

密级:_____

中国科学院研究生院

硕士学位论文

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

作者姓名: 兰穹穹

指导教师: 童庆禧 院士 中国科学院遥感应用研究

张霞 副研究员 中国科学院遥感应用研究所

学位类别: 工学硕士

学科专业: 电子与通信工程

培养单位: 中国科学院遥感应用研究所

答辩委员会主席(签字): _____

2012 年 5 月

**Study on Sea Level Change of the Changjiang Estuary based on
Topex/Poseidon and Jason-1 Altimeter Data**

**By
Lan Qiongqiong**

**A Dissertation Submitted to
Graduate University of Chinese Academy of Sciences**

In partial fulfillment of the requirement

**For the degree of
Master of Engineering**

**Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of
Sciences**

May, 2012

本论文的研究得到国土资源部
公益性行业科研专项课题“区域性相
对海平面变化信息提取关键技术”
(201011019-07) 的资助。

原创性声明

郑重声明：本人所呈交的学位论文，是在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经明确标注引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或研究成果。与本人合作并对本文研究做出过贡献的同志均已在论文中予以明确说明,并表示了致谢。

申请学位论文与资料若有不实之处，本人承担一切相关责任。

论文作者签名：

日 期：2011 年 5 月

学位论文使用授权说明

本人完全了解中国科学院遥感应用研究所关于收集、保存、使用学位论文的规定：

按照研究所要求提交学位论文的印刷本和电子版本；

研究所有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务；

研究所可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；

在不以赢利为目的的前提下，研究所可以公布论文的部分或全部内容。

论文作者签名：

日期：2012年5月

导师签名：

日期：2012年5月

摘 要

海平面变化已经成为人类日益关注的重大政治性和经济性的问题，目前较多的观点认为全球海平面变化呈现上升的趋势，然而局部区域的海平面变化却是相当复杂的，不能一概而论。长江口区域海平面变化的研究历来是学者们研究的热点，原因在于海平面变化给我国沿海地区乃至全国范围的经济带来的挑战首先在长江口区域体现出来。

卫星测高技术能够提供全天候、全天时、高时空分辨率、精密重复覆盖的海面高度信息，是海平面变化研究中的一种重要手段。卫星测高的精度直接决定了海平面变化信息提取的精度。

本文以长江口区域为研究区域，联合利用 T/P 卫星和 Jason-1 卫星的测高数据来开展海平面变化的研究。主要工作为研究利用有效的卫星测高数据处理方法，来计算出精确的海面高，从而提取出长江口区域海面高的时间序列和海平面变化特征。

本文在测高数据的编辑过程中选择了一种适合于长江口浅水区域的测高数据编辑方法，基于此编辑方法，有 80% 的数据被认为是有效数据而保留下来。本文对测高数据进行了交叉点平差，并介绍了一种条件平差的方法，虽然没有传统的方法严密，但是利用了一种更合理的误差模型，且计算简单，计算过程稳定，不存在秩亏问题，结果证明是一种行之有效的方法。经过新的交叉点平差方法的处理后，交叉点处海面高不符值由原来的 2.35 米降低到 0.76 厘米；利用共线处理的方法将各周期的测高数据校正到统一的参考轨道上，并认为斜率梯度方法是一种比较有效的方法；对同步运行期间两颗卫星的地球物理数据进行了一致性分析，结果表明 Jason-1 卫星能够在精度上很好地延续 T/P 卫星的使命；基于 18 年的测高卫星序列，利用调和分析方法建立了区域潮汐模型，并对测高数据进行了潮汐校正，校正后结果与验潮站的潮位变化较一致，同时对长江口区域平均海面高进行了 EOF 分析和 EMD 分析；最后，本文在测高数据精确处理的基础上，提取了长江口海平面变化的时间序列，计算出的海平面变化速率为 1.65mm/yr ，年内变化规律表现为 9, 10, 11 月份海面高较高，4 月份海面高有一个极大值点，其他月份海面高度值相对较低。

关键词： 卫星测高； 交叉点平差； 共线法； 潮汐模型； 海面变化

Abstract

The sea surface change has been a major issue with some political and economic significance. So far, many people think that the sea has a trend of continues rise. However, it is difficult to decide the change of a regional sea using the same trend for they each has a complicated change. In history, many researchers focus on the Changjiang Estuary., because the consequence of the sea change firstly take on in this area.

With an all-weather, all-time, high space resolution and precise repeat coverage, the satellite altimetry is an effective means to obtain the information of the sea surface height. The precision of the altimetry data decides that of the information extracted from the sea surface.

In this paper, the T/P and Jason-1 satellite altimeter were combined to detect the sea change of the Changjiang Estuary. The altimetry data has some error such as the radial orbit error and the environment error. This paper studied the sea level change in the Changjiang Estuary.

An effective method was used to perform the data editing, after which 80% of the data was thought to be good data. A new method was proposed for crossover adjustment. It is easier to perform, steady and without rank defect. After processing with this method, the altimetry data had lower radial orbit error. Meanwhile, in this paper, the altimetry data of different cycles were corrected to a reference orbit using the slop gradient method. Because the T/P and Jason-1 satellite ran the same orbit for nearly 6 months, the analysis of the coherency of the two kinds of altimetry data was performed. The result was that the altimetry data of Jason-1 satellite were consistent with that of T/P. In addition, a regional tide model was calculated because the tide model of the altimetry data was for the global area and was not fit for a regional area. The regional tide model was calculated using a 18-year time series of altimetry data and conversely was for the correction of the altimetry data. After that, a more precise time series of the altimetry data was calculated, from which the sea rise rate was calculated to be 1.65mm/yr , Moreover, the inter-annual change rule was found:

the mean value of the sea height in September, October and November were higher than other months and in April there was a peak extreme value.

Keywords: Satellite Altimetry; Crossover adjustment; Collinear method; Tide model; Sea level change

目录

摘要	I
Abstract	II
第一章 绪论.....	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.2 研究现状.....	1
1.2.1 测高卫星发展历史.....	2
1.2.2 长江口研究区调研.....	3
1.2.3 海平面变化研究现状.....	5
1.3 论文研究内容和研究思路.....	6
1.4 本章小结.....	8
第二章 卫星测高原理.....	9
2.1 卫星高度计的工作原理.....	9
2.2 卫星测高误差分析及校正.....	9
2.2.1 轨道误差校正.....	10
2.2.2 仪器校正.....	11
2.2.3 地球物理校正.....	11
2.3 海面高度计算.....	14
2.4 T/P 与 Jason-1 卫星数据描述及初步处理.....	15
2.3.1 T/P 与 Jason 卫星介绍.....	15
2.3.2 测高卫星数据介绍.....	16
2.3.3 数据编辑及存档.....	21
2.5 本章小结.....	24
第三章 卫星测高数据共线处理和交叉点平差处理.....	25
3.1 卫星测高数据共线处理.....	25
3.1.1 参考轨道选择.....	25
3.1.2 共线方法优选.....	26
3.1.3 共线处理.....	32
3.2 卫星测高数据交叉点平差.....	34
3.2.1 交叉点位置确定.....	34
3.2.2 海面高度不符值计算.....	37
3.2.3 交叉点平差.....	38
3.3 本章小结.....	45
第四章 T/P 卫星和 Jason-1 卫星数据一致性分析.....	47
4.1 T/P 卫星和 Jason-1 卫星运行轨道介绍.....	47
4.2 数据一致性分析.....	48
4.2.1 电离层数据数据分析.....	49
4.2.2 对流层数据数据分析.....	50
4.2.3 海况偏差数据数据分析.....	52
4.2.4 海面风速及其他数据数据分析.....	54
4.2.5 海面高计算结果数据数据分析.....	56
4.3 本章小结.....	58

第五章 长江口海平面变化分析.....	60
5.1 卫星测高数据区域潮汐模型校正.....	60
5.1.1 潮汐模型建立概述.....	60
5.1.2 区域潮汐模型建立和测高数据潮汐新校正	63
5.1.3 测高数据与验潮站数据对比分析	65
5.2 海平面变化时空分布特征.....	67
5.2.1 海面变化 EOF 和 EMD 分析	67
5.2.2 海面变化速率提取和年内变化特征分析	73
5.3 本章小结.....	74
第六章 总结与展望.....	76
参考文献.....	78
致谢	81

第一章 绪论

1.1 研究背景及意义

近年来已经有研究表明全球海面正在呈现上升趋势^[1,2]，海平面上升已经或将成为海岸带的重大灾害。海平面上升将导致风暴潮灾害频发、海岸侵蚀加剧、海岸工程防护标准被迫提高，而且海平面上升还带来了土壤盐渍化、海水入侵、淡水资源遭受污染等一系列问题，对沿海经济、城市建设带来很大的危害。

几个世纪以来，对海平面变化的研究都用的是验潮站资料或者海上作业的几条船只，具有很大的弊端，原因在于：验潮站资料的结果受到空间分布的限制和地壳升降运动的干扰，而海上作业除了受到空间分布的限制以外，还受到时间的限制，难以实施全天时、全天候、长时间序列的观测^[3]。具有较高时空分辨率的卫星只需花几天的时间，就可以进行几乎是全球性的海洋观测，能够为海平面变化提供相对于地球质心的参考海面变化数据，摆脱了传统方法的限制，为海洋学的研究开辟了新的领域，现已成为大地测量工作者和海洋研究人员关注的热点。由此衍生的卫星测高技术也在海洋学研究中的应用也逐渐成熟，该应用的核心任务主要是利用卫星测高数据计算出海面高，通过数据处理和分析提取出全天时全天候的海平面变化时间序列，从而得出研究区的海平面变化时空分布信息，使人们对海面变化的过去、现状以至于未来有更加确定性的认识，能够增强人们对海面变化、海岸带地质环境影响评价和全球气候变化的理解，为政府应对海面变化制定宏观决策提供支持。

本文以长江口为研究区域，研究卫星测高数据的有效处理方法，计算出精确的海面高，在此基础上分析海平面变化的时空分布特征、成因以及对海岸带地质环境的影响，为海岸带地质环境监测与评价提供技术和数据支持，是卫星测高技术应用于海岸带地质环境调查的一次新的探索。

1.2 研究现状

卫星测高技术的发展至今虽然只有 30 多年的历史，但大量事实结果表明，卫星测高在研究海洋大地水准面和重力异常方面，在研究地球物理和海洋学方面，都显示出了巨大的潜力。卫星测高作为 20 世纪 70 年代发展起来的一项高科技测量技术，在空间大地测量领域产生了异常深刻的变革。

1.2.1 测高卫星发展历史

自 1973 年 5 月 14 日美国国家航空与航天局（下称 NASA）发射第一颗带有测高仪的卫星 Skylab 以来，至今世界上已经发射了不少于 10 颗这样的卫星。

1975 年 4 月 9 日 NASA 发射了 GEOS-3 卫星，该卫星观测的大量高质量的数据使得人们将注意力的重点从试验阶段转向了应用阶段。卫星高度计将从空间尺度上大面积宏观观测海面变化变成可能，从而激发了人们对卫星测高学的研究兴趣。

1978 年 6 月 28 日，NASA 发射了海洋卫星 Seasat，尽管该卫星经过 3 个多月的飞行以后因为电源故障过早地夭折，人们利用其传输的大量高质量的测高数据，成功地计算出了大洋潮汐、反演了地球深部构造、推估了广大洋区范围的重力异常。这些应用更加坚定了人们对卫星测高应用于海洋学研究的信心。

1985 年 3 月 12 日，美国海军发射了大地测量卫星 Geosat，该卫星在成功地完成精确确定密集的覆盖全球的地球重力场的任务后，调整周期为 17 天的冻结轨道。大量的应用成果进一步证实了卫星高度计在海洋学中的广泛应用。

1991 年 7 月 17 日欧空局发射了 ERS-1 卫星。该卫星能够获取全球海浪的动态情况、海面风场及其变化、大洋环流、两级冰山及全球海平面变化等信息。

1992 年 8 月 10 日，NASA 与法国空间局（下称 CNES）联合发射了海神号海洋地形试验卫星 Topex/Poseidon（下称 T/P），该卫星是迄今为止测高精度以及定轨精度最高的测高卫星之一。

鉴于卫星测高数据对大地测量、海洋学和地球物理学的重要意义，欧空局于 1995 年 4 月发射了 ERS-1 的后继星 ERS-2，NASA 于 1998 年 2 月发射了 Geosat 的后继星 GF0，并于 2001 年 12 月 7 日和 2008 年 6 月 20 日先后发射了 T/P 卫星的后继星 Jason-1，Jason-2。2002 年欧空局发射了 ERS-1/2 的后继星 Envisat，重复周期为 35 天。其上搭载有类似于 T/P 卫星的双频高度计，主要用于环境研究和大气监测等方面。这些卫星都是以增强人们对海洋环境变化、洋流、全球气候变化的理解为任务的。

现将目前已发射的主要测高卫星的相关参数信息列举如表 1-1 所示。

表 1-1 测高卫星概况

卫星	研制机构	发射日期	卫星倾角 (°)	重复周期 (天)	轨道高度	测高精度 (cm)
Geos-3	NASA	1975.4.9	115	2.3	840	25~50
Seasat	NASA	1978.6.28	108	3, 17	800	20~30
Geosat	U.S.Navy	1985.3.15	108	23, 17	800	10~20
ERS-1	ESA	1991.7.17	98.5	3, 35, 168	780	10
T/P	NASA/CNES	1992.8.10	66	10	1336	3~4
ERS-2	ESA	1995.4.21	98.5	3, 35, 168	780	10
GFO	U.S.Navy	1998.2.10	108	17	800	10~20
Envisat	ESA	2002.1.3	98.5	20~35	80	15~30
Jason-1	NASA	2001.12.7	66	10	1336	3~4
Jason-2	NASA	2008.6.20	66	10	1336	2.5

1.2.2 长江口研究区调研

(1) 长江口地区概况

长江口作为河流和海洋的过渡地带，它兼有河流和海洋的两种属性^[4]。长江口水域有着复杂的水文动力条件和独特的生态环境，并拥有丰富的资源。长江口作为中国乃至世界上最大、最典型的河口之一，其河海划界错综复杂，但也有着重要的科学价值和社会经济意义。长江是中国第一大河，全长为6300km；宜昌以上河段为上游，宜昌至湖口河段为中游，湖口以下河段为下游。自安徽大通向下至水下三角洲前缘长约700km的范围称为河口区。根据动力条件和河槽演变的差异，通常把长江河口区划分为3个区段：大通至江阴长约400km，河槽演变受到径流和边界条件控制，多江心洲，称为近河口段；江阴至口门长约220km，径流与潮流相互消长，河槽分汊多变，为河口段；自口门向外至30~50m等深线附近，以潮流作用为主，水下三角洲发育，为口外海滨段。

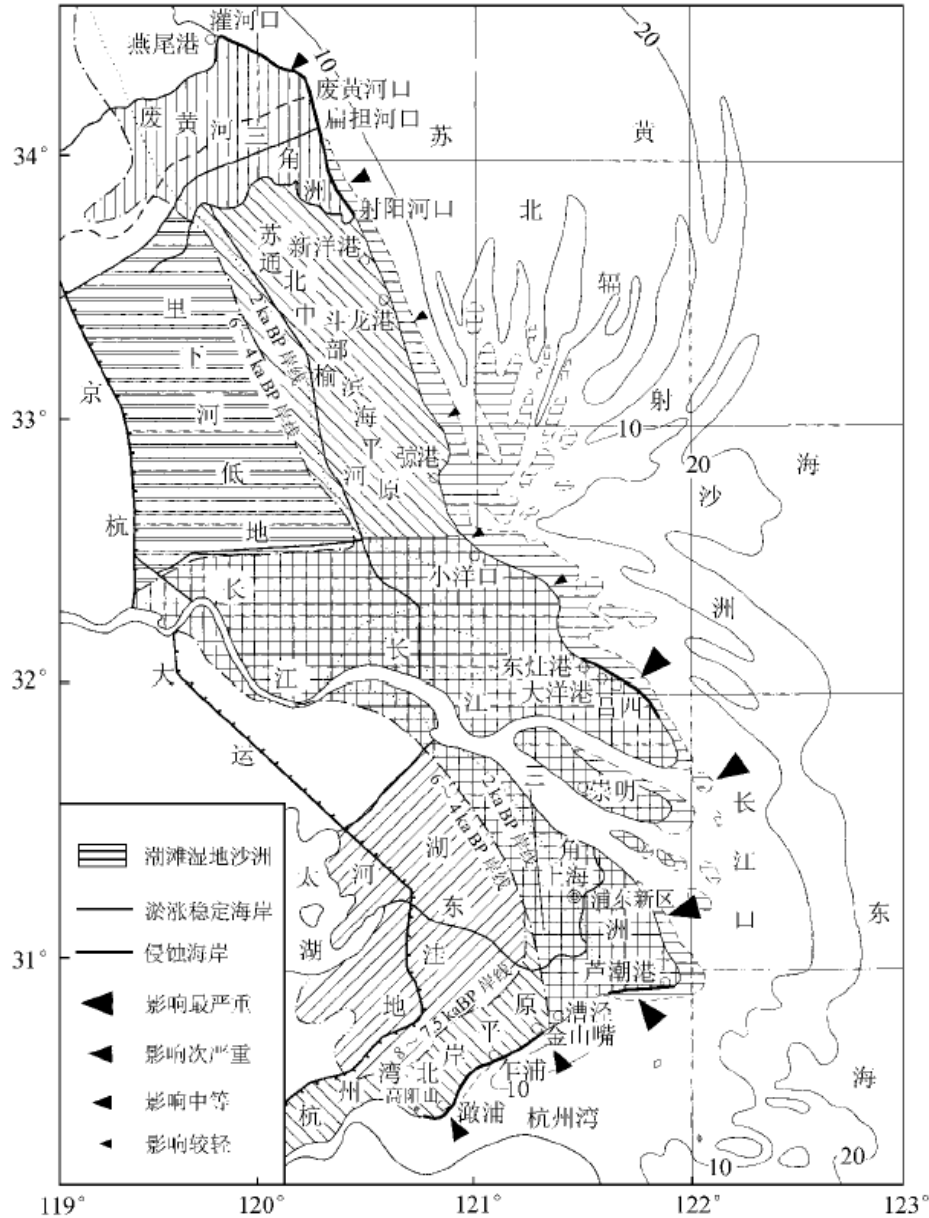


图 1-1 长江三角洲附近地区地貌及海平面上升影响分区

(2) 长江口水域性质

水域性质是宏观上确定河海划界范围最基本的自然参数。长江是中国最大的河流，长江口是中等强度的潮汐河口，其径潮流比为 0.227。按照河口学定义，通过大量资料的分析研究，长江河口由近口段、河口段和口外海滨段 3 部分组成。海洋潮汐上溯影响最远可达安徽大通，即近口段上界；长江径流以长江冲淡水形式向外扩散至 $122^{\circ} 50' E$ ，甚至更东，即口外海滨前缘。两端相距甚远，水域性质差异也很大。长江口近口段更多呈现河流性质，口外海滨段更

