

密级:_____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

GM(1,1)灰色模型改进及在海平面变化预测中应用

作者姓名: _____ 庄智 _____

指导教师: _____ 张霞 _____ 研究员 _____ 博士 _____

_____ 中国科学院遥感与数字地球研究所 _____

学位类别: _____ 理学硕士 _____

学科专业: _____ 地图学与地理信息系统 _____

培养单位: _____ 中国科学院遥感与数字地球研究所 _____

2014 年 5 月

Improved GM (1, 1) model for sea level change prediction

By

Zhuang Zhi

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Master of Science

In

Cartography and Geographical Information System

Institute of Remote Sensing and Digital Earth,

May, 2014

中国科学院遥感与数字地球研究所

学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明： 所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名： 日期： 年 月 日

学位论文使用授权说明

本人在导师指导下完成的论文，知识产权归属中国科学院遥感与数字地球研究所。

本人完全了解中国科学院遥感与数字地球研究所关于收集、保存、使用学位论文的规定，同意研究所保存或向国家有关部门及机构送交论文的印刷版和电子版，允许论文被查阅和借阅；同意授权研究所采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存和汇编本学位论文。

本人保证毕业后，以本论文数据和资料发表论文（著作）或使用论文工作成果时，第一署名单位为中国科学院遥感与数字地球研究所，并征得导师同意。

保密论文在解密后遵守此规定。

论文作者签名： 导师签名：

日期： 年 月 日

课题来源和经费支持

本研究（文）是国土资源部公益性行业科研专项课题“区域相对海平面变化信息提取关键技术”（201011019 - 07）的部分研究内容，并得到该课题的资助。

摘要

近年来,中国沿海海平面的上升速度高于全球平均水平,未来的上升趋势将继续发展。海平面的上升将导致生态环境破坏,而且会对社会 and 经济发展产生不利影响。因此,对海平面变化现有规律的掌握和未来趋势的预测具有重要的意义。

目前研究中,分析海平面变化需要用长达几十甚至上百年的数据资料寻找规律,多数观测序列难以满足要求。 $GM(1,1)$ 灰色预测模型可以克服这一不足,通过挖掘十几年的少量数据内在关系去预测未来可能的趋势。但原始的 $GM(1,1)$ 灰色预测模型核心是指数函数,反映出的海平面加速上升趋势要大于真实的趋势,而且单一的指数函数无法体现出海平面变化中的线性趋势,需要进行改进。

本文以长江口区域为研究区进行海平面变化预测研究。首先,选择了 T/P 及 Jason-1 测高卫星数据探讨了潮汐校正等数据处理过程,并构建了 1993 -2010 年绝对海面高逐年变化序列数据,用于进行海平面变化预测研究。其次,对 $GM(1,1)$ 灰色预测模型进行斜率相等法改进、绝对值法线性改进、二次累加线性改进、新陈代谢改进等研究,并利用全球平均海平面永久服务组织 PSMSL 提供的全球年均海平面数据对改进后模型进行效果评价。最后,利用绝对值法线性改进后的灰色模型进行长江口区域海平面变化预测。得到的主要结论如下:

(1) 利用调和分析方法能将潮汐信息从测高数据中有效地分离。对潮汐校正的海面高进行时空变化分析表明:长江口区域到外围海域海平面变化空间分布表现为同时间的波动变化呈现两种相反的趋势,并且显示出与纬度有关的南北渐变过程;在时间尺度上存在着年周期和 2 个月周期两个稳定的周期振荡信号。

(2) 从对数据的拟合效果和对未来的预测效果比较,绝对值法线性改进后的灰色模型结果都是最好的。改进后的灰色模型综合考虑到了海平面变化中的线性趋势与非线性趋势,比单一的灰色模型和单一的线性模型都更具有合理性。

(3) 2020 年长江口区域的绝对海平面将比 2010 年上升 33.8 毫米,与其他研究学者研究结果相近。分析研究了海平面变化对温度变化的响应,表明海平面的变化与温度的变化趋势是一致的。

关键词: 海平面变化, 卫星测高, 灰色系统理论, $GM(1,1)$ 模型

Abstract

In recent years, China's coastal sea level rise is faster than the global average; the upward rising trend will continue to develop in the future. Sea level rise will destroy the local ecological environment, and also it will adversely affect the social and economic development. Therefore, it is of great significance to master the sea level variation, and to forecast the trend of sea level change.

In present study, the analysis of sea level change often needs dozens or even hundreds of years of data to look for patterns, most of the observation sequence is difficult to meet the requirements. GM(1,1) grey prediction model can overcome the shortage, it can predict possible future trends by digging the intrinsic relation through a small amount of data. However, using the conventional grey GM(1,1) model which is the exponential function for sea level change prediction can reflect the trend of accelerated change, but the exponential change is far bigger than the accelerated trend of real sea level change. And the single exponential function can't reflect the linear trend of sea level change, it needs to be improved.

This thesis took Yangtze river estuary area as the research area to predict sea level change. Firstly, used the long time satellite altimetry data from the T/P and Jason-1 altimetry satellites to discuss tidal correction based on the data itself and reaserch the sea level change. And also the sequence of absolute sea level changes year by year in the study area in 1993-2010 was calculated, which is used for predicting future sea-level change research. Then, in the study of prediction model, the thesis improved the conventional grey GM(1,1) model with the method of slope equal, the absolute linear improvement method, and the twice incremental linear improvement method and metabolism improvement method. Use the global average sea level change data provided by the organization of Permanent Service for Mean Sea Level as the experimental data to evaluate the improved results. Finally, this paper takes the time series of sea level change from 1993 to 2010 in the Yangtze River estuary area which is obtained by satellite altimetry data as basic data, and then uses

the absolute linear improved grey model to predict the change in the future. The main conclusions are as follows:

(1) The harmonic analysis method can effectively separate tidal information from satellite altimeter data. Then The results of analyzing the sea level change of time and space used the sea surface height data, from which tidal information were removed, show that: on the spatial distribution, it has two opposite trends of sea level fluctuations change at the same time from coastal to the depths in Yangtze river Estuary and its adjacent sea, and also the sea level fluctuations have north-south gradient which is related to latitude approximately; on the time scale, there exists two stable periodic oscillation signals consist of years cycle and 2 months cycle.

(2) It is shown from the comparison of the results that the absolute linear improved model is the best one no matter in the data fitting effect or in the prediction of the future effect. The absolute linear improved model takes the actual situation that sea level changes always contain linear trend into consideration, it is more rationality than either the single grey model or the single linear model. The results show that the absolute linear improved grey model can be applied to the predictions of sea level change.

(3) The absolute sea level of the area in 2020 will increase by 33.8 mm, compared with 2010, which is similar to the research results of other researchers. And also the result of analyzing the response of sea level change on temperature show that the trend of sea level change is consistent with the change of temperature.

Key words: sea level change; satellite altimetry; grey system theory; GM (1,1) model

目 录

摘 要	I
Abstract.....	II
目 录	IV
第一章 绪 论	1
1.1 研究意义.....	1
1.2 研究现状.....	2
1.2.1 海平面变化及预测研究现状.....	2
1.2.2 GM(1,1)灰色预测模型研究现状	4
1.3 研究内容.....	6
1.3.1 海平面变化信息提取研究.....	6
1.3.2 GM(1,1)灰色预测模型改进研究	6
1.3.3 海平面变化预测研究.....	7
1.4 论文结构.....	7
1.5 本章小结.....	8
第二章 长江口区域海面高序列构建	9
2.1 研究区域.....	9
2.2 实验数据.....	11
2.3 海平面变化信息提取.....	11
2.3.1 海面高计算与数据编辑.....	11
2.3.2 平差处理与一致性转换.....	12
2.3.3 调和分析与潮汐校正.....	14
2.3.4 海平面变化时空分析.....	24
2.4 本章小结.....	31
第三章 GM(1,1)灰色模型改进研究.....	33
3.1 灰色系统理论.....	33
3.1.1 灰色系统理论概述.....	33
3.1.2 GM(1,1)灰色预测模型	34
3.2 GM(1,1)灰色模型改进方法	36
3.2.1 斜率相等方法改进.....	37
3.2.2 绝对值法线性改进.....	37
3.2.3 二次累加线性改进.....	39
3.2.4 新陈代谢方法改进.....	40
3.3 模型改进结果分析.....	40
3.3.1 实验数据.....	40
3.3.2 模型拟合效果对比.....	41

3.3.3 模型预测效果对比.....	50
3.4 本章小结.....	58
第四章 长江口区域海平面变化预测	59
4.1 海平面变化预测.....	59
4.2 与温度变化响应分析.....	63
4.3 本章小结.....	66
第五章 结论与展望	67
5.1 结论.....	67
5.2 展望.....	68
参考文献	69
发表文章	73
致 谢	74

第一章 绪论

1.1 研究意义

近年来,中国沿海海平面的上升速度高于全球平均水平,未来的上升趋势将继续发展。海平面的上升已经使得更大的范围被海水淹没,不仅使海洋灾害更频繁,生态被破坏的更严重,而且这种不良影响会持续,对沿海的经济社会可持续发展无疑是重大挑战^[1]。截至目前,每年沿海地区由于海洋灾害引起的经济损失可以达到 130 多亿元。未来沿海地区面临多重因素叠加风险,很多同时出现的不利因素,相互叠加会加剧演变为破坏性极强的重大风险因素,危及自然生态环境、社会人居生活等诸多方面。而且,海平面上升之后,随之而来造成的国土安全威胁同样不容忽视。

我国作为沿海国家,全国人口和经济的重心在沿海地区,关于海平面上升对我国沿海地区的影响,许多学者从环境、生态、经济等方面开展了研究。作为研究中最基本、最重要的环节,海平面变化预测的准确性非常重要。对海平面变化现有规律的掌握以及对未来趋势的合理预测海不仅能促沿海地区长期可持续发展而且对减灾防灾也具有非凡的意义。合理预测海平面上升对沿海地区来说意义深远,对我国人口不断增长、资源日益减少的沿海地区尤其显著。

国内外对海平面变化进行分析大多是基于将海平面分解为周期项和线性趋势项叠加的思想,然后以某一项作为研究内容进行分析。但基于该思想构建模型存在不足:1) 从理论上讲,如果想要得到准确的线性趋势项,就必须尽可能去除周期项部分,而如果想要找到真实的周期项部分,又必须使序列平稳,这两者是一对矛盾的存在。2) 要确定比较准确的周期项和线性项都需要时间长达几十甚至上百年的数据资料去寻找规律,对于大多数观测序列来说难以满足这一要求,也导致选取不一样的时间间隔得到的结论也不同。**GM(1,1)**灰色预测模型依托的是灰色系统理论,将海平面变化中各种变化项统一考虑,通过挖掘十几年的少量数据的内在关系去探寻未来可能的趋势。在海平面变化的预测研究中 **GM(1,1)** 灰色预测模型应用案例极少,因此可以尝试使用 **GM(1,1)**灰色预测模型进行海平面变化的预测研究。

灰色系统理论在 20 世纪 80 年代由中国学者邓聚龙最先提出,是用来解决不

确定性问题的理论,是研究数据稀少、信息匮乏等各种不确定问题的新方法,它直接开掘挖掘已知的少数信息去获取有用信息,进而通过探索准确描述出系统演变的规律并对系统的运行实施有效的监控^[2]。一般系统论或信息论中存在的各种观点和方法在灰色系统理论中被大量的借鉴,推广延伸后应用到很多抽象系统中,然后通过大量数学方法的综合运用,最终发展成为了一套适用于处理灰色系统各种问题的理论方法。

作为灰色系统理论中一个重要的研究内容,GM(1,1)灰色预测模型这种预测方法在实际应用中很常用。海平面的变化本身就属于灰色系统,其包含线性变化趋势和非线性变化趋势,一个合理的预测模型应该表现出其中的线性趋势和非线性趋势。原始 GM(1,1)灰色预测模型核心是指数函数,进行海平面变化可以反映加速上升的趋势,但指数变化趋势远大于海平面加速上升的趋势,而且单一的指数函数无法体现出海平面变化中的线性趋势,需要进行改进。改进的 GM(1,1)模型应该合理反映出海平面变化中也存在的线性趋势。

本文的研究从卫星测高数据中提取得到长江口区域海平面变化时间序列;并将 GM(1,1)灰色模型运用于海平面变化的预测中进行改进研究;将改进后的最优预测模型应用于长江口区域海平面变化时间序列,进行海平面变化预测。改进的 GM(1,1)模型中考虑到了海平面变化中既包含有线性趋势又含有非线性趋势这一特征,在保持 GM(1,1)模型可以反映海平面加速变化趋势的同时,又可以提高模型的预测精度,能够合理的预测出海平面的变化趋势。

1.2 研究现状

1.2.1 海平面变化及预测研究现状

海平面变化的研究,主要包括监测现有的海平面变化以掌握变化规律和对海平面变化未来趋势的预测研究。

测高卫星出现之前,人们监测海平面变化的信息主要是依靠验潮站的数据资料。自从 TOPEX/Poseidon(以下简称 T/P)卫星在 1992 年 8 月发射以后,物理海洋学中就开始广泛使用这些高度计资料,海面高度观测资料每 10 天一个周期重复,并且精度可达 4cm,由于资料具有高时空覆盖及高精度,因此成为了全球绝对海平面变化研究中的重要手段^[3]。

国内外在研究海平面变化的规律时,更多的是集中于对海平面变化的线性趋

势的研究分析。对时间序列资料进行线性拟合得到线性变化速率,由于所取的时间段不一致,所得的结论也不同。Church 等通过计算发现在过去 50-100 年间海平面以 1-2mm/yr 的速率上升^[4]。Douglas 等学者计算的修正值为 $1.8 \pm 0.1 \text{ mm/yr}$ ^[5]。张建立^[6]计算的结果显示 1993-2003 年间全球平均海平面的上升速率为 2.89mm/a,与 Leuliette 等^[7]及 Cazenave 等^[8]的结果($2.8 \pm 0.4 \text{ mm/a}$) 非常接近。Cabanes 等利用海表面温度数据分析结果显示过去 50 年间,温度对海面变化影响很大,海面上升速率为 0.5mm/yr,他们认为由于验潮站受到地面沉降影响导致差异存在,并且计算出 1993 年-1998 年间的海平面上升速率为 2.7 mm/a ^[9]。

近年来,许多学者也利用卫星测高数据对中国沿海海平面进行了监测以及对全球海平面变化进行研究。所做的工作包括:对厄尔尼诺现象的监测以及中国海及全球海平面的监测分析^[10,11],利用复主成分分析方法以及经验正交分解方法等,分析 T/P 测高卫星得到的中国近海海平面变化资料,发现了黄海、东海和南海等海平面变化的时空特征^[12,13];利用卫星测高数据分析全球和中国海海平面的季节性和周期性变化,指出了中国海与全球海平面存在相反的季节性变化趋势,并且发现海平面分布具有区域性差异^[14-16]。

从已有的研究来看,目前关于中国沿海未来海平面预测采用较多的方法包括:直接假定的方法、通过气候模型进行预估的方法以及在理论海平面上升值的基础上叠加区域地面沉降值的方法。所谓直接假定法^[17],就是直接给出未来海平面上升值来进行影响研究,海平面上升值的给出方法又可以分成两种,一种是在给定海平面上升值的同时也会给定达到该情况的时间;另一种是只给定海平面的上升值,并不考虑海平面在什么时间达到该高度。如季子修^[18]等学者将 IPCC 报告中全球平均海平面上升值作为研究区域未来海平面上升值,计算了长江三角洲可能淹没的面积。这种方法给出的我国沿海海平面上升值采用的是 IPCC 报告中全球平均海平面上升值,也就是说直接用全球绝对平均海平面变化值作为区域海平面变化值,做法是不合理的。气候模型预估法是计算一段时间内中国近海海平面平均变化状况,并进行拟合。由此得到中国近海海平面上升速率与全球气温变化的相关关系,并根据此相关关系对中国近海海平面变化进行预测^[19]。但是这种做法存在着不确定的问题,即全球平均气温与局地的相对海平面变化之间是否存在必然联系并不确定。基于理论海平面上升值叠加区域地面沉降值进行研究时,

大多是将不同的 IPCC 报告中的全球平均海平面上升预测值作为理论海平面上升值,地面沉降速率则采用当地验潮站数据或水准测量数据计算得到。杨桂山等^[20]以未来全球平均海平面上升值加地面沉降值预测了江苏沿海 2030 年和 2050 年相对海平面变化幅度。但是这种方法中同样存在着 IPCC 报告中给出的全球未来绝对海平面预测值与局地海平面可能有很大差异的弊端。

中国近海海平面变化规律及预测是十分复杂的问题,既受局地环境因素影响,又与全球气候变化和全球海平面变化密切相关。目前的研究已对中国近海特定海域、特定时段海平面变化有了一定的认识,已对气候变暖导致海平面上升机制做了较为深入的研究^[21]。目前我国海平面变化预测采用的方法发展还不够完善,因此,研究新的预测模型可以弥补这些不足,不仅有助于充分认识中国近海海平面的变化规律,而且也数值模式的参数化提供理论依据。

1.2.2 GM (1, 1) 灰色预测模型研究现状

在灰色系统理论中,对研究对象的看待以及分析是从信息论和系统论的视角出发的。现实的世界中物质的代谢以及能量相互转化,必须且只能通过信息进行。从本质上来说,系统是具有一定功能的一个整体,它的内部元素之间存在关联又互相制约。如果想要把它内部的机理弄清楚,只能先通过对它表现在外面的各种特征进行分析。最早使用颜色来描述系统的相关信息的是美国的控制论学者维纳(N.Wiener)以及英国学者艾什比(A.Isbo),他们把内部未知的系统称为闭箱(Closed Box)和黑箱(Black Box)来,自此一个系统中信息的完全程度就经常被用颜色的深浅表示系统^[22,23]。

灰色系统理论认为灰色系统肯定是有序的,表现出的信息较少的现象只是其内在规律并不充分外露,看似无序随机的数据也能发现规律。灰色系统理论认为所有的系统都是能量系统,必然会存在累加聚积或减少衰变的一种趋势,表现这些变化趋势的一种方法是通过指数的形式表现递变^[24]。GM(1,1) 灰色预测模型是建立在灰色系统理论上的一种常用的预测方法。它认为观测到的数据不是随机变化的,认为数据是灰色量,数据序列是随时间变化的一种灰色过程^[25]。通过生成处理将原始的随机不确定不规则数据变成随时间呈现指数形式变化的时间序列,再通过减法处理,逐步白化其中的灰色量,并建立起对应的微分方程,通过求解方程得到模型去预测。

灰色预测模型自从创建以来一直备受关注和重视,近年来广泛应用于工业、农业、水利、交通、能源、经济、人口变化、变形监测等各个领域,取得了很多显著的成果。如张先林应用灰色系统理论的关联度分析法,分析了上海市地面沉降在时间和空间的变化特征,并将灰色预测模型建立在监测资料基础上,以某些假定为前提预测了上海市地面最终沉降量^[26]。刘燕芳^[27]、崔伟杰^[28]等分别针对灰色预测模型进行研究,并将其运用到了建筑物沉降监测和大坝的变形监测中。李炳军,李秋芳等依据河南省 2000-2007 年的粮食产量数据,通过灰色预测模型,预估了当地未来五年的产量趋势,结果表明灰色预测模型的预测精度为 97.9%,模型的预测精度高^[29]。虽然灰色模型已经在很多领域的研究中取得了非常多的成果,但是运用于海平面变化预测研究的案例极少,因此可以尝试使用灰色预测模型进行海平面变化的研究。

由于灰色系统理论仍然处于起步阶段,因此 $GM(1,1)$ 灰色预测模型在具体应用中有时会需要改进,一些研究针对模型通过原始序列定解条件以及模型中某一具体参数的取值进行了改进。

改进一方面是通过围绕模型构建机制展开研究从而达到改进预测模型的目的。比如,对模型要选取的初始条件的改进,张大海^[30]提出的一种方法是把所有原始点分别当做已知初始条件,最后比较每个模型结果的精度,哪个误差小就选择哪个做初始条件,推广了原来的公式并且提供了一种新的寻求提高精度的途径;谷川、张岳等^[31]探讨了 $GM(1,1)$ 灰色预测模型应该如何选取定解条件,提出了选用最后一个值的改进方法,将原来模型和改进后的模型应用到变形预测中,对比预测结果表明了这样的改进方法具有一定的实用参考性。又如,研究对模型背景值的改进,杨华龙、刘金霞等^[32]等学者利用自动寻优定权的方法和最小二乘法研究了 $GM(1,1)$ 灰色预测模型,为了尽量提高 $GM(1,1)$ 灰色预测模型的精度,提出了自动寻优定权选择背景值的方法,在克服了灰色模型形成过程中某些不合理的规定基础上,也通过最小二乘原理改进了灰色预测模型初始值的选择,实验的结果表明这样的改进方法大大提高了原来模型的预测精度。再如,研究对灰色模型建模机制的改进,宋中民^[33]根据原始模型的累加生成方法研究了新的定义即反向累加生成处理,得到了反向累加处理后的 $GOM(1,1)$ 模型,是一种新的可以建立出灰色预测模型提的处理方法。

改进另一方面则是避开模型本身而围绕原始观测数据的处理研究从而达到改进目的。GM(1,1)灰色预测模型最终的表达式是以指数函数为核心的, 因此对于原始的观测数据序列来说, 越是接近指数变化的规律, 序列就会越平滑, 构建的模型效果也就越好; 为了探寻灰色预测模型更好的预测效果, 很多学者研究了原始观测数据的处理变换方法, 以增强其光滑特性, 因此产生了很多对原始数据改进的方法以及改进的灰色预测模型^[34]。罗荣桂、陈炜^[35]提出了一种利用指数平滑法处理原数据序列的方法, 该方法完全适用于原来模型预测的对象, 同时由于产生的新序列的随机波动性比原序列的随机波动性要弱, 所以对于随机性较强的序列来说, 改进后的方法预测效果比原来模型大有改进, 这样的改进方法在使预测范围扩充的基础上也提高了预测精度。曾祥艳、肖新平^[36]等处理了原始序列增强其光滑性后, 用内涵型响应式构建了新的 GM(1,1)灰色模型预测公式; 通过对理论研究和进行实验验证发现, 改进的模型比传统模型的预测精度要高, 提出了新的拓广 GM(1,1)灰色预测模型适用范围的方法。

1.3 研究内容

1.3.1 海面高时间序列构建

可靠的海面高时间序列数据是进行海平面变化分析和预测的前提, 将研究测高数据预处理的方法, 具体包括: 测高数据的编辑及海面高计算、平差处理削弱轨道误差、建立转换关系联合两种卫星数据建立长时间序列、研究从卫星测高数据自身分离出潮汐信息并进行潮汐校正的方法。

海面高变化信息提取将基于潮汐校正后的海面高数据, 采用经验正交分解及经验模态分解方法进行时空分析, 最后得到海平面变化时间序列。

1.3.2 GM (1, 1) 灰色预测模型改进研究

对 GM(1,1)灰色预测模型进行改进实验研究, 内容包括: 1) 改进模型初始值的选取方法; 2) 对模型构建机制改进, 将原始的一次累加扩展为二次累加方式建模; 3) 组合模型改进研究, 将原始 GM(1,1)灰色预测模型与线性模型叠加在一起得到组合模型等不同方法改进。4) 生成序列的优化改进, 利用新陈代谢法选择最优的原始序列。比较经过不同改进方法改进后的模型精度, 选择出符合海平面变化数据的最优的改进方法。

1.3.3 海平面变化预测研究

将改进后的 $GM(1,1)$ 灰色预测模型运用到长江口区域的绝对海面高变化时间序列数据中，对海平面的变化进行预测。同时，结合温度资料进行海平面变化对温度变化的响应分析。

