风险管控能力研究[J]. 海洋开发与管理, 2015, 32(5):87-90.
- [8] 李潇, 杨翼, 杨璐,等. 海洋生态环境监测体系与管理对策研究[J]. 环境科学与管理, 2017, 42(8):131-138.
- [9] 闻斌, 刘俊. 海浪数值模式研究回顾与进展[J]. 海洋预报, 2006, 23(4):76-81.
- [10] 冯士筌, 孙文心. 物理海洋数值计算[M]. 河南科学技术出版社, 1992.
- [11] 李忠强, 王传旭, 卜志国,等. 海洋环境监测技术集成研究[J]. 科技信息, 2011(7):39-40.
- [12] Gille S T. An Introduction to Ocean Remote Sensing[J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 2013, 86(12):125-125.
- [13] Zhang B, Yi-Jun H E. Research Progress of the Ocean Remote Sensing Information Extraction Technology under High Sea States[J]. Journal of Ocean Technology, 2015.
- [14] 孙家柄. 遥感原理与应用[M]. 武汉大学出版社, 2013.
- [15] 李黄, 夏青, 尹聪,等. 我国 GNSS-R 遥感技术的研究现状与未来发展趋势[J]. 雷达学报, 2013, 2(4):389-399.
- [16] 八六三计划海洋领域海洋监测技术主题办公室. 海洋监测化学、生物传感器及集成技术探讨[M]. 厦门大学出版社, 2000.
- [17] Mitsuyasu H, Tasai F, Suhara T, et al. Observations of the Directional Spectrum of Ocean Waves Using a Cloverleaf Buoy[J]. J.phys.oceanogr.soc.japan, 2010, 30(2):286-296.
- [18] 时玉彬, 杨子杰, 陈泽宗,等. 海洋环境监测高频地波雷达的研究现状与发展趋势[J]. 电讯技术, 2002, 42(3):128-133.
- [19] 赵晨. 变频高频地波雷达海态反演技术的研究与应用[D]. 武汉大学, 2012.
- [20] 吴雄斌, 李伦, 杨子杰,等. 高频地波雷达现状与发展趋势[C]// 全国电波传播学术讨论年会. 2009.
- [21] 郭佩芳. 地波雷达遥感资料的反演及应用研究[D]. 中国科学院海洋研究所, 2006.
- [22] 周蕊, 黎英, 朱龙. 近海海浪的建模与仿真研究[J]. 计算机工程与应用, 2016, 52(13):243-247.

- [23] 姚敏, 文必洋, 黄亮, 等. 高频地波雷达浪高参数提取的一种新算法[J]. 电子学报, 2006, 34(9):1729-1733.
- [24] 俞聿修. 随机波浪及其工程应用[M]. 大连理工大学出版社, 1999.
- [25] Longuet-Higgins M, Sajiadi S G. Dynamics of water waves : selected papers of Michael Longuet-Higgins[M]. World Scientific, 2013.
- [26] Shen W, Gurgel K W, Voulgaris G, et al. Wind-speed inversion from HF radar first-order backscatter signal[J]. Ocean Dynamics, 2012, 62(1):105-121.
- [27] 徐德伦, 于定勇. 随机海浪理论[M]. 高等教育出版社, 2001.
- [28] Kleefsman K M T, Fekken G, Veldman A E P, et al. A Volume-of-Fluid based simulation method for wave impact problems[J]. Journal of Computational Physics, 2005, 206(1):363-393.
- [29] Lipa B, Barrick D. Methods for the extraction of long - period ocean wave parameters from narrow beam HF radar sea echo[J]. Radio Science, 2016, 15(4):843-853.
- [30] Wu X B, Wen B Y, Wu S C, et al. A numerical wide-beam sea echo model for HF ground wave radar ocean surface state detection[J]. Wuhan University Journal, 2001.
- [31] 李自立. 地波雷达表面流探测与深层流反演算法研究[D]. 武汉大学, 2010.
- 蒋德才. 海洋波动动力学[M]. 青岛海洋大学出版社, 1992.
- [32] 楚晓亮, 张杰, 纪永刚, 等. 基于 RD 谱轮廓线的高频地波雷达二阶谱提取[J]. 海洋科学进展, 2016, 34(1):114-120.
- [33] Wen-Long T, Gao-Peng L, Rong-Qing X. Ionospheric clutter mitigation for high-frequency surface-wave radar using two-dimensional array and beam space processing[J]. Iet Radar Sonar & Navigation, 2012, 6(3):202-211.
- [34] Wang B, Zhang G, Zhi L I, et al. Wavelet threshold denoising algorithm based on new threshold function[J]. Journal of Computer Applications, 2014, 34(5):1499-1502.
- [35] Lipa B J, Barrick D E. Extraction of sea state from HF radar sea echo: Mathematical theory and modeling[J]. Radio Science, 2016, 21(1):81-100.
- [36] 李伦. 高频地波雷达海洋动力学参数反演与应用方法研究[D]. 武汉大学, 2013.
- [37] 许小剑. 时变海面雷达目标散射现象学模型[M]. 国防工业出版社, 2013.
- [38] 何缓, 柯亨玉, 龚子平. 海面对高频电波的非后向散射及双基地雷达海洋探测机理分析[C]// 全国电波传播学术讨论年会. 2009.
- [39] Krogstad H E, Schyberg H. On Hasselmann's Nonlinear Ocean-SAR Transformation[C]// Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1991. IGARSS '91. Remote Sensing: Global Monitoring for Earth Management. International. IEEE, 2002:841-846.
- [40] Yueh S H, Wilson W J, Dinardo S. Polarimetric radar remote sensing of ocean surface wind[J]. IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing, 2002, 40(4):793-800.