多呈现海洋属性，而长江河口段位于近口段与口外海滨之间，具有明显的过渡性质，是径潮流相互消长，兼有河流和海洋两种属性的河段。长江河口段范围指的是江阴至河口口门间水域。

（3）潮汐特征

潮汐特征的沿程分布和变化是河海划界的重要要素。河口段水域沿程的潮差、涨落潮历时、潮流速的变化是反映河口区河海相互作用强弱程度的主要标志。外海潮波进入河口段后由于受到径流的作用，其潮差总体上来说是由外往里逐渐变小，与其相应涨落潮历时也发生变化^[4]。

长江近口段、河口段及口外海滨段有着明显的差别：近口段(大致从江阴向上至马鞍山)年内月平均潮差呈单峰型变化，8~9月潮差最小，1~2月最大，与径流呈负相关。河口段(徐六泾至中浚)则相反，1~2月月平均潮差最小，8~9月月平均潮差最大，与径流具有正相关^[4]。口外海滨区则是呈双峰型变化，即3月及9月的潮差最大，6月及1月为最小。长江近口段、河口段及口外海滨段呈现3种各不相同的变化形态，究其原因，近口段因为径流作用强劲，削弱了潮波的上溯传播，因此出现了洪季潮差小枯季潮差大的现象；河口段月平均潮差与月平均水位变化规律相类似，即随着河口段月平均水位的高低不同，潮差大、小也随之发生相应的变化。洪季时，由于径流量增大，加大了对上溯潮波的阻力，在某种意义上就是加强了上游下泄的洪水波对下游上溯潮波的干涉，导致河口段潮波变形的加剧，促使潮波趋向于驻波性质的转化，从而使潮差增大，枯季则相反；口外海滨区则因受制于天文潮的影响，潮差在春、秋分前后(对半日潮性质海区)月平均潮差最大，冬、夏至前后，月平均潮差最小。这个现象充分表明长江河口段是江、海相互作用的水域。因而把潮汐特性作为这一区间江海划界的重要参数是可取的，而吴淞—高桥之间水域正处在其变化的中间地带。

1.2.3 海平面变化研究现状

在海平面变化领域，国内外专家做了大量的工作。Chuech 等计算出过去50~100年间海平面上升速率为 $1\sim 2\text{mm/yr}$ ^[5]。Douglas 等给出修正值为 $1.8\pm 0.1\text{mm/yr}$ ^[6-8]。Cabanès 等基于海面温度数据的分析得出过去50年间，海面变化

受到温度影响很大,海面上升速率为 0.5mm/yr ,他们认为差异在于验潮站受到地面沉降的影响^[9]。Peltier 等利用冰川均衡订正模型 (GIA) 研究了全球海平面上升,得到 20 世纪全球海平面的总上升速率为 2.4mm/yr ^[10]。ERIC W. LEULIETTE 等对 T/P 和 Jason 数据进行分析,联合两种卫星数据计算出全球海平面上升速率 2.8mm/yr ^[11]。Gary T. 等用验潮站数据分析了 T/P 卫星高度计计算出的海面高,得出通过 60 天的平滑处理,海岸带的测高数据与验潮站数据相关性达到 0.46,残差降低到 7.7cm ^[12]。国内一些学者也做了大量的工作。黄城等利用头两年的 T/P 卫星测高资料初步测定了全球平均海平面和上海临近海域海平面上升速率分别为 1.6mm/yr 和 2.1mm/yr ^[1]。蒋涛等联合 GRACE 时变重力场与 Jason 卫星测高数据分别研究了全球平均海平面及其质量分量与比容分量的季节性变化,估算出全球海平面以 2.0mm/yr 的速率上升^[13]。许军等分析了潮汐模型对利用卫星测高数据研究海平面变化的影响,发现海平面季节内变化主要是潮汐模型误差的贡献^[14]。王海瑛等利用 T/P 卫星测高资料构造出中国近海及邻域平均海平面和海面地形^[15]。王海瑛等联合 T/P 卫星数据和 ERS-1 卫星测高资料计算出 1992-1998 年中国近海海域海平面及其变化,发现不同海域的海平面变化趋势大不相同,并指出 1993, 1994, 1997~1998 年三次 ELNINO 异常对中国近海海平面影响是南海海域最大,东海次之,黄海最小^[16]。程芦颖等用交叉点数据计算出了中国近海海平面变化,在剔除 2 个月周期分量的震荡信号后,发现中国黄海、东海、南海海域的海平面变化既有很大的相关性,达到 0.9 以上^[17]。刘克修等用 T/P 资料研究了南海潮汐和海面高度季节变化^[18]。崔树红等利用近十年的 T/P 卫星数据,根据海面-地面系统模型、结合数理统计和数学模型,分析了黄东海及临近海区海面地形的时空变化特征^[19]。

1.3 论文研究内容和研究思路

本文以长江口研究区域,研究区范围划定如图 1-2 所示。在充分调研长江口区域的海平面变化特点的基础上,综合考虑各种测高卫星数据的特点,选择 T/P 卫星和 Jason-1 卫星的测高数据,研究形成一套有效的数据处理方法,监测长江口区域的海平面变化,为我国海岸带地质环境调查与评价提供技术支撑。

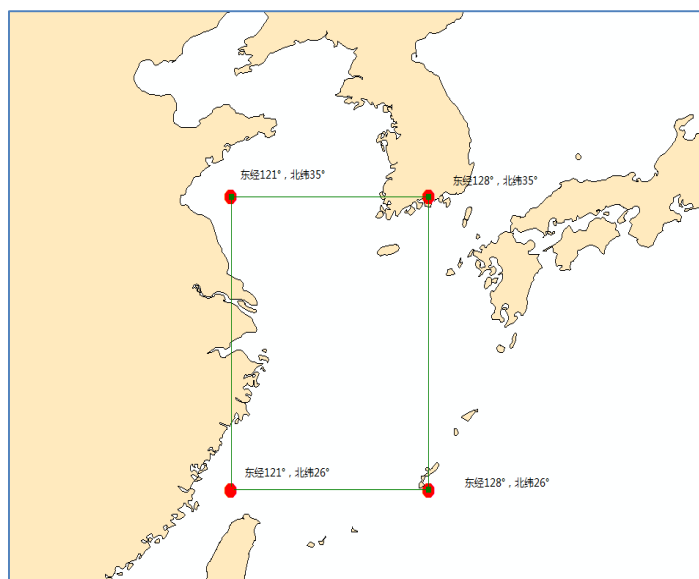


图 1-2 研究区分布图

研究内容包括：

- (1) 研究测高卫星交叉点精确位置计算和交叉点平差的方法
- (2) 研究测高卫星不同周期数据共线处理的方法
- (3) 对 T/P 卫星和 Jason-1 卫星数据一致性进行论证，计算出二者海面高数据的相关关系
- (4) 研究基于长时间序列的卫星测高数据构建区域潮汐模型的方法，并对长江口区域卫星测高数据进行潮汐模型新校正

具体的研究思路如图 1-3 所示。

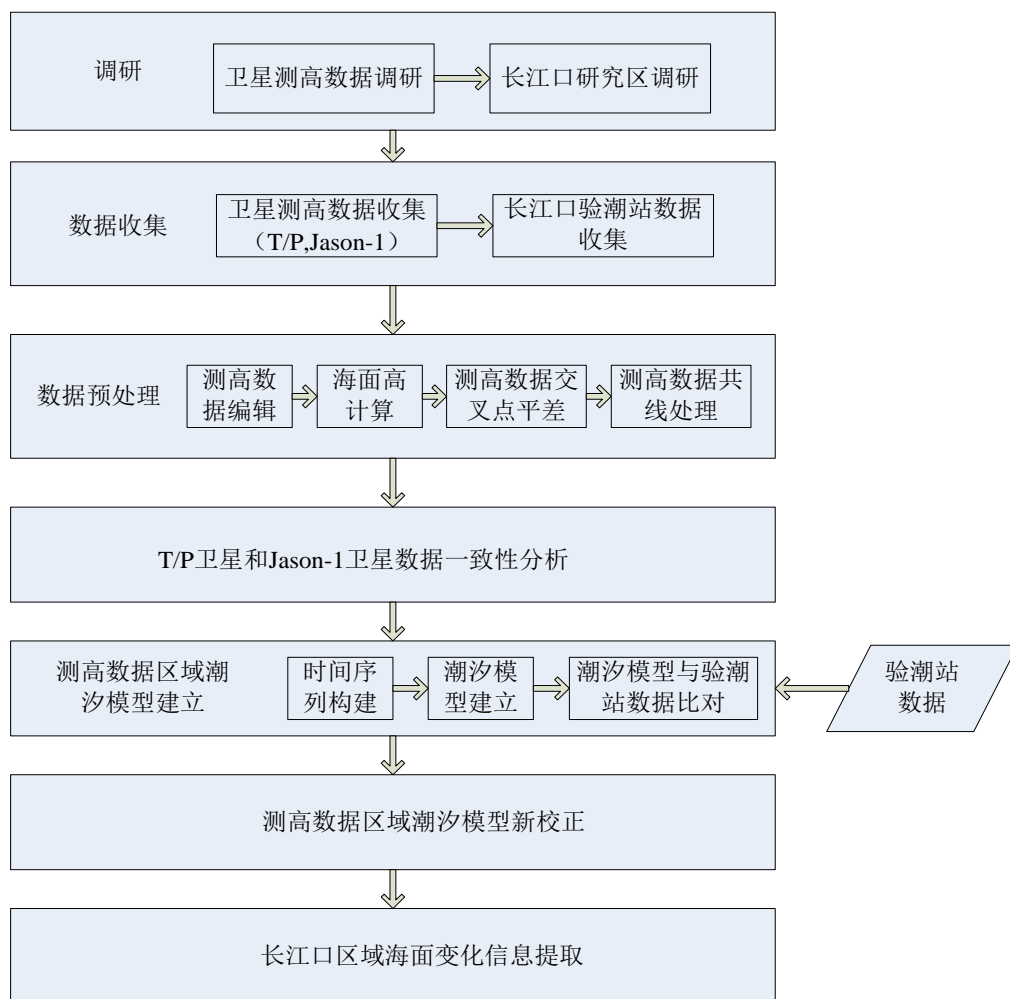


图 1-2 论文研究思路

本文的章节顺序也是按照研究思路的框架顺序安排的：第二章介绍卫星测高原理；第三章介绍测高数据预处理的方法；第四章对 T/P 卫星和 Jason-1 卫星的测高数据进行了一致性的分析；第五章基于区域潮汐模型校正过的长江口 18 年的测高数据对海面变化特征进行了分析，第六章为全文的总结。

1.4 本章小结

本章为论文的绪论部分，介绍了论文研究的背景及意义，详细调研了长江口研究区的水域环境情况，综述了国内外学者有关海平面变化情况的研究现状，最后提出本文的研究内容和研究思路。

第二章 卫星测高原理

2.1 卫星高度计的工作原理

卫星高度计是一种星载的微波雷达。测高仪的发射装置通过天线以一定的脉冲重复频率向地球表面发射调制后的压缩脉冲，经过海面反射后，由接收机接收返回的脉冲，并测量发射脉冲的时刻与接收脉冲的时刻的时间差。根据此时间差及返回的波形，便可以测量出卫星到海面的距离。实际上，测高仪所测的距离是卫星到星下点足迹某一范围内的平均距离。根据海况的不同，该星下点足迹的直径从 2.4KM 到 12KM 不等。星下点足迹内海面的粗糙度可根据接收雷达脉冲的时间分布(波形结构)来推断，并由此来定义有效波高 SWH(Significant Wave Height)。另一项回波的内容是反射脉冲的强度，用自动增益控制 AGC (Automatic Gain Control) 表示之。具体来说，卫星高度计能够产生三种观测量^[20]：

(1) 雷达脉冲发射和接收的时间间隔 Δt 。根据 Δt 可以计算出卫星质心到瞬时海平面的测距。

(2) 有效波高值。该值可以由回波信号的斜率求得。

(3) 返回脉冲的幅度或 AGC 值，由该值可以计算出后向散射系数和风速。

2.2 卫星测高误差分析及校正

理想情况下，卫星测高仪所要得到的测量值应该是卫星质心到平均海面的距离。然而，测高仪在测量过程中受到各种因素的影响，其测量值往往会偏离真实值，需要加以校正，如图 2-1 所示，图中各物理量计算出海面高的公式如 (2-1) 所示。

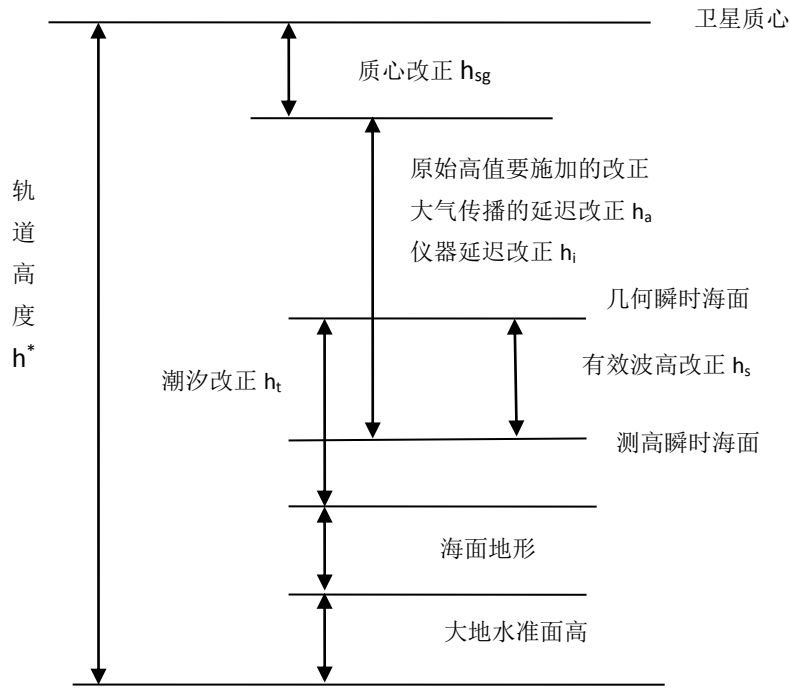


图 2-1 卫星测高校正示意图

$$h^* = \rho + h_{sg} + h_i + h_a + h_s + h_g + h_t + h_0 + \varepsilon \quad (2-1)$$

总的来说，卫星测高数据校正主要包括三个方面，即轨道误差校正、仪器校正和地球物理校正^[21]。下面依次它们加以阐述。

2.2.1 轨道误差校正

轨道是测高仪进行测量的参考基准。轨道的径向分量误差直接引起海面高度的测量误差。由于海面上的卫星测高剖面是相对于卫星轨道的，因此，只有当卫星的径向轨道的精度达到或者超过测高仪本身的精度时，才能获得卫星测高的最大效益。卫星的径向轨道精度受到卫星定轨精度和地球重力场精度的制约，只有当卫星的定轨精度与重力场精度都满足要求时，才能实现卫星径向轨道误差的减少。目前对于 T/P 卫星而言，由于采用了 DORIS 跟踪系统，SLR 激光反射镜和 GPS 跟踪进行定轨，再加上地球重力场精度的提高，使得其径向轨道误差降低到 2.5cm。

另外，在测量中，应用不精确的坐标系所引起的误差与卫星的径向轨道误差紧密相关。对测高而言，下列几种坐标系非常重要：

(1) 卫星跟踪网所用的坐标系

- (2) 用于描述大地水准面的坐标系
- (3) 由类星体观测所确定的惯性参考坐标系;
- (4) 用于定义日长和极移的天体摄影坐标系。

这些坐标系既不一致又非固定不变, 相互之间有 $1\sim 2\text{cm}$ 的差异, 并受地极运动 ($\pm 10\text{cm}$)、地球自转变化率、固体潮 ($\pm 20\text{cm}$)、海潮符合引起的固体地球变形 ($\pm 2\text{cm}$) 和大陆漂移 ($\pm 10\text{cm}$) 的影响。