1.4 论文结构

基于以上介绍的研究内容，本文设计论文结构大体如下：

第一章，介绍本选题的研究背景和研究意义，阐明了国内外研究现状，并提出本文的主要研究内容；

第二章，介绍长江口区域为研究区域和卫星测高数据处理，进行长江口区域绝对海平面变化序列构建研究；

第三章，介绍灰色系统理论和灰色 $GM(1,1)$ 预测模型基本内容，进行灰色 $GM(1,1)$ 预测模型改进的研究；

第四章，进行长江口区域海平面变化的预测研究，并结合温度资料讨论分析海平面变化对温度的响应；

第五章，对本文的研究进行总结和展望。

具体的技术路线如图：

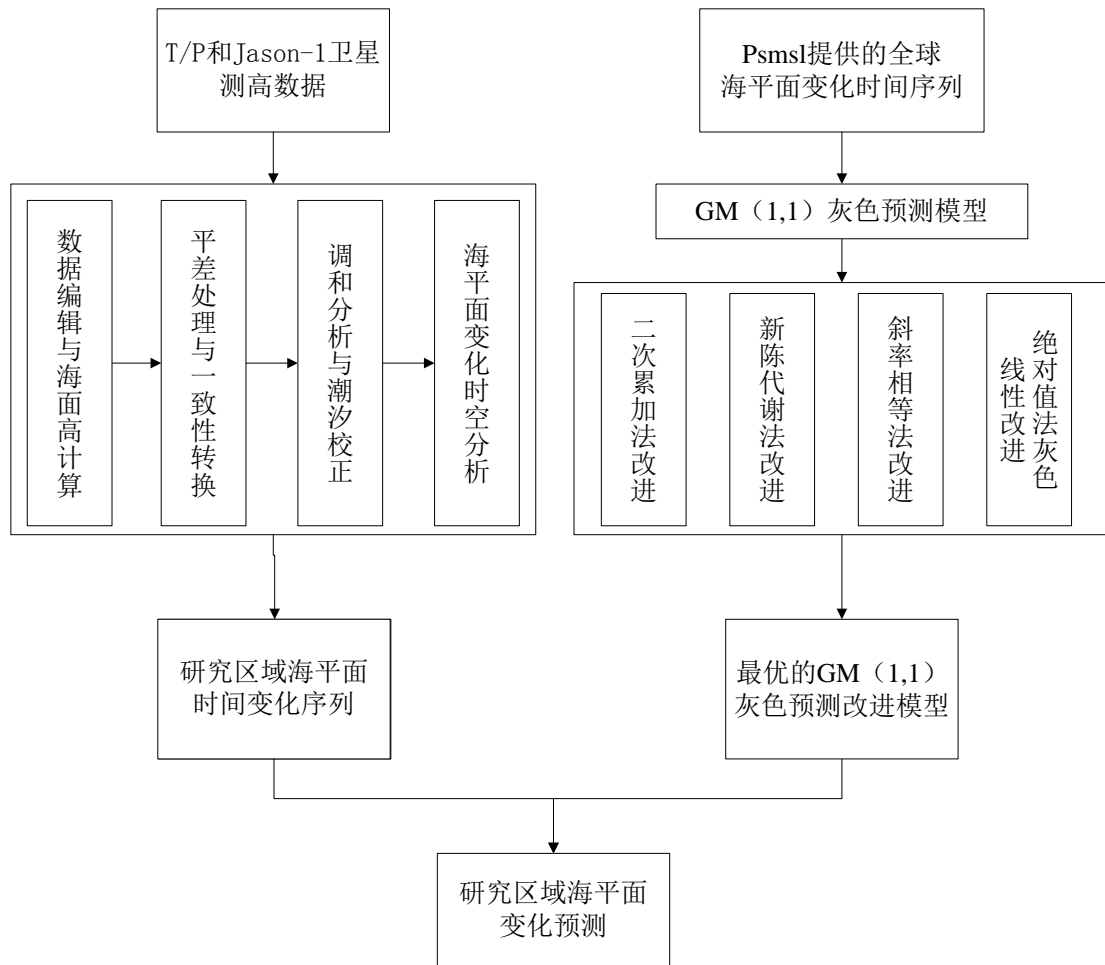


图 1-1 技术路线图

1.5 本章小结

本章为论文的绪论部分，主要介绍了论文的研究背景和意义，在阐述海平面变化及预测的研究现状、GM(1,1)灰色预测模型及改进研究现状的基础上，提出了本文的研究内容。

第二章 长江口区域海面高序列构建

本文以长江口区域作为研究区域,进行海平面变化预测研究,构建海面高变化序列是海平面变化预测的前提。本章将进行通过卫星测高数据构建海面高变化序列的研究,主要研究卫星测高数据的处理以及基于数据自身的潮汐校正方法,进而得到海面高变化序列。在研究潮汐校正模型时,为了获取充足的测高卫星数据以支持处理模型研究,将测高卫星数据获取范围扩大到长江口区域及其外围海域。研究得到潮汐校正方法以及变化量计算方法之后,再对长江口区域求取海平面的逐年变化量,用于构建海平面变化序列,进而用于海平面变化预测研究。

2.1 研究区域

本文的研究区域是长江口区域。长江口是中国最大的河口,为分岔口,这里含水量丰富,含沙较多并且潮汐强度为中等。河口地区一般常被分为三个部分:1)近口段,长约400公里,分布于大通至江阴,河床的演变过程受到径流量以及边界条件的控制,是一种江心洲河型;2)河口段,全长220公里,分布自江阴到口门,这一段中径流和潮流相互作用使得河床分汊多变;3)口外海滨段,分布自口门开始一直向外延伸至30~50米等深线,这一段发育了很多水下三角洲,主要变现为潮流作用。潮汐潮差大多超过2m,长江口两翼是中国沿岸潮流作用最强的海域,其河海划界错综复杂。该研究区域周边有重要的城市,在全国经济发展中起着举足轻重的作用,进行海平面变化的监测,对防灾减灾具有重要的意义,具有社会经济意义和科学研究价值。长江口区域海平面上升影响分区^[37]如2-1-1所示。

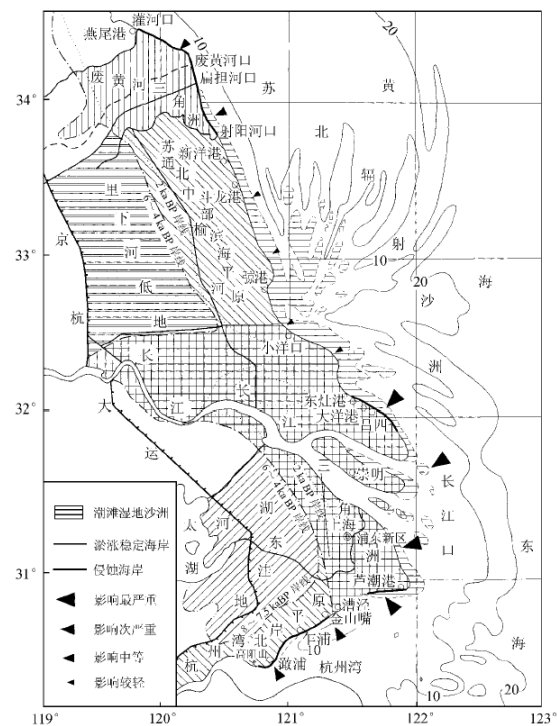


图 2-1-1 长江口区域附近地区地貌及海平面上升影响分区

根据以前的研究，大多数的研究者将长江口区域范围定义为约 $30^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ ， $121^{\circ}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 。在本文的研究中，为了获取充足的测高卫星数据用来支持处理模型的研究，将测高卫星数据获取的范围扩大到长江口区域及其外围海域，具体为： $26^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\sim 128^{\circ}\text{E}$ 。大致范围示意图见：

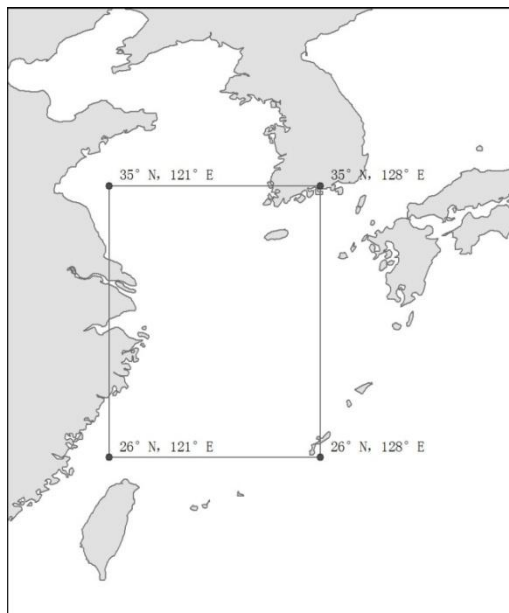


图 2-1-2 数据获取区域范围示意图

2.2 实验数据

本文研究中使用的卫星测高数据是来自法国空间局 AVISO 工作中心发布的 T/P 卫星综合地球物理数据记录 MGDR-B 数据第 001-364 周期（1992 年 10 月-2002 年 8 月）和 Jason-1 卫星最新版本 GDR 数据第 001-348 周期（2002 年 1 月-2011 年 6 月），总的时间跨度为 1992 年至 2011 年将近 19 年，共 691 周期。同时收集到一些验潮站数据，对数据处理过程中的一些结果进行验证。

T/P 卫星是在 1992 年 8 月 10 日由美国国家宇航局（NASA）与法国空间局（CNES）联合发射的，搭载于卫星上的两个测高计分别命名为 TOPEX 和 POSEIDON，前者由美国 NASA 设计，后者由法国 CNES 设计。卫星运行轨道高度是 1336km，加上 66° 的轨道倾角，可以保证全球 90% 的海洋区域被覆盖到。卫星的轨道为回归轨道，约为 10 天（127 圈）的重复周期使得每一年有 35 组重复的测高数据。T/P 卫星观测资料的轨道径向精度能够达到 4cm，加上它的时空覆盖率较高，这些测高资料被广泛应用。对中国海平面进行的研究中许多学者也利用了该卫星数据。

Jason-1 卫星是一颗接替 Topex/Poseidon 卫星运行的后继星，它发射之后可以为学者迅速的提供数小时或数天内有关海洋状态的一些情况。作为第一颗为海洋长期观测运行的卫星，它对地球的观测目标涉及很多科学领域，比如海洋物理、地球物理、海洋气象与气象预测等。该卫星与 T/P 卫星有一样的轨道类型，轨道高度 1336km，倾角 66°。同样采用回归轨道，周期约为 10 天，全球数据覆盖范围为 66°N-66°S。Jason-1 卫星的径向精度为 4.2cm。

2.3 海平面变化信息提取

2.3.1 海面高计算与数据编辑

卫星测高技术采用的是搭载在卫星上的微波传感器，相对传统海洋测量方式优势很大。测高计通过仪器上的发射装置定时向地球发射脉冲信号，信号遇到海面之后被反射，然后反射的信号再传回接收机，同时信号发射与接收时刻中间的时间差也被记录下。根据接收到的返回信号和记录下的时间差，就能够计算出卫星与海面之间的距离，也就是测距值（Range）。测量过程中测高仪会受到各种因素的影响，使得这一测量值往往与真实值有偏差，需要加以校正。一般来讲，卫

星测高数据的校正主要包括仪器相关校正、轨道误差相关校正以及地球物理校正等三个方面。经过这些校正之后，可以得到测距改正值（Corrected-Range）。这样就能够通过卫星的高度计算出此时海平面相对于参考椭球面之间的距离（Sea Surface Height），具体计算公式如下：

$$Sea_Surface_Height = Altitude - Corrected_Range \quad (2-3-1)$$

海平面变化的量级较小，而距离参考椭球面的海面高的量级很大，研究海面高等问题时多以平均海平面为基准^[11]。对于某一个特定的点进行潮汐分析来说，潮高的起算基准是可以任意选择的。因此，本文的研究要去掉平均海平面带来的影响。在进行相应海洋学研究时还要去除潮汐的影响，包括固体潮、极潮等，由于本文还有一个目的在于提取潮汐信息，因此不进行海潮模型改正。在读取数据计算海面高的时候，经过计算得到的海面高 h 可以用下式表示：

$$h = H_{ssh} - H_{mss} - H_{set} - H_{lt} \quad (2-3-2)$$

其中， H_{ssh} 含义为距离参考椭球面的海面高， H_{mss} 代表平均海面高， H_{set} 的含义为固体潮， H_{lt} 代表负载潮， H_{pt} 表示极潮。

原始的待读取的 MGDR 数据和 GDR 数据包括了一些不能使用的数据，不可以用于进行计算研究，在数据读取及海面高计算时需要将这些剔除，也就是对数据进行编辑处理。处理深水区域数据时，直接使用 T/P 卫星和 Jason-1 卫星用户手册中提供的编辑标准^[38,39]对 M/GDR 数据进行编辑；在浅水区域，根据其海面变化的特点，再补充一些数据编辑标准。

2.3.2 平差处理与一致性转换

测高卫星运行的轨道采用的是冻结轨道，所以测高数据每隔 10 天实现对全球的一次覆盖^[40]。理论上，每一个周期卫星观测的地面点位置应该是重复覆盖的。但在实际中，由于诸多内部因素和外界环境影响，不同的周期所观测的卫星轨道数据并不能完全重复覆盖，而是会存在大约为 1km 的偏移，。共线平差就是利用一定的数学方法，将不同周期的数据校正到一个参考轨道上，从而达到对卫星径向轨道误差进行削弱的作用。通过模型模拟出的轨道相关误差参数来校正已观测数据，可以使实际中存在一定偏差的不同周期相同轨道重复覆盖。

测高卫星围绕地球进行观测时会出现由南向北飞行和由北向南飞行两种观

测轨道，分别称为上升弧段和下降弧段，两种轨道的交点在地球表面的轨迹称为交叉点^[41-42]。由于卫星径向轨道误差的存在，在交叉点处，两种反向飞行的轨道上的观测值并不一致，它们之间存在的差值就是交叉点不符值。交叉点平差就是计算得到交叉点的位置，并且根据计算出的两种轨道之间交叉点不符值进行平差处理，以此校正弧段数据进行，用来减小交叉点不符值从而削弱径向轨道误差。

本文对测高数据进行了共线平差处理和交叉点平差处理。利用斜率梯度法进行共线处理，选中参考轨道进而计算出其他周期中同一轨道上同名纬度点的经度及其海面高。在交叉点平差处理中，利用多项式拟合两种反向轨道，通过联立多项式求解出交叉点的位置，然后据此进行交叉点平差。具体的处理过程参照文献进行^[43]。

虽然 Jason-1 卫星继承了 T/P 卫星的很多特性，但是两者之间仍然略有差异，两种卫星数据相关程度需要进行验证，可以通过利用两颗卫星同步运行期间的数据进行一致性分析，找到两者海面高数据的偏差，进而建立转换关系。Jason-1 卫星和 T/P 卫星的同步运行时间为 2002 年 1 月至 8 月，对应的周期分别是 T/P 卫星的 344-364 周期以及 Jason-1 卫星的 001-021 周期。

对两种卫星测得的海面高数据进行对比分析，每个周期两种卫星数据结果的平均偏差和标准偏差如图 2-3-1 所示。

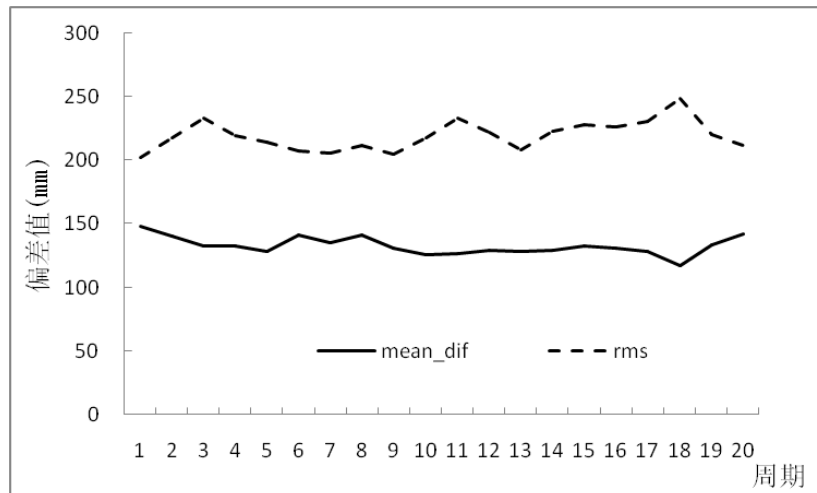


图 2-3-1 同步运行期间 T/P 和 Jason-1 每周期海面高数据比较

在 Jason-1 卫星第 18 周期期间，T/P 卫星使用高度计不同的缘故造成有较大的差异，所以将该数据去除。从图中可以看出，两种卫星海面高结果的平均偏差为 132.7mm，结果与用户手册中给出的两者之间有 $131 \pm 5\text{mm}$ 的偏差相一致^[38,39]。

对两种海面高数据进行相关分析，两者呈现很好的线性相关关系，相关系数为 0.99，如图 2-3-2。

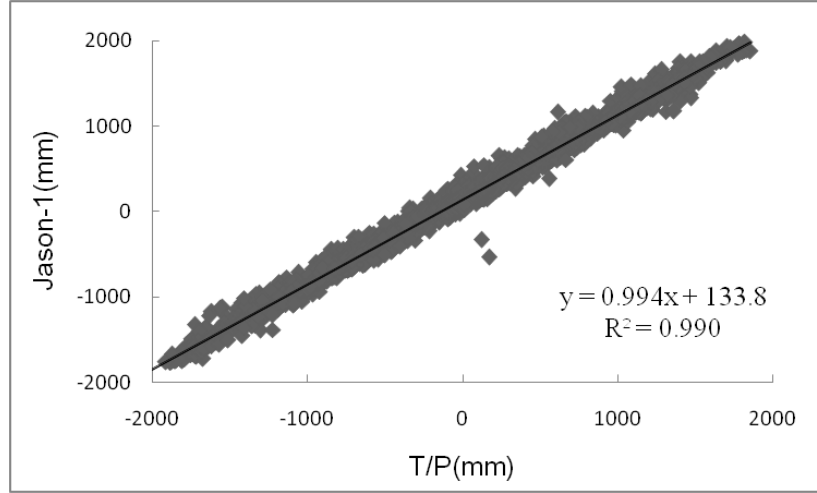


图 3-3-2 同步运行期间 T/P 和 Jason-1 海面高数据比较及线性回归

两种卫星测得的海面高数据线性回归后得到的一阶线性方程式为式 (2-3-3)

$$SSH_{jason} = SSH_{tp} \times 0.994 + 133.8 \quad (2-3-3)$$

其中， SSH_{tp} 和 SSH_{jason} 分别为 T/P 卫星和 Jason-1 卫星的海面高结果。通过一致性分析，建立了两种数据的转换关系，将这两种海面高数据统一起来使用。

2.3.3 调和分析与潮汐校正

2.3.3.1 调和分析方法

在潮汐分析研究中，常用的是调和分析方法。调和分析方法首先是把平衡潮进行展开成一系列的分潮，然后引入相对应的潮汐的调和参数，也就是说将潮汐表示成了由一系列简谐波叠加构成的形式，每一个独立的简谐波表示的就是一个分潮。本文主要是利用调和分析方法建立潮汐模型，分析时潮高的展开式使用 j,v 模型进行修正。陈宗镛^[44,45]等经过试验分析，给出分潮具体公式，使模型更加严格。本文选取了 4 个全日分潮 (K1、O1、P1、Q1) 和 4 个半日分潮 (M2、S2、N2、K2) 共 8 个分潮，利用 j,v 模型进行调和分析。j,v 模型潮高表达式为 (2-3-4) 式所示：

$$h = \sum_i j_i H_i \cos[\delta_i t + (V_0 + v)_i - g_i] \quad (2-3-4)$$

其中， i 代表的是第 i 分潮， t 的含义是时间， δ_i 则代表该分潮角速度， H_i 代表的是分潮振幅， j_i 表示分潮交点因子， g_i 含义是第 i 分潮的迟角， $V_0 + v$ 表示的

是分潮初相角, $j, V_0 + v$ 这两个量是随分潮和时间是变化的。 H_i 和 g_i 合称分潮的调和常数。 j, v, V_0, δ 均可有六个基本天文参数 τ, s, h, p, N', p' 计算出来, 参数所表示的意义如下表所示。

表 2-3-1 基本天文参数及意义

参数	意义	角速率 (Ω/h)	周期
τ	平月球地方时	14.4920521	平太阳日
s	月球平均经度	0.5490165	回归月
h	太阳平经度	0.0410686	回归年
p	月球近地点平经度	0.0046418	8.847 年
N	月球升交点平经度	0.0022064	18.613 年
P'	太阳近地点平经度	0.0000020	20940 年

六个基本天文参数可以根据如下式的计算过程得到:

$$\begin{aligned}
 s &= 277^\circ.025 + 129^\circ.38481(Y - 1900) + 13^\circ.17640(D + L) \\
 h &= 280^\circ.190 - 0^\circ.23872(Y - 1900) + 0^\circ.98565(D + L) \\
 p &= 334^\circ.385 + 40^\circ.66249(Y - 1900) + 0^\circ.11140(D + L) \\
 p' &= 281^\circ.221 + 0^\circ.01718(Y - 1900) + 0^\circ.0000471(D + L) \\
 N' &= 259^\circ.157 - 19^\circ.32818(Y - 1900) - 0^\circ.05295(D + L) \\
 \tau &= 15t - s + h + \lambda
 \end{aligned} \tag{2-3-5}$$

上式中, Y 表示潮汐时刻所在的年份, D 是指从当年 1 月 1 日 0 时开始到潮汐时刻当天 0 时之间经历的天数, L 表示从 1900 年到计算日中间经历的闰年数, t 表示计算的时刻, 以小时为单位, λ 表示计算点处的经度。等式右边三项的系数分别表示的是 1900 年 1 月 1 日格林威治 0 时的天文变量以及其在一平年和在一天中的变化量。

将六个基本天文参数对天求导, 可以得到天文参数在每平太阳日的变化率如 (2-3-6) 式所示。

$$\begin{aligned}
 \dot{\tau} &= (360 - 12^\circ.19074939) / \text{平太阳日} \\
 \dot{s} &= 13^\circ.17640 / \text{平太阳日} \\
 \dot{h} &= 0^\circ.98565 / \text{平太阳日} \\
 \dot{p} &= 0.11140 / \text{平太阳日} \\
 \dot{p}' &= 0.0000471 / \text{平太阳日} \\
 \dot{N}' &= 0.05295 / \text{平太阳日}
 \end{aligned} \tag{2-3-6}$$

根据以上各个参数, 便可根据相关公式计算出 j, v, V_0, δ 这几个参数, 那么在

某一时刻，含潮汐海面高可以表达成由 i 个潮高值叠加在稳态海面上，如公式 (2-3-7) 所示：

$$h_t = h_0 + \sum_i j_i H_i \cos[\delta_i t + (V_0 + v)_i - g_i] \quad (2-3-7)$$

对于该式来说，对一特定时刻， h_t 表示的是含潮汐的海面高， h_0 表示稳定的海平面，只有 h_0, H_j, g_j 这三个参数是未知的，将潮汐分析点处的含潮汐海面高计算结果代入 (2-3-7)，就可得到大量的方程，利用最小二乘方法就可以计算出各个分潮的 H_j, g_j ，即可分离出潮汐信息。(2-3-7) 式所表示的方程可以展开表示为 (2-3-8) 式：

$$h_t = h_0 + \sum_i j_i \cos[\delta_i t + (V_0 + v)] H_i^C + \sum_i j_i \sin[\delta_i t + (V_0 + v)] H_i^S \quad (2-3-8)$$

其中， $H_i^C = H_i \cos g_i, H_i^S = H_i \sin g_i$

用向量形式表示未知数，得到：

$$X = \{h_0, H_1^C, H_2^C, H_3^C, \dots, H_m^C, H_1^S, H_2^S, H_3^S, \dots, H_m^S\} \quad (2-3-9)$$

含潮海面高序列记为：

$$L = \{h_1, h_2, h_3, \dots, h_n\} \quad (2-3-10)$$

系数矩阵记为：

$$B = \begin{bmatrix} 1, C_{11}, C_{12}, \dots, C_{1m}, S_{11}, S_{12}, \dots, S_{1m} \\ 1, C_{21}, C_{22}, \dots, C_{2m}, S_{21}, S_{22}, \dots, S_{2m} \\ \vdots \\ 1, C_{n1}, C_{n2}, \dots, C_{nm}, S_{n1}, S_{n2}, \dots, S_{nm} \end{bmatrix} \quad (2-3-11)$$

其中 $C_{n,k}, S_{n,k}$ ， n 表示观测序列， k 表示对应的系数。

这样，(3-3-8) 式写成矩阵形式为：

$$L = BX \quad (2-3-12)$$

根据最小二乘方法的原理，上式的解表示为：

$$X = (B^T B)^{-1} B^T L \quad (2-3-13)$$

结合前述表示方法即可计算出振幅 H 以及迟角 g ：

$$H_i = \sqrt{H_i^{C2} + H_i^{S2}} \quad (2-3-14)$$

$$g_i = \arctan \frac{H_i^S}{H_i^C}$$

2.3.3.2 分潮可辨性分析

卫星测高数据的采样间隔等于轨道的重复周期，约为 10 天，长于半日分潮和全日分潮的周期，按照 Nyquist 采样定理的原理，信号的半周期远小于采样的时间间隔，因此会产生频谱的混叠效应，出现一些虚假谱峰，使得高低频分量之间混乱，也就是高频混淆，计算出对应的周期就是混淆周期。四个主要全日分潮（K1、O1、P1、Q1）和四个主要半日分潮（M2、S2、N2、K2）的分潮周期和混淆周期如表 2-3-2。