- [41] 徐青. 地形三维可视化技术[M]. 测绘出版社, 2000.
- [42] 王辉. 海底地形三维可视化技术研究[D]. 哈尔滨工程大学, 2013.
- [43] 李婷, 季民, 靳奉祥,等. 基于光滑粒子流体动力学算法的海浪建模仿真研究[J]. 地球信息科学学报, 2017, 19(2):161-166.
- [44] 李启华, 张新雄. 基于粒子系统的模拟雷达海浪回波仿真[J]. 广州航海学院学报, 2014(2):11-14.
- [45] 曹丹丹, 徐青, 朱彩英,等. 基于几何模型和粒子系统的近海海浪动态仿真[J]. 地理空间信息, 2014, 12(2):116-118.
- [46] 谢攀, 康凤举, 苏曼. 基于 Perlin 噪声的海面仿真在 Vega Prime 中的应用[J]. 计算机应用研究, 2009, 26(11):4386-4389.
- [47] 姚远, 邵振峰. 在波浪影响下的海岛动态三维建模[J]. 测绘通报, 2014(1):41-45.
- [48] 陈晓露, 陈标, 张本涛,等. 基于文氏方向谱的海浪仿真技术研究[J]. 计算机仿真, 2012, 29(10):409-413.
- [49] 朱缓. 基于分形算法的海面动态仿真[D]. 哈尔滨理工大学, 2010.
- [50] 郑茂琦, 马春翔, 王志波,等. 基于海浪谱的海浪模拟的改进[J]. 系统仿真学报, 2014, 26(2):369-375.
- [51] 王虹旋, 刘鹏. 基于谱的海浪模拟与谱估计[J]. 舰船电子工程, 2012, 32(5):91-92.
- [52] 刘鹏, 吴训涛. 基于谱的三维随机海浪数值模拟研究[J]. 计算机与数字工程, 2012, 40(3):11-13.
- [53] 张思将, 杨洁, 欧阳艺. 基于方向谱的海浪三维数值模拟[J]. 舰船电子对抗, 2013, 36(4):54-57.
- [54] 李庆扬. 数值计算原理[M]. 清华大学出版社, 2000.
- [55] 冯杰. 数学建模原理与案例[M]. 科学出版社, 2007.

攻读硕士学位期间参与项目和科研成果

参与的科研项目：

- 1、 参与国家自然科学基金项目“基于雷达遥感的北部湾海洋特征参数提取和海洋三维水体建模研究”（61661009）
- 2、 主持并参与广西厅级研究生创新项目“基于海洋遥感数据的三维状态研究”（YCSW2017056），已结题。

发表的科研成果：

- 1、 Anyun Yin, Zili Li, second-order spectral extraction based on ionospheric clutter[J], IEICE Communication Express, 2018, 7(5):167-173.
- 2、 Zili Li, Anyun Yin, Hybrid inhibition algorithm for ionospheric clutter mitigation in high frequency surface wave radar[C], The 5th Asia Pacific International Conference on Computer Assisted and System Engineering (APCASE 2017) (EI Indexed , Top student paper).
- 3、 殷安云、李自立、马骏，一种河流断面二维显示系统[P]，中国专利：ZL2016 2 1370655.9，2016-12-14.
- 4、 李自立、殷安云、唐璐，一种电离层三维运动状态重构方法[P]，中国专利：201611236284.X（已公开）
- 5、 李自立、唐璐、殷安云，一种非接触式探测河流断面流量的计算方法[P]，中国专利 201611090538.1（已公开）

致谢

伴随着这篇论文的完稿，即将结束我在广西师范大学三年的求学生活。回首过去，点点滴滴，铭记于心。

衷心感谢我的导师李自立副教授。在我读研时，李老师一直孜孜不倦地指导我，并默默关注着我们的成长与进步。尤其是在我迷茫和困惑的时候，是李老师为我指明方向并不断鼓励我，才使我获得继续攀登科学高峰的勇气和力量。李老师学识渊博、开明风趣、平易近人，他教导我们好的教育和好的老师是要不断传承的。在三年的学习中，我深切的感受到一位学者对科学的严谨与激情，一位老师对学生的鼓励与爱护。师恩永记，不敢或忘。这篇论文的顺利完成与李老师的悉心指导密不可分，谨以此文对李老师致以最诚挚的谢意！

在实验室度过的这三年，和已经毕业的师兄黄达、师姐贾春洋，同门唐璐，师妹刘奥琦、张萝献，师弟马骏、张伟、莫旭涛在李老师的指导下共同学习、共同进步，结下了深厚的友谊，和大家一起相处的日子温暖而开心。几位同窗好友袁伟强、张勇敢、程洋、漆广文，他们分享我的喜怒哀乐，担当我的软弱，一直鼓励我开导我，认识他们我深感幸福。在此感谢他们对我的关心与帮助，并预祝他们在今后的学习和工作中一帆风顺，心想事成！也要感谢我的三位舍友许远静、唐璐、何花三年的陪伴和包容，祝福她们以后无论在哪里工作都有喜乐平安的心。

感谢我的父母，他们是我一生的动力和支持，谢谢他们这么多年来培养和教育的。我成长的同时，我的父母也渐渐老去，这么多年在外求学，陪伴父母的时间越来越少，对此我感到十分亏欠。如今，我即将研究生毕业，也是我开始报答他们养育之恩的时候了！

感谢戴明师兄的大力支持与无私付出，他是一个严谨踏实认真有条理的人，这些品行也深深地影响着我，激励我努力成为更好的自己。

衷心感谢在百忙之中能抽空对本文进行评审的专家和教授们，您们辛苦了！祝您们工作顺利，万事如意！

谨以此文献给所有帮助我、关心我、爱护我的人们，愿你们一生平安！

殷安云

2018年4月于广西桂林