轨道误差属于不确定性误差, 很难设计模型进行定性的研究, 目前尚无对轨道误差进行校正的模型, 只有通过定轨理论和技术的改进来缩小轨道误差。

2.2.2 仪器校正

卫星定轨是对卫星质心而言的。而测高仪天线并不与卫星质心相重合。因此需要对卫星高度测量值进行卫星质心修正。这个修正值一般在卫星发射之前就可以准确量得。

另外, 由于仪器内部电路延迟引起的仪器延迟, 也属于仪器误差的一部分, 发射之前要进行必要的校准。此外, 在轨道上运行时, 由于测高仪的原件特性随时间而老化, 特别是模拟原件的性能会发生某些漂移, 这时可以对测高仪进行在轨校准。这些改正一般为几个厘米, 在数据发布之前已经为用户做好了修正。

2006 年 M. Anlain 发现, Jason-1 卫星测高仪有约 400 微秒的明显高度数据偏移, 导致数据随着卫星多普勒速度的方向发生偏移。该偏移并没有在数据发布之前进行修正, 需用户进行自行修正, 保存在 `pseudo_datation_corr_ku` 中。

2.2.3 地球物理校正

由于卫星雷达脉冲在经过卫星-海平面-卫星的传播途径中, 受到大气压、分子、电子、水汽、海平面等的影响, 会发生信号衰减、偏移、折射或者延迟, 导致测量值偏离真实值, 需要对测量值进行修正以反演出真实的海面高。地球物理误差校正主要包括: 电离层校正、干对流层校正、湿对流层校正、海况偏差校正和逆气压校正。

大气和电离层的存在会降低雷达脉冲的传播速度，并且该影响与大气中物质的总量是呈正比的，如大气中的水汽含量、电离层中的电子含量等，因此需要进行电离层和对流层校正；卫星高度计接收到的雷达脉冲信号是从瞬时的海平面反射回来的，因此瞬时海平面的海浪高度和波速都会影响到反射的雷达脉冲的强度和方向，使得反射出的雷达脉冲并不代表真实平均海面的反射强度和方向，因此需要对卫星测距进行海况偏差的校正；由于海面自由大气层气压的存在，使得海面的高度受气压影响呈现时高时低的现象，因此还需要对卫星测距进行逆气压的修正。

(1) 电离层校正

电离层折射影响是雷达信号传播路径上电子数及雷达信号频率的函数，呈现较明显的日变化和季节变化。它可以通过两个通道的反射值计算出来，对于 T/P 卫星和 Jason 卫星来说，采用双频雷达测高仪来计算出电离层的校正项。另外结合测高仪的一个频道和 DORIS 系统也可计算出电离层的修正项，但不如前者的精度高，一般在处理 T/P 卫星和 Jason 卫星数据选择前者作为电离层修正项，精度可达到 0.5cm。一般经验性的修正方法为：

$$Iono_Cor = -40250TEC / f^2 \quad (2-2)$$

其中 TEC 表示每平方米电子含量，可通过模式计算得到。 f 为卫星高度计的频率。

(2) 干对流层校正

干对流层校正指对流层中的气体对雷达脉冲传播的影响校正。该项校正接近一个常数，大约为-2.3m。当对流层满足水汽动力平衡条件，并且大气成分处于正常的情况下，干对流层改正项是海面气压和纬度的函数：

$$model_dry_tropo_corr = -2.277 \times P_{am} \times (1 + 0.0026 \times \cos(2 \times phi)) \quad (2-3)$$

其中， P_{am} 表示海面大气压， phi 表示测量点处的纬度，由于高度计不能够直接测量出海面的大气压，因此选择 $ECMWF$ (European Center for Medium Range Weather Forecasting) 模型计算出压强值代替计算。

(3) 湿对流层校正

湿对流层校正是指对流层中的水汽对雷达脉冲传播的影响校正。在去除风速引起的表面发射和云层等其他因素的影响之后，水汽对雷达脉冲的影响可以

通过测量 22.2356HZ 附近雷达的脉冲强度计算得到。

(4) 海况偏差校正

海面的雷达散射系数并不是能够真实地反应海面的情况,当海面有波浪时,浪峰处比浪谷处的反射强度就高,因此总体效果是雷达信号偏向于浪谷的位置,也就是说实际测距值比真实测距值大了,另外,由于海面变化会引入到对雷达脉冲的反演模型中,也会导致结果有所偏差,再加上雷达脉冲的跟踪偏差,这些都是要进行海况偏差修正的原因。

海况偏差的校正一直是科学家们研究的热点问题。目前主流的海况偏差校正的计算都是通过基于有效波高和风速与海况偏差之间的关系建立一个差值表格得到的。一些改进也是针对经验系数的,并没有实质上的模型改进。如果有效波高有 2m 的误差,则会引起海况偏差大概 1-2cm 的误差,因此,海况偏差校正的精度一直不高,有待在模型上有进一步的突破。

(5) 逆气压校正

海平面会随着气压的变化而升高或者降低,当气压增加的时,海面会下降,当气压下降时,海平面会上升。因此要对卫星测距进行必要的逆气压校正。一般来说,大气压发生 1mbar 的变化会相应地引起海面 1cm 左右的变化。逆气压校正的计算公式如 (2-4) 所示。

$$P_atm = Dry_Corr / \{(-2.277) \times (1 + (0.0026 \times \cos(2 \times Lat_Tra \times 1.10^{-6} \times \Pi / 180.0)))\}$$

$$Inv_Bar = -9.948 \times (P_atm - 1013.3)$$

(2-4)

其中, P_atm 为海面压强, Dry_Corr 为干对流层校正项, Lat_Tra 为观测点处的纬度。

(6) 潮汐校正

潮汐校正包括弹性潮汐校正,固体地球潮汐校正和极潮校正。其中弹性潮汐校正又包括海洋潮汐和负载潮汐,弹性潮汐校正的数值最大,可达 1~10m。因此研究准确合适的潮汐模型对测高数据的校正来说尤其重要。

T/P 卫星和 Jason 卫星的海洋潮汐都选用的是全球潮汐模型,其中 T/P 选用的是美国 Texas 大学的 CSR3.0 模式,该模式用已有的 T/P 卫星数据,基于正

交潮调和计算分析出 11 个潮汐分量。Jason-1 卫星提供 2 种潮汐校正模型，分别是 GOT99.2 模型和 FES99 模型。他们都是由半日潮和全日潮综合计算出来的。

2.3 海面高度计算

在分析了卫星测距修正因子的基础上，就可以计算出较为精确的海面高度值了，海面高度值是海平面变化研究的基础性和关键性的数据，分为 SSH (Sea Surface Height) 海面高度、SSHA (Sea Surface Height Anomaly) 海面地形。他们的计算原理如图 2-2 所示，计算公式如 (2-5)，(2-6)，(2-7) 所示。

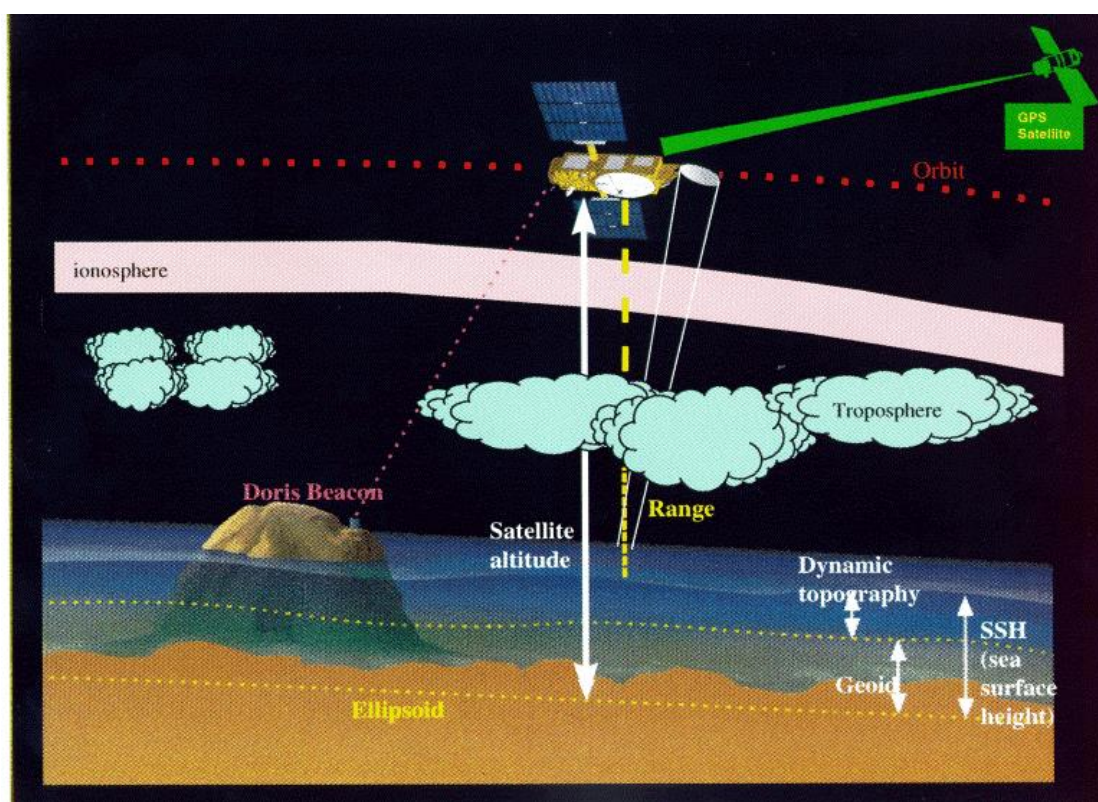


图 2-2 卫星海面高计算基本原理

$$\begin{aligned}
 \text{Corrected_Range} = & \text{range} + \text{wet_troposphere_correction} \\
 & + \text{dry_troposphere_correction} \\
 & + \text{ionosphere_correction} \\
 & + \text{sea_state_bias} \\
 & + \text{datation_bias_correction}
 \end{aligned} \tag{2-5}$$

$$Sea_Surface_Height = Altitude - Corrected_Range \quad (2-6)$$

$$\begin{aligned} Sea_Level_Anomaly = & Sea_Surface_Height - Mean_Sea_Surface \\ & - Tide_Effects \\ & - Inverse_Barometer - High_Frequency_Wind_Response \end{aligned} \quad (2-7)$$

其中, $Corrected_Range$ 为测距的校正值。 $range$ 为测距值, $Wet_troposphere_correction$, 为湿对流层校正值, $Dry_troposphere_correction$ 为干对流层校正值。 $ionosphere_correction$ 为电离层校正值, sea_state_bias 是海况偏差校正值, $datation_bias_correction$ 是仪器校正值, $altitude$ 是卫星相对椭球体的高度, $mean_sea_surface$ 为平均海平面, $tide_effects$ 为潮汐校正值, $inverse_barometer$ 为逆气压校正值。

2.4 T/P 与 Jason-1 卫星数据描述及初步处理

2.4.1 T/P 与 Jason-1 卫星介绍

自 20 世纪 90 年代以来, 国内外发表了一系列利用全球长期验潮数据分析得到的海平面变化趋势的研究成果, 大多是基于 T/P 卫星和 Jason-1 卫星测高数据。

T/P 卫星于 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, 全名为海神号海洋地形试验卫星, TOPEX 和 POSEIDON 是卫星上搭载的两个测高计, 分别由美国 NASA 和法国 CNES 设计。卫星轨道高为 1336KM, 轨道倾角为 66° , 能够保证全球 90% 的海洋可以得到覆盖。10 天 (127 圈) 的重复周期保证了每年有 35 组测高重复数据。发射 T/P 卫星的主要目的是从空间监测全球海面高, 以使得科学家们可以计算海洋环流以及海洋环流对环境的影响。T/P 卫星以其高时空覆盖率和高精度 (可达 4cm), 使得卫星高度计资料成为研究全球绝对海平面变化的重要手段。许多学者利用高度计数据对中国海海平面进行了研究分析。

Jason-1 卫星是 T/P 卫星的后继星, 它接替了已经运行 9 年的 T/P 卫星,

为国际科学界迅速提供几个小时或几天内海洋状态的有关情况。Jason-1 是第 1 颗海洋长期观测卫星, 其目标涉及到多个地球科学领域, 包括海洋物理学、海洋气象预报、海洋气象学和地球物理学。该卫星可以测量全球海平面的变化情况以及大洋上风速和波高的数值。卫星轨道类型为非太阳同步圆形轨道, 轨道高度 1336km, 倾角 66° 。Jason-1 采用回归轨道, 周期为 9.9 天, 全球数据覆盖范围为 66°N - 66°S 。因为测高要求轨道是重复的, 在某时间段内重复次数要足够多, 以便使用交叉轨道差值补偿法来补偿轨道误差。该时间段长短是由要探测的海洋动力现象的时间尺度来衡量。对于大中小尺度(水平尺度)动力过程其时间尺度为年、月、天, 9.9 天的回归周期可以满足大中尺度动力过程的探测需求, 但对于小尺度动力现象需要利用多个测高卫星的数据。Jason-1 的测高精度为 4.2cm, 为达到如此高的精度除了要保证仪器精度外还要采取很多措施其中关键的是轨道测定、大气校正和海况订正。

2.4.2 测高卫星数据介绍

(1) 数据结构介绍

由于 T/P 和 Jason-1 卫星的轨道和数据格式是统一的, 因此, 以 T/P 卫星为例介绍这 2 种卫星的数据结构特点。

T/P 卫星的任务在于研究全球海洋及其变化, 同时包括海洋潮汐、大地测量学、地球重力学、海风和海浪等方面的研究。因此, 为了完成这一目的, T/P 卫星轨道的设计高度为 1334km, 轨道倾角为 66° , 重复周期为 10 天, 每周期绕地球 127 圈。T/P 卫星数据以周期为单位组织的, 每一周期数据存放在一个文件夹中, 包括头文件信息、127 圈的轨道数据、交叉点数据和其他的轨道信息文件。其中, 头文件记录了该周期的起始测量时间、起始轨道、数据处理级别和机构等信息, 每一圈轨道数据分为上升轨道(即从纬度 -66° 飞行至纬度 66° 的地面轨迹, 又称上升弧)和下降轨道(即从纬度 66° 飞行至纬度 -66° 的地面轨迹, 又称下降弧), 故每一周期有 254 个轨道, 又称 pass。每一个轨道包括头文件信息和数据部分, 头文件记录了该轨道的起始测量时间、起始轨道、数据处理级别和机构等信息, 数据部分记录了每一个观测点的各项地球物理数据, 每一个轨道大约有 3000 个数据点, 每个数据点记录时间间隔为 1 秒,

地面空间距离大概为 5~6km。

T/P 升轨和降轨经过赤道时的经度如表 2-1、2-2 所示，根据这两张表可以快速计算出哪些 pass 经过指定的区域。

表 2-1 上升弧与赤道的交点

段号 (pass)	圈数	经度	段号 (pass)	圈数	经度
1	1	99.92	129	65	85.75
3	2	71.58	131	66	57.40
5	3	43.23	133	67	29.06
7	4	14.88	135	68	0.71
9	5	346.54	137	69	332.36
11	6	318.19	139	70	304.02
13	7	289.85	141	71	275.67
15	8	261.50	143	72	247.32
17	9	233.15	145	73	218.98
19	10	204.80	147	74	190.63
21	11	176.46	149	75	162.29
23	12	148.11	151	76	133.94
25	13	119.77	153	77	105.59
27	14	91.42	155	78	77.25
29	15	63.07	157	79	48.90
31	16	34.73	159	80	20.55
33	17	6.38	161	81	352.21
35	18	338.03	163	82	323.86
37	19	309.69	165	83	295.51
39	20	281.34	167	84	267.17
41	21	252.99	169	85	238.82
43	22	224.65	171	86	210.47
45	23	196.30	173	87	182.13
47	24	167.96	175	88	153.78
49	25	139.61	177	89	125.44
51	26	111.26	179	90	97.09
53	27	82.92	181	91	68.74
55	28	54.57	183	92	40.40
57	29	26.22	185	93	12.05
59	30	357.88	187	94	343.70
61	31	329.53	189	95	315.36
63	32	301.18	191	96	287.01
65	33	272.84	193	97	258.66
67	34	244.49	195	98	230.32
69	35	216.64	197	99	201.97
71	36	187.80	199	100	173.62

段号 (pass)	圈数	经度	段号 (pass)	圈数	经度
73	37	159.45	201	101	145.28
75	38	131.11	203	102	116.93
77	39	102.76	205	103	88.59
79	40	74.41	207	104	60.24
81	41	46.06	209	105	31.89
83	42	17.72	211	106	3.55
85	43	349.37	213	107	335.20
87	44	321.03	215	108	306.85
89	45	292.68	217	109	278.51
91	46	264.33	219	110	250.16
93	47	235.99	221	111	221.81
95	48	207.64	223	112	193.47
97	49	179.29	225	113	165.12
99	50	150.95	227	114	136.77
101	51	122.60	229	115	108.43
103	52	94.26	231	116	80.88
105	53	65.91	233	117	51.73
107	54	37.56	235	118	23.39
109	55	9.21	237	119	355.04
111	56	340.87	239	120	326.70
113	57	312.52	241	121	298.35
115	58	284.18	243	122	270.00
117	58	255.83	245	123	241.35
119	60	227.48	247	124	213.31
121	61	199.13	249	125	184.96
123	62	170.79	251	126	156.62
125	63	142.44	253	127	128.27
127	64	114.10			