表 2-3-2 卫星 10 天采样间隔下的分潮混淆周期

分潮	K1	O1	P1	Q1	M2	S2	N2	K2
混淆周期 (d)	173.3	45.7	88.9	69.3	62.1	58.7	49.5	86.6

在高频混淆存在的情况下，依据瑞利准则计算出的两个分潮信号实现准确分离所需要的时间 T 应满足(2-3-15)式：

$$\left| \frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_j} \right| T \geq 1 \text{ 即 } T \geq \left| \frac{T_i T_j}{T_j - T_i} \right| \quad (2-3-15)$$

在卫星数据采样间隔下，分离各主要分潮的所需要的时间如下表 2-3-3 所示。

表 2-3-3 各分潮之间的分辨时间（单位：天）

	K1	O1	P1	Q1	M2	S2	N2	K2
K1	0	62.1	182.5	115.5	96.8	88.8	69.3	173.1
O1		0	94.0	134.2	173.0	206.4	595.3	96.8
P1			0	314.3	206.0	172.8	111.7	3347.3
Q1				0	597.7	383.8	173.3	346.9
M2					0	1072.1	244.0	219.5
S2						0	315.8	182.2
N2							0	115.5
K2								0

依据表中数据，M2 和 S2 两个分潮的分离需要大约要 1072 天即 2.97 年的

测高卫星数据，P1 和 K2 分潮的分离需要约为 3347 天即 9.18 年的卫星测高数据，这两个分潮分离用时是所有分潮之间区分用时最长的，因此，要获得 K1、O1、P1、Q1、M2、S2、N2、K2 这 8 个分潮稳定的调和常数至少要选用 9.18 年的测高卫星数据。也有研究学者认为所选择的时间长度只要达到分辨时间的 0.8 倍即可以取得较好的结果，因此利用本文处理的 92 年至 2002 年的 T/P 卫星数据可以用于分离这几种主要的分潮，得到稳定的潮汐信息。

本文通过对 8 个主要分潮之间的可分辨性进行讨论，从理论上证实了利用测高卫星数据分离出潮汐信息的可行性。Morimoto A 等学者^[46]利用 T/P 卫星数据计算了日本海五个分潮的调和常数，以此为基础探讨了对 ESR-2 卫星测高数据进行潮汐校正的可行方法，通过实践证明能够利用 T/P 卫星数据获取潮汐信息。

为了对调和分析方法的有效性进行验证，结合验潮站数据进行了对比分析。选择吕四、鸡骨礁两个验潮站附近处的卫星测高数据进行潮汐调和分析，得到调和常数，进而计算出卫星测高数据采集时刻的潮位值。在对比的过程中，因为验潮站数据是相对于水尺零点的潮位数据，而测高数据是相对于平均海平面的潮位数据，所以使用距平数据对比。

吕四验潮站资料是处理得到的 2009 年的月平均高潮位以及月平均低潮位数据，与 P1 (32. 25°N, 121. 81°E) 处调和分析计算出的月高潮位数据和低潮位数据进行对比，结果如图 2-3-3。鸡骨礁验潮站资料为处理得到的 2011 年 1 月~6 月的月平均潮位数据，与 P2 (31. 15°N, 122. 56°E) 处调和分析计算出的月平均潮位数据进行对比，结果如图 2-3-4 所示。

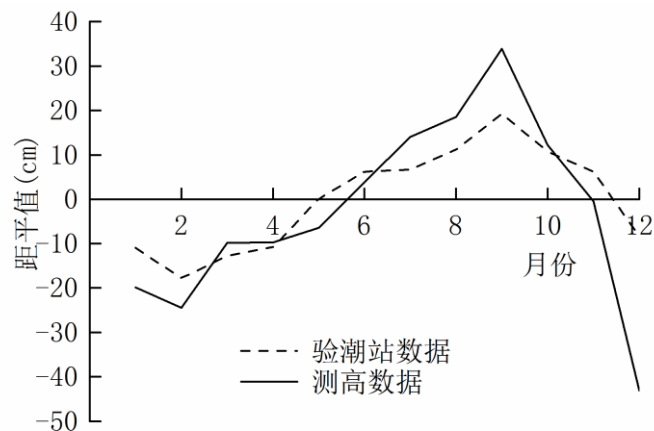


图 2-3-3 (a) 测高数据调和分析计算出的高潮位数据与吕四验潮站高潮位

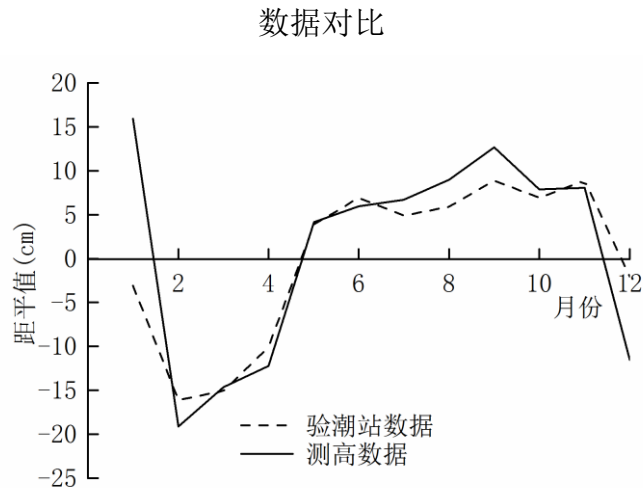


图 2-3-3 (b) 测高数据调和分析计算出的低潮位数据与吕四验潮站低潮位数据对比

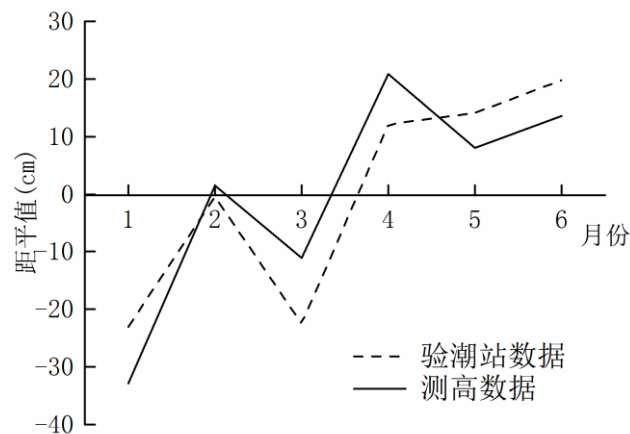


图 2-3-4 2011 年 1 月~6 月测高数据计算出的潮位与鸡骨礁验潮站潮位数据距平值对比

从上述图中看出,测高数据调和分析的结果与验潮站数据距平对比的趋势一致,某些月份稍有差异。存在差异的主要原因是数据的时间分辨率有区别,而且选择的地点与验潮站有一定的距离。比对得到的两者趋势一致的结果表明,通过使用调和分析方法能将潮汐信息从测高数据中有效地分离。

从本节进行的单点研究并结合验潮站资料进行分析可以得知,由测高卫星数据分离潮汐信息是可行的。在海洋测高卫星发射之前,潮汐模型都是通过流体动力学解算得到,在海洋测高卫星发射之后常用的很多模型中,都加入了测高卫星数据进行处理资料。通过以上结果可以看出,利用调和分析的方法可以有效地从测高卫星数据中分离出潮汐信息加以利用。

因此,潮汐模型的建立可以通过测高卫星数据自身完成。为了达到对测高数

据进行潮汐校正的目的,从测高卫星数据本身分离潮汐信息与潮汐模型的建立之间的界限也就很模糊,具有相同的作用。

以长江口区域含潮汐的海面高时间序列为基础,对潮汐模型和潮汐改正进行了理论研究,基于潮汐的调和分析方法,通过利用卫星测高数据自身分离的常用分潮的调和常数模拟出潮汐信息,将利用调和分析方法计算出的潮汐信息和验潮站数据进行比对验证,表明了通过调和分析方法可以有效的分离测高卫星数据中的潮汐信息。通过理论上分析 8 个主要分潮的可辨性也证实了可以从测高卫星数据分离潮汐信息。因此基于调和分析方法利用测高数据时间序列分析常用分潮调和常数的方法可以有效地分离卫星测高数据中的潮汐信息,可用于区域潮汐模型构建,实现对测高数据进行校正,从而开展海平面时空分析研究。而且在对测高卫星数据进行潮汐校正的目的下,潮汐模型建立与从测高卫星数据中分离潮汐信息作用是相同的。

2.3.3.3 潮汐信息提取

基于调和分析方法从测高数据中分离出潮汐信息,根据前述的调和分析方法的表达式,可以知道我们需要计算出 j 、 v 、 v_0 、 σ 这几个参数。这几个参数可以根据六个基本天文参数计算得到,由于 T/P 测高卫星数据把 1958 年 1 月 1 日零时作为参考起始时刻,所以六个基本天文参数表达式可以表示为式 (2-3-16)。

$$\begin{aligned} S &= 221.3432 + 13.1764t \\ h' &= 266.3449 + 0.9857t \\ p &= 172.8103 + 0.1114t \\ N' &= 141.8788 + 0.05295t \\ p' &= 282.2185 + 0.00005t \\ \tau &= 15t - s + h' + \lambda \end{aligned} \quad (2-3-16)$$

分潮的角速率可以由杜德森数给出,如式 (2-3-17)。

$$\sigma = \mu_1 \dot{\tau} + \mu_2 \dot{s} + \mu_3 \dot{h}' + \mu_4 \dot{p} + \mu_5 \dot{N}' + \mu_6 \dot{p}' \quad (2-3-17)$$

其中, $\mu_i = 0, \pm 1, \pm 2, \dots; \mu_0, \mu_1 \dots \mu_6$ 叫杜德森数,可以在资料中查询得到,认为是已知数。

v 是 6 个基本天文元素和 $\frac{\pi}{2}$ 的整数倍,如式 (2-3-18)。

$$v = \mu_1 \tau + \mu_2 s + \mu_3 h' + \mu_4 p + \mu_5 N' + \mu_6 p' + \mu_0 \frac{\pi}{2} \quad (2-3-18)$$

各主要分潮的 j 、 v 可以由(3-3-19)式计算。

$$\begin{aligned}
 Q_1 & \begin{cases} j \cos v = 1 + 0.18844 \cos N - 0.00568 \cos 2N - 0.00277 \cos 2p - 0.00388 \cos(2p - 2N) + 0.0008 \cos p - 0.00069 \cos(2p - 3N) \\ j \sin v = 0.18844 \sin N - 0.00568 \sin 2N - 0.00277 \sin 2p + 0.00388 \sin(2p - 2N) - 0.0008 \sin p + 0.00069 \sin(2p - 3N) \end{cases} \\
 P_1 & \begin{cases} j \cos v = 1 + 0.0008 \cos 2N - 0.0112 \cos N - 0.0015 \cos 2p - 0.0003 \cos(2p - N) \\ j \sin v = 0.0008 \sin 2N - 0.0112 \sin N - 0.0015 \sin 2p - 0.0003 \sin(2p - N) \end{cases} \\
 K_1 & \begin{cases} j \cos v = 1 + 0.00022 \cos(2p - N) + 0.011573 \cos N - 0.00281 \cos 2N \\ j \sin v = -0.15539 \sin N + 0.00303 \sin 2N - 0.00022 \cos(2p - N) \end{cases} \\
 O_1 & \begin{cases} j \cos v = 1 - 0.0058 \cos 2N + 0.1885 \cos N + 0.0002 \cos(2p + N) - 0.0064 \cos(2p) - 0.001 \cos(2p - N) \\ j \sin v = -0.0058 \sin 2N + 0.1885 \sin N + 0.0002 \sin(2p + N) - 0.0064 \sin 2p - 0.001 \sin(2p - N) \end{cases} \\
 N_2 & \begin{cases} j \cos v = 1 - 0.03733 \cos N + 0.0005 \cos 2N + 0.00081 \cos p - 0.00385 \cos(2p - 2N) \\ j \sin v = -0.03733 \sin N + 0.0005 \sin 2N - 0.00081 \sin p + 0.00365 \sin(2p - 2N) \end{cases} \\
 M_2 & \begin{cases} j \cos v = 1 + 0.0005 \cos 2N - 0.0373 \cos N + 0.0006 \cos 2p + 0.0002 \cos(2p - N) \\ j \sin v = 0.0005 \sin 2N - 0.0373 \sin N + 0.0006 \sin 2p + 0.0002 \sin(2p - N) \end{cases} \\
 S_2 & \begin{cases} j \cos v = 1 + 0.00225 \cos N + 0.00014 \cos 2p \\ j \sin v = 0.00225 \sin N + 0.00014 \sin 2p \end{cases} \\
 K_2 & \begin{cases} j \cos v = 1 - 0.0128 \cos N + 0.298 \cos N + 0.0324 \cos 2N \\ j \sin v = -0.0128 \sin N - 0.0298 \sin N - 0.0324 \sin 2N \end{cases}
 \end{aligned} \tag{2-3-19}$$

根据研究区域卫星数据分布，选择在空间中比较均匀分布 12 个研究点来提取潮汐信息。选点原则：（1）为了研究空间上的分布，在 $2^\circ \times 2^\circ$ （边缘地区为 $2^\circ \times 3^\circ$ 或 $3^\circ \times 3^\circ$ ）的范围内有研究点。（2）由于交叉点位置一般情况下并没有直接观测得到的卫星数据，在研究潮汐时如果使用计算得到的数据会给潮汐的提取带入更大的误差，所以要尽量避免选择交叉点处的观测数据。

通过对选择的卫星测高数据进行调和分析，得到了研究所选取的各分潮调和常数。以一个主要半日分潮 **M2** 和一个主要全日分潮 **K1** 为例进行分析，它们的同潮图如下所示。

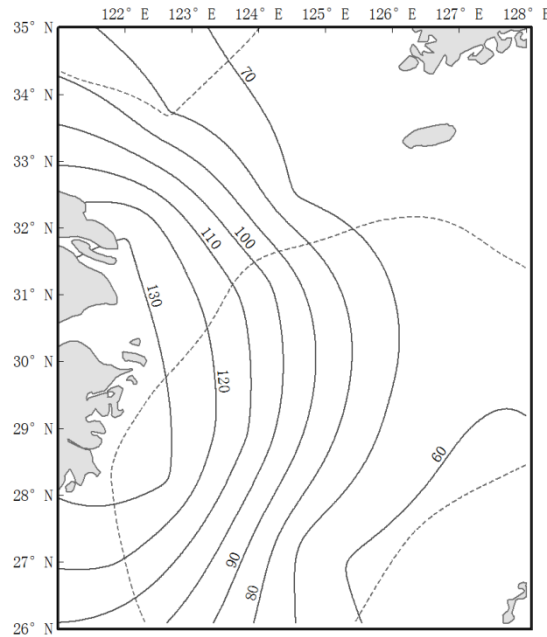


图 2-3-5 M2 分潮的同潮图（实线表示的是振幅：cm；虚线表示的是迟角）

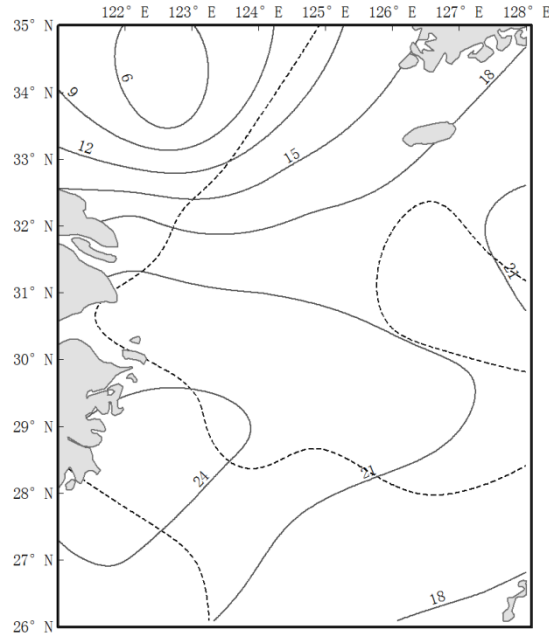


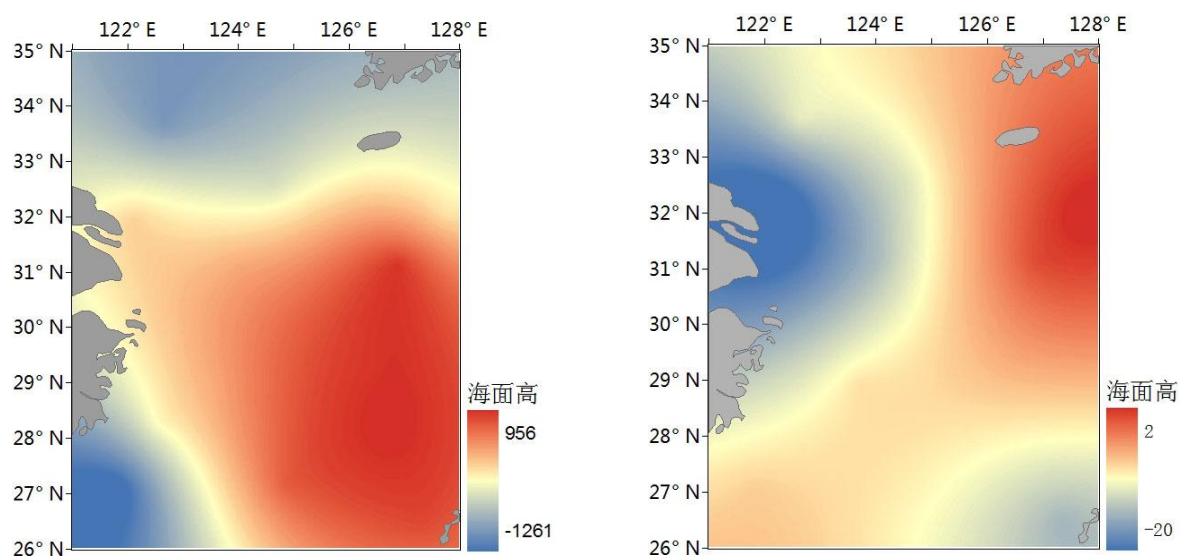
图 2-3-6 K1 分潮的同潮图（实线表示的是振幅：cm；虚线表示的是迟角）

从图中看出 M2 分潮从太平洋传入中国海，振幅从 0.6 米增加到 1.3 米，这可能是由于水深变浅以及四分之一波长共振造成。M2 分潮到达海岸之前在 29°N 附近，一部分继续向北传播到黄渤海，另一部分向南进入台湾海峡。对于 K1 分潮来说它有一个无潮点出现在 34°N 附近，其振幅在黄海东北部较大。将得到的主要分潮的调和常数与方国洪等^[47]的结果进行比较，潮汐信息与其结果一致，表明调和分析方法可以有效地分离测高数据中的潮汐信息。

通过以上分析结果可以得出结论：通过测高卫星数据本身分离出的潮汐信息，进行潮汐推广，在有测高卫星数据分布的周围区域会有较好的适用效果，但是一旦距离较远，那么可能会由于其他各种干扰因素的影响而导致适用性较差。而我们推广潮汐信息的目的是为了对测高卫星数据进行校正，而由于卫星数据的重复性观测特性，待校正的卫星数据必然会分布在我们分离潮汐信号的卫星数据周围，这也从某种程度上决定了，这种方法得到的潮汐信息具有较高的适用性。

利用分析得到的潮汐信息对选取的点处的 T/P 卫星和 Jason-1 卫星两种测高卫星测得的海面高数据进行潮汐校正，得到长时间序列的海面高数据。

固定时间，以一个周期为例，那么我们可以得到整个空间区域的海面高分布情况。该周期中研究区域的含潮汐的海面高分布如图 2-3-7 (a)，利用上述方法得到的潮汐信息对该周期海面高进行潮汐校正，得到的结果如图 2-3-7 (b)。



(a) 潮汐校正前

(b) 潮汐校正后

图 2-3-7 第 364 周期潮汐校正前后海面高空间分布(mm)

由 1992 年-2002 年 T/P 卫星测高数据得到的平均海面异常高空间分布情况如图 (2-3-8) 所示。

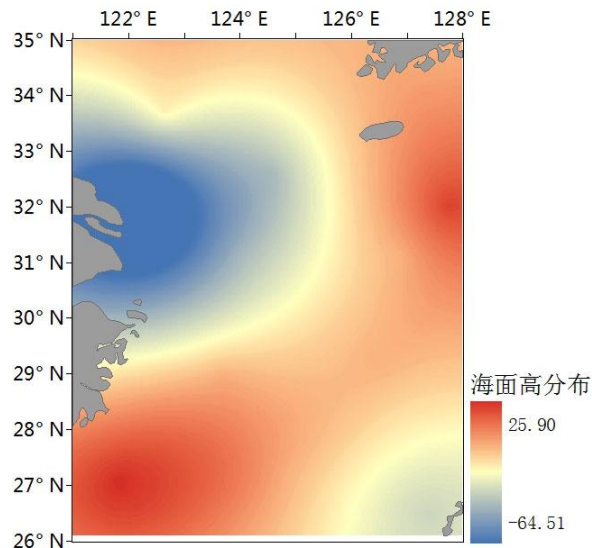


图 2-3-8 多年平均的海面高异常的空间分布(mm)

海面高的分布在空间范围内近似有西低东高的趋势,且靠近大陆的地方偏低。在开阔海域,从纬度范围上看有南低北高的趋势,尤其是 28°N 以北地区明显比南部偏高。这些可能与流经此地的带有暖流性质的黑潮有关,黑潮一直向北流动,最后经过日本西南部的九州岛并分支,因此在九州岛附近以西以及朝鲜半岛附近

形成很高的海面，而 28°N 以南地区受到黑潮影响很小。

2.3.4 海平面变化时空分析

2.3.4.1 经验正交分解分析

经验正交分解方法（EOF）是一种常用的时间序列分析的方法，它的主要思想就是把一个拥有 P 个空间点的 N 个时间点的观测场进行正交分解，然后用正交的时间函数与正交的空间函数相乘的形式表现出来，一般情况下是将典型场选择为空间函数 $s_{i,j}$ ，与此对应将时间函数 $t_{i,j}$ 当做所占比重，如公式（2-3-20）。

$$F_{i,j} = \sum_{k=1}^p s_{i,k} t_{k,j} = s_{i,1} t_{1,j} + s_{i,2} t_{2,j} + s_{i,3} t_{3,j} + \cdots + s_{i,p} t_{p,j} \quad (2-3-20)$$

表达式中， $F_{i,j}$ 代表的是第 i 个观测场中的第 j 个观测点的值，用矩阵表示为：

$$F = ST \quad (2-3-21)$$

上述式中， F 表示一个 $p \times n$ 阶的矩阵， S 则代表空间函数阵，阶数为 $p \times p$ 阶， T 代表的是时间系数阵，阶数为 $p \times n$ 阶， S, T 均为正交矩阵。

对于（2-3-21），对方程是两边作如下处理：

$$FF' = STT'S' \quad (2-3-22)$$

其中， FF' 代表的协方差矩阵，它是一个 $p \times p$ 阶的实对称矩阵，依据实对称矩阵的分解定理有，

$$FF' = S\Lambda S' \quad (2-3-23)$$

其中， Λ 表示的特征值矩阵，它是一个对角阵， S 代表的是特征向量矩阵，那么，可以令

$$TT' = \Lambda \quad (2-3-24)$$

这样，结合（2-3-21）、（2-3-22）和（2-3-24）， S 就可以看成是分解得到的空间函数，由（2-3-21）可以得到时间函数为：

$$T = S'F \quad (2-3-25)$$

式中， S 称作空间函数矩阵， T 称作时间函数矩阵，它们两个就是待求量。

在空间上选取前面研究中所述的 12 个点，在时间上选择 1992-2011 年的测高卫星数据经过校正后的海面高数据，这些数据都是针对于平均海平面的距平值。因此我们可以得到 12*691 的时空距平场数据。经过经验正交分解（EOF）处理，得到的前 3 个模态典型场对原始场的贡献率如表 2-3-4 所示，可见前 2 个模态贡

献率已经达到了 76.85%。分解得到的前两个模态典型场的空间分布分别如图 2-3-9、2-3-10 所示。

表 2-3-4 模态典型场的贡献率

模态典型场	贡献率 (%)	累计贡献率 (%)
1	71.08	71.08
2	5.77	76.85
3	4.77	81.62

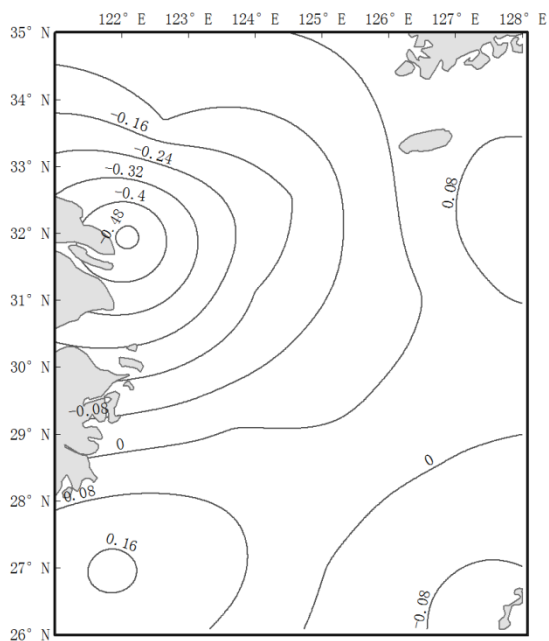


图 2-3-9 第一模态空间典型场分布

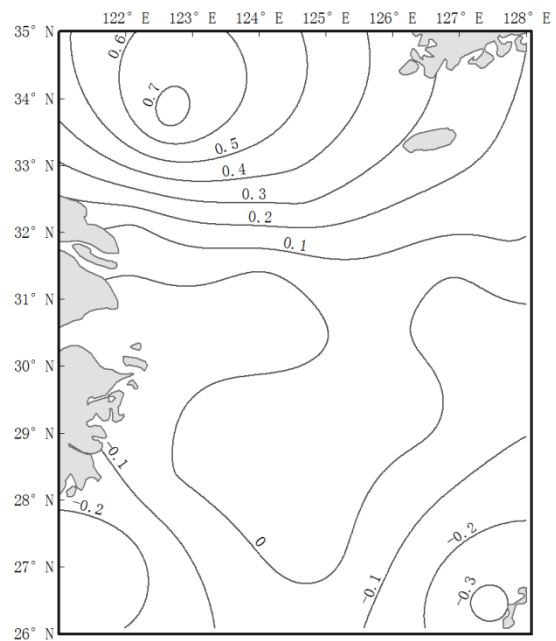


图 2-3-10 第二模态空间典型场分布

从第一模态典型场的空间分布可以看出海面高变化在空间的分布上存在盆状的涡分布，长江口区域位于中心，不断向深海处渐变，呈现出两种变化趋势。从第二模态典型场的空间分布可以看出海面高变化在空间上显示出与纬度近似有关系的南北渐变过程。

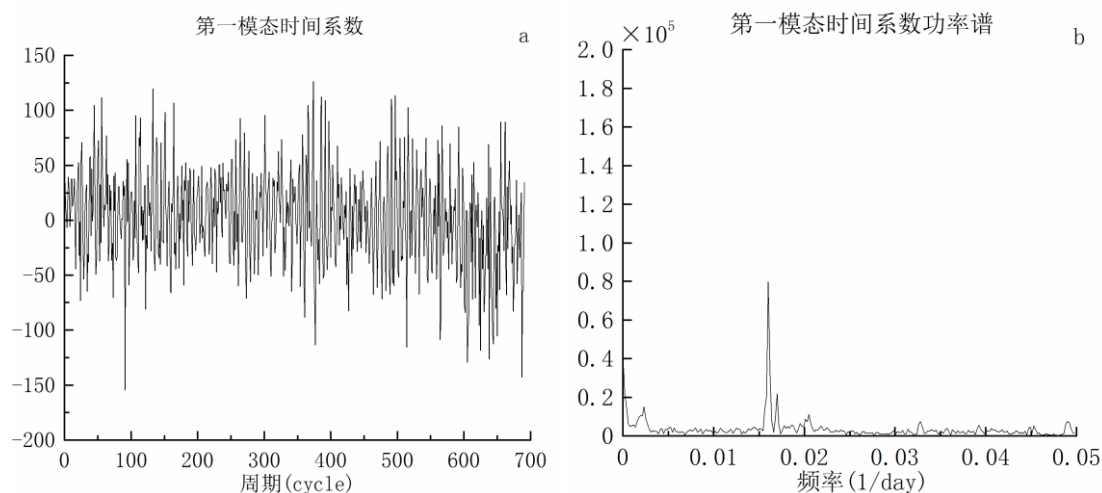


图 2-3-11 第一模态的空间场的时间系数及其功率谱图

a: 时间系数 b: 时间系数的功率谱图

图 2-3-9 为分解得到的第一模态空间典型场分布情况，图 2-3-11 为对应的时间系数以及功率谱图。第一模态显示该海域相同时段内的海面高变化在空间分布上存在盆状的涡分布，长江口区域位于中心，不断向深海处渐变，出现正负两种情况，表明在同一时间点海平面的波动趋势相反，即同一时刻，两处的海平面呈现出两种变化趋势。结合该典型场对应的时间系数，发现第一模态典型场有稳定的年变化特征（对应于图中频率 0.0027 峰值处的时间约为 365 天）。说明该模态场受到季风的影响。靠近陆地地区海域受季风影响比深海区域要大，此处海域主要受到的季风为西南-东北季风，由于季节更替导致的风向变化，会给此处海面带来比较大的波动。谱分析结果显示，第一模态除了具有稳定的年变化特征还具有 60 天左右的变化周期项（对应于图中频率 0.016 峰值处的时间约为 60 天）。这一分布形态与过去的研究结果基本吻合。

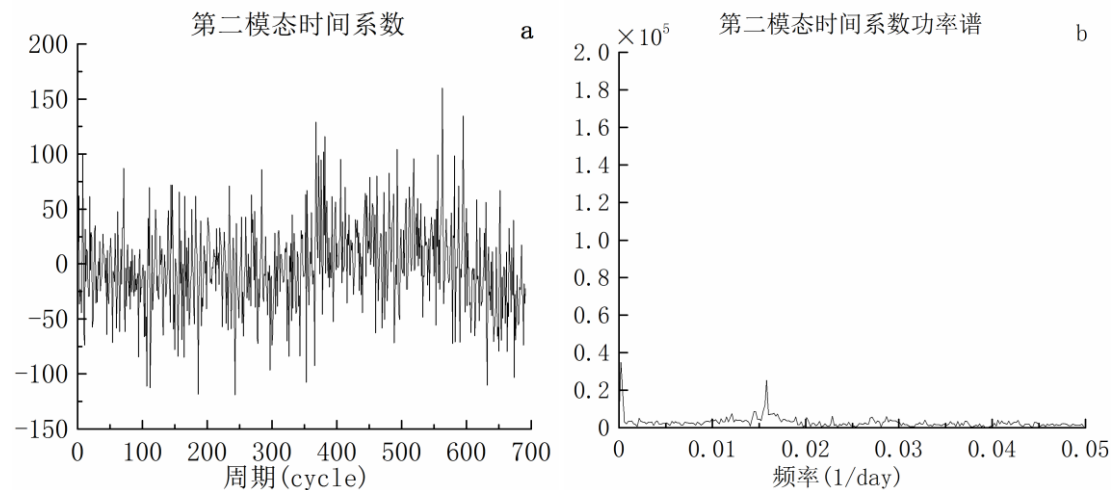


图 2-3-12 第二模态的空间场的时间系数及其功率谱图

a: 时间系数 b: 时间系数的功率谱图

图 2-3-10 为分解得到的第二模态空间典型场分布情况，图 2-3-12 为对应的时间系数以及功率谱图。第二模态显示该海域海面高变化在空间上表现出与纬度近似有关系的南北渐变过程。在纬度上表现出的近似变化可能与海面大气压与太阳辐射有关，与大陆气压分布不同，海面上的大气压分布会随纬度呈现出一定的变化，而且太阳辐射与纬度分布也相关。结合该典型场对应的时间系数，发现第二模态典型场有稳定的 2 个月左右的变化周期项（对应于图中频率 0.016 峰值处的时间约为 60 天）。说明该海域海平面变化比其他海域存在的复杂性变化要简单很多，这一结果与过去的研究结果一致。

2.3.4.2 经验模态分解分析

经验模态分解方法（EMD）是对一个随时间变化的物理场进行处理，可以将一些表征物理场本征特征的本征模态从中提取出来，这些本征模态能够反映出该物理场的线性变化信息以及非线性和非平稳的变化信息。在 EMD 分析中，提取出的一个本征模态称为 IMF，一般情况下提取出的 IMF 个数是有限的。EMD 方法提取 IMF 的步骤如下：

第一，求出时间序列的极大值极小值以及对应的上包络和下包络。设第一对相邻的极大值和极小值得包络的均值为 m_1 ，将原始时间序列减去 m_1 ，得到第一个迭代结果 h_1 ：

$$h_1 = x(t) - m_1 \quad (2-3-26)$$

接着再计算第二对相邻的极大值和极小值的包络，求取平均值为 m_2 ，将 h_1 减去 m_2 ，得到第二个迭代结果 h_2 ：

$$h_2 = h_1 - m_2 \quad (2-3-27)$$

如此迭代计算下去：

$$h_k = h_{k-1} - m_k \quad (k=1,2,3,\dots) \quad (2-3-28)$$

直到满足下式：

$$\delta = \sum_{k=1}^n \frac{(h_{k-1} - h_k)^2}{h_{k-1}^2} \leq 0.03 \quad (2-3-29)$$

则认为 h_k 就是我们要提取的第一主模态 IMF1,

第二, 将本征模态一 IMF1 从原始信号中去掉, 得到 $x_1(t)$, 即:

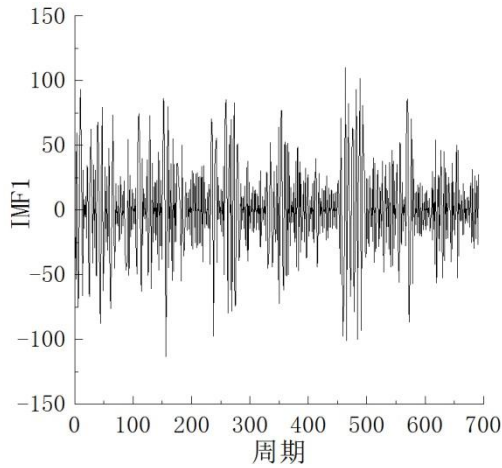
$$x_1(t) = x(t) - IMF1 \quad (2-3-30)$$

对 $x_1(t)$ 重复步骤一的操作, 计算第二主模态 IMF2, 以此类推重复下去, 即:

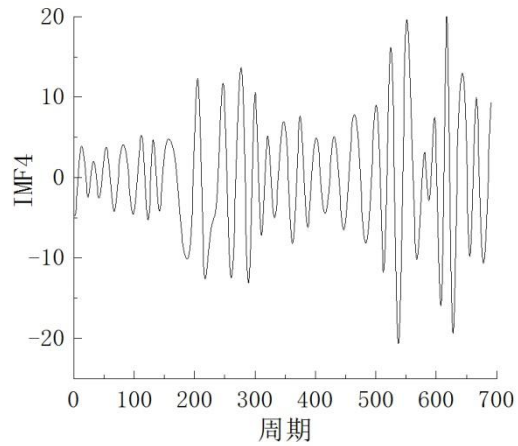
$$x_k = x_{k-1} - IMFk \quad (k=1,2,3\dots) \quad (2-3-31)$$

直到得到的 x_k 为一个单调的函数为止。

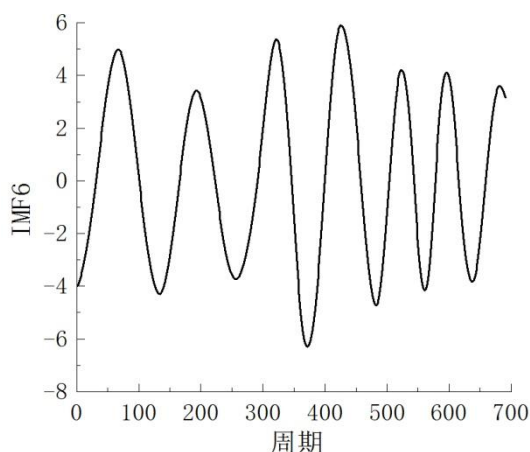
通过前述的经验正交分解 EOF 处理得到模态典型场的空间分布和时间系数。从模态典型场的空间分布可以看出长江口及外围海域海平面在同时段的波动变化存在由近海到深海处相反的两种趋势, 并且显示出与纬度近似有关系的南北渐变过程。为了研究海面高时间序列当中蕴含的时间上的周期循环变化规律, 对第一模态时间系数进行经验模态分解, 提取其中的周期信息。结果表明, 海面高时间序列波动变化中除了存在高频变化过程, 还有周年循环的信号以及年际循环振荡特征。结果如下图。



(a) 高频变化信号



(b) 近似周年变化信号



(c) 年际变化信号

图 2-3-13 海面高时间序列中存在的周期循环变化信号

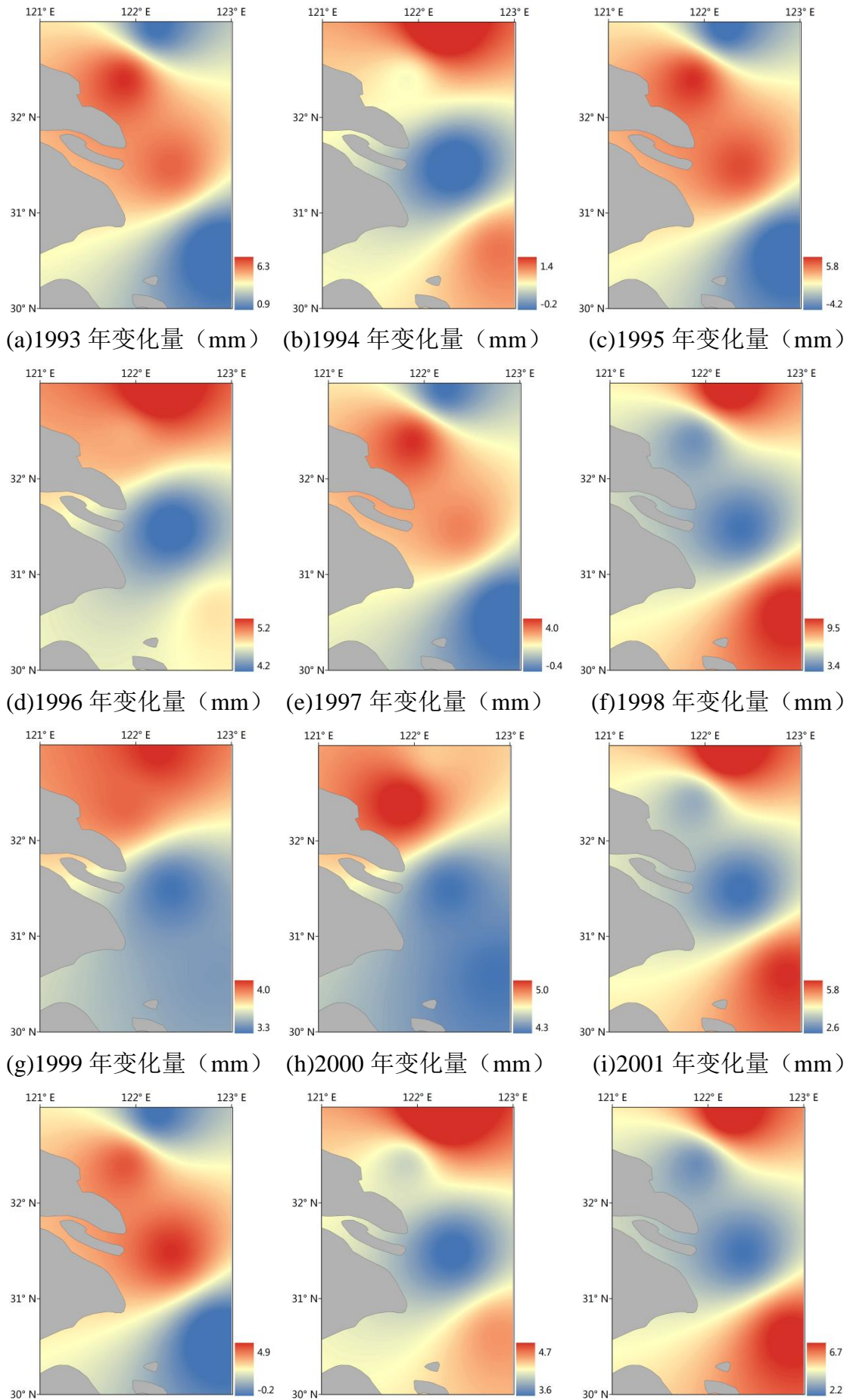
2.3.4.3 海平面逐年变化分析

1) 海平面逐年变化量的计算方法

通过对时间系数的经验模态分解可以得到在海面高时间序列当中存在着以一年为周期的周年循环特征和以三年为周期的年际循环特征, 将这些稳定存在的周期振动变化项从海面高时间序列中去除。对去除周期振动变化项之后的海面高时间序列数据月平均处理, 相邻两项做差值即可得到逐月的海面高变化量, 对 12 个月的值累加即可得到海平面逐年变化量。

2) 逐年变化量分布

在研究得到潮汐校正方法以及海面高变化量计算方法的基础上, 对研究区长江口区域的海面高变化进行计算。长江口区域范围为 ($30^{\circ}33'N, 121^{\circ}12'E$), 计算得到的海平面逐年变化量分布如图 2-3-14 所示。通过分布图可以得到结论: 从时间上讲, 逐年变化量基本上都是正值, 即每一年海平面都比前一年升高, 呈上升趋势。在空间上讲, 同一年内不同位置处海平面变化量不同, 不同年份海平面变化量空间分布也不相同, 处于不断变化的状态。



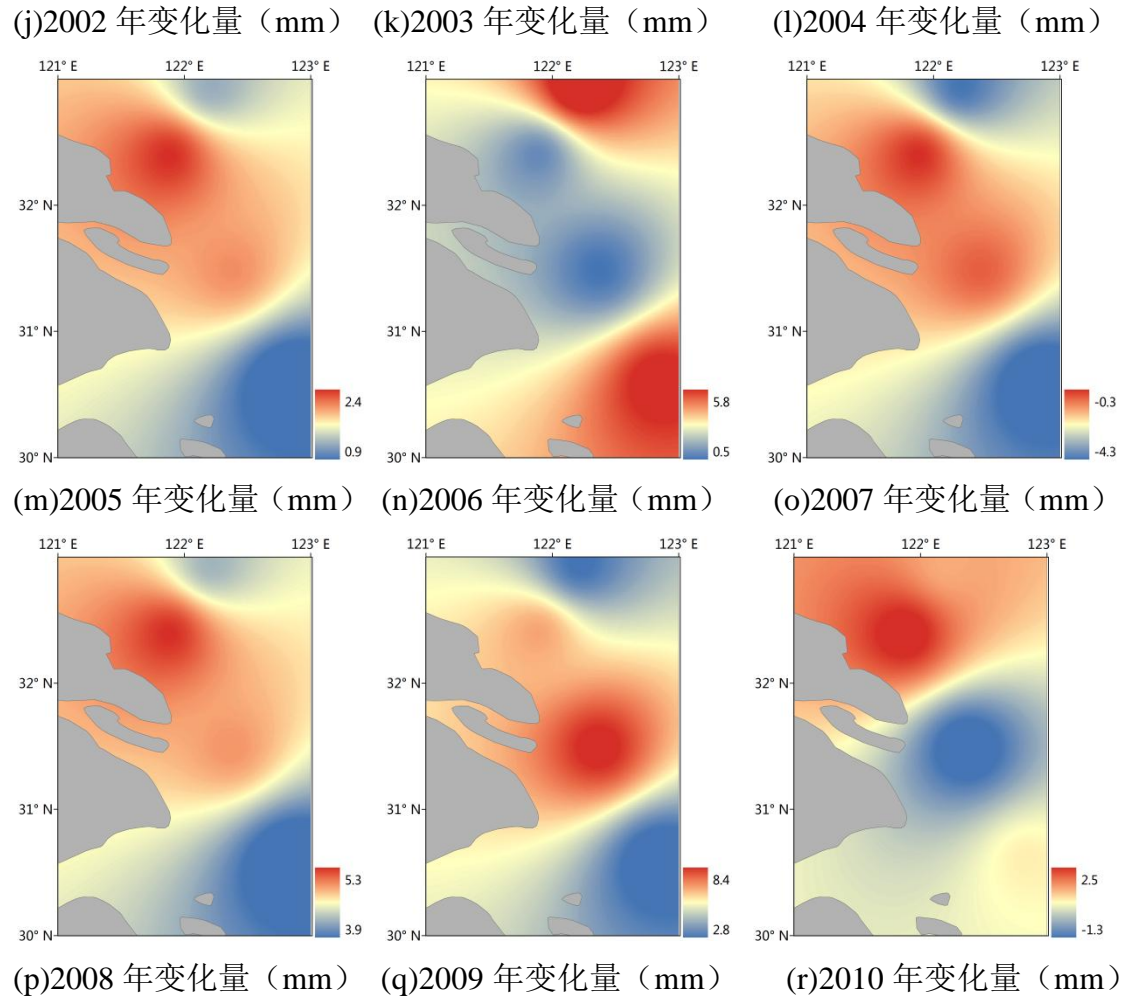


图 2-3-14 长江口区域绝对海平面逐年变化量空间分布

2.4 本章小结

本章前部分内容介绍了研究区域和实验数据，然后着重介绍了利用数据在研究区域进行研究的处理技术流程。首先，选择利用 T/P 卫星以及 Jason-1 卫星的测高卫星数据构建了长时间序列海面高数据；其次，采用基于 j,v 模型的调和分析方法，从测高数据时间序列中分离出潮汐信息，并应用于数据自身的潮位校正；最后，利用经验正交分解方法对去除潮汐影响后的测高数据进行分析，研究结果表明：

(1) 调和分析方法可以有效地分离出卫星测高数据中所包含的潮汐信息，从而可以应用于自身的潮汐校正；基于调和分析方法，从测高数据中分离出潮汐信息，利用潮汐信息对海面高数据进行潮汐校正，构建海面高时间序列。

(2) 结合经验正交分解和经验模态分解方法进行海平面变化的时空分析, 分别得到长江口区域海平面变化的空间分布和时间变化规律: 海面高变化在空间的分布上存在盆状的涡分布, 长江口区域位于中心, 不断向深海处渐变, 呈现出两种变化趋势, 并且显示出与纬度近似有关系的南北渐变过程。靠近陆地地区海域受季风影响比深海区域要大, 此处海域主要受到的季风为西南-东北季风, 由于季节更替导致的风向变化, 会给此处海面带来比较大的波动。在纬度上表现出的近似变化可能与海面大气压与太阳辐射有关。海面高时间序列波动变化中除了存在高频变化过程, 还有周年循环的信号以及年际循环振荡特征。

(3) 对典型空间分布结构所对应的时间系数分析结果表明, 该海域海平面变化存在的时间尺度的变化比较简单, 在时间上存在着年周期和 2 个月周期两个稳定的周期振荡信号。

(4) 通过计算绝对海平面的变化量, 得到了长江口区域 1993-2010 的 18 年中绝对海平面的逐年变化量, 构建了长江口区域海平面变化的时间序列。

第三章 GM(1, 1) 灰色模型改进研究

根据灰色系统理论,海平面的变化就属于灰色系统,因为虽然经过研究已经知道海平面的变化会受到温度、海水盐度、比热容等等各种各样的因素影响,但是除了这些影响因素之外还存在未知的很多因素在影响着海平面的变化,因此对于海平面变化来说,可以利用 GM(1,1)灰色预测模型去研究。GM(1,1)灰色模型在海平面变化预测中还存在一些不足,本章将进行 GM(1,1)灰色模型的改进研究,通过对模型进行不同方法的改进并比较结果,寻找最优的改进模型,改进后的预测模型应该合理反映出海平面变化中线性与非线性趋势。

3.1 灰色系统理论

3.1.1 灰色系统理论概述

现实世界中存在着形式各异多种多样的不确定性问题,这些问题中有一些可以使用熟知的模糊数学方法或者是概率统计方法解决,然而除此之外还有一些不确定性问题往往缺乏数据和经验,样本量较小,信息也不完全。这种不确定性表现出的少数数据特征就是灰性,具有这样性质的系统叫灰色系统。灰色系统理论就是用来解决存在这样性质的问题的一种理论^[22]。现实中人的身体就是一个灰色系统,虽然我们可以衡量并知道身高体重等外在的特征,但是有更多的关于人体的参数是未知的。另外,在很多领域中很多问题无法被寻求出内部机制在加上复杂的外界环境条件,因而非常多的系统表现出的是具有灰性。