表 2-2 下降弧与赤道的交点

段号 (pass)	圈数	经度	段号 (pass)	圈数	经度
2	1	265.75	130	65	251.58
4	2	237.40	132	66	223.23
6	3	209.06	134	67	194.89
8	4	180.72	136	68	166.54
10	5	152.37	138	69	138.19
12	6	124.02	140	70	109.85
14	7	95.67	142	71	81.50
16	8	67.33	144	72	53.15
18	9	38.89	146	73	24.81
20	10	10.63	148	74	356.46
22	11	342.29	150	75	328.11

段号 (pass)	圈数	经度	段号 (pass)	圈数	经度
24	12	313.94	152	76	299.77
26	13	285.60	154	77	271.42
28	14	257.25	156	78	243.07
30	15	228.90	158	79	214.73
32	16	200.56	160	80	186.38
34	17	172.21	162	81	158.03
36	18	143.86	164	82	129.69
38	19	115.52	166	83	101.34
40	20	87.17	168	84	73.00
42	21	58.82	170	85	44.65
44	22	30.48	172	86	16.30
46	23	2.13	174	87	347.96
48	24	333.78	176	88	319.61
50	25	305.44	178	89	291.26
52	26	277.09	180	90	262.92
54	27	248.74	182	91	234.57
56	28	220.40	184	92	206.22
58	29	192.05	186	93	177.88
60	30	163.71	188	94	149.53
62	31	135.36	190	95	121.19
64	32	107.01	192	96	92.84
66	33	78.66	194	97	64.49
68	34	50.32	196	98	36.14
70	35	21.97	198	99	7.80
72	36	353.63	200	100	339.45
74	37	325.28	202	101	311.11
76	38	296.93	204	102	282.76
78	39	268.59	206	103	254.41
80	40	240.24	208	104	226.07
82	41	211.89	210	105	197.72
84	42	183.55	212	106	169.37
86	43	155.20	214	107	141.03
88	44	126.86	216	108	112.68
90	45	98.51	218	109	84.33
92	46	70.16	220	110	55.99
94	47	41.81	222	111	27.64
96	48	13.47	224	112	359.30
98	49	345.12	226	113	330.95
100	50	316.78	228	114	302.60
102	51	288.43	230	115	274.26
104	52	260.08	232	116	245.91
106	53	231.74	234	117	217.56
108	54	203.39	236	118	189.22

段号 (pass)	圈数	经度	段号 (pass)	圈数	经度
110	55	175.04	238	119	160.87
112	56	146.70	240	120	132.53
114	57	118.35	242	121	104.18
116	58	90.00	244	122	75.83
118	58	61.66	246	123	47.48
120	60	33.31	248	124	19.14
122	61	4.96	250	125	350.79
124	62	336.62	252	126	322.45
126	63	308.27	254	127	294.10
128	64	279.93			

(2) 数据产品介绍

T/P 卫星和 Jason-1 卫星有两个数据处理和分发中心：法国宇航局 (CNES SSALTO)，美国宇航局 (NASA JPL PODAAC)。数据的处理级别共分为 5 级：

1 级：没有经过处理的原始数据集 (Telemetry Data)，原始数据，没有单位。

2 级：可使用的工程数据集 (Sensor Data Record)，具有工程处理的单位。

3 级：地球物理数据集 (Geophysical Data Record)，具有地理单位。

4 级：融合的地球物理数据集 (Merged Geophysical Data Record)，海面异常数据集 Sea Surface Height Anomaly)，具有地理单位。

5 级：网格数据集 (Gridded Data)，将地球物理数据集插值平滑到规则的地理经纬网格上的产品数据集，具有地理单位。

其中，地球物理数据集包括 OSDR, IGDR, GDR, SGDR 数据。

- OSDR 是一种准实时的数据集，一般在获取数据后 3-5 小时内向外发布，该数据集没有经过任何定标验证，其定位数据采用卫星上提供的没有经过地面验证的轨道参数数据。

- IGDR 是暂时的地球物理数据集，一般在获取数据后 2-3 小时内向外发布，该数据集没有经过任何定标验证，但轨道参数进行了校正，且实施了地面轨道验证。

- GDR 是地球物理数据集，经过了系统的地面定标和验证，一般在获取数据后 30 天内对外发布，采用了更加准确的卫星轨道参数，并且实施了地面轨道验证。

● SGDR 是地球物理数据级, 经过了系统的地面定标和验证, 一般在获取数据后 33 天内对外发布, 除了多出波形 (waveform) 参数数据外, 其它与 GDR 数据一致, 它是一种专业级数据产品。

通过以上几种地球物理数据集可以生成精度不同的 SSHA 产品。

融合的地球物理数据集 (MGDR) 是较 GDR 数据处理级别更高一级的数据集, GDR 只提供原始的卫星测量数据, 而 MGDR 包括 GDR 所有的记录数据, 同时还包含有从原始的卫星测量数据中计算出的其他非直接测量的数据, 如根据高度测量值, 卫星轨道位置和误差校正参数来计算出的测量数据对应的地理经纬度。MGDR 分为 MGDR-A 和 MGDR-B 数据。MGDR-B 是许多科学家共同制定的经改进参数的新格式, 是通过 MGDR-A 转换而来的, 包括了改进的轨道, 新的潮汐模型和改进的算法等。MGDR-B 相对 MGDR-A 来说, 精度更高, 如 MGDR-B 的平均海面数据 (Mean Sea Surface) 不需要校正, 而 MGDR-A 的数据需要校正, 因为它有半径误差和中心偏移。这是 PO. DAAC 提供的最精确的 T/P 卫星产品。

2.4.3 数据编辑及存档

原始的 MGDR 数据和 GDR 数据包括了很多“坏”数据, 不能够用来进行科学研究, 必须对其进行剔除。对于深水区域 (水深大于 100m), 本文采用 T/P 卫星和 Jason-1 卫星用户手册提供的编辑标准对 M/GDR 数据进行编辑; 对于浅水区域, 为了能够得到更多的有效数据以供研究分析, 根据其海面变化的特点, 本文设计了一种新的数据编辑标准。T/P 卫星和 Jason-1 卫星数据的编辑标准表 2-3, 2-4 所示。

表 2-3 T/P 卫星数据编辑标准

序号	Poseidon 测高数据编辑标准	Topex 测高数据编辑标准
1	覆盖区为海洋表面	
2	计算每秒均值的有效点数大于 0	计算美妙均值的有效点数大于 5
3	每秒均值的均方根误差小于 200mm	每秒均值的均方根误差小于 100mm
4	-2500mm<干对流层校正<-1900mm	
5	-500mm<湿对流层校正<-1mm	
6	-400mm<DORIS 电离层校正<0mm	
7	-400mm<高度计电离层校正<40mm	
8	-5000mm<海潮校正 (CR 模型和 Sch 模型) <5000mm	

序号	Poseidon 测高数据编辑标准	Topex 测高数据编辑标准
9	-500mm<负载潮校正（CR 模型和 Sch 模型）<500mm	
10	-1000mm<固体潮校正<1000mm	
11	-100mm<极潮校正<100mm	
12	-500mm<电磁偏差校正<0mm	
13	0mm<=Ku 波段有效波高<11000mm	
14	7DB<Ku 波段后向散射系数<30DB	
15	0deg<=姿态角<0.4deg	

表 2-4 Jason-1 数据编辑标准

序号	编辑标准
1	覆盖区为海洋表面
2	卫星高度不等于 4294967295
3	卫星测距不等于 4294967295
4	-130000mm<=卫星高度-卫星测距值<=10000mm
5	平均海平面不等于 4294927695
6	1HZ 卫星高度质量数据不等于 0
7	用来计算 Ku 波段测距值得点数的>=10
8	0<=Ku 波段测距值均方根误差<200mm
9	-2500mm<=干对流层模型校正<=-1900mm
10	-500mm<=湿对流层校正<=-1mm
11	-400mm<=电离层校正<=40mm
12	-500mm<=海况偏差校正<=0
13	-0.2<=Ku 波段星下点姿态角<0.16

表 2-5 浅海区域的数据编辑标准：

序号	编辑标准
1	覆盖区为海洋表面
2	用来计算 Ku 波段测距值得点数的>=10
3	卫星测距不等于 4294967295
4	-2500mm<=干对流层模型校正<=-1900mm
5	-500mm<=湿对流层校正<=-1mm

以 Jason-1 卫星第 1~21 周期为例，根据以上编辑标准，对原始 GDR 数据进行了预处理，结果见表 2-6。

表 2-6 Jason-1 数据编辑结果

周期	编辑前	编辑后	编辑比例
1	16280	14473	0.889
	32503	27020	0.850
3	48727	39571	0.812
4	48934	40206	0.822
5	49037	39892	0.814

6	48485	39815	0.821
7	48147	35085	0.729
8	48846	39743	0.814
9	48607	39836	0.820
10	48412	39623	0.818
11	48366	39779	0.822
12	48009	40043	0.834
13	47682	39666	0.832
14	47031	39743	0.845
15	47388	39485	0.834
16	47420	38774	0.818
17	47241	38248	0.810
18	46987	37483	0.800
19	46812	36268	0.775
20	47163	36520	0.774
21	46817	36233	0.774
总计	926341	750486	0.810

由表 2-6 可以看出,在对 926341 个原始数据点进行编辑以后,共有 750486 个数据点被认为是可用数据,数据编辑后保存的数据占原始数据的 80%左右。在对数据进行编辑后,依据公式(2-6)将每一数据点的相对于平均海面的海面高值计出来,然后提取出分布在研究区域内的数据,得出的经过研究区域的 pass 有: 177, 240, 229, 214, 203, 188, 164, 153, 138, 127, 112, 101, 077, 062, 051, 036, 025, 010, 共 18 个轨道,分布如图 2-3 所示。

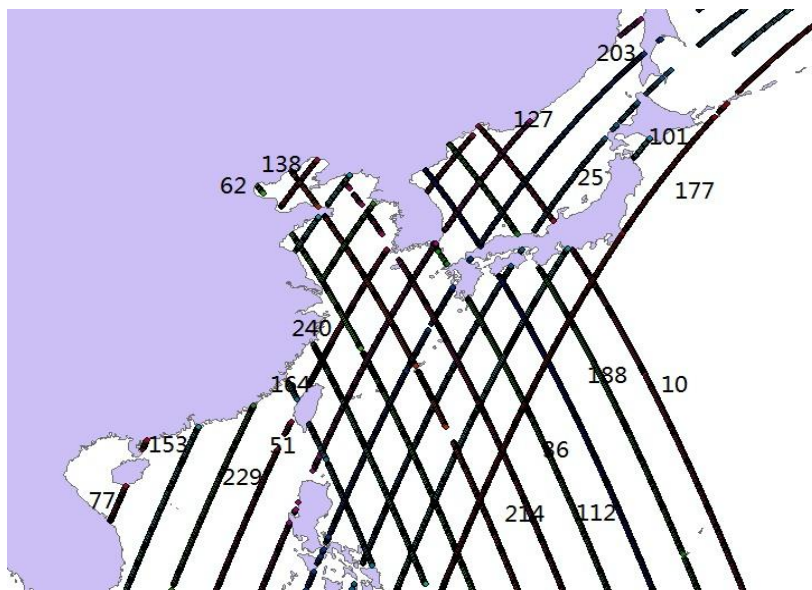


图 2-3 长江口研究区域内卫星海面轨迹分布图

最后将研究区域内对研究有用的数据信息按照时间、纬度、经度、电离层校正、对流层校正海况偏差校正、海面风速、海潮、逆气压校正、后向散射截面、有效波高、固体潮、极潮、海面高值的顺序提取出来，以周期为组织形式保存在硬盘中。

2.5 本章小结

本章主要对卫星测高原理加以描述，包括介绍了卫星高度计的工作原理，分析了卫星测高的误差来源及误差校正方法，在此基础上，介绍了海面高计算的方法。最后对 T/P 卫星和 Jason-1 卫星加以简单阐述，总结了测高数据的特点和组织方式，提出了一种新的数据编辑处理和信息提取存档的方法，基于此编辑方法，有 80%的数据被认为是有效数据而保留下来。

第三章 卫星测高数据共线处理和交叉点平差处理

测高卫星经过地面观测点时, 记录了该点位置丰富的海面信息, 包括海面风速、海面高度、海水深度、后向散射截面等。然而, 由于各项技术和模型误差的存在, 导致测高卫星并不能按照预先设置的理想模式去运行, 测高数据便存在一定的误差。因此为了保证应用的需求, 必须对卫星测高数据进行预处理, 以减少误差的影响。共线处理和交叉点平差处理是卫星测高数据预处理中至关重要的环节。

3.1 卫星测高数据共线处理

T/P 卫星和 Jason-1 卫星采用的是冻结轨道, 即对于一个地面观测位置来说, 经过一个周期以后, 卫星还会严格重复覆盖该位置点。事实上, 由于测量环境、海面地形和卫星偏移等多种因素的影响, 不同周期的卫星轨道数据并不能重复覆盖, 而是有一定的偏移, 大约为 1km。

由于每个周期共有 254 个轨道, 且不同周期重复覆盖的轨道的编号相同, 因此, 对于所有测高数据来说, 就有 254 个轨道序列, 每一个轨道序列有相同的编号, 只是所处的周期 (观测时间) 不同而已。共线法就是采取一定的数学方法, 把各周期的数据校正到统一参考轨道上来, 一方面能够除去海面时变因素的影响, 另一方面可以有助于测高数据时间序列的提取。

3.1.1 参考轨道选择

共线处理首要任务就是参考轨迹的选择。一般情况下都是选择一个有效数据点较多的周期作为参考周期, 然后把所有其他周期的数据校正到该参考周期上。本文选择了另外一种方法: 针对研究区域, 在 254 个轨道中, 以每一个轨道为研究对象, 在所有周期中选择出具有相同编号的轨道, 然后在这些轨道中, 选择有效数据点较多, 分布较为均匀的轨道作为参考轨道, 同时记下该参考轨道对应的周期。

按照上述方法, 以 T/P 卫星 MGDR 数据作为参考数据, 在 MGDR 数据中选择出参考轨道, 以用于 T/P 卫星数据和 Jason-1 卫星数据的联合分析, 结果如表 3-1 所示。

表 3-1 卫星参考轨道所在的周期分布

轨道 (pass)	参考轨道所在周期(cycle)
177	160
240	15
229	234
214	55
203	22
188	162
164	307
153	278
138	97
127	170
112	126
101	162
077	175
062	278
051	97
036	20
025	11
010	97

3.1.2 共线方法优选

目前,对卫星轨道进行共线插值处理的方法主要有斜率梯度法,拉格朗日插值法,差分方法(DD)。

(1) 斜率梯度法

斜率梯度法是以其中一条轨道作为参考固定弧来确定其他共线弧的相同纬度点的经度及其海面高。对于上升弧(以轨道倾角小于90度为例),如图3-1(a)所示, 0 为参考轨道的观测点, 0' 为另一共线轨迹上与 0 具有相同纬度的观测点,显然,这个点一般不可能有直接卫星观测记录值。因此,这个点的海面高可以通过与 0' 点相邻的两观测点 P、Q 的观测记录,通过线性内插求得。与0相对应的0' 经度为

$$\lambda = \lambda_P - D_1(\varphi_O - \varphi_P) \quad (3-1)$$

式中, D_1 为共线弧的斜率,可由 P、Q 两点的经、纬度确定,即

$$D_1 = (\lambda_P - \lambda_Q) \cos \varphi_Q / [(\varphi_P - \varphi_Q) \cos \varphi_O] \quad (3-2)$$

对于下降弧, 如图 3-1 (b) 所示, 同样可以用类似方法求出, 即

$$\lambda = \lambda_P - D_2(\varphi_O - \varphi_P) \quad (3-3)$$

$$D_2 = (\lambda_P - \lambda_Q) \cos \varphi_Q / [(\varphi_Q - \varphi_P) \cos \varphi_O] \quad (3-4)$$

同理, 可以推导出轨道倾角大于 90° 的情况, 对于上升弧和下降弧, 其共线方程分别为

$$\lambda = \lambda_P + D_1(\varphi_P - \varphi_O) \quad (3-5)$$

$$D_1 = -(\lambda_P - \lambda_Q) \cos \varphi_Q / [(\varphi_P - \varphi_Q) \cos \varphi_O] \quad (3-6)$$

$$\lambda = \lambda_P + D_2(\varphi_O - \varphi_Q) \quad (3-7)$$

$$D_2 = (\lambda_P - \lambda_Q) \cos \varphi_Q / [(\varphi_P - \varphi_Q) \cos \varphi_O] \quad (3-8)$$

综合以上各式, 可以推出一组统一的表达式为

$$\lambda = \lambda_P - D(\varphi_P - \varphi_O) \quad (3-9)$$

$$D = (\lambda_P - \lambda_Q) \cos \varphi_Q / [(\varphi_P - \varphi_Q) \cos \varphi_O] \quad (3-10)$$