灰色系统的一个重要前提是基于对客观系统的新认识,认为虽然有的系统的信息不够充分,但作为一种系统其必然会存在特定的功能也必然是有序的,只是有时候它内在的规律并没有充分的外露出来。从灰色系统角度出发去看待外表无序的随机量,会发现它们其实会存在可以被探究出的规律。灰色系统观点认为所有的系统都是能量系统,必然会存在累加聚积或减少衰变的一种趋势,表现这些变化趋势的一种方法是通过指数的形式表现递变过程。

灰色系统理论研究中最主要的是要产生一个生成数。灰色系统理论中的研究对象都叫做灰色量。按适当的方法对原始数据处理,使得通过灰色生成量产生一个规律性强的生成函数,进而使灰色系统变得尽可能明确。这样的一个处理过程

被称作白化过程。

灰色系统理论自 20 世纪 80 年代创立以来, 经过 30 多年的发展, 作为一门新兴学科的结构体系已基本建立成型。其主要内容包括: 将灰色朦胧集等一些灰数学内容当作基础的理论体系; 在灰色关联空间基础上发展的分析体系; 依托灰生成处理为基础的方法体系; 以灰色模型为核心的模型体系; 以系统评估建模预测等为主体的技术体系。

3.1.2 GM (1, 1) 灰色预测模型

3.1.2.1 建模过程

在灰色系统理论的观点中, 所有系统都是能量系统, 它的一些特征会通过一些离散序列来表现出来, 这些数据看上去杂乱无章并且没有规律可循, 但是通过合适的处理之后, 总会将它的随机性弱化, 进而呈现出系统所固有的一些本质特征。对于一个离散的非负数列而言, 所有的累加生成运算是加强其规律性转变的一个很好的方法。

GM(1,1)的含义: G-Grey (灰色); M-Model(模型); 括号中前面的“1”表示一阶函数, 后面的“1”表示一个变量。

GM(1,1)灰色预测模型首先利用对原始数据处理后得到的具有可发现性的强规律的数列建立模型, 然后通过模型结果进行累减操作去计算出原始数据的预测值。将原始序列记为:

$$x^{(0)} = \{x^{(0)}(1), x^{(0)}(2), \dots, x^{(0)}(n)\} \quad (3-1-1)$$

把该数据序列作为原始序列去构建灰色 GM(1,1)模型的步骤为:

第一步, 根据灰色系统理论中灰生成的处理方法, 将原始序列进行一次累加, 得到一个新的生成序列, 记为:

$$x^{(1)} = \{x^{(1)}(1), x^{(1)}(2), \dots, x^{(1)}(n)\} \quad (3-1-2)$$

其中, $x^{(1)}(k) = \sum_{i=1}^k x^{(0)}(i)$, 表示对前面数据求和。

第二步, 通过计算处理, 用白化形式来表示该模型的微分方程, 具体如下式:

$$\frac{dx^{(1)}}{dt} + ax^{(1)}(t) = u \quad (3-1-3)$$

其中, a 为发展系数, u 为灰色作用量。

第三步，求解未知参数，公式中的未知数 a, u 可以通过下式计算：

$$[a, u]^T = (B^T B)^{-1} B^T y \quad (3-1-4)$$

其中，

$$B = \begin{bmatrix} -\frac{1}{2}[x^{(1)}(1) + x^{(1)}(2)] & 1 \\ -\frac{1}{2}[x^{(1)}(2) + x^{(1)}(3)] & 1 \\ \vdots & \vdots \\ -\frac{1}{2}[x^{(1)}(n-1) + x^{(1)}(n)] & 1 \end{bmatrix}, \quad y = [x^{(0)}(2), x^{(0)}(3), \dots, x^{(0)}(n)]^T$$

第四步，在以上计算和处理的基础上开始解微分方程，将得到的通解用离散形式表示为：

$$\hat{x}^{(1)}(k+1) = -\frac{C}{a}e^{-ak} + \frac{u}{a} \quad (3-1-5)$$

公式中， C 是积分常数，需要依靠一定的条件来确定它具体的取值，也就是需要有定解条件。在当前对预测模型的研究中，一般情况下都是认为：

$$\hat{x}^{(1)}(1) = x^{(1)}(1) = x^{(0)}(1) \quad (3-1-6)$$

则满足该条件下的特解表示为：

$$\hat{x}^{(1)}(k+1) = (x^{(0)}(1) - \frac{u}{a})e^{-ak} + \frac{u}{a} \quad (3-1-7)$$

第五步，在计算出每个未知参数之后，就可以得到这个方程特解的准确表达式，进而求出 $x^{(1)}$ 的预测序列，对式（3-1-7）进行相减操作，便可以计算出对原始序列 $x^{(0)}$ 进行灰色预测的具体表达式：

$$\hat{x}^{(0)}(k+1) = \hat{x}^{(1)}(k+1) - \hat{x}^{(1)}(k) \quad (3-1-8)$$

讲不同的 k 值代入上式就可以计算出对应的值。当 $k=1, 3, \dots, n$ 时，代入上式后计算出的是原始序列在该模型下的拟合值；当 $k>n$ 时，代入上式后计算出的是灰色预测模型下对未来的预测值。

3.1.2.2 GM(1,1)模型特征及检验

以灰色系统理论为基础建立的灰色预测方法很擅长处理这种缺乏信息和数据的问题。当然灰色预测方法也有一些限制，就是模型的预测适用性要依赖发展系数的取值，受到其制约，研究已经证明了模型中的发展系数这一参数和模型的适用性之间存在的关系如下：

首先来说, 只有当发展系数取值满足 $|a| < 2$ 条件时, GM(1,1)模型才有意义;
 当发展系数取值满足 $-a < 0.3$ 条件时, 在中长期预测中可以使用该模型;
 当发展系数取值满足 $0.3 < -a < 0.5$ 条件时, 在短期预测中可以使用该模型,
 但是中长期的预测时需要谨慎使用;

当发展系数取值满足 $0.5 < -a < 0.8$ 条件时, 即使在进行短期预测时也需要十分谨慎的使用该模型;

当发展系数取值满足 $0.8 < -a < 1.0$ 这一条件时, 模型应该进行残差修正;

当发展系数取值满足 $-a > 1.0$ 条件时, 不适宜使用该 GM(1,1)模型。

灰色预测模型构建之后, 其预测效果需要进行评价, 常用残差检验和后验方差检验等方法对其精度进行检验。

1) 相对误差大小检验法, 需要把每一个点的情况都进行计算比较, 通过比较预测数据和实际数据之间的差异, 计算出它的相对误差是否能够满足要求。

设残差为: $\varepsilon(k) = \hat{x}^{(0)}(k) - x^{(0)}(k)$; 则相对误差表示为 $r(k) = \frac{|\varepsilon(k)|}{x^{(0)}(k)}$; 对于预测模型而言, 相对误差越小, 模型精度越高。那么平均相对误差可以表示为 $\bar{r} = \sum_{k=1}^n r(k)$, $p = 1 - \bar{r}$ 称为模型的预测精度。

2) 后验方差检验法, 通过计算残差的概率分布来完成评价。

残差均值表示为 $\bar{\varepsilon} = \frac{\sum \varepsilon(k)}{n}$, 残差标准差表示为 $s_1 = \sqrt{\frac{\sum (\varepsilon(k) - \bar{\varepsilon})^2}{n-1}}$; 原始数据均值表示为 $\bar{x}^{(0)} = \frac{\sum x^{(0)}(k)}{n}$, 原始数据标准差表示为 $s_2 = \sqrt{\frac{\sum (x^{(0)}(k) - \bar{x}^{(0)})^2}{n-1}}$ 。

那么后验方差检验指标后残差比值表示为 $C = \frac{s_1}{s_2}$, C 值越小, 表示模型精度越高。

3.2 GM(1,1)灰色模型改进方法

根据灰色系统理论, 海平面的变化就属于灰色系统, 因为虽然经过研究已经知道海平面的变化会受到温度、海水盐度、比热容等等各种各样的因素影响, 但是除了这些影响因素之外还存在未知的很多因素在影响着海平面的变化, 因此对于海平面变化来说, 可以利用灰色模型去研究。

本节主要对 GM(1,1)灰色模型改进方法进行研究。主要是利用二次累加、新

陈代谢、绝对值法线性改进、斜率相等法等改进方法对模型进行改进。1) 进行初始值确定方法的改进, 舍弃将原始数据中第一个值作为初始值的方法, 考虑到海平面变化包含线性趋势的特点, 选择预测曲线切线斜率与原始数据线性趋势变化速率相等的那一点作为初始值; 2) 对模型采取新陈代谢的构建方法, 每次将预测结果纳入, 并去除第一个点构成新的序列, 重复建模过程; 3) 对模型构建机制改进, 将原始的一次累加扩展为二次累加方式建模; 4) 组合模型改进, 考虑海平面变化中既有线性趋势又有非线性趋势, 将原始 GM(1,1) 模型与线性模型叠加在一起得到组合模型等不同方法改进。

3.2.1 斜率相等方法改进

在传统的 GM(1,1) 模型中, 为了求得 C 值使用的定解条件是 $\hat{x}^{(1)}(1) = x^{(1)}(1) = x^{(0)}(1)$, 即认为预测曲线 $\hat{x}^{(1)}(k)$ 经过了累加曲线 $x^{(1)}(k)$ 中的第一个点 $x^{(1)}(1)$, 在很多时候这一假设是不完全准确的。本方法考虑到了海平面变化的线性规律, 使预测曲线 $\hat{x}^{(1)}(k)$ 经过累加曲线中的第 s 点 $x^{(1)}(s)$ 。定解条件表示为:

$$\hat{x}^{(1)}(s) = x^{(1)}(s) \quad (3-2-1)$$

满足该条件的特解为:

$$\hat{x}^{(1)}(k+1) = (x^{(1)}(s) - \frac{u}{a})e^{-a(k-s+1)} + \frac{u}{a} \quad (3-2-2)$$

上述方程求二阶导数的结果代表原始序列曲线的斜率:

$$h(k+1) = \frac{\partial^2 \hat{x}^{(1)}(k+1)}{\partial k^2} = a^2(x^{(1)}(s) - \frac{u}{a})e^{-a(k-s+1)} \quad (3-2-3)$$

考虑到线性的因素, 定义:

$$h(s) = a^2(x^{(1)}(s) - \frac{u}{a}) = K_{linear} \quad (3-2-4)$$

其中, K_{linear} 是原始曲线 $x^{(0)}(k)$ 的斜率。

这样可以求解出未知数 s, 那么特解也就可以用已知数来表示, 这样按照传统 GM(1,1) 模型的解算方法就可以求出预测序列 $\hat{x}(0)$ 。由于本方法中使用到了原始序列的线性斜率, 所以称之为斜率相等法改进。

3.2.2 绝对值法线性改进

绝对值法线性改进是将原来的指数形式的预测表达式中加入线性部分, 构成灰色线性模型, 然后再具体的建模处理求解过程中使用到了取绝对值的处理方式。

对一个形如式 (3-1-1) 的原始序列进行一次累加, 由 GM(1,1) 模型可以得到累加序列形如式 (3-1-7) 的预测序列, 该式可以记为:

$$\hat{x}^{(1)} = C_1 e^{mt} + C_2 \quad (3-2-5)$$

将累加生成的新序列使用一个线性方程 $y = ax + b$ 再加上一个指数方程 $y = ae^x$ 两者的和的形式进行拟合, 可得到:

$$\hat{x}^{(1)}(k) = C_1 e^{mk} + C_2 k + C_3 \quad (3-2-6)$$

式中, m 以及 C_1, C_2, C_3 都是未知的待求参数。在求解这些待定参数时, 可以先对 m 值进行估计。为了估计 m 的取值, 首先要将 C_1, C_2, C_3 这三个参数从等式中去除掉。考虑到表达式的具体形式, 利用相减法可以消去参数 C_2 和 C_3 。设有参数序列:

$$f_1(k) = \hat{x}^{(1)}(k+1) - \hat{x}^{(1)}(k) = C_1 e^{mk} (e^m - 1) + C_2 \quad (3-2-7)$$

又令:

$$f_2(k) = f_1(k+1) - f_1(k) = C_1 e^{mk} (e^m - 1)^2 \quad (3-2-8)$$

然后, 通过使用比值法可以消去参数 C_1 , 设有参数序列:

$$f_3(k) = \frac{f_2(k+1)}{f_2(k)} = e^m \quad (3-2-9)$$

从而, 通过表达式看出只要对函数 $f_3(k)$ 取对数, 就可以得到 m 值。这时要保证 $f_3(k)$ 为正数, 这样其对数才有意义, 才能求解出 m 值。但是, 在实际中, 由于原始数据序列并不是逐年递增的, 所以做差之后在函数 $f_2(k)$ 中会出现负值, 这样, 无法保证 $f_3(k)$ 在每一个 k 处的取值为正值, 即 m 的值无法求解。为了解决这一问题, 本改进方法, 采用取绝对值的方法, 对 $f_3(k)$ 取绝对值, 这样就保证的 m 可以有效地计算出来, 具体如下:

$$m = \ln(|f_3(k)|) \quad (3-2-10)$$

将式中的 $\hat{x}^{(1)}(k)$ 用 $x^{(1)}(k)$ 代替, 就可以求得一组 m 的值, 将其平均值作为 m 的取值。此时, 设 $L(k) = e^{mk}$, 便可以利用最小二乘法对式 (3-2-6) 中的参数 C_1, C_2, C_3 进行求解, 结果为:

$$C = (B^T B)^{-1} B^T x^{(1)} \quad (3-2-11)$$

其中,

$$B = \begin{bmatrix} L(1) & 1 & 1 \\ L(2) & 2 & 1 \\ \dots & \dots & \dots \\ L(n) & n & 1 \end{bmatrix}, \quad x^{(1)} = \begin{bmatrix} x^{(1)}(1) \\ x^{(1)}(2) \\ \dots \\ x^{(1)}(n) \end{bmatrix}, \quad C = \begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \end{bmatrix}$$

通过这样的处理过程就求得了各个待求参数的值,从而可以求出生成序列的预测值,同样对其进行一次累减处理的操作,就可以得到原始序列的预测值。

3.2.3 二次累加线性改进

二次累加方法改进也是对原始灰色模型进行了线性的改进,在灰色模型基础上加入了线性部分。但是从开始的建模机制上也进行了适当的扩展,改变原有灰色模型一次累加的机制,变成对初始序列进行二次累加来获得规律性较强的生成序列。即在灰生成处理时采用的是二次累加方法进行操作。

在灰生成处理阶段,对原始序列进行二次累加,然后按照 GM(1,1)模型部分加上线性部分来拟合新的生成序列,可以得到:

$$\hat{x}^{(2)}(k) = C_1 e^{mk} + C_2 k + C_3 \quad (3-2-12)$$

式中, m 以及 C_1, C_2, C_3 都是未知的待求参数。在求解这些待定参数时,需要先对 m 值进行估计。为了估计 m 的取值,首先要将 C_1, C_2, C_3 这三个参数从表达式中去除掉。与绝对值法线性改进方法类似,利用相减法可以消去参数 C_2 和 C_3 。设有参数序列:

$$f_1(k) = \hat{x}^{(2)}(k+1) - \hat{x}^{(2)}(k) = C_1 e^{mk} (e^m - 1) + C_2 \quad (3-2-13)$$

$$\text{又令:} \quad f_2(k) = f_1(k+1) - f_1(k) = C_1 e^{mk} (e^m - 1)^2 \quad (3-2-14)$$

然后,可以使用比值法消去参数 C_1 , 设有一个参数序列:

$$f_3(k) = \frac{f_2(k+1)}{f_2(k)} = e^m \quad (3-2-15)$$

从而,通过表达式看出对函数 $f_3(k)$ 取对数,就可以得到 m 值。因为对原始序列进行的是二次累加,所以进行一系列处理后,可以保证 $f_3(k)$ 在每一个 k 处的取值为正值,也就是其对数有意义。这样就保证的 m 可以有效地计算出来,具体如下:

$$m = \ln(f_3(k)) \quad (3-2-16)$$

将式中的 $\hat{x}^{(2)}(k)$ 用 $x^{(2)}(k)$ 代替, 就可以求得一组 m 的值, 将其平均值作为 m 的取值。此时, 设 $L(k) = e^{mk}$, 便可以利用最小二乘法对式 (3-2-12) 中的参数 C_1, C_2, C_3 进行求解, 结果为:

$$C = (B^T B)^{-1} B^T x^{(1)} \quad (3-2-17)$$

其中,

$$B = \begin{bmatrix} L(1) & 1 & 1 \\ L(2) & 2 & 1 \\ \dots & \dots & \dots \\ L(n) & n & 1 \end{bmatrix}, \quad x^{(2)} = \begin{bmatrix} x^{(2)}(1) \\ x^{(2)}(2) \\ \dots \\ x^{(2)}(n) \end{bmatrix}, \quad C = \begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \end{bmatrix}$$

这样就求得了各个待定参数的值, 从而可以求出生成序列的预测值, 与前面几种方法不同的是, 需要对其进行二次累减, 这样就可以得到原始序列的预测值。

3.2.4 新陈代谢方法改进

所谓“新陈代谢”改进方法就是首先利用 GM(1,1) 灰色预测模型对原始序列进行建模处理, 得到一个预测值, 然后将新得到的值纳入原始序列, 并将原始序列中第一个值也就是最老的值删除掉^[48]。这样就可以得到一个新的序列, 然后利用传统的 GM(1,1) 灰色预测模型对新得到的序列进行处理, 再得到新的预测值, 删除第一个值, 如此循环重复进行, 每次都保证序列可以去除旧值, 加入新值。

此方法并未对原始模型的建模过程和求解算法进行改进, 只是对原始数据进行了优化, 需要进行多次单独的原始 GM(1,1) 灰色预测模型处理过程。因此, 处理方法与原始模型一样。

3.3 模型改进结果分析

3.3.1 实验数据

本节内容利用的数据为平均海平面永久服务组织 (PSMSL) 网站提供的全球平均海平面数据, 对改进后的模型效果进行评价研究。该数据由澳大利亚联邦科学与工业研究组织 (CSIRO) 基于验潮站资料计算得到, 包含 1850 年-2009 年的每年年平均海平面高度数据, 最新一次更新为 2011 年。该数据以 1990 年海面高为零值, 所以数据选择与我们经过测高卫星数据得到的相似时段的 1990-2009 年时间段。

选择 1990-2009 年的全球平均海平面时间序列进行研究, 序列中所有数据均

为正值。虽然这些数据并不是逐年递增的，偶尔会有降低的时候，但是整体上显示出随时间增加的趋势。具体数据如表所示。

表3-3-1 全球平均海平面时间序列 (1990-2009: mm)

年份	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
平均海面高	0.7	3.8	6.6	2.1	5.5	10.7	14.4	22.6	15	21.7
年份	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
平均海面高	22.6	27.1	26.1	35.1	34.5	34.1	35.6	39.1	49	55.5

利用 PSMLS 提供的全球海平面变化数据，进行 GM(1,1)灰色预测模型的改进效果研究。这些改进主要是针对模型自身的改进，并不改变原始数据，目的是使模型更好地适用于海平面变化的预测。通过对改进之后的模型进行精度对比分析，选取出改进后最优的预测模型。

3.3.2 模型拟合效果对比

上一节中介绍了几种不同的对原始 GM(1,1)灰色模型的改进方法，这里我们将把原始模型以及几种改进后的模型的拟合效果进行了对比分析研究。

在改进之前先利用原始的 GM(1,1)灰色模型进行效果拟合。利用 1990-2009 年的全球海平面时间序列数据建立 GM(1,1) 灰色预测模型，通过前述的建模方法和解算过程，利用 matlab 软件可以得到，构建的一次累加序列的预测公式为：

$$\hat{x}^{(1)}(k+1) = 75.5689e^{0.1070k} - 74.8689 \quad (3-3-1)$$

通过这个预测公式，可以计算出一次累加后序列的预测值，再进行一次累减操作即可得到 1991-2009 年的海平面高度的拟合值，与实际值进行比较结果如图 3-3-1。从图中可以看出，灰色预测结果在开始时刻存在很大的突变，预测值与实际值相差较多，虽然中间部分有些预测值较准确，但是随着时间的递增，预测值表现出的偏差变得越来越大。

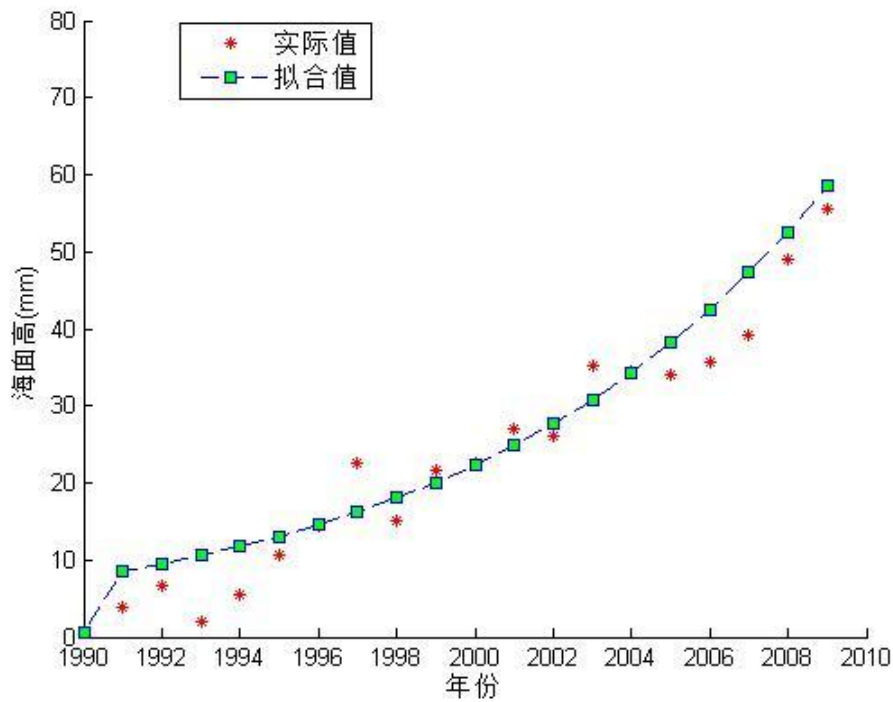


图 3-3-1 原始的 GM(1,1)模型拟合结果

图中直观的显示了模型的拟合效果,计算出原始灰色预测模型结果中每一年的绝对误差值和相对误差,如下表所示。

表 3-3-2 原始 GM(1,1)模型拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差(%)
1990	0.7	0	0.0
1991	8.5	4.7	123.7
1992	9.5	2.9	43.9
1993	10.6	8.5	404.8
1994	11.8	6.3	114.5
1995	13.1	2.4	22.4
1996	14.6	0.2	1.4
1997	16.2	-6.4	28.3
1998	18	3	20.0
1999	20.1	-1.6	7.4
2000	22.4	-0.2	0.9

2001	24.9	-2.2	8.1
2002	27.7	1.6	6.1
2003	30.8	-4.3	12.3
2004	34.3	-0.2	0.6
2005	38.2	4.1	12.0
2006	42.5	6.9	19.4
2007	47.3	8.2	21.0
2008	52.6	3.6	7.3
2009	58.5	3	5.4

通过表中可以看出,原始灰色预测模型对这一时间序列的拟合值与真实值之间的绝对误差都比较大,计算得到中误差为 4.36 毫米。相对误差分布参差不齐,相对误差超过 100%的拟合值出现过 3 此,最高的误差可以达到 404.8%。平均相对误差为 43%,计算得到后残差比 $C=0.25$ 。

利用 1990-2009 年的全球海平面时间序列数据建立斜率相等法改进的灰色预测模型,通过前述的建模方法和解算过程,利用 matlab 软件可以得到,构建的一次累加序列的预测公式为:

$$\hat{x}^{(1)}(k) = 227.3240e^{0.1070(k-12)} - 74.8689 \quad (3-3-2)$$

通过这个预测公式,可以计算出一次累加后序列的预测值,再进行一次累减操作能够得到 1991-2009 年的海平面高度的拟合值,与实际值进行比较结果如图 3-3-2。从图中直观的来看,此结果与原始 GM (1, 1)模型结果并无太大改善,并且与原始模型结果存在同样的弊端。

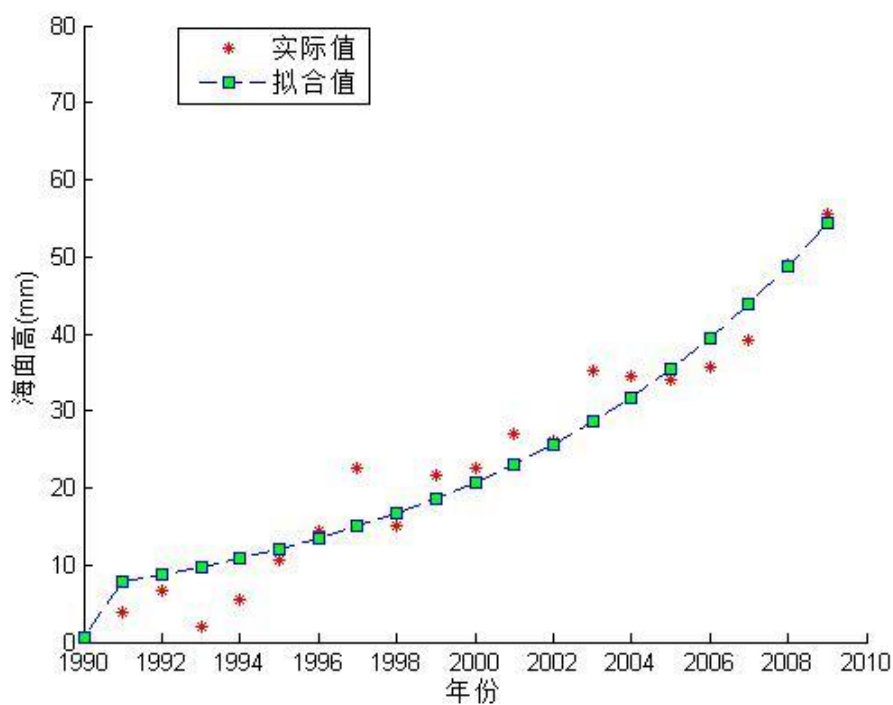


图 3-3-2 斜率相等法改进模型拟合结果

计算出斜率相等法改进后的预测模型结果中每一年的绝对误差值和相对误差，如下表所示。

表 3-3-3 斜率相等法改进模型拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差(%)
1990	0.7	0	0.0
1991	7.9	4.1	107.9
1992	8.8	2.2	33.3
1993	9.8	7.7	366.7
1994	10.9	5.4	98.2
1995	12.1	1.4	13.1
1996	13.5	-0.9	6.3
1997	15	-7.6	33.6
1998	16.7	1.7	11.3
1999	18.6	-3.1	14.3
2000	20.7	-1.9	8.4

2001	23.1	-4	14.8
2002	25.7	-0.4	1.5
2003	28.6	-6.5	18.5
2004	31.8	-2.7	7.8
2005	35.4	1.3	3.8
2006	39.4	3.8	10.7
2007	43.8	4.7	12.0
2008	48.8	-0.2	0.4
2009	54.3	-1.2	2.2

通过表中可以看出,斜率相等法改进的灰色预测模型对这一时间序列的拟合值与真实值之间的绝对误差也比较大,但相对于原始模型有了一些改进。计算得到中误差为 3.82 毫米。相对误差分布同原始灰色模型结果一样也是表现的参差不齐,相对误差超过 100%的拟合值出现了两次,最高的误差可以达到 366.7%。平均相对误差为 38%,计算出后验残差比值 $C=0.247$ 。

利用 1990-2009 年的全球海平面时间序列数据建立绝对值法线性改进的灰色预测模型,通过前述的建模方法和解算过程,利用 matlab 软件可以得到,构建的一次累加序列的预测公式为:

$$\hat{x}^{(1)}(k) = 967.7104e^{0.0411k} - 38.5739k - 971.7817 \quad (3-3-3)$$

通过这个预测公式,可以计算出一次累加后序列的预测值,然后进行一次累减操作就能够得出 1991-2009 年的海平面高度的拟合值,与实际值进行比较结果如图 3-3-3。从图中直观的来看,绝对值法改进后的灰色线性模型结果与原始 GM (1, 1)模型结果相比有比较大的改善,没有出现大的突变并且与真实序列符合情况很好,甚至有些拟合值与真实值是一样的。随着时间变化并未表现出与真实值序列的太大偏离趋势。

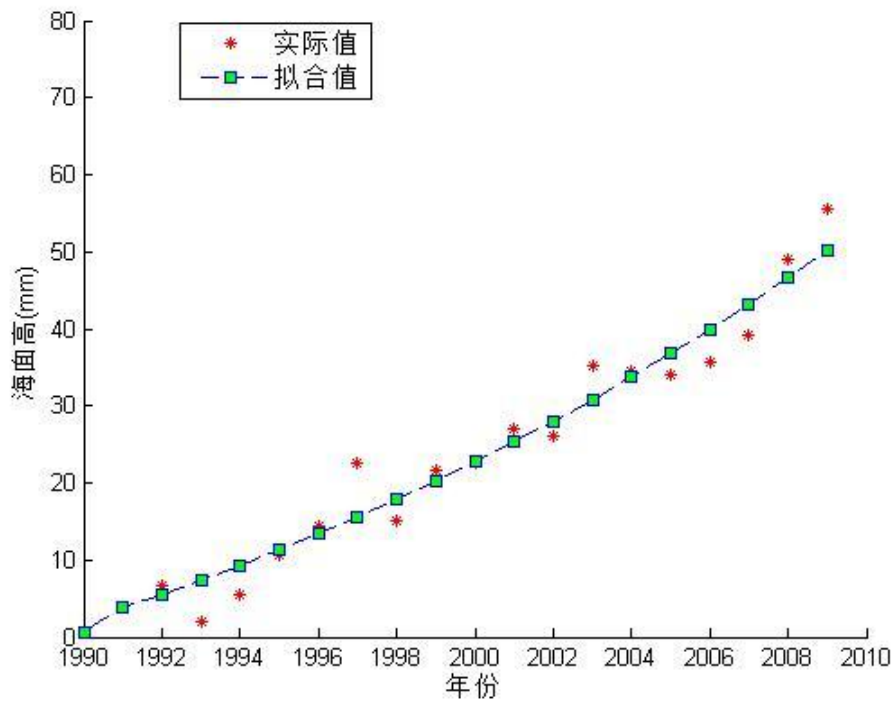


图 3-3-3 绝对值法线性改进模型拟合结果

计算出绝对值法线性改进后的预测模型结果当中每一年的绝对误差值和相对误差，如下表所示。

表 3-3-4 绝对值法线性改进后模型拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差(%)
1990	0.7	0	0.0
1991	3.8	0	0.0
1992	5.5	-1.1	16.7
1993	7.4	5.3	252.4
1994	9.3	3.8	69.1
1995	11.3	0.6	5.6
1996	13.4	-1	6.9
1997	15.6	-7	31.0
1998	17.9	2.9	19.3
1999	20.3	-1.4	6.5
2000	22.7	0.1	0.4

2001	25.3	-1.8	6.6
2002	28	1.9	7.3
2003	30.8	-4.3	12.3
2004	33.7	-0.8	2.3
2005	36.7	2.6	7.6
2006	39.9	4.3	12.1
2007	43.2	4.1	10.5
2008	46.6	-2.4	4.9
2009	50.2	-5.3	9.5

通过表中可以看出, 绝对值法线性改进的灰色预测模型对这一时间序列的拟合值与真实值之间的绝对误差都控制在比较小的范围内, 比原始模型有了较大改进。计算得到中误差为 3.21 毫米。相对误差比较小, 超过 100% 的情况只出现了一次。平均相对误差为 24%, 计算得到后残差比为 $C=0.20$ 。

利用 1990-2009 年的全球海平面时间序列数据建立二次累加法改进的灰色预测模型, 通过前述的建模方法和解算过程, 利用 matlab 软件可以得到, 构建的二次累加序列的预测公式为:

$$\hat{x}^{(2)}(k) = 379.8603e^{0.1253k} - 55.5673k - 383.8411 \quad (3-3-4)$$

通过这个预测公式, 可以计算出经过二次累加后的生成序列的预测值, 再对其进行二次累减操作就能够得到 1991-2009 年的海平面高度的拟合值, 与实际值进行比较结果如图 3-3-4。从结果图中可以看出拟合的效果比原始模型稍有改善, 但是仍然存在一些较大偏差。

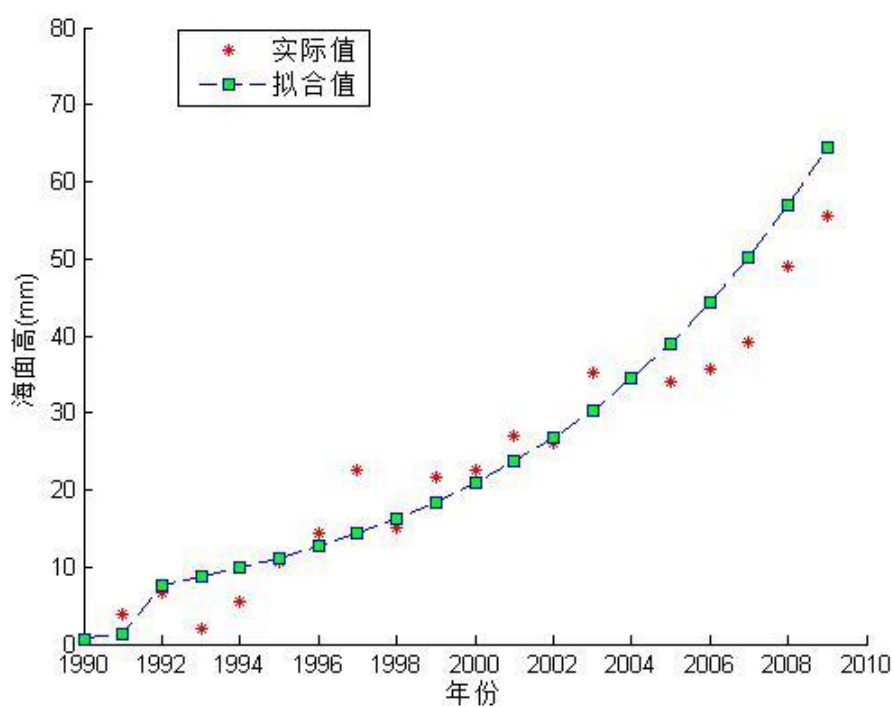


图 3-3-4 二次累加改进模型拟合结果

计算出二次累加法改进后的预测模型结果中每一年的绝对误差值和相对误差，如下表所示。

表 3-3-5 二次累加线性改进后模型拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差(%)
1990	0.7	0	0.0
1991	1.2	-2.6	68.4
1992	7.7	1.1	16.7
1993	8.7	6.6	314.3
1994	9.8	4.3	78.2
1995	11.2	0.5	4.7
1996	12.7	-1.7	11.8
1997	14.3	-8.3	36.7
1998	16.3	1.3	8.7
1999	18.4	-3.3	15.2
2000	20.9	-1.7	7.5

2001	23.7	-3.4	12.5
2002	26.8	0.7	2.7
2003	30.4	-4.7	13.4
2004	34.5	0	0.0
2005	39.1	5	14.7
2006	44.3	8.7	24.4
2007	50.2	11.1	28.4
2008	56.9	7.9	16.1
2009	64.5	9	16.2

从表中看出,二次累加法改进的灰色预测模型对这一时间序列的拟合值与真实值之间的绝对误差也比较大,与原始模型结果不相上下。计算得到中误差为 5.28 毫米,要大于原始模型结果。相对误差分布同原始灰色模型结果一样也是表现的参差不齐,最高的误差可以达到 314.3%。平均相对误差为 34.5%,计算得到后残差比 $C=0.328$ 。综合评定结果是这种改进之后的模型拟合效果要低于原始模型结果。

新陈代谢改进方法研究选择了 1990-2004 年的数据序列作为最原始的序列,然后利用几次独立的建模过程,拟合出了 2005-2009 年的海面高,结果如图 3-3-5。

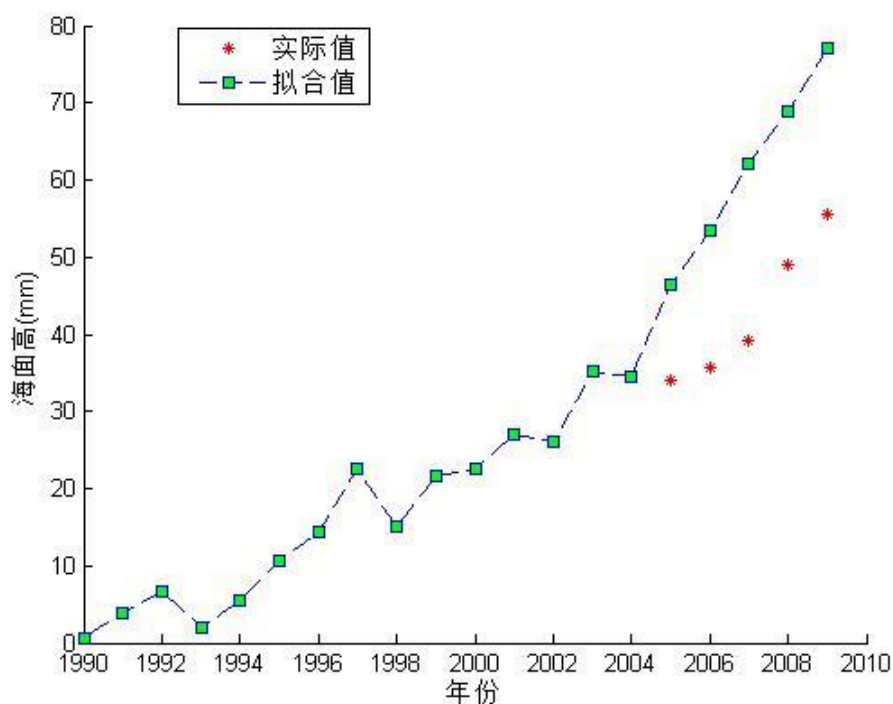


图 3-3-5 新陈代谢法改进模型结果

从图中看出,模型拟合出的 2005-2009 年的海面高数值与真实值之间存在严重的偏离。由于新陈代谢改进方法的拟合过程不同于其他方法,不是直接求解出一个拟合公式,而是给出多次拟合公式,每次的拟合只取一个数据。因此在考虑模型拟合精度时并不能够像其他模型的比较方法一样。这里仅给出了拟合值与真实值之间的绝对误差以及相对误差,以此来衡量模型的拟合效果,见下表。

表 3-3-6 新陈代谢法改进模型拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差(%)
2005	46.5	12.4	36.4
2006	53.4	17.8	50.0
2007	62.1	23	58.8
2008	69	20	40.8
2009	77	21.5	38.7

从表中可以看出拟合值与真实值之间存在较大偏差,绝对误差比较大,相对误差也比较集中,平均相对误差为 44.9%。

3.3.3 模型预测效果对比

为了对改进后几种模型的预测效果进行对比评价,本研究继续进行了模型预测效果的分析研究。将已知的 1990-2009 年全球海平面序列数据分为两部分,一部分是 1990-2001 年的数据,用于构建模型,然后利用构建的几种模型对 2002-2009 年结果数值进行预测,另外一部分为 2002-2009 年的海面高数据,用于与模型预测出的结果进行对比,对模型预测效果进行验证。

3.3.3.1 改进模型之间对比

将 1990-2001 年的全球海平面序列数据作为原始数据构建原始 GM(1,1)灰色模型,然后利用模型对 2002-2009 年的海面高进行预测的结果如图 3-3-6 所示。原始灰色模型的预测结果比较差,随着时间表现出了急剧增长变化的过程,严重偏离了实际情况,这一模型将海平面变化中的非线性趋势夸大,而且忽略了线性趋势,因此使得结果严重偏离实际情况。

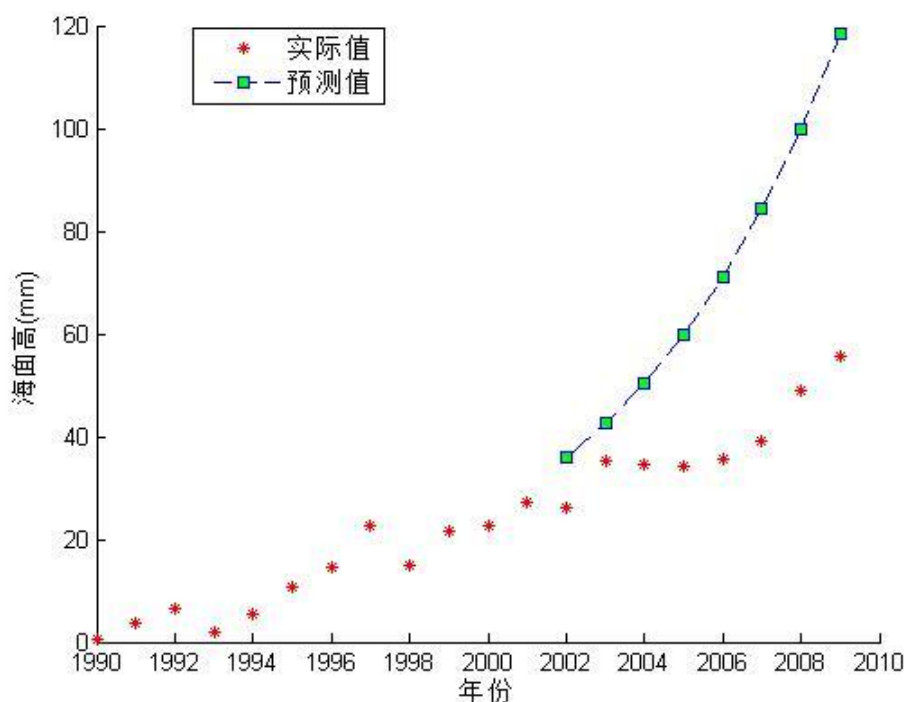


图 3-3-6 原始的 GM(1,1)灰色模型预测效果

将 1990-2001 年的全球海平面序列当做原始数据构建经过斜率相等法改进的灰色 GM(1,1)模型，然后利用模型对 2002-2009 年的海面高进行预测的结果如图 3-3-7 所示。斜率相等法的改进本质是优化初始点的选取，在此次研究中，优化选择出的初始点刚好是第一个点，因此本次改进之后的模型实际上与原始灰色模型的建模和处理过程是完全一样的，这一点从图中可以直观的看到。因此，这一改进方法并不能有效地避免原始模型预测结果的弊端。

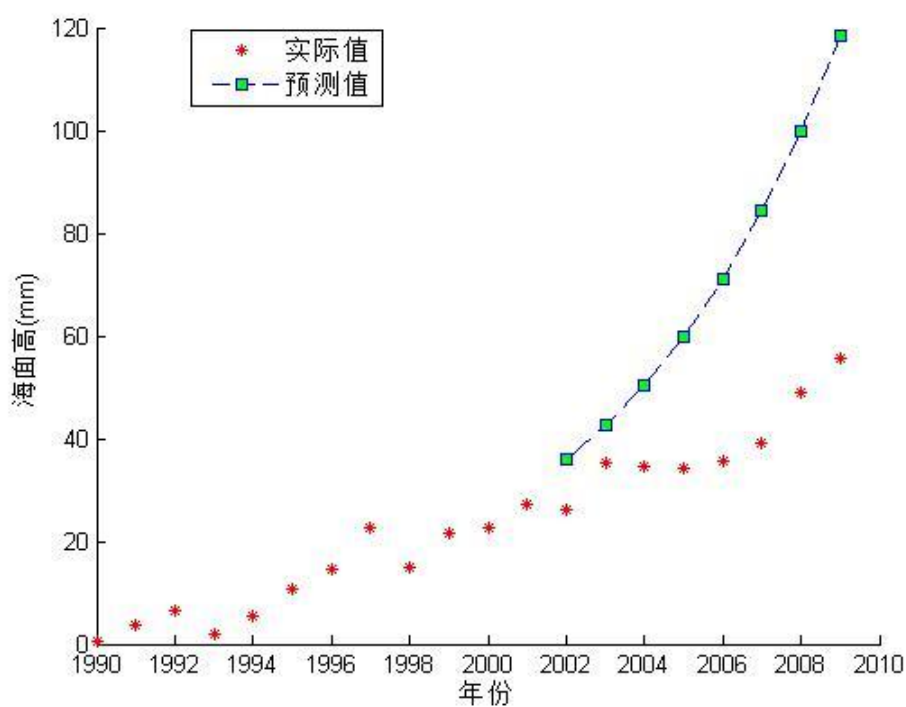


图 3-3-7 斜率相等法改进后的灰色 GM(1,1)模型预测效果

将 1990-2001 年的全球海平面序列数据作为原始数据构建经过绝对值法线性改进的灰色 GM(1,1)模型，然后利用模型对 2002-2009 年的海面高进行预测的结果如图 3-3-8 所示。绝对值法线性改进后的模型预测结果表现出了和实际情况良好的符合性，基本上和实际变化趋势相一致。

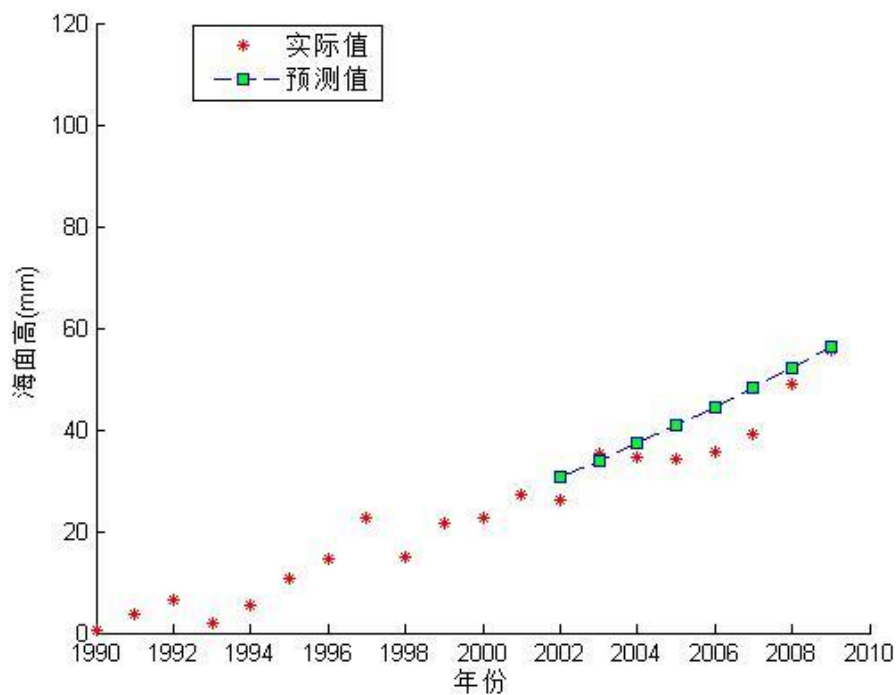


图 3-3-8 绝对值法线性改进后的灰色 GM(1,1)模型预测效果

将 1990-2001 年的全球海平面序列数据作为原始数据构建经过二次累加线性改进的灰色 GM(1,1)模型，然后利用模型对 2002-2009 年海面高进行预测的结果如图 3-3-9 所示。二次累加线性改进后的模型比原始模型预测结果要稍好一些，但是仍然与实际情况有着很大的偏离，而且这一偏离情况随着时间的增加表现出更严重的趋势。