与 0 相对应的 $0'$ 的海面高为

$$(3-11)$$

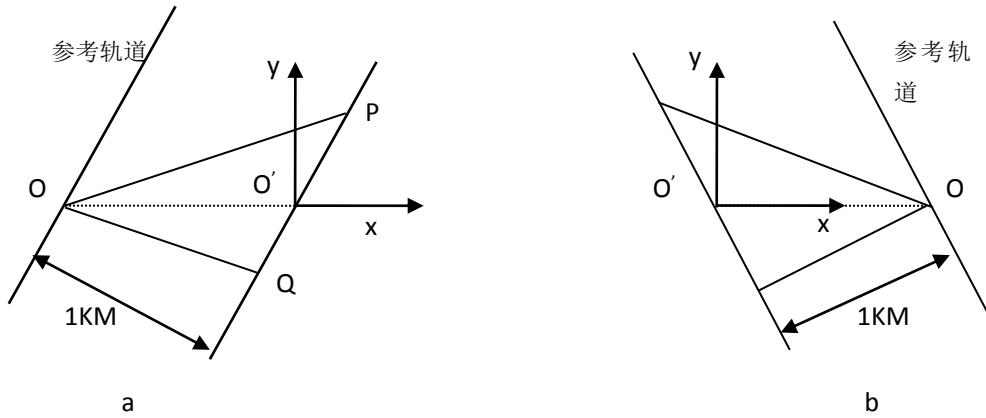


图 3-1. 斜率梯度法共线处理原理

(2) 拉格朗日差值方法

拉格朗日插值法是设有 $n+1$ 个插值节点, $l_0(x), l_1(x), \dots, l_n(x)$ 都是 n 次多项式, 且满足

$$l_i(x_j) = \begin{cases} 1, & j = i \\ 0, & j \neq i \end{cases} (i, j = 0, 1, 2, \dots, n) \quad (3-12)$$

$$\text{则有} \quad L_n(x) = y_0 l_0(x) + y_1 l_1(x) + \dots + y_n l_n(x) \quad (3-13)$$

为所求的拉格朗日差值多项式。

为求得 n 次多项式 $l_i(x)$ ，根据条件 (1) 可知应该有如下形式

$$l_i(x) = c(x-x_0) \cdots (x-x_{i-1})(x-x_{i+1}) \cdots (x-x_n) \quad (3-14)$$

其中 c 为待定系数，再根据条件 (1) 的 $l_i(x_i) = 1$ 可知常数 c 为

$$c = \frac{1}{(x-x_0) \cdots (x-x_{i-1})(x-x_{i+1}) \cdots (x-x_n)} \quad (3-15)$$

则可以求得

$$l_i(x) = \frac{(x-x_0) \cdots (x-x_{i-1})(x-x_{i+1}) \cdots (x-x_n)}{(x_i-x_0) \cdots (x_i-x_{i-1})(x_i-x_{i+1}) \cdots (x_i-x_n)} \quad (3-16)$$

由 (3-15)，(3-16) 即可求解式 (3-2)，即拉格朗日多项式可求。

(3) DD (Divided Difference) 算法

DD (Divided Difference) 算法即差分算法，假设非线性系统模型如下

$$x_{(k+1)} = f(x_{(k)}, u_{(k)}, w_{(k)}) \quad (3-17)$$

$$z_{(k)} = g(x_{(k)}, v_{(k)}) \quad (3-18)$$

式中： $x_{(k)}$ 为系统状态向量， $z_{(k)}$ 为系统量测向量， $w_{(k)}$ 为系统噪音， $v_{(k)}$ 为正态

不相关噪声序列， $f(x), g(x)$ 均为非线性函数。

根据 *stirling* 插值方法将函数按多项式展开，其在 $x = x_0$ 点处前两项展开式为

$$F(x) = f(x_0) + D_{\Delta x} f(x_0) \quad (3-19)$$

式中的 $D_{\Delta x}$ 称为差分算子，按下式计算

$$D_{\Delta x} f(x_0) = \frac{1}{h} \left(\sum_{i=1}^n \Delta x_i \mu \delta_i \right) f(x_0) \quad (3-20)$$

其中， $\Delta x_i = x_i - x_{i0}$, δ_i 为偏差算子， μ 为平均算子，分别定义如下：

$$\delta_i f(x_0) = f(x_0 + \frac{h}{2} e_i) - f(x_0 - \frac{h}{2} e_i) \quad (3-21)$$

$$\mu f(x_0) = \frac{1}{2} \left\{ f(x_0 + \frac{h}{2} e_i) - f(x_0 - \frac{h}{2} e_i) \right\} \quad (3-22)$$

式中, e_i 为单位向量, h 为步长。

为了选择更有效的共线插值算法, 设计一个仿真实验, 比较各种方法的有效性。

首先, 根据轨道数据变化特点, 由两个正态分布函数线性组合模拟轨道数据, 在IDL中, 设计的函数公式如下:

$$\text{return}, a * (\exp(-(x-b)^2 / (2 * (c^2))) / (c * \text{sqrt}(2.0 * !\pi))) + \\ a * 3 * (\exp(-((x-b-20)^2 / (2 * (c^2)))) / (c * \text{sqrt}(2.0 * !\pi))) \quad (3-23)$$

函数曲线如图3-2所示。

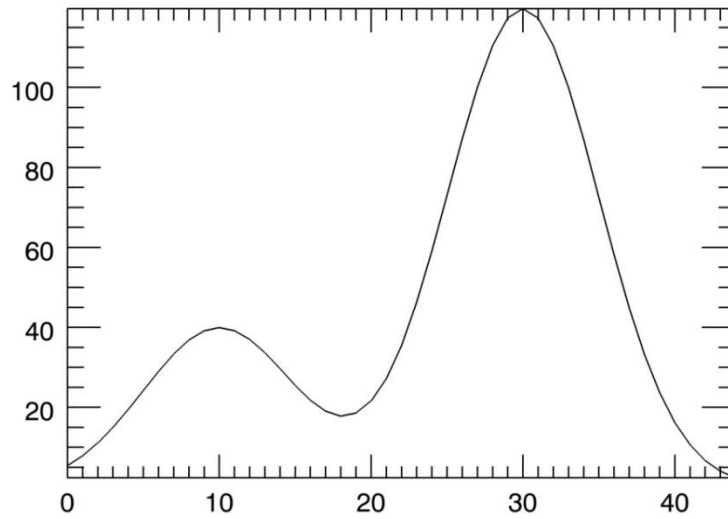


图3-2 轨道数据模拟曲线 (横坐标表示一个轨道上的点序号, 纵坐标表示海面高度, 单位: cm)

然后分别对原始曲线施加1/10, 1/100, 1/1000的随机噪声, 施加噪音后的曲线如图3-3, 3-4, 3-5所示。

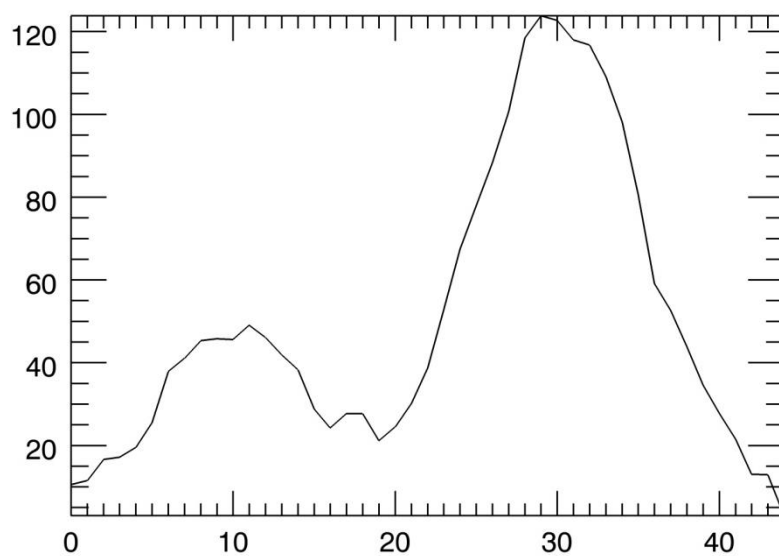


图3-3. 对模拟曲线施加1/10噪音的曲线（横坐标表示一个轨道上的点序号，纵坐标表示海面高度，单位：cm）

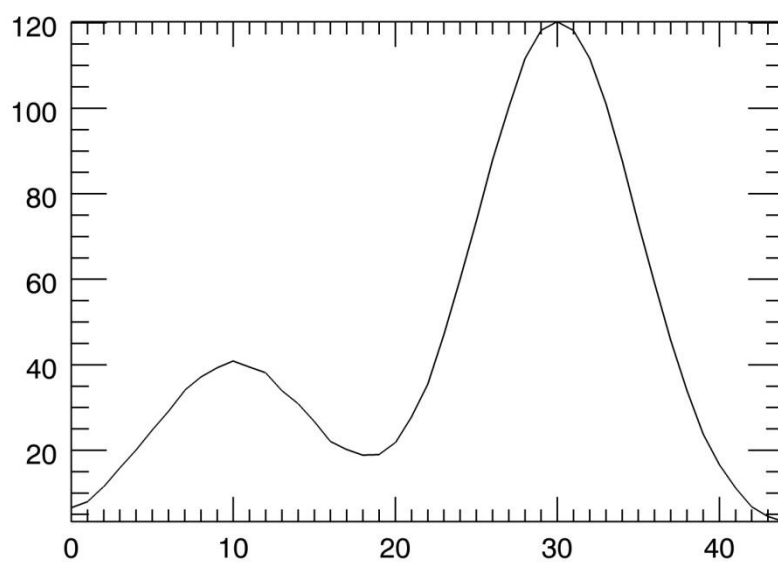


图3-4. 对模拟曲线施加1/100噪音的曲线（横坐标表示一个轨道上的点序号，纵坐标表示海面高度，单位：cm）

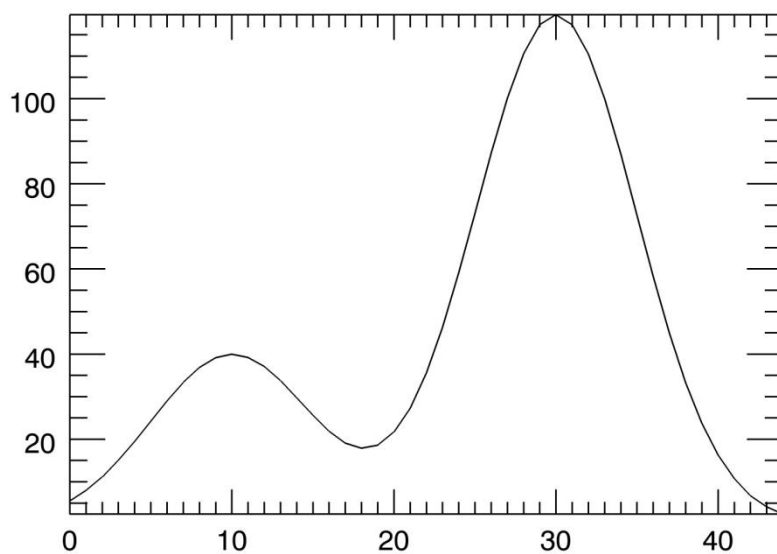


图3-5. 对模拟曲线施加1/1000噪音的曲线（横坐标表示一个轨道上的点序号，纵坐标表示海面高度，单位：cm）

现在可以分别对几种方法的精度进行验证比较了：（以施加1/100噪声的曲线为例，原因在于，T/P卫星的精度与高度之比大概在1/100左右），选择41个验证点作为验证样本。

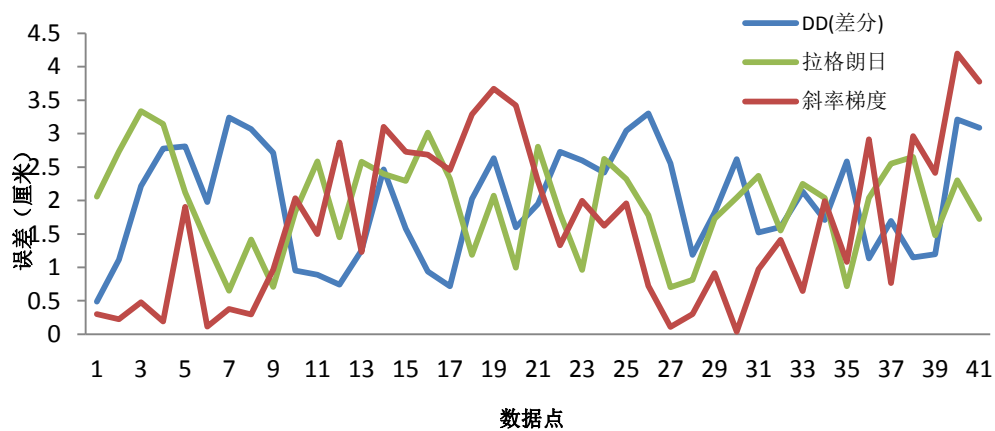


图3-6 以10个点为插值区间的误差分布

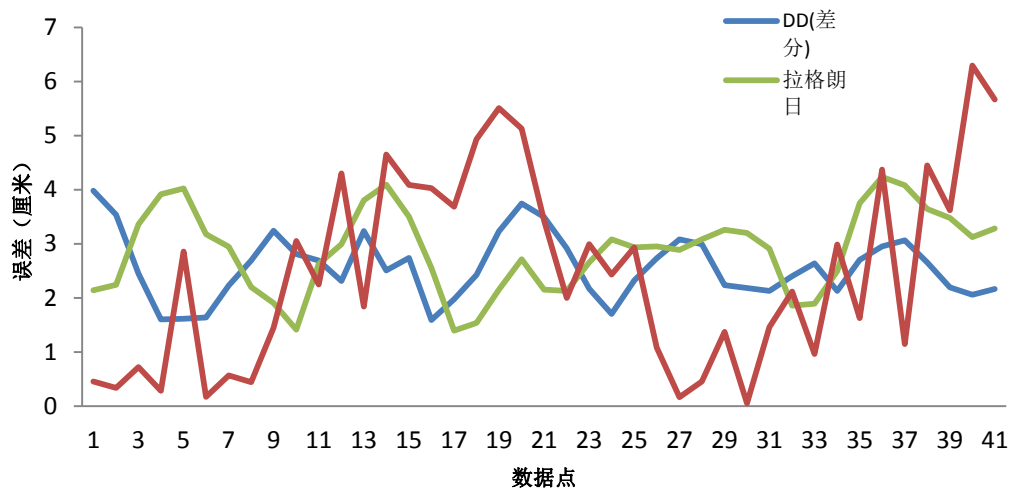


图3-7 以15个点为插值区间的误差分布

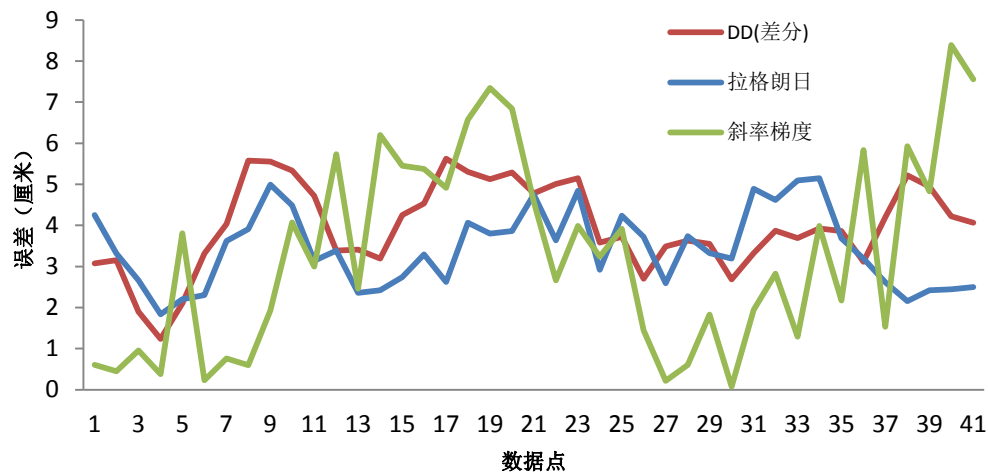


图3-8 以20个点为插值区间的误差分布

由以上结果图可以看出，在插值方法上，拉格朗日方法和DD方法效果相当，斜率梯度法较其他方法插值效果更好。从插值区间考虑，选择10个点作为插值区间效果较好。

3. 1. 3 共线处理

利用斜率梯度算法以10个点为插值区间对全球测高数据进行共线处理后的效果如图3-9所示。

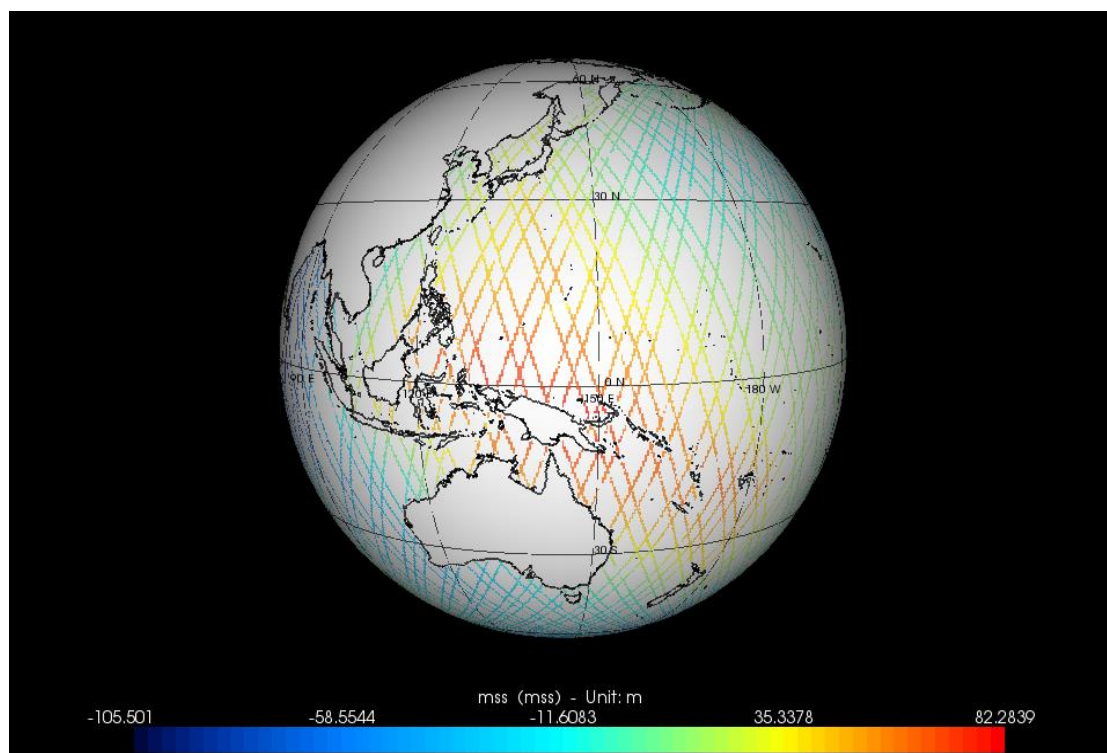


图3-9. 全球测高卫星共线处理后的效果图

以经过研究区域内的第62轨道为例，参考轨道有效点数为：1840，原始轨道有效点数为1535，经过共线处理以后有效点数为1638。由图3-10（横坐标表示纬度，纵坐标表示海面高）可以看出共线处理后，不仅增加了原始数据的有效点数，同时也能够基本保证原始数据的变化特征并能起到平滑滤波的效果。