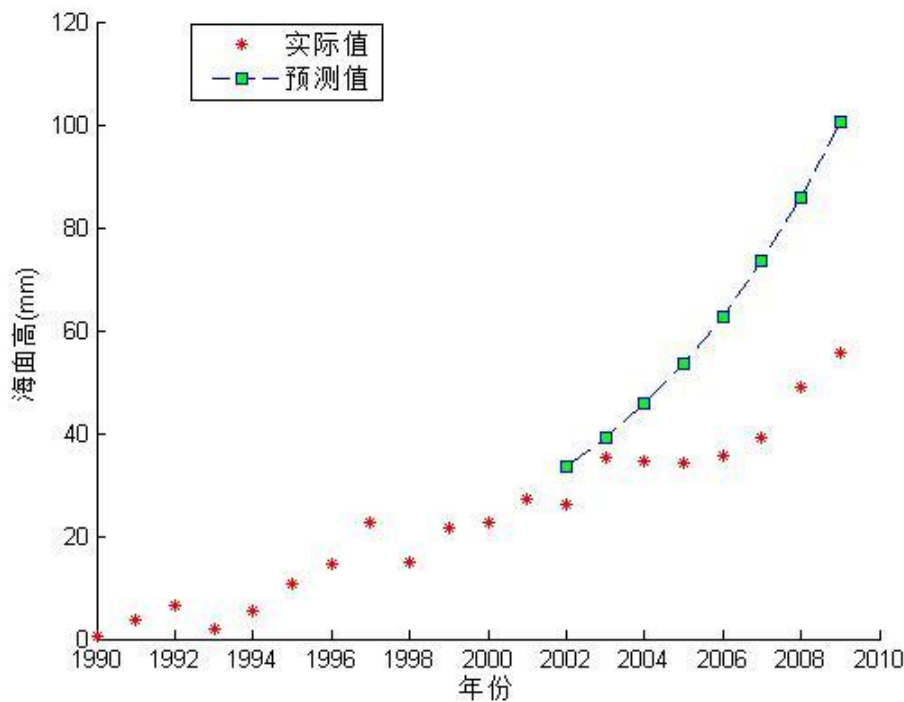


图 3-3-9 二次累加线性改进灰色 GM(1,1)模型预测效果

在新陈代谢改进研究中，将 1990-2001 年的全球海平面序列数据作为原始数据，不断重复吸新除旧的过程去构建模型，然后利用模型对 2002-2009 年海面高进行预测的结果如图 3-3-10 所示。新陈代谢法改进后的模型同样是比原始模型结果稍有改善，但依然与实际情况偏差很大。

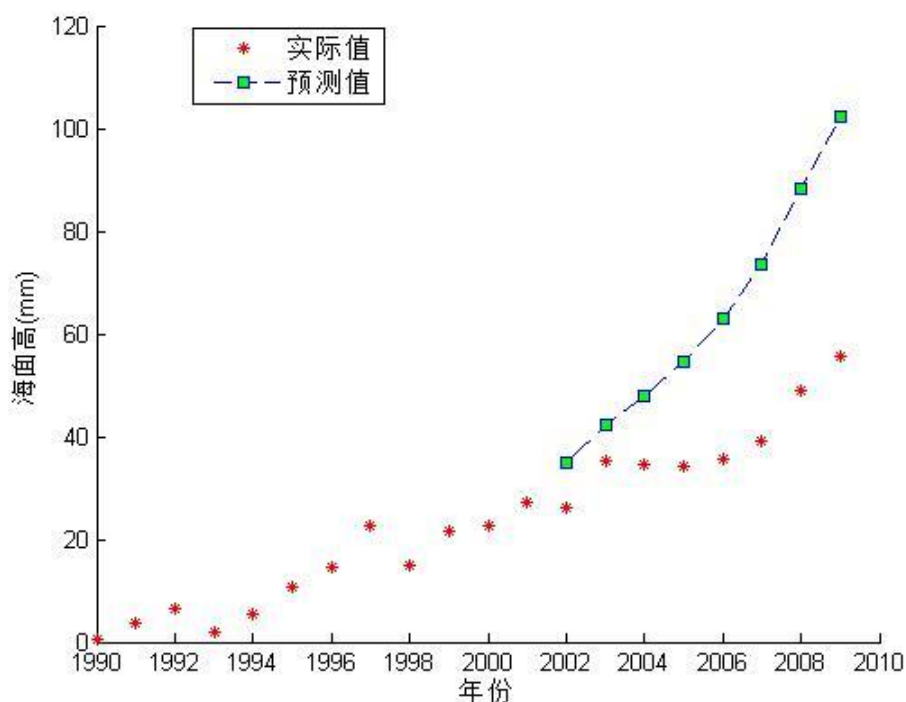


图 3-3-10 新陈代谢法改进后的灰色 GM(1,1)模型预测效果

通过比较几种方法的预测结果图,可以比较清晰的看出模型预测效果的好坏,几种改进方法中,绝对值法线性改进的模型预测能力是最好的。为了进一步统计预测误差,分别计算出包括原始模型及改进后的各个模型的预测结果的绝对误差和相对误差,见以下各表。

表 3-3-7 原始的 GM(1,1)模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	35.9	9.8	37.5
2003	42.6	7.5	21.4
2004	50.5	16	46.4
2005	59.9	25.8	75.7
2006	71	35.4	99.4
2007	84.2	45.1	115.3
2008	99.9	50.9	103.9
2009	118.4	62.9	113.3

表 3-3-8 斜率相等方法改进后的模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	35.9	9.8	37.5
2003	42.6	7.5	21.4
2004	50.5	16	46.4
2005	59.9	25.8	75.7
2006	71	35.4	99.4
2007	84.2	45.1	115.3
2008	99.9	50.9	103.9
2009	118.4	62.9	113.3

表 3-3-9 绝对值法线性改进后的模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	30.6	4.5	17.2
2003	33.9	-1.2	3.4
2004	37.3	2.8	8.1
2005	40.8	6.7	19.6
2006	44.5	8.9	25.0
2007	48.3	9.2	23.5
2008	52.2	3.2	6.5
2009	56.3	0.8	1.4

表 3-3-10 二次累加线性改进后的模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	33.5	7.4	28.4
2003	39.2	4.1	11.7
2004	45.9	11.4	33.0
2005	53.7	19.6	57.5
2006	62.8	27.2	76.4
2007	73.5	34.4	88.0
2008	86	37	75.5
2009	100.6	45.1	81.3

表 3-3-11 新陈代谢法改进后的模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	34.8	8.7	33.3
2003	42.2	7.1	20.2
2004	48	13.5	39.1
2005	54.7	20.6	60.4
2006	63.1	27.5	77.2
2007	73.4	34.3	87.7
2008	88.1	39.1	79.8
2009	102.2	46.7	84.1

上述几个表格中详细列举了原始的 GM (1, 1) 灰色模型以及通过四种方法改进后的模型的预测结果精度, 可以看出原始灰色模型的预测效果极差, 而且预测效果随时间增加变得更糟糕。经过不同方法改进后的几种模型的预测结果中, 斜率相等法改进后的效果和原始模型效果完全一致, 新陈代谢改进和二次累加改进后的效果要比原始模型稍好, 但是预测精度也比较低, 大部分的相对误差都超过了 50%, 甚至个别值还接近百分之百。绝对值法线性改进后的灰色模型预测的效果要比其他几种改进模型以及原始模型好的多, 在结果中相对误差都处于较小的水平, 最大的相对误差也没有超过 25%。

通过几种模型的预测结果图的对比, 以及预测误差指标计算比较, 可以看出绝对值法线性改进模型是最优的模型。

3.3.2.2 与线性模型对比

为了表现绝对值法线性改进模型的可行性以及合理性, 我们将这一模型预测结果与利用单一的线性模型预测结果进行了对比。

同样选取 1990-2001 年的全球海面高时间序列数据作为原始数据, 然后利用单一的线性模型进行拟合并对 2002-2009 年的情况进行预测, 得到的预测效果如图 3-3-11 所示。

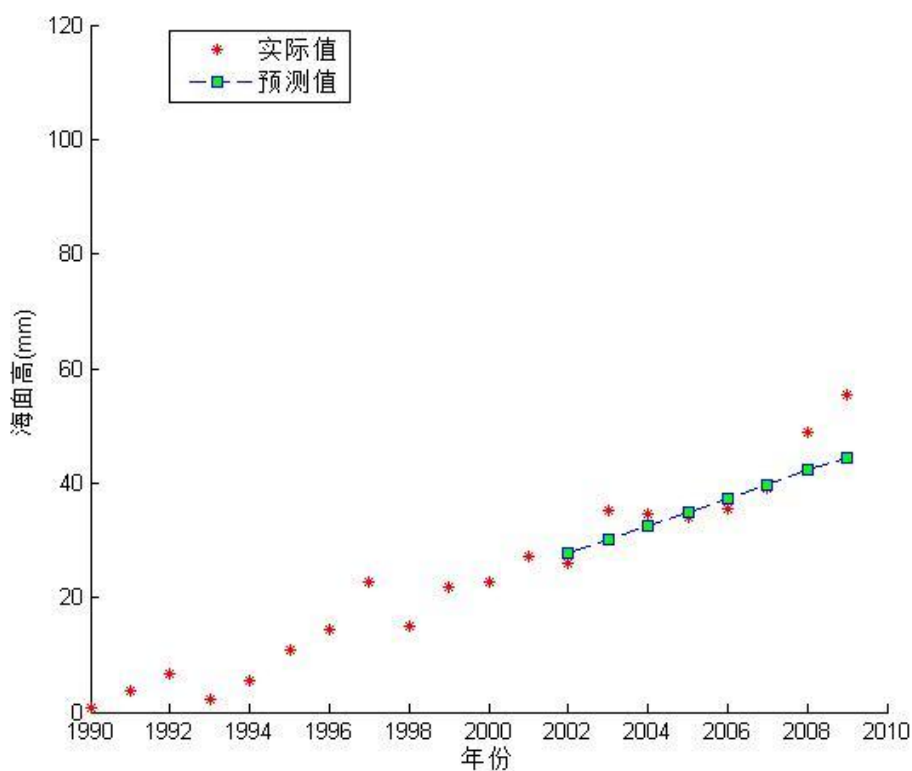


图 3-3-11 单一的线性模型预测结果

根据图中显示看出,单一的线性模型的预测结果中没有反映出海平面加速上升的这种趋势。前文中研究的改进后的灰色模型既有线性趋势又有非线性趋势,对海平面的变化反映的更加合理,与实际情况更加接近。同样计算出单一线性模型预测结果的各个误差,如下表。

表 3-3-12 线性模型预测结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
2002	27.8	1.688	6.5
2003	30.2	-4.918	14.0
2004	32.6	-1.924	5.6
2005	35.0	0.87	2.6
2006	37.4	1.764	5.0
2007	39.8	0.658	1.7
2008	42.2	-6.848	14.0
2009	44.5	-10.954	19.7

从表中的结果可以看出,虽然预测结果的相对误差都不是很大,控制在适当的范围,但是绝对误差中,随着时间增加,表现出了逐渐变大的趋势,预测的结果与真实情况偏离越来越大,比真实值要小很多。这一点可以看出线性模型只考虑到了线性变化的趋势,忽略了其他趋势,使得预测结果并不理想。

3.4 本章小结

本章内容首先对灰色系统理论的概念和包含的基本内容以及模型建立的基本原理,并着重介绍了灰色系统理论中的一种预测方法即 GM(1,1)灰色预测模型的基本建模过程。然后主要进行了 GM(1,1)灰色预测模型的改进研究。对原始灰色模型进行了斜率相等法改进、绝对值法线性改进、二次累加线性改进、新陈代谢改进研究,并通过计算精度评价指标和原始的灰色模型结果进行比较。研究结果表明,无论是对数据的拟合效果,还是对未来的预测效果,绝对值法线性改进后的模型结果都要优于原始模型,而且也是几种改进方法中效果最好的。进而通过与线性模型的结果比较,也反映出了绝对值法线性改进后的灰色模型更具有合理性。因此,通过本章的研究表明绝对值法线性改进后的灰色模型是能够适用于海平面变化预测的模型。

第四章 长江口区域海平面变化预测

改进原始的 GM(1,1)模型后得到的灰色线性模型综合考虑了海平面变化既含有线性趋势又含有非线性趋势这一特点,不仅保持了 GM(1,1)模型可反映海平面变化加速的趋势,而且还能提高模型的预报精度,合理预测出海平面的变化趋势。绝对值法线性改进后的灰色预测模型本质上是两种预测模型构成的组合模型,可以组合出优于任一个单一无偏预测模型的组合模型。本章将要研究的主要内容就是将得到的绝对值法改进的灰色线性模型应用于构建的长江口区域绝对海面高变化序列中进行海平面变化的预测,并且分析海平面变化对温度的响应。

4.1 海平面变化预测

在第二章的研究中,我们对卫星测高数据进行了处理研究,得到了长江口区域的绝对海平面变化逐年变化量的空间分布,见图 2-3-14。本研究中将长江口区域作为一个整体,对某一年的变化量来讲,将空间内的变化求取平均值,得到整个区域相对于前一年的变化量。由于得到的结果为逐年变化值,所以取 1992 年为零值,将各个变化值依次累加就可以得到每一年相对于 1992 年的海平面高度。这样可以得到长江口区域绝对海面高变化的时间序列,如图 4-1-1 所示,进而应用到绝对值法线性改进的 GM(1,1)灰色模型进行预测。

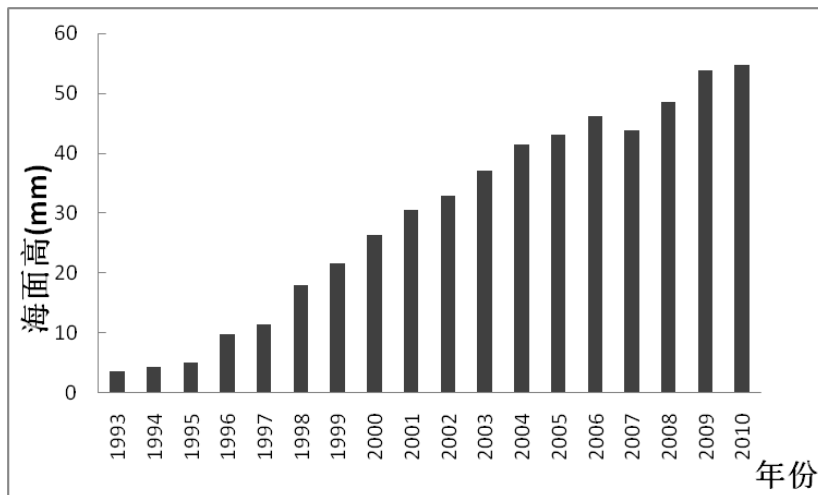


图 4-1-1 长江口区域的海平面变化序列

将本文计算的海平面变化结果与验潮站处理的结果进行对比,由于资料收集比较困难,直接选用了其他学者对验潮站数据的分析结果。付桂^[50]对长江口附

近验潮站数据处理结果显示，整体上讲 1996 年以来长江口平均海平面略有上升变化幅度一般小于 5 cm，该结果与本文的计算结果一致。

为了了解未来这一区域海平面变化情况，将获得的这些序列数据为原始数据，通过绝对值法线性改进后的灰色模型进行预测研究。在进行预测之前，首先利用改进后的灰色模型拟合出了这些年份的海平面数据。进行一次累加处理之后得到生成序列的预测公式可以表示为

$$\hat{x}^{(1)}(k) = 44523.1401e^{0.0083k} - 340.7411k - 44527.1181 \quad (4-1-1)$$

通过该公式能够计算出累加后序列的预测值，再进行一次累减操作处理，就可以得到原始序列的拟合值，具体结果如图 4-2-2。从图中可以看出使用该模型拟合的原始海面高序列的效果比较好。

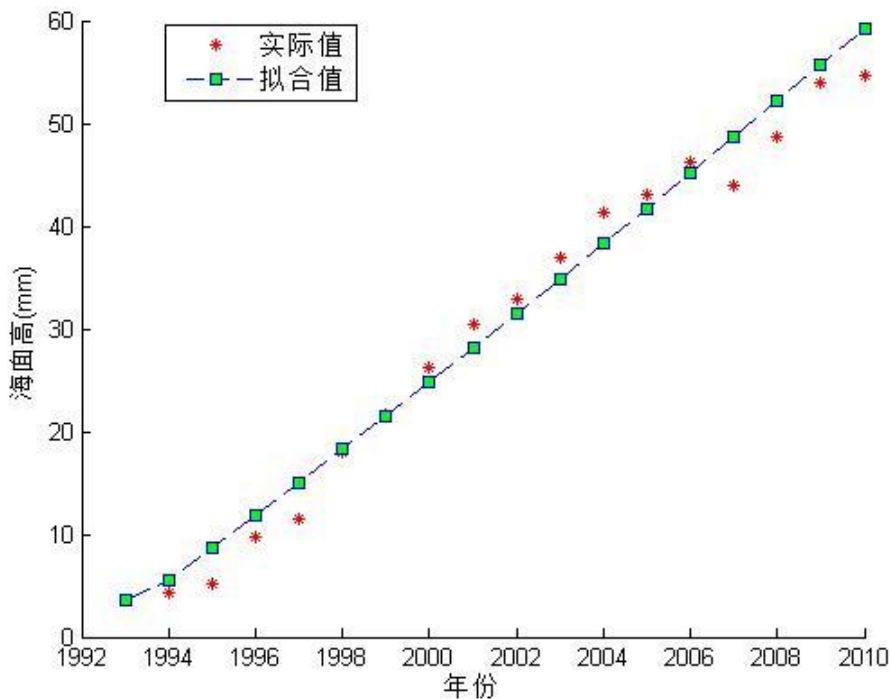


图 4-1-2 绝对值法线性改进灰色模型的拟合效果

上图直观的显示了灰色模型对原始数据的拟合效果，为了进一步讨论拟合精度，计算每一年份拟合值的绝对误差和相对误差，如下表。

表 4-1-1 绝对值法线性改进灰色模型的拟合结果

年份	预测值 (mm)	绝对误差 (mm)	相对误差 (%)
1993	3.6	0	0.0

1994	5.5	1.2	27.9
1995	8.7	3.6	70.6
1996	11.9	2.1	21.4
1997	15.1	3.6	31.3
1998	18.3	0.3	1.7
1999	21.6	-0.1	0.5
2000	24.8	-1.5	5.7
2001	28.2	-2.3	7.5
2002	31.5	-1.4	4.3
2003	34.9	-2.1	5.7
2004	38.3	-3.1	7.5
2005	41.7	-1.4	3.2
2006	45.2	-1	2.2
2007	48.6	4.7	10.7
2008	52.2	3.6	7.4
2009	55.7	1.8	3.3
2010	59.3	4.6	8.4

表中结果显示,拟合值与原始值相比,绝对误差都比较小,相对误差除少数几个偏差较大之外,其余结果都比较小,平均相对误差为 12.2%,所以经过计算显示绝对值法线性改进的灰色模型对原始数据的拟合精度很高。

前文对灰色模型的研究中已经介绍过,如果要将灰色模型用于中长期的预测,要考虑到发展系数的制约因素,只有当发展系数小于 0.3 的时候才可以用于中长期的预测。本研究构建的改进的灰色模型,发展系数约为 0.0083,满足条件,因此可以利用该模型进行中长期预测。我们以 1993-2010 年的序列为原始序列,对 2011-2020 年的情况进行预测,得到的每一年的预测结果如表 4-1-2 所示,预测结果图如图 4-1-3 所示。

表 4-1-2 2011-2020 年海平面预测结果

年份	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

预测值 (mm)	62.9	66.5	70.2	73.9	77.6	81.4	85.1	89	92.8	96.7
-------------	------	------	------	------	------	------	------	----	------	------

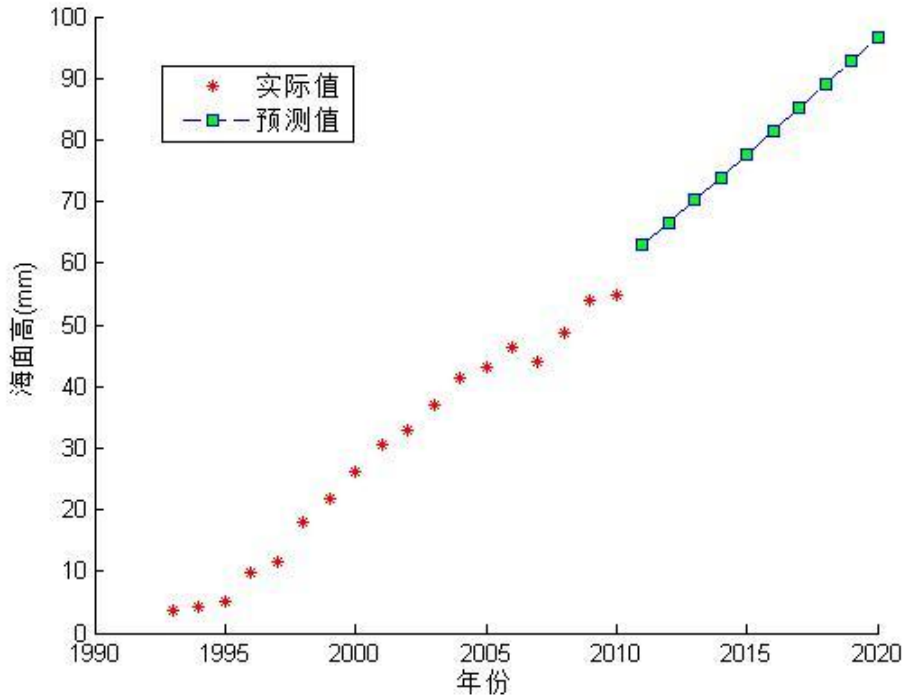


图 4-1-3 绝对值法线性改进后的灰色模型的预测结果

本研究中在假定未来各种影响因素与现在变化不大的基础上利用改进的灰色预测模型进行了海平面变化的预测,结果显示 2020 年的海平面与 2010 年相比将上升 33.8mm。同时把该研究结果和其他学者的研究结果进行了对比。在 IPCC 于 2007 年发表的第四次评估报告中指出 21 世纪的 100 年海平面将上升 18-59cm, 本研究得到的结果整体趋势处于该段范围之内。在由国家海洋局编制的 2010 年的中国海平面公报中, 数据显示国家海洋局预测未来三十年整个中国海域的海平面相对于 2010 年将上升 80~130mm, 本文的研究只是对未来十年进行预测, 十年的变化趋势与海洋局的预测结果是一致的。另外, 将研究结果与华东师范大学河口海岸国家重点实验室陈吉余院士团队的研究成果对比^[49], 他们预测在未来 20 年上海地区海平面上升将达到 10 到 16cm, 是考虑了理论海平面上升 5cm, 地面沉降 6-10cm, 流域大坝导致坝下冲刷延伸又导致海平面下降 10cm, 河口大型工程导致海平面抬升 7-9cm, 最终得出的一个综合结果。由于本研究只是对绝对海平面变化进行了研究, 所以结果与他们研究的理论海平面上升接近,

但是由于本研究选取的研究区域不仅局限于上海地区，并且考虑因素也有不同，所以结果稍微有些偏大。通过对比分析发现，本文的研究结果与其他学者的研究结果相当。

4.2 与温度变化响应分析

海平面的变化会受到很多因素的影响，海平面的变化与全球气候变化这一影响因素就有密不可分的关系^[51]。本文主要进行的是绝对海平面变化的变化研究，绝对海平面的变化在以往的研究过程中，讨论比较多的影响因素主要是温度^[52]因素。本章在前述的研究基础上将结合一些全球的温度资料进行研究。本节内容主要是将前文研究得到的长江口研究区域的海平面变化以及预测信息结合温度数据资料进行分析。

研究中使用的全球平均温度数据包括两种，一种是美国的国家海洋和大气管理局（NOAA）给出的全球海洋表面平均温度，时间跨度为 1981 年 12 月至今，我们从中选取出与本文研究时间段一致的时间内的温度数据进行研究。另外一种是由美国航空航天局下属的戈达德空间研究所（GISS）提供的全球每年的平均气温数据，时间跨度为 1880 年至今的逐年全球平均气温，同样选取出一致的时间段内数据进行研究。对两种数据都进行处理，得到温度的变化情况，分别将两种温度的变化信息域海平面的变化信息进行分析。

对 NOAA 海表温度数据进行处理，得到每年全球平均海表面温度，进而求出每一年比前一年温度的变化情况，类似的对于海平面变化数据也是求得每一年比前一年的变化情况，然后将温度的变化趋势与海平面的变化趋势进行比较，结果如图 4-2-1。

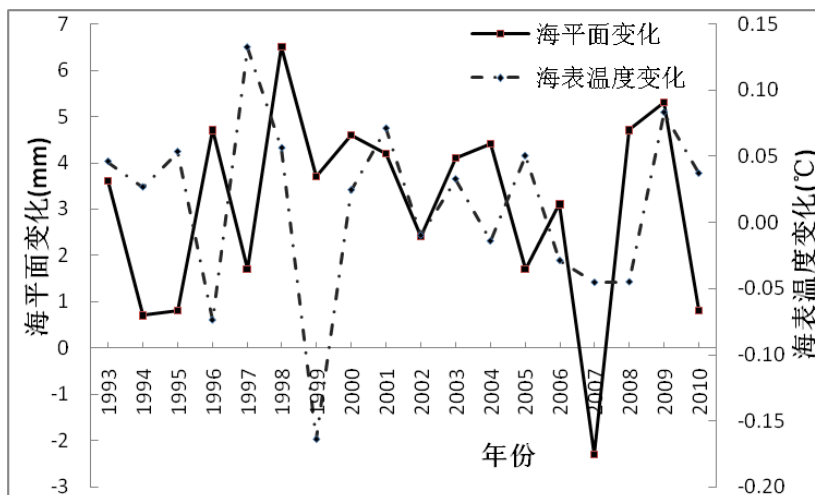


图 4-2-1 海平面变化趋势与全球平均海表温度变化趋势

图中的结果显示了每一年内海平面的变化和全球平均海表温度的变化趋势情况，大部分的年份两者表现出的变化趋势是一致的。

为了进一步比对两者变化趋势的符合程度，需要对温度变化的数据和海平面变化数据进行转换处理。将两年的温度变化情况取均值，得到这两年内的温度变化的速率，将两年的海平面变化情况取均值，得到两年内海平面变化的速率，然后将两种速率分别设置为横纵坐标并在这一坐标系中绘制散点图，如图 4-2-2。

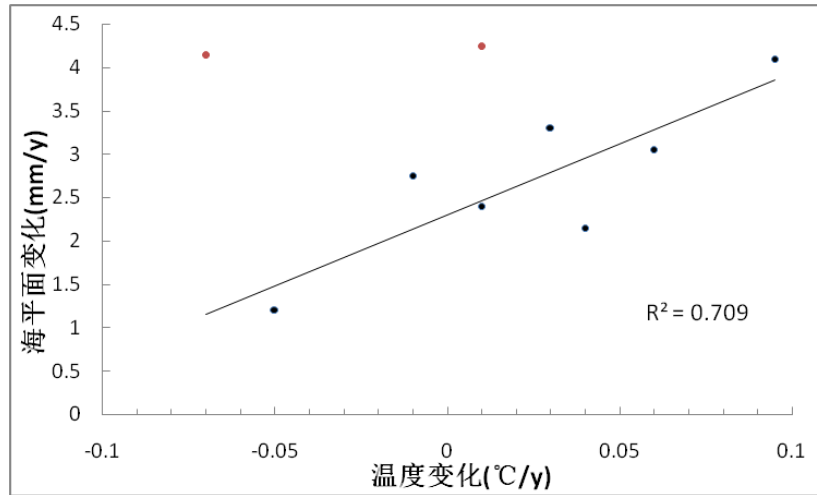


图 4-2-2 海平面变化与海表温度变化趋势符合关系

按照数据处理过程，如果两种变化情况的趋势很符合，那么得到的散点图中各点的分布将会呈现出分散在一条近似直线周围的结果，也就是说，图中各个散点分布越接近直线，海平面的变化与温度的变化两种趋势越符合。从上图中可以看出除了两个异常点之外，其余各点近似均匀分布于一条直线两侧，表明海平面的变化与全球平均海表温度的变化趋势符合性很好。而且可以表明本文研究中计算得到的研究区域的海平面变化情况并无太大偏差。

海表温度是会受到全球平均气温变化影响的，也就是说气温出现的变化也会在海平面的变化中得到体现，因此也要研究海平面变化对全球平均气温的响应规律。将全球平均气温每一年相对于前一年的变化求出，并计算出海平面每一年相对于前一年的变化，进而将两种变化的趋势进行对比，结果如图 4-2-3。

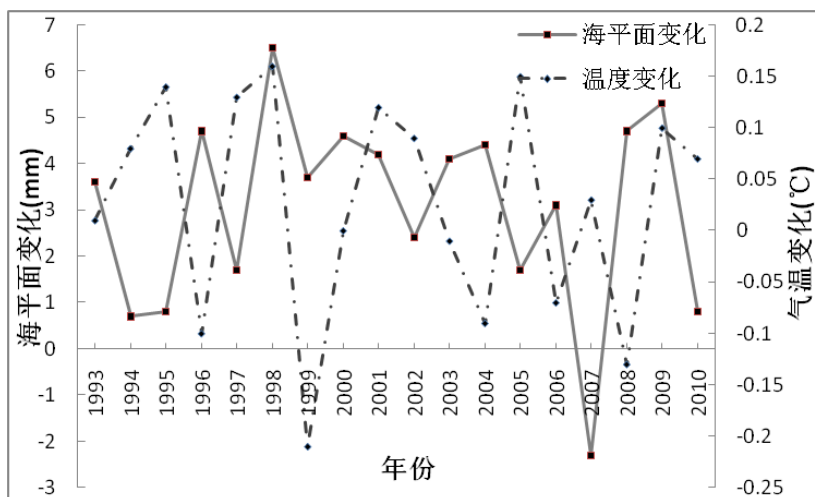


图 4-2-3 海平面变化的趋势与全球平均气温变化的趋势

海平面变化对于全球平均气温变化的响应表现的和它对海表温度的响应相似。大部分年份里海平面变化表现出的趋势与全球气温的变化趋势是一致的。

为了深入挖掘两种变化趋势的符合程度,需要对气温变化的数据和海平面变化数据进行转换处理。同样将两年的气温变化情况取均值,得到这两年内的温度变化的速率,然后将两年的海平面变化情况取均值,得到两年内海平面变化的速率,然后将两种速率分别设置为横纵坐标并在这一坐标系中绘制散点图,如图 4-2-4。从图中可以看出,除去两个点偏差很大之外,其余散点均匀的分布在直线周围,这些散点构成的趋势线呈直线,表明了海平面的变化与全球平均气温的变化两者的趋势很好的符合在一起。

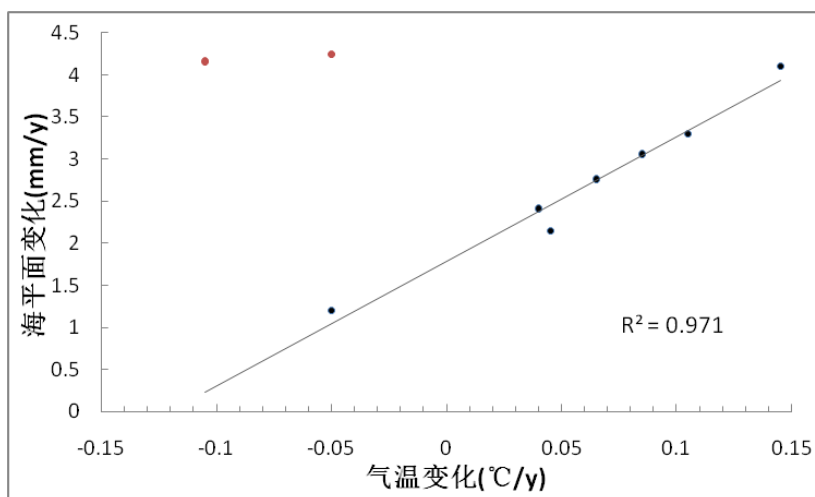


图 4-2-4 海平面变化与气温变化趋势符合关系

通过将海平面变化与全球海表温度及全球气温进行响应分析,可以看出海平面的变化趋势与海表温度的变化趋势以及全球气温的变化趋势都表现出了一致

性。结果显示的这些变化并不是完全重合,可能是由于用于分析的数据只有十几年,时间比较短,无法使得变化规律的符合趋势表现的特别明显。但是,经过分析,排除个别异常,还是可以看出海平面变化与温度的变化存在的内在的响应规律,这也表明了我们计算得到的海平面的变化数据是合理的。另外,分析可以看出,最近十几年的温度并未发生巨大变化,表现的比较稳定,因此,海平面的变化在未来一段时间应该也不会发生巨大的变化。

在影响海平面变化的诸多因素中,温度是最直观的可以察觉到的影响因素之一,对于温度对海平面变化的影响,是一个复杂的过程,气温的变化会使得南北极冰川的融化这样固然会使得海水总量增加,进而使海平面上升和海水的盐度降低,另一方面,气温变化会影响到海表温度的变化,海表温度的变化,加之海水盐度变化又会影响到海水比热容的改变,这些物理性质的改变也会综合促使海平面的上升变化。因此,海平面变化对气温变化的响应还需要进行更深层次的探索。以便为探寻海平面长期变化规律及机制,预测全球气候变暖条件下未来海平面变化状况的研究提供科学依据。

4.3 本章小结

本章主要进行了长江口地区海平面变化预测的研究,利用通过测高数据构建的该区域 1993-2010 年的绝对海平面变化时间序列为基础数据,通过绝对值法线性改进后的灰色模型进行建模模拟与预测,结果表明,2020 年该区域的绝对海平面将比 2010 年上升 33.8 毫米,通过与国家海洋局发布的海平面公报数据、陈吉余院士课题组的研究结果以及 IPCC 报告等结果比较发现,本文研究结果与其他学者研究结果相当。在此基础上,将收集到全球平均气温以及全球海洋表面平均温度数据结合研究区域海平面变化情况和预测信息进行了研究,分析了海平面变化对温度的响应,发现海平面的变化趋势与温度变化的趋势是一致的。海平面变化趋势与全球平均海表温度变化趋势以及全球平均气温变化趋势都表现出的符合性,表明了长江口研究区域的海平面变化信息结果和预测信息结果都有很好的合理性。

第五章 结论与展望

5.1 结论

海平面变化研究是当前海洋学研究的热点问题,合理对海平面的变化进行预测意义非凡。本文首先联合了 T/P 和 Jason-1 卫星测高数据进行了研究区域海平面变化信息提取的研究,研究了通过调和分析方法从卫星测高数据自身分离出潮汐信息,对去除潮汐信息的海面高进行时空变化分析;然后在得到研究区海平面变化时间序列的基础上,进行了改进 GM(1,1)灰色预测模型的研究,使得改进后的灰色模型在海平面变化预测时充分反映了其中包含的线性变化趋势和非线性变化趋势;最后,将改进后的灰色预测模型运用到研究区域海平面变化的预测中进行研究,并且分析了海平面变化对温度因素变化的响应。本文得到主要成果与结论如下:

(1) 与以前研究结果及验潮站数据的对比分析表明,调和分析方法可以有效地分离卫星测高数据中所包含的潮汐信息,从而可以基于调和分析方法,从测高数据中分离出潮汐信息,利用潮汐信息对海面高数据进行潮汐校正。

(2) 长江口区域及外围海域海平面变化在空间分布表现为同时段的波动变化存在由近海到深海处相反的两种趋势,并且海平面变化在空间上显示出与纬度近似有关系的南北渐变过程。对典型空间分布结构所对应的时间系数分析结果表明,该海域海平面变化存在的时间尺度的变化上存在着年周期和 2 个月周期两个稳定的周期振荡信号。

(3) 通过计算绝对海平面的变化量,得到长江口区域 1993-2010 的 18 年中绝对海平面的逐年变化量,构建了长江口区域海平面变化的时间序列。

(4) 对原始灰色 GM(1,1)预测模型模型进行了斜率相等法改进、绝对值法线性改进、二次累加线性改进、新陈代谢改进等改进研究,无论是对数据的拟合效果,还是对未来的预测效果,绝对值法线性改进后的模型结果都要优于原始模型,而且也是几种改进方法中效果最好的。绝对值法线性改进后的灰色模型比单一的灰色模型和单一的线性模型都更具有合理性。因此,绝对值法线性改进后的灰色模型是能够适用于海平面变化预测的模型。

(5) 将通过卫星测高数据构建的长江口区域 1993-2010 年的海平面变化时

间序列作为基础数据,通过绝对值法线性改进后的灰色模型进行模拟与预测,结果表明,2020 年该区域的绝对海平面将比 2010 年上升 33.8 毫米,同其他研究学者的结果相当。

(6) 分析了海平面变化对温度的响应,海平面变化的趋势与全球平均海表温度变化趋势以及全球平均气温变化趋势都表现出很好的符合性,表明了长江口研究区域的海平面变化信息结果和预测信息结果有很好的合理性。

5.2 展望

在进行基于调和分析方法从卫星测高数据自身分离出潮汐信息的研究时,本文在进行各分潮混淆效应分析的基础上,选择了常用的八个分潮进行研究。在以后的研究中,可以根据潮汐混淆分析,适当多加入一些分潮进行研究,以使得调和分析方法更好地分离出卫星测高数据中的潮汐信息。

建立改进的灰色 GM(1,1)预测模型进行海平面变化预测,本文只是在假定未来各种影响因素与现在变化不大的基础上进行了海平面变化的预测,但是这些影响因素应该也是不断发生变化的。而且影响海平面变化的因素非常多,以后的研究中可以综合考虑这些因素,构建相应模型。同时,由于温度变化对海平面变化的影响是十分复杂的过程,海平面变化对气温变化的响应还需要进行更深层次的探索,以便为探寻海平面长期变化规律及机制,预测全球气候变暖条件下未来海平面变化状况的研究提供科学依据。

中国沿海的海平面变化包括绝对海平面变化,这一变化主要由全球气候变化引起,还包含另外一部分由于地壳垂直运动或者地面沉降等原因引起的海平面变化。本文讨论的海平面变化主要讨论全球气温变化引发的绝对海平面变化,在此基础上叠加局地相对变化可以获得相对海平面变化,这些还有待进一步研究。

参考文献

- [1] 何霄嘉, 张九天, 仇天宇等. 海平面上升对我国沿海地区的影响及其适应对策[J]. 海洋预报. 2012, 29(6):84-91.
- [2] 邓聚龙. 灰色系统基本方法[M]. 武汉:华中理工大学出版社, 1987.
- [3] 董晓军, 黄城. 利用 TPOEX/Poseidon 卫星测高资料监测全球海平面变化[J]. 测绘学报, 2000, 29(3):266-272.
- [4] Church, J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nuan, D. Qin, and P. L. Woodworth. 2001. Changes in sea level. In *Climate Change 2001: The Scientific Basis. contribution of working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- [5] Douglas, B. C., and W. R. Peltier. 2002. The puzzle of global sea-level rise. *Phys. Today* 55(3):35 - 40.
- [6] 张建立. 全球海平面变化规律及比容变化的影响[D]. 青岛, 中国海洋大学海洋环境学院, 2006.
- [7] LEULIETTE E, NEREM R S, M ITCHUM G T. Calibration of Topex/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change [J]. *Mar Geod.*, 2004, 27:79-94.
- [8] CAZENAVE A, NEREM R S. Present-day sea level change: observations and causes[J]. *Geophys. Res Lett*, 2004, 42:RG3001.
- [9] CABANES C, CAZENAVE A, LEPROVOST C. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations [J], *Science*, 2001, 294:840-842.
- [10] 董晓军, 黄城, 郑大伟等. 利用 TOPEX 卫星测高技术监测 1997 年度 El Nino 过程[J]. 科学通报, 1998, 43(19):2062-2064.
- [11] 王海瑛, 许厚泽, 王广运. 中国近海 1992~1998 海平面变化监测与分析[J]. 测绘学报, 2000, 29(z1):32-37.
- [12] 王静, 齐义泉, 施平等. 基于 TOPEX/Poseidon 资料的南海海面高度场的时空

- 特征分析[J]. 热带海洋学报, 2003, 22(4):26-33.
- [13] 王勇, 许厚泽, 詹金刚等. 中国近海 TOPEX/Poseidon 卫星测高海平面变化的 CPCA 分析[J]. 测绘学报, 2001, 30(2):173-178.
- [14] 胡建国, 李建成, 董晓军等. 利用卫星测高技术监测海平面变化[J]. 测绘学报, 2001, 30(4):316-321.
- [15] 乔新. 基于卫星高度计的 1992-2004 年中国海海平面变化研究[D]. 中国海洋大学, 2005.
- [16] 王珍珍, 钱程程, 陈戈等. 高度计观测的全球海平面时空变化特征[J]. 地理空间信息, 2011, (5):72-73, 77.
- [17] 陈美香, 白如冰, 左军成等. 我国沿海海平面变化预测方法探究[J]. 海洋环境科学, 2013, 32(3):451-455.
- [18] 季子修, 蒋自巽, 朱季文等. 海平面上升对长江三角洲附近沿海潮滩和湿地的影响[J]. 海洋与湖沼, 1994, 25(6):582-590.
- [19] 李响, 张建立, 高志刚. 中国近海海平面变化半经验预测方法研究[J]. 海洋通报, 2011, 30(5):540-543.
- [20] 杨桂山, 施雅风, 季子修等. 江苏沿海地区的相对海平面上升及其灾害性影响研究[J]. 自然灾害学报, 1997, 6(1):88-96.
- [21] Zuo Juncheng, Zhang Jianli, Du Ling, et al. Global sea level change and thermal contribute [J]. Journal of ocean university of China, 2009, 8(1):1-8.
- [22] 袁嘉祖. 灰色系统理论及其应用[M]. 北京:科学出版社 1991.
- [23] Tyler, B., Soundarajan, N. Black-box testing of grey-box behavior [J]. Lecture Notes in Computer Science, 2004, 29(3):1-5.
- [24] 刘金英. 灰色预测理论与评价方法在水环境中的应用研究[D]. 吉林:吉林大学博士学位论文, 2004.
- [25] 李凯. 灰色预测模型及其应用[D]. 长江大学, 2012.
- [26] 张先林. 上海市地面沉降动态分析与灰色预测[J]. 上海地质, 1991(01):42-46.
- [27] 刘燕芳, 陈启华, 丁林磊. 灰色组合模型在变形预测中的应用[J]. 工程勘

- 察, 2013(01):58-60.
- [28] 崔伟杰, 包腾飞, 张学峰等. 改进的灰色线性回归组合模型在大坝变形监测中的应用[J]. 水电能源科学, 2013, 31(06):103-105.
- [29] 李炳军, 李秋芳, 卢秀霞. 灰色线性回归组合模型在河南省粮食产量预测中的应用[J]. 河南农业科学, 2009(10):44-47.
- [30] 张大海, 江世芳, 史开泉. 灰色预测公式的理论缺陷及改进[J]. 系统工程理论与实践, 2002(08):140-142.
- [31] 谷川, 张岳. GM(1,1) 灰色模型改进及其应用[J]. 海洋测绘, 2008, 28(3):35-37.
- [32] 杨华龙, 刘金霞, 郑斌. 灰色预测 GM(1,1) 模型的改进及应用[J]. 数学的实践与认知, 2011, 41(23):39-46.
- [33] Song zhongmin. A new generating method and its application [J]. The Journal of System Engineering and Electronics, 2003, 14(2):82-85.
- [34] 张军. 灰色预测模型的改进及其应用[D]. 西安理工大学, 2008.
- [35] 罗荣桂, 陈炜. 灰色模型的一点改进及应用[J]. 系统工程理论与实践, 1988(02):46-52.
- [36] 曾祥艳, 肖新平. GM(1,1) 模型拓广方法研究与应用[J]. 控制与决策, 2009, 24(7):1092-1096.
- [37] 施雅风, 朱季文, 谢志仁等. 长江三角洲及毗连地区海平面上升影响预测与防治对策[J]. 中国科学 (D 辑), 2000, 30(3):225-232.
- [38] PO.DAAC. AVISO User Handbook (MERGED TOPEX/POSEIDON PRODUCTS). 1996 Edition3.0
- [39] PO.DAAC. AVISO and PODAAC User Handbook (IGDR and GDR Jason Products). 2012 Edition4.2
- [40] 陈廷武, 沈云中. TOPEX 卫星测高数据共线秩亏平差算法[J], 海洋测绘, 2003, 23(4):15-17.
- [41] Le Traon P Y, Stum J, Dorandeu J, et al. Global statistical analysis of TOPEX and POSEIDON data[J]. Journal of geophysical research, 1994, 99(C12):24619-24,631.

- [42] 刘传勇, 暴景阳, 黄谟涛等. 验后平差方法在 Geosat/ERM 卫星测高数据处理中的应用[J], 海洋测绘, 2008, 28 (1): 5-8.
- [43] 兰穹穹. 基于 Topex/Poseidon 卫星和 Jason--1 卫星测高数据的长江口海平面变化研究[D]. 中国科学院研究生院, 2012.
- [44] 陈宗镛, 黄祖珂, 汤恩祥等, 潮汐分析和推算的一种 j, v 模型[J]. 海洋学报, 1990, 12 (6) :693-703.
- [45] 方国洪, 郑文振, 陈宗镛等. 潮汐和潮流的分析和预报[M]. 北京:海洋出版社, 1986:67-88.
- [46] Morimoto A, Yanagi T, Kaneko A. Tidal correction of altimetric data in the Japan Sea[J]. Journal of oceanography, 2000, 56(1):31-41.
- [47] Fang G, Wang Y, Wei Z, et al. Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow, and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry[J]. Journal of Geophysical research, 2004, 109(C11):C11006.
- [48] Songqian HUANG, Weimin WANG, Cong ZENG, et al. Application of Gray Metabolic GM(1,1) Model in Prediction of Annual Total Yields of Chinese Aquatic Product[J]. Asian Agricultural Research, 2013, 5(3): 21-25.
- [49] 姜澎, 未来 20 年上海海平面将上升 10 至 16 厘米[N]. 文汇报, 2013. 5. 5.
- [50] 付桂, 长江口近期潮汐特征值变化及其原因分析[J]. 水运工程, 2013, (11): 61-69.
- [51] DiNezio P N, Tierney J E. The effect of sea level on glacial Indo-Pacific climate[J]. Nature Geoscience, 2013, 6(6): 485-491.
- [52] Vermeer M, Rahmstorf S. Global sea level linked to global temperature[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2009, 106(51): 21527-21532.

发表文章

- [1] 张旭凯, 张霞, 杨邦会, **庄智**, 尚坤. 结合海岸类型和潮位数据的海岸线遥感提取方法[J]. 国土资源遥感, 2013, 25 (4): 91-97.
- [2] **庄智**, 张霞, 张旭凯, 兰穹穹. 基于卫星测高数据自身的潮汐校正及区域海平面变化分析[J]. 地理与地理信息科学, 2014, 30(4). (已接收)
- [3] 张霞, **庄智**, 张旭凯, 杨邦会. 秦皇岛市海岸线遥感提取及变化监测[J]. 遥感技术与应用. (已接收)
- [4] Xia ZHANG, **Zhi ZHUANG**, Tong SHUAI, Kun SHANG, Yanli SUN. IMPROVED GM(1, 1) MODEL FOR SEA LEVEL CHANGE PREDICTION. IGARSS, 2014, Québec.
- [5] Yanli Sun, Xia Zhang, Tong Shuai, **Zhi Zhuang**. RADIOMETRIC NORMALIZATION OF MULTITEMPORAL HYPERSPECTRAL SATELLITE IMAGES. IGARSS, 2014, Québec.

致 谢

岁月轮回，冬去春来，周而复始，时光就在这些间隙溜走。远眺窗外，杨柳青青，四月暖春。转眼间春天又来了，而且今年的春天很暖和，暖的让人措手不及。春天到了，夏天就不远了，我们毕业的日子也就一步一步走近了，回首这三年的硕士生活，各种回忆不断涌现。我知道毕业的季节很快就要到了，年年岁岁花相似，岁岁年年人不同，今年就轮到我变成了主角，心中不免有了离别伤感。在遥感所的学习生活中，我有很多的收获，我会把这些收获全部打包进我的行囊，去迎接崭新的征程，相信在新的路上，这几年的收获会伴随我顺利的走下去。在遥感所的日子中，很感激各位老师同学对我的各种帮助。

衷心感谢我的导师张霞研究员。张霞老师有着严谨的科研态度和渊博的知识，而且为人和蔼。在我的毕业论文选题及写作阶段都得到了导师的悉心指导，我写出的期刊论文，张霞老师不厌其烦的给我指导修改。在遥感所的学习生活中，老师给了我很多照顾，我也学习到了很多，再次感谢老师的帮助和照顾。

衷心感谢童庆禧院士，王晋年研究员，郑兰芬研究员，张立福研究员，是你们为中国科学院遥感与数字地球研究所高光谱实验室提供了良好的科研环境，使得我们可以在这里科研、工作和学习。感谢童庆禧院士在本论文开题阶段提出的宝贵建议。

感谢中国科学院遥感与数字地球研究所高光谱实验室其他各位曾经在这里工作和现在正在这里工作的老师、职工。感谢中国科学院遥感与数字地球研究所高光谱实验室的各位已经毕业的和仍在奋斗的师兄师姐师弟师妹。是大家一同为这个大集体默默付出，才使得我们的生活、工作充满了欢乐与幸福。

感谢中国科学院遥感与数字地球研究所研究生处各位老师。感谢奥运园区 2011 级硕士全体成员。感谢在玉泉路同班的资环学院 812 班同学，感谢在一起上课认识的各位朋友，他们来自中国科学院遥感与数字地球研究所新技术园区，中国科学院地理与资源所，中国科学院寒区旱区研究所等等。和大家的相处使得研一那一年能在愉快的气氛中度过。

特别感谢我的家人，感谢父母这么多年对我的养育、照顾，感谢哥哥一家人对我的支持和关心。