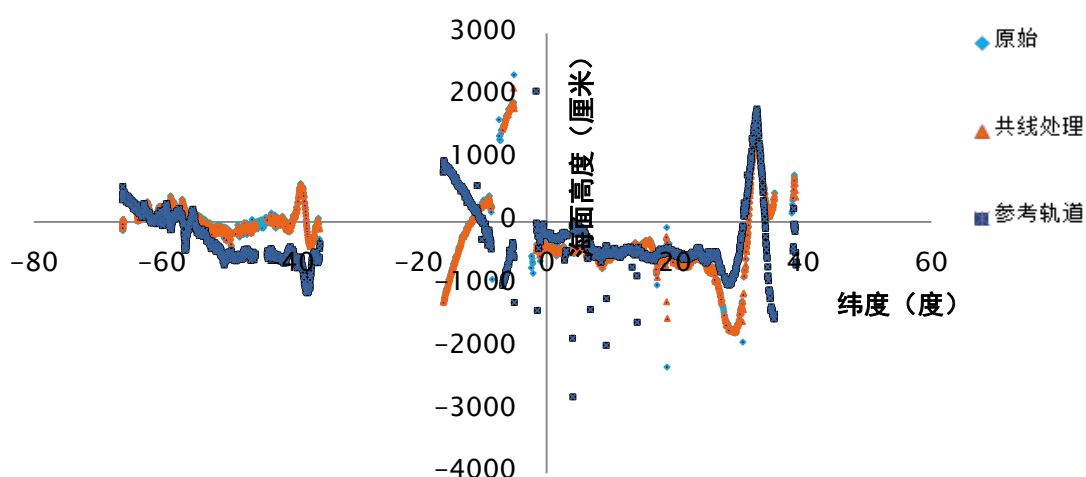


图3-10. 第364周期第62轨道数据共线处理前后及参考轨道对比图

3.2 卫星测高数据交叉点平差

由于卫星跟踪定轨技术和重力场模型精度的限制,测高数据并不能真实地反映卫星质心到瞬时海面的距离,而是存在一定的偏差,即径向轨道误差。为了使卫星测高数据满足应用的要求,必须对其进行前期的预处理工作,以减少径向轨道误差的影响。卫星绕地球运动一圈(Revolution)的弧段可分成上升弧段(Ascending Pass)和下降弧段(Descending Pass),其星下点轨迹在地球表面的交点称为交叉点。交叉点主要是由于地球自转和卫星轨道的摄动形成的^[22]。由于卫星径向轨道误差等因素的影响,使得在交叉点上上升弧段和下降弧段的海面高并不一致。交叉点平差是削弱卫星径向轨道误差等因素的对测高数据影响的主要方法之一^[23]。交叉点平差出发点在于:交叉点不符值即上升弧段和下降弧段在交叉点位置所测得的海面高的差值 ΔSSH 是卫星径向轨道误差在测高观测值中的典型反映,通过求出交叉点位置并进行交叉点平差的方法来削弱径向轨道误差。

3.2.1 交叉点位置确定

测高数据交叉点位置如图 3-11 所示。实际上,在交叉点处正好有测高观测值的情况是极其稀少的,为求得交叉点不符值即上升弧段和下降弧段在交叉点位置所测得的海面高的差异,必须进行内插。求解交叉点位置的内插方法有多种,一般方法是采用多项式拟合升降轨道,然后通过联立求解方程,确定交叉点处的时间和位置。

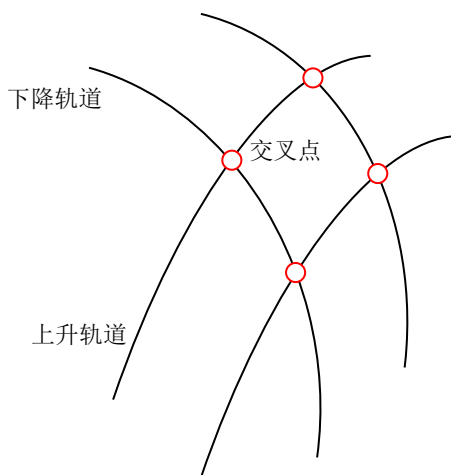


图 3-11 卫星交叉点位置示意图

求解交叉点位置一般分为两步，第一步是求交叉点的近似位置，第二步是求解交叉点的精确位置。

在同一个地区一条上升弧与一条下降弧有可能形成一个所需的交叉点，也有可能不形成交叉点，为了避免不必要的计算，可对每一对升降弧段进行检查，以逆行轨道为例（卫星公转方向与地球自转方向相同即为顺行轨道，卫星公转方向与地球自转方向相反即为逆行轨道），如果满足以下两个条件：

（1）上升弧段第一点的经度应大于下降弧段最后一点的经度应大于下降弧段最后一点的经度。

（2）上升弧段最后一点的经度应小于下降弧段第一点的经度。

则认为两个弧段之间可能会形成交叉点，接下来首先要对他们分别用最小二乘方法进行二次拟合，用二次方程的形式来表达两个弧段，然后联立两个二次方程，解出交叉点的大概位置。方程形式如下所示。

$$\begin{aligned}\varphi &= A_a \lambda^2 + B_a \lambda + C_a \\ \varphi &= A_d \lambda^2 + B_d \lambda + C_d\end{aligned}\tag{3-24}$$

式中， λ ， φ 为交叉点的经度和纬度。由式（3-24）结算出的 λ ， φ 如果正好落在两个弧段的第一点和最后一点之间的话，那么该点 $P(\lambda, \varphi)$ 就是所求的交叉点的近似位置。

在求得交叉点的近似位置后，还要继续计算以求得交叉点的精确位置，这样才能够拟合出交叉点处海面高差值，从而进行平差运算。以下介绍交叉点精确位置的求算过程：

在得到交叉点的近似位置 $P(\lambda, \varphi)$ 后，分别在升降弧段上找出与 $P(\lambda, \varphi)$ 最接近的两点， $A(\lambda_A, \varphi_A)$ ， $D(\lambda_D, \varphi_D)$ ，然后在 A，D 两点附近找出与他们的相邻点 $A_1(\lambda_{A_1}, \varphi_{A_1})$ ， $A_2(\lambda_{A_2}, \varphi_{A_2})$ ， $D_1(\lambda_{D_1}, \varphi_{D_1})$ ， $D_2(\lambda_{D_2}, \varphi_{D_2})$ ，如图 3-12 所示，使得

$$\lambda_{A_1} < \lambda_A < \lambda_{A_2}, \lambda_{D_1} < \lambda_D < \lambda_{D_2}$$

此时，便可按照下式计算出交叉点的精确位置： $P_1(\lambda, \varphi)$ ，图中以紫色三角形符号表示：

$$\frac{\varphi - \varphi_{A_1}}{\varphi_{A_2} - \varphi_{A_1}} = \frac{\lambda - \lambda_{A_1}}{\lambda_{A_2} - \lambda_{A_1}}$$

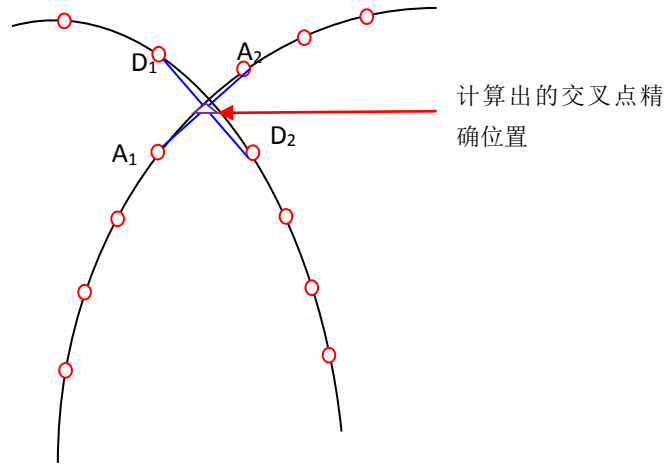


图 3-12. 交叉点精确位置计算示意图

按照同样的方法，再以 $P_1(\lambda, \varphi)$ 为中心，找出相邻点，计算出交叉点的精确位置 $P_2(\lambda, \varphi)$ ，如此反复 3 到 4 次，便可以求出交叉点的精确位置 $P_{\text{cross}}(\lambda_{\text{cross}}, \varphi_{\text{cross}})$ 。按照上述方法计算出的全球区域交叉点分布如图 3-13 所示，长江口研究区域的交叉点分布如图 3-14 所示。

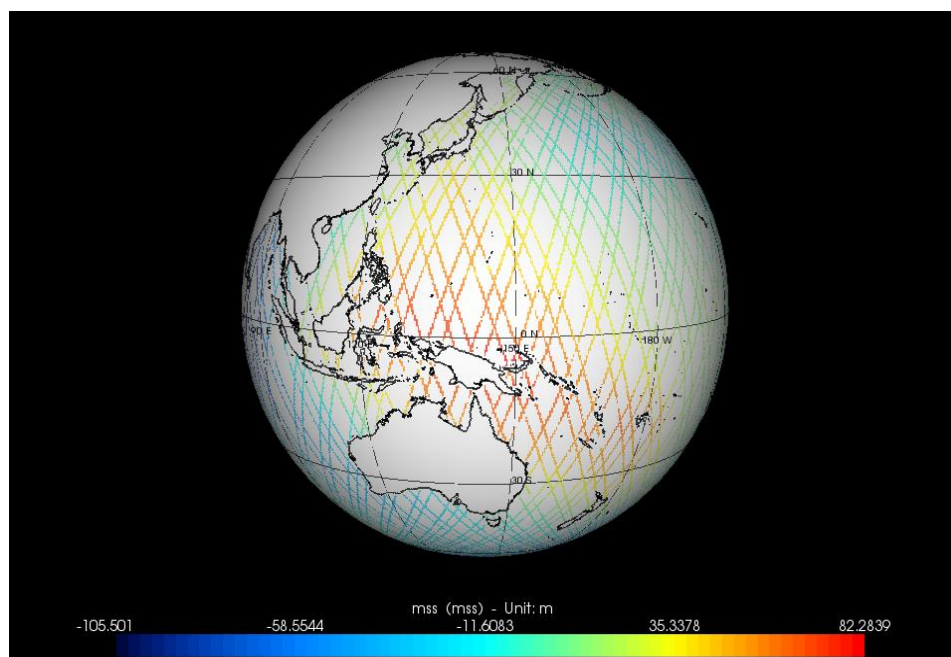


图 3-13 全球范围交叉点位置分布

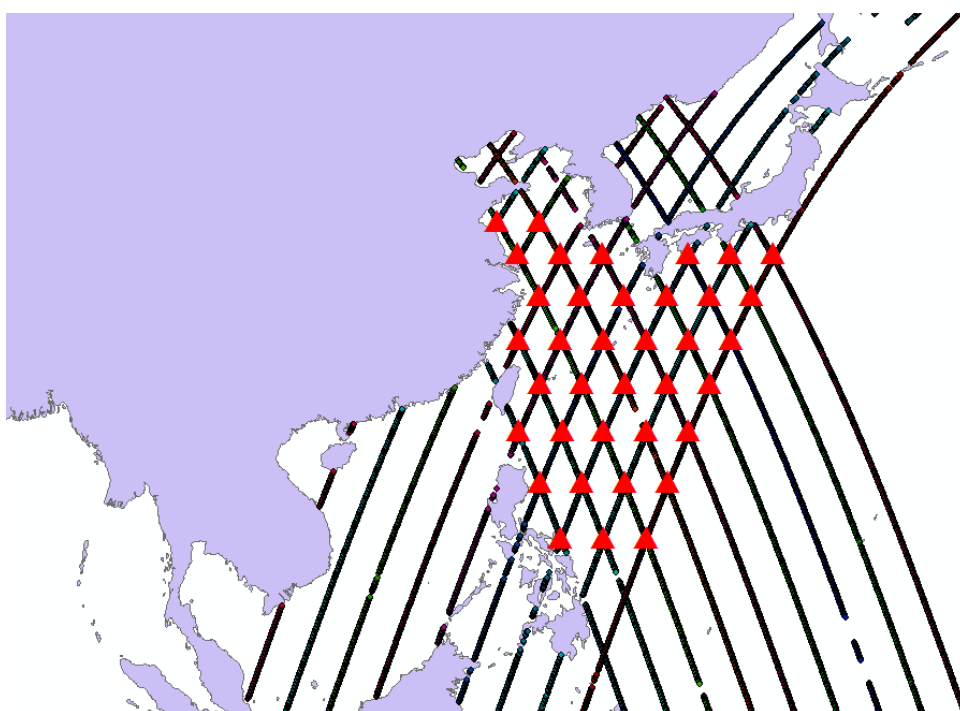


图 3-14 长江口区域交叉点位置分布

3.2.2 海面高度不符值计算

在计算出了交叉点的精确位置后,在交叉临近处选则 10 个数据点进行二次多项式最小二乘拟合,根据交叉点处的经纬度拟合出交叉点处上升弧段和下降弧段的海面高,计算出两者之间的差值,即交叉点不符值,如表 3-2 所示。

表 3-2 长江口研究区域交叉点精确位置及不符值

序号	经度	纬度	不符值(m)
1	124.629	32.745	3.2
2	121.798	32.745	4.5
3	133.165	32.745	1.389
4	135.934	32.745	2.83
5	135.934	32.745	1.72
6	138.844	32.745	3.21
7	123.221	34.924	1.23
8	120.401	34.924	0.9987
9	123.175	29.975	4.21
10	125.945	29.975	0.432
11	128.883	29.975	8.2
12	131.723	29.975	3.76
13	134.577	29.975	3.69
14	137.431	29.975	1.092
15	121.818	27.037	1.657
16	124.672	27.037	2.063
17	127.526	27.037	2.054
18	130.38	27.037	1.938
19	133.15	27.037	2.739
20	136.004	27.037	1.982
21	123.244	24.099	0.9982
22	126.099	24.099	1.371
23	128.963	24.099	1.463
24	131.723	24.099	2.009
25	134.57	24.099	1.237
26	121.818	20.91	2.003
27	124.756	20.91	1.036
28	127.526	20.91	1.279
29	130.38	20.91	2.347
30	133.15	20.91	1.279
31	123.245	17.468	4.001
32	126.099	17.468	3.089
33	128.953	17.468	2.482
34	131.807	17.468	1.238
35	124.672	13.775	4.372
36	127.526	13.775	1.789
37	130.38	13.775	2.348
平均值			2.35
均方根误差			1.43

3.2.3 交叉点平差

在一个周期（10 天）之内，我们认为区域的海面不会有明显的上升或者下降的变化，因此在一个周期内由上升弧段和下降弧段计算出的交叉点处的不符值可以认为主要是由于卫星的径向轨道误差造成的，那么交叉点平差处理同时又是消除径向轨道误差的过程。

3.2.3.1 传统交叉点平差方法

传统的交叉点平差方法是一种整体的联合网平差方法，即把所有的交叉点组成一个交叉点观测网络，采用统一的误差模型，建立误差方程，最后基于最小二乘方法解算出误差模型，从而进行交叉点平差。这里所用到的误差模型主要包括三种：

- (1) 常数模型 $\Delta \mathbf{r} = x_0$ ，此模型使用与短弧
- (2) 一次多项式模型 $\Delta \mathbf{r} = x_0 + x_1 t$ ，此模型适用于中长弧
- (3) 混合模型 $\Delta \mathbf{r} = x_0 + x_1 \sin t + x_2 \cos t$ ，次模型适用于长弧

式中， $\Delta \mathbf{r}$ 是轨道误差， x_0, x_1, x_2 是待估参数，分别与轨道长半径，偏心率，平近点角

所对应的摄动量有关， t 为观测时刻相对于参考时间的的时间间隔，这里参考时间可以自己定义，如选择一个周期中第一个记录点的时间。

根据研究区域的弧段长度，选择合适的误差模型后，便可以建立误差方程进行平差处理了。设上升弧段 i 和下降弧段 j 形成一个交叉点 $P_{i,j}$ ，则上升弧段在交叉点处的高度值为

$$h_i = \Delta r_i + h_0 \quad (3-25)$$

下降弧段在交叉点处的高度值为

$$h_j = \Delta r_j + h_0 \quad (3-26)$$

式中， h_i, h_j 分别表示上升弧段和下降弧段的高度， h_0 表示真实海面高，两式相减便可得

$$(\Delta r_i - \Delta r_j) - d_{i,j} = v_{i,j} \quad (3-27)$$

其中, $d_{i,j}$ 为交叉点处海面高不符值, $v_{i,j}$ 为残差。将误差模型代入 (26), 可得

$$f(x_0, x_1, x_2) - d_{i,j} = v_{i,j} \quad (3-28)$$

$f(x_0, x_1, x_2)$ 为关于 x_0, x_1, x_2 函数, 当有很多个观测点时, (27) 便可以写成矩阵形式, 如下

$$AX - D = V \quad (3-29)$$

A 为系数矩阵, X 为待估参数向量, D 为交叉点不符值向量, V 为残差向量。其最小二乘解为:

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P D \quad (3-30)$$

P 为观测值的权矩阵。

对于 (3-28) 来说, 当观测量大于未知数的个数时, 理论上是有最小二乘解的。实际上, 由于该式是基于闭合的交叉点观测网推导出的, 而交叉点不符值作为观测值, 是一个相对量, 即没有统一的参照基准, 因此交叉点观测网是自由观测网。故该式的法方程式是奇异的, 也就是说法方程的系数矩阵秩亏。最明显的例子是当误差模型都加上一个常数时, 交叉点的不符值是不变的。有文献证明, 如果误差模型用 n 次多项式表示的话, 秩亏数为 $(n+1)^2$ 。解决自由平差网秩亏问题一般有以下三种方法^[24]:

(1) 固定弧段。根据所选误差模型未知参数的个数, 选择与未知参数个数一样多的且观测精度较高的平行弧段作为基准弧段。

(2) 联合大地水准面。在平差的同时, 将海面高于大地水准面进行拟合, 实际上这种方法类似于把大地水准面作为一种参照基准。

(3) 秩亏网平差。在求解误差方程的同时, 结合最小二乘准则

$V^T P V = \min$ 和最小范数准则 $X^T X = \min$, 将解修正为: $X = (A^T P A + P_x)^{-1} A^T P L$ 。

3.2.3.2 条件平差方法

由以上分析可以看出, 传统的交叉点平差方法由于要考虑到秩亏的问题, 使得计算过程被复杂化, 尤其对于全球数据的处理、不规则的区域网或者是多星交叉平差更是如此, 因此需要设计一种简单、稳定的方法来代替传统的方法, 以适应工程化应用的需求。这里介绍一种新的交叉点平差的方法, 即两步求解

法：第一步是对交叉点处升弧和降弧的观测误差进行条件平差。第二步是选择合适的误差模型对各弧段的误差进行推估拟合，求出误差模型的参数，进而完成交叉点平差的工作，具体原理和步骤阐述如下：

设某一点的海面高表示为 (3-25)，(3-26) 式的形式，那么在由第 i 条升弧和第 j 条降弧所形成的交叉点处，存在下式条件方程

$$v_i - v_j = d_{i,j} \quad (3-31)$$

其中， v_i, v_j 分别为交叉点处上升弧段和下降弧段的观测值改正数， $d_{i,j}$ 为交叉点处海面高不符值。当观测值较多时，上式写成矩阵形式为：

$$BV - D = 0 \quad (3-32)$$

其中， B 为系数矩阵，由 1, -1, 0 组成， D 为交叉点不符值向量。该方程的最小二乘解为：

$$V = P^{-1} B^T (B P^{-1} B^T)^{-1} D \quad (3-33)$$

其中， P 为观测值的权矩阵，在这里可以假设个观测值都是独立等精度观测，那么可以推得：

$$\begin{aligned} v_i &= p_i d_{i,j} / (p_i + p_j) = d_{i,j} / 2 \\ v_j &= p_j d_{i,j} / (p_i + p_j) = d_{i,j} / 2 \end{aligned} \quad (3-34)$$

其中， p_i 为上升弧段的观测值权值， p_j 为下降弧段的观测值权值。那么根据 (3-34) 式就可以求得每一个交叉点处上升弧段和下降弧段的观测值的改正数 v 了。

在求得改正数 v 以后，可以把 v 视为弧段上的观测误差或者是一种区别于海面高真值之外的虚拟观测值，选择误差模型，对弧段上的这些虚拟观测值进行拟合，求出误差模型的参数，最后根据观测时间把弧段上每一点的虚拟观测值计算出来，完成交叉点平差。在这里，选择误差模型时考虑到卫星测高观测值的观测误差来源是多方面的，有系统误差也有偶然误差，表现形式也不尽一致，有的线性有的非线性，而且瞬时海面变化情况也相当复杂，选择传统的误差模型不能很好地表达这些误差，故选择如下误差模型表示：

$$\Delta r = a_0 + a_1 t + \cdots + a_n t + \sum_{i=1}^m (b_i \cos i\omega t + c_i \sin i\omega t) \quad (3-35)$$

其中 t 表示观测时间相对于参考时间的时间间隔, 一般选择弧段的初始点观测时刻为参考时间, $a_i (i=0,1,2,\dots,n)$ 和 $b_i, c_i (i=0,1,2,\dots,m)$ 均为待估参数, ω 为与误差周期变化相关的角速率, 一般选择 $\omega = 2\pi / (T_1 - T_0)$, T_0, T_1 分别为弧段的起始和结束观测时刻。

结合已经计算出的各交叉点的观测值改正数 v 得

$$v = \Delta r + \gamma = a_0 + a_1 t + \dots + a_n t + \sum_{i=1}^m (b_i \cos i\omega t + c_i \sin i\omega t) + \delta \quad (3-36)$$

其中 δ 观测噪声, 上式用矩阵表示为

$$V = AX + U \quad (3-37)$$

其中, U 为 V 的改正数向量, 与 (34) 中 δ 对应, A 为系数矩阵, X 为待估参数。上式的最小二乘解表达式为

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P V \quad (3-38)$$

其中, P 为 V 的权矩阵。将 (3-38) 代入 (3-35) 便可以根据弧段中每一个观测点的时间计算出观测误差, 从而计算出平差后的海面高^[25]。

由以上介绍可以看出, 在利用 (3-38) 计算 X 时, 在交叉点处, 当把每一个升弧段的观测量看作只与相应的降弧段处的观测量有关系, 那么就可以把观测网中的各弧段独立出来进行计算, 而不是所有的弧段都参与计算, 不用考虑秩亏的问题, 这样就大大简化了计算复杂性, 这也是两步法的优点所在。当然这种方法不如整体解法严密, 但是对于在处理大量的测高数据的工程化应用中, 不失为一种可选的方法。

3.2.3.2 测高数据平差处理

基于以上所述, 本文分别用传统方法和条件平差方法对研究区域内的测高数据进行了处理:

(1) 传统方法: 根据分布在研究区域的弧长特点, 本文选择一次多项式模型对测高数据进行交叉点平差处理; 选择秩亏网平差法解决传统方法的秩亏问题, 原因在于固定弧段法受所选择的平行弧段的影响很大, 当选择的弧段误差较大时, 容易给结果引来新的误差。拟合大地水准面法虽然可以很好地改善

数据精度，但是该方法实现起来较为复杂，需要准备大地水准面的数据。

(2) 条件平差方法：根据研究区域内各弧段上交叉个数的不同，选择(3-36)中模型参数的个数，当弧段有一个交叉点时，令 $m=n=0$ ，即常数误差模型，当弧段有 2~3 个交叉点时，令 $m=0, n=1$ ，即一次多项式模型，当弧段有 4~5 个交叉点时，令 $m=1, n=1$ ，当弧段有 6~8 个交叉点时，令 $m=1, n=2$ ，当弧段上有 9 个以上的交叉点时，令 $m=2, n=2$ 。

根据图 2-3 和图 3-14，设计研究区域交叉点条件平差所用的误差模型如表 3-3 所示。

表 3-3 研究区域交叉点平差误差模型设计

弧段号	交叉点个数	m	n
138	9	2	2
62	8	1	2
77	1	0	0
153	2	0	1
229	3	0	1
51	5	1	1
164	3	0	1
240	5	1	1
127	9	2	2
203	8	1	2
101	7	1	2
25	8	1	2
177	7	1	2
188	5	1	1
36	4	1	1
214	7	1	2
112	5	1	1
10	4	1	1

对原始数据实施交叉点平差后，结果如表 3-4 所示。

表 3-4 研究区域交叉点平差结果

序号	经度	纬度	不符值(m)	传统方法平差后 不符值 (m)	两步法平差后不符 值 (m)
1	124.629	32.745	3.2	0.0882	0.09002
2	121.798	32.745	4.5	0.0995	0.08985

序号	经度	纬度	不符值(m)	传统方法平差后 不符值 (m)	两步法平差后不符 值 (m)
3	133.165	32.745	1.389	0.06389	0.06884
4	135.934	32.745	2.83	0.0783	0.07962
5	135.934	32.745	1.72	0.0672	0.07142
6	138.844	32.745	3.21	0.0821	0.08541
7	123.221	34.924	1.23	0.0623	0.06194
8	120.401	34.924	0.9987	0.0599	0.06213
9	123.175	29.975	4.21	0.0921	0.09852
10	125.945	29.975	0.432	0.05432	0.05743
11	128.883	29.975	8.2	0.132	0.1356
12	131.723	29.975	3.76	0.0876	0.0899
13	134.577	29.975	3.69	0.0869	0.0879
14	137.431	29.975	1.092	0.06092	0.06784
15	121.818	27.037	1.657	0.06657	0.06952
16	124.672	27.037	2.063	0.07063	0.07543
17	127.526	27.037	2.054	0.07054	0.07634
18	130.38	27.037	1.938	0.06938	0.06948
19	133.15	27.037	2.739	0.07739	0.07994
20	136.004	27.037	1.982	0.06982	0.07143
21	123.244	24.099	0.9982	0.05998	0.05158
22	126.099	24.099	1.371	0.06371	0.07032
23	128.963	24.099	1.463	0.06463	0.06489
24	131.723	24.099	2.009	0.07009	0.07114
25	134.57	24.099	1.237	0.06237	0.06987
26	121.818	20.91	2.003	0.07003	0.07412
27	124.756	20.91	1.036	0.06036	0.06225
28	127.526	20.91	1.279	0.06279	0.06736
29	130.38	20.91	2.347	0.07347	0.07589
30	133.15	20.91	1.279	0.06279	0.06964
31	123.245	17.468	4.001	0.09001	0.09442
32	126.099	17.468	3.089	0.08089	0.08638
33	128.953	17.468	2.482	0.07482	0.07885
34	131.807	17.468	1.238	0.06238	0.06842
35	124.672	13.775	4.372	0.09372	0.09784
36	127.526	13.775	1.789	0.06789	0.06519
37	130.38	13.775	2.348	0.07348	0.08475
平均值				0.0739	0.0768
均方根误差				0.0147	0.0149

计算出的研究区域第 364 周期第 64 轨道数据平差前后的沿轨海面高分布如图 3-15 所示。

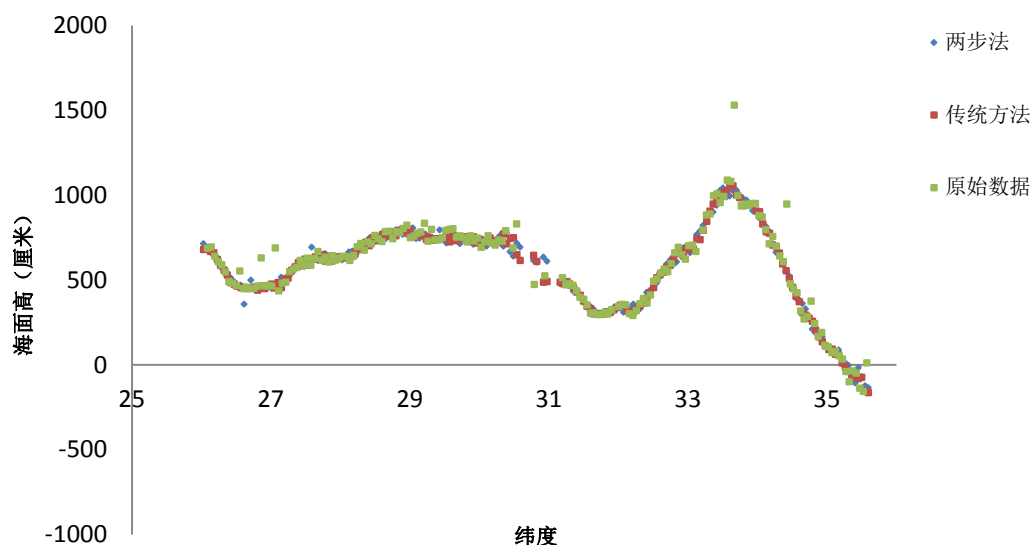


图 3-15 研究区域内第 364 周期 62 轨道数据交叉点平差前后数据对比

由表 3-4 和图 3-15 可以看出，传统的交叉点平差方法和两步法都能够保持原始测高数据的变化趋势，两种方法计算出的精度相当，两步法的精度略微差一点，但是由于两步法的计算简单，不存在秩亏问题，计算过程稳定，且在误差模型选择上充分考虑了误差来源的复杂性，可以根据弧段的长度以及交叉点个数，来确定误差模型参数，有针对性地对特定的弧段进行平差处理。

3.3 本章小结

本章首先介绍了共线处理的原理和方法，分别对斜率梯度法、拉格朗日插值法、DD（差分）法、多项式拟合法几种共线方法进行了比较，结果表明斜率梯度方法共线处理的方法最好，用斜率梯度方法对 T/P 和 Jason 卫星数据进行了共线处理。然后阐述了计算交叉点精确位置的方法，计算出研究区域内有 37 个交叉点，并拟合了交叉点不符值。最后介绍了传统的交叉点平差的方法和一种新的条件平差方法，分析了它们的优缺点，并分别基于这两种方法对 T/P 364 周期的测高数据进行了交叉点平差，结果表明传统的交叉点平差方法使交叉点不符值由原来的 2.35m 下降到 0.0739m，均方根误差由原来的 1.43m 下降到 0.0147m，新方法平均值下降到 0.0768m，均方根误差下降到 0.0149m。虽然传统方法比新方法的模型精度略高，但是新方法计算更加简单、稳定，而且新方

法选择的误差模型充分考虑了误差来源的复杂性，并且可以根据弧段长度和交叉点个数选择合适的模型参数，因此本文选择新方法对 T/P 卫星数据和 Jason-1 卫星测高数据进行交叉点平差处理。

第四章 T/P 卫星和 Jason-1 卫星数据一致性分析

T/P 卫星于 1992 年 8 月 15 日发射升空，至目前为止已经成功运行将近 20 年，为人类提供了宝贵的长时间序列的海洋卫星测高数据。鉴于 T/P 卫星测高数据对大地测量学、海洋学和地球物理学的重要意义以及其设计寿命的限制，2001 年 12 月 7 号作为 T/P 卫星的后继星 Jason 卫星在美国范登堡空军基地发射升空。Jason 卫星发射升空后的前 1 个月，主要是进行有关仪器校准和数据标定方面的自检工作，在此之后才正式进入正常运行阶段。在正常运行的前 6 个月里 T/P 卫星和 Jason 卫星几乎是同步飞行，因此可以通过对 T/P 卫星和 Jason 卫星数据的对比印证，来分析 Jason 卫星的精度特征，并对其作为 T/P 卫星的后继星的使命加以论证。

4.1 T/P 卫星和 Jason-1 卫星运行轨道介绍

Jason-1 卫星是 T/P 卫星的后继星，为了在数据上能够与 T/P 卫星具有一致性和连贯性，它采用了与 T/P 卫星相似的数据误差范围和轨道特征，继承了 T/P 卫星的设备和数据处理系统。表 4-1 所示为 T/P 卫星所采用的轨道参数特征。

表 4-1 T/P 卫星轨道参数特征	
参数	数值
轨道高度	1336 km
轨道倾角	66.04 deg
重访周期	9.9156 days
沿轨分辨率	11.2km
垂直轨道分辨率	5.1 km
一周期内绕地球圈数	127
轨道速度	7.2 km/s
地面速度	5.8 km/s

Jason-1 卫星在发射初期，与 T/P 卫星具有相同的地面轨迹，两者形成前

后尾随的运行态势（数据采集时间相差 70s）。T/P 卫星运行至 2002 年 8 月 15 日（第 365 周期 111 弧段）临时调整为飘移轨道，在经过一个月的时间后（到 2002 年 9 月 16 日，第 368 周期 171 弧段），T/P 卫星成功调整到新的轨道，该轨道与原始轨道形成内插的地面轨迹，可以提高测高数据的时空分辨率^[26]。因此，从 Jason-1 卫星进入正常运行（2002 年 1 月 15 日）至 T/P 卫星调整轨道（2002 年 8 月 15 日）这段时间，有 6 个月的重复观测数据，可以通过对这些数据的分析比较，来对 Jason-1 数据的精度和两颗卫星数据的一致性进行论证。

4.2 数据一致性分析

由于 T/P 卫星和 Jason-1 卫星测高仪所用的模型具有差异(如表 4-2 所示)，因此在联合两种数据提取时间序列的海面高数据时，首先要对两种数据进行一致性分析。

表 4-2 T/P 和 Jason-1 两种测高数据采用的模型

	T/P	Jason-1
卫星轨道	JGM3 DORIS GPS SLR	EIGENCG03C DRIS SLR GPS
湿对流层	TMR 双频辐射计	1~115 周期的实测 JMR 三频辐射计数据
干对流层	以 ECMWF 大气压由经验公式求得	以 ECMWF 大气压由经验公式求得
电离层	TOPEX 双频改正	POSEIDON-2 双频改正
海潮改正	CSR3.0	GOT00.2 附加 S1 海洋分潮
固体潮改正	Cartwright 和 Taylor 表	Cartwright 和 Taylor 表
极潮改正	平衡潮模型	平衡潮模型
海况偏差	以周期平均大气压由经验公式求得	ECMWF 大气压除去 S1 和 S2 大气分潮

本文收集了 T/P 卫星和 Jason-1 卫星同步观测的测高数据：T/P 卫星 MGDR-B 数据（第 344 周期~第 364 周期）和 Jason-1 卫星 GDR-C 数据（第 1 周期~第 21 周期），其中，T/P 卫星第 344 周期与 Jason-1 卫星第 1 周期是相对应的，其余周期按时间依次类推。在数据处理中，采用第三章所述的方法进行。首先是对数据进行筛选，然后计算出各点相对平均海平面的海面高，在此基础上，对每一周期内的海面高数据进行交叉点平差处理，最后在 42 个周期数据中选择每一

个轨道对应的参考周期, 将所有数据校正到统一的轨道上。在一致性分析中, 用平均偏差和均方根误差两个指标对两种数据进行分析。公式如 (4-1), (4-2) 所示。

$$\text{diff_mean} = \left\{ \sum_{i=0}^n (V_{\text{tp}_i} - V_{\text{jason}_i}) \right\} / n \quad (4-1)$$

$$\text{rms} = \sqrt{\left\{ \sum_{i=0}^n (V_{\text{tp}_i} - V_{\text{jason}_i})^2 \right\} / n} \quad (4-2)$$

其中, diff_mean 为平均偏差, rms 为均方根误差, V_{tp_i} 为 T/P 卫星的观测值, V_{jason_i} 为 Jason-1 卫星的观测值。n 为数据点数。

4.2.1 电离层校正数据分析

在地球物理校正中, 电离层校正是比较重要的校正因子。本文分析了同步运行的 T/P 卫星和 Jason-1 卫星每个周期电离层校正数据, 采用 (4-1) 和 (4-2) 所示方法分别求出平均偏差 (diff_mean) 和均方根误差 (rms), 并以 62 轨道数据为例 (62 轨道数据覆盖研究区域), 分析了两种校正因子的相关性, 结果如图 4-1, 4-2 所示。

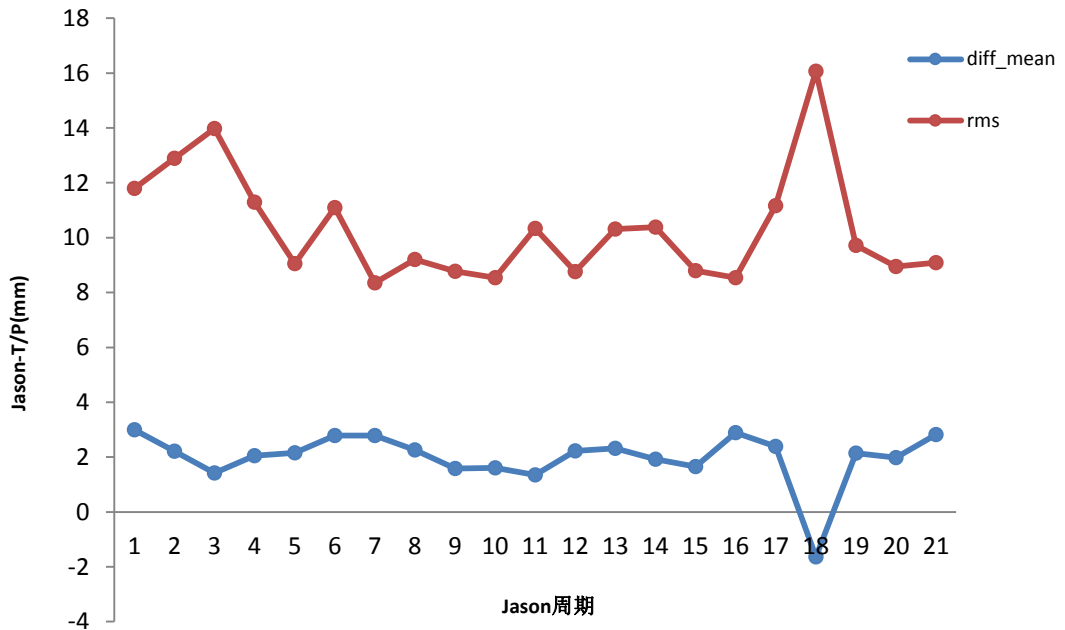


图 4-1 同步运行期间 T/P 卫星和 Jason 卫星电离层校正比较

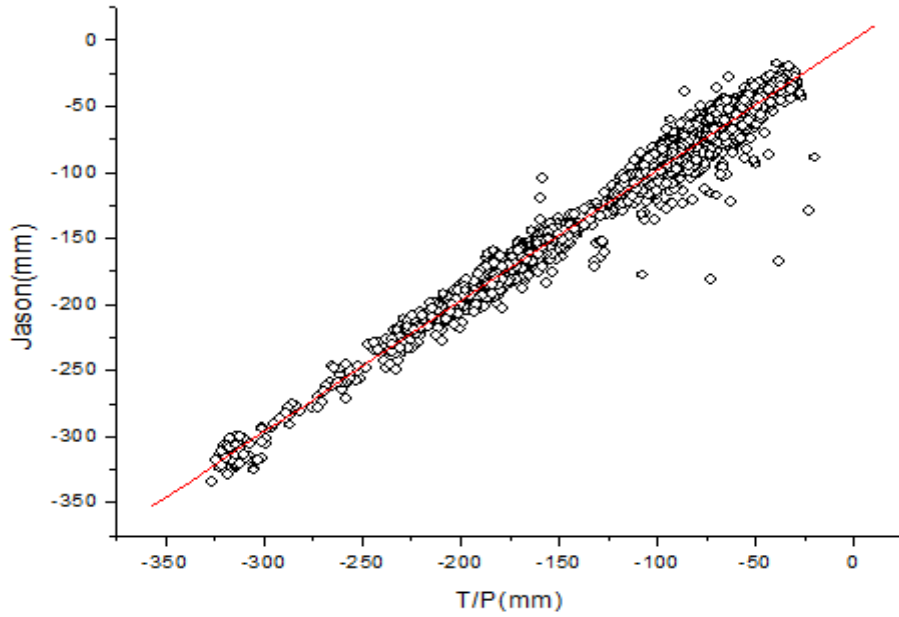


图 4-2 同步运行期间 pass62 T/P 卫星和 Jason 卫星电离层校正比较

由于 T/P 卫星第 361 周期(对应 Jason-1 卫星 18 周期)是 POSEIDON 数据,剔除后计算出的 T/P 卫星和 Jason-1 卫星电离层校正平均偏差为 2.176981mm,平均均方根误差为 10.339mm。图 4-2 显示,62 轨道两者电离层数据的相关系数达到 0.98764,残差为 10.05252mm,其拟合出的关系表达式为:

$$Iono_{jason} = 0.99166 \times Iono_{tp} + 0.59315 \quad (4-3)$$

其中, $Iono_{jason}$ 为 Jason-1 卫星的校正因子, $Iono_{tp}$ 为 T/P 卫星的校正因子。

4.2.2 对流层数据分析

对流层误差与电离层误差一样,是影响卫星测高精度的重要因素。对流层校正分为干对流层校正和湿对流层校正。根据上文同样的方法,可以得出电离层校正因子的分析结果如图 4-3, 4-4, 4-5 所示。

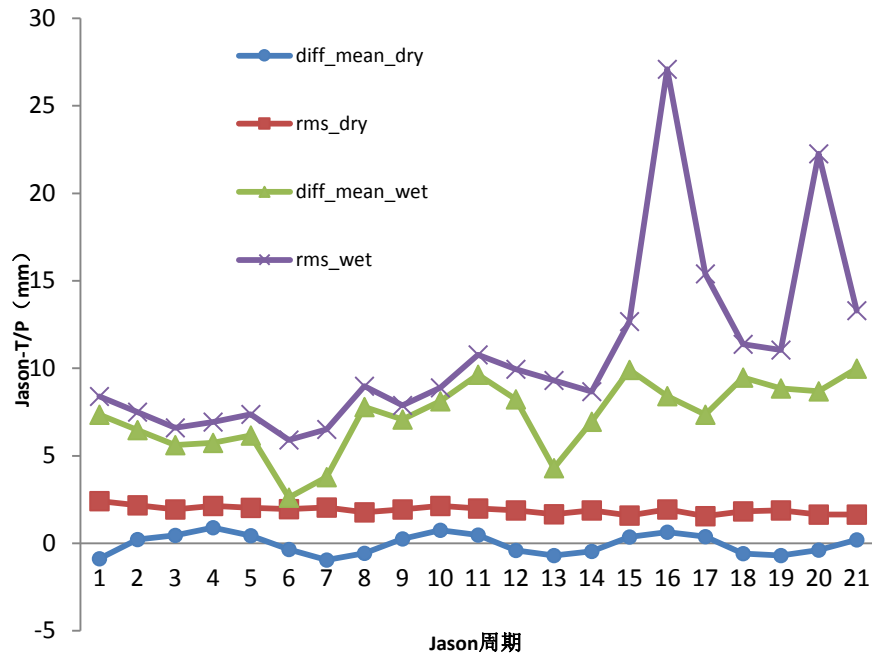


图 4-3 同步运行期间 T/P 卫星和 Jason-1 卫星对流层校正比较

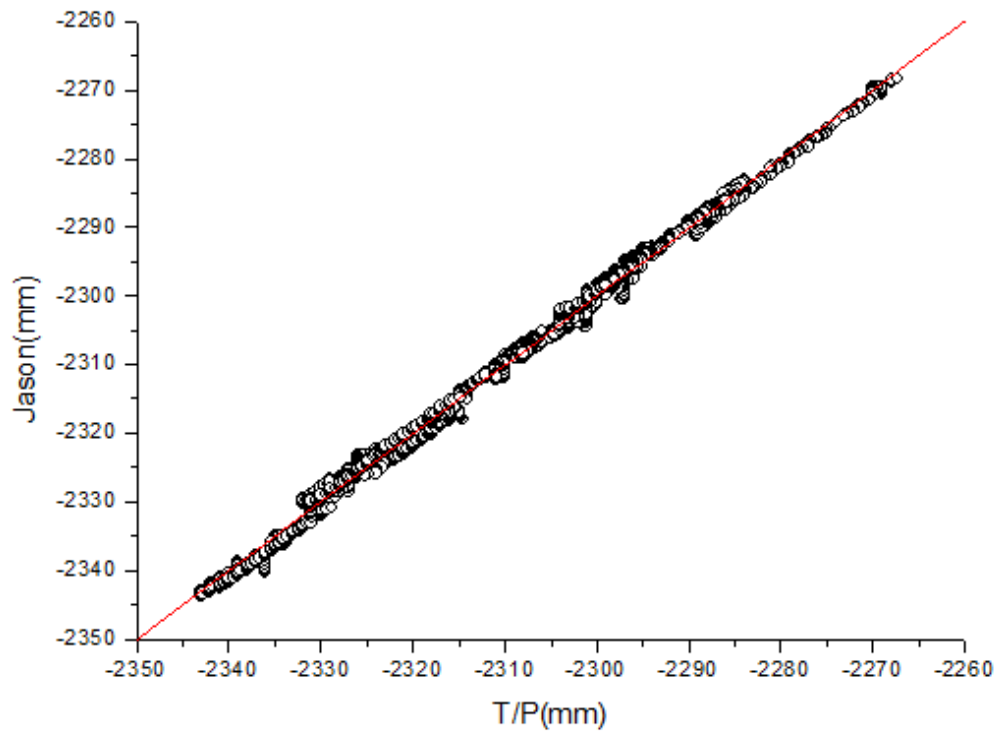


图 4-4 同步运行期间 pass62 T/P 卫星和 Jason 卫星干对流层校正比较

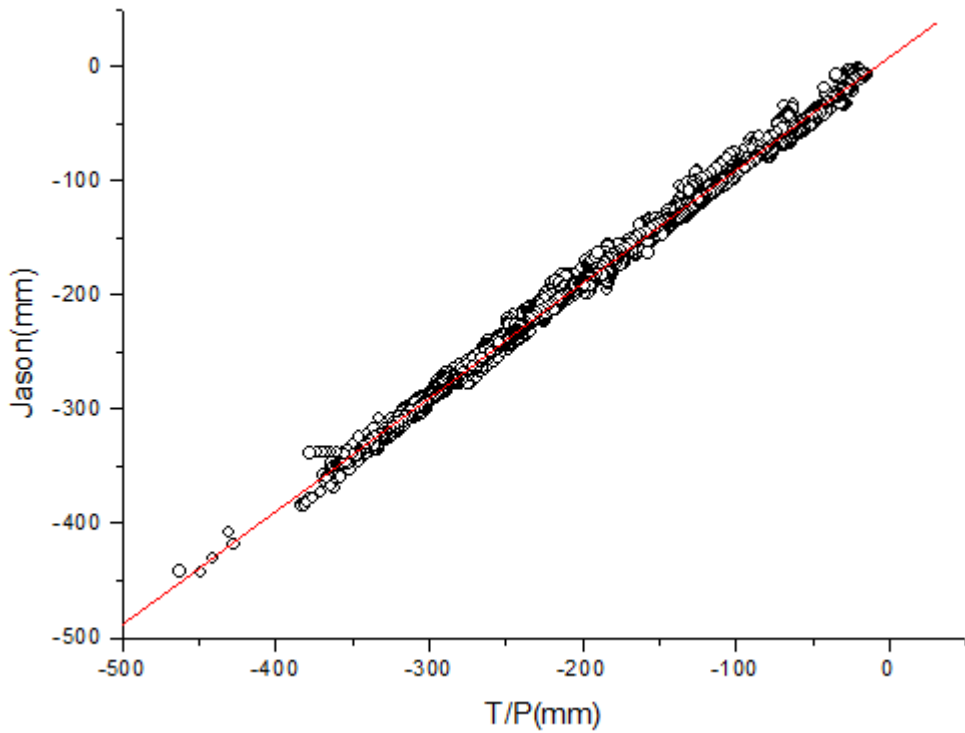


图 4-5 同步运行期间 pass62 T/P 卫星和 Jason 卫星湿对流层校正比较

由图 4-3 可以看出, T/P 卫星和 Jason-1 卫星干对流层校正平均偏差为 -0.04mm , 平均均方根误差为 1.91mm ; 湿对流层校正平均偏差为 7.26mm , 平均均方根误差为 10.8mm 。由图 4-4, 4-5 可以分析出 62 轨道他们的相关性, 干对流层校正相关系数为 0.9983 , 平均偏差为 1.02mm ; 湿对流层校正相关系数为 0.9979 , 残差为 5.69mm 。拟合关系分别为:

$$\text{Dry_Troposphere}_{\text{jason}} = \text{Dry_Troposphere}_{\text{tp}} \times 1.00179 \times e^{-4} + 3.92 \quad (4-4)$$

$$\text{Wet_Troposphere}_{\text{jason}} = \text{Wet_Troposphere}_{\text{tp}} \times 0.99506 + 8.77 \quad (4-5)$$

其中, $\text{Dry_Troposphere}_{\text{jason}}$ 为 Jason 卫星干对流层校正因子,
 $\text{Wet_Troposphere}_{\text{jason}}$ 为 Jason-1 卫星湿对流层校正因子; $\text{Dry_Troposphere}_{\text{tp}}$ 为
T/P 卫星湿对流层校正因子, $\text{Wet_Troposphere}_{\text{tp}}$ 为 T/P 卫星湿对流层校正因子。

4.2.3 海况偏差数据分析

海况偏差是在各项地球物理校正因子中最重要的一个因子，利用同样的方法，得出结果如图 4-6, 4-7 所示。

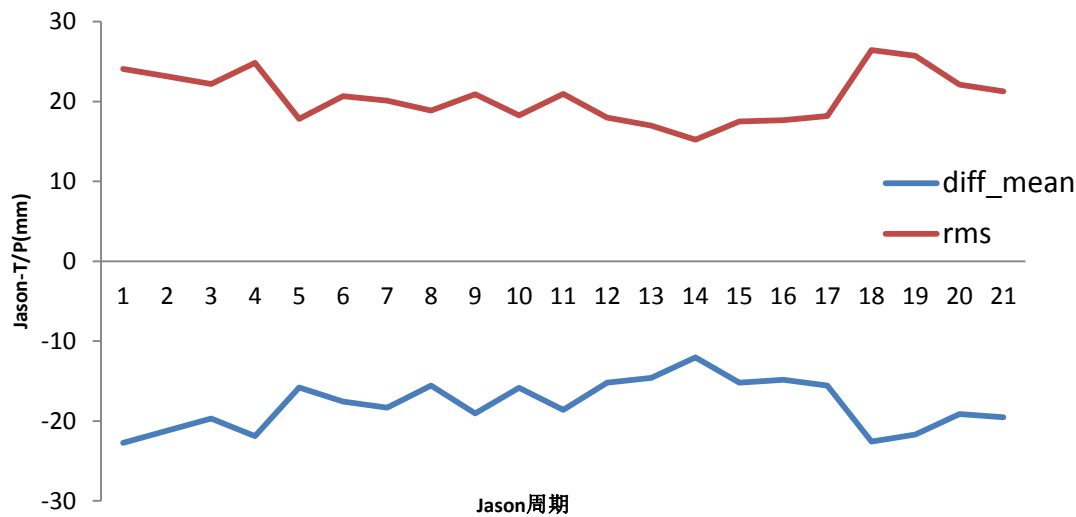


图 4-6 同步运行期间 T/P 卫星和 Jason 卫星海况偏差校正比较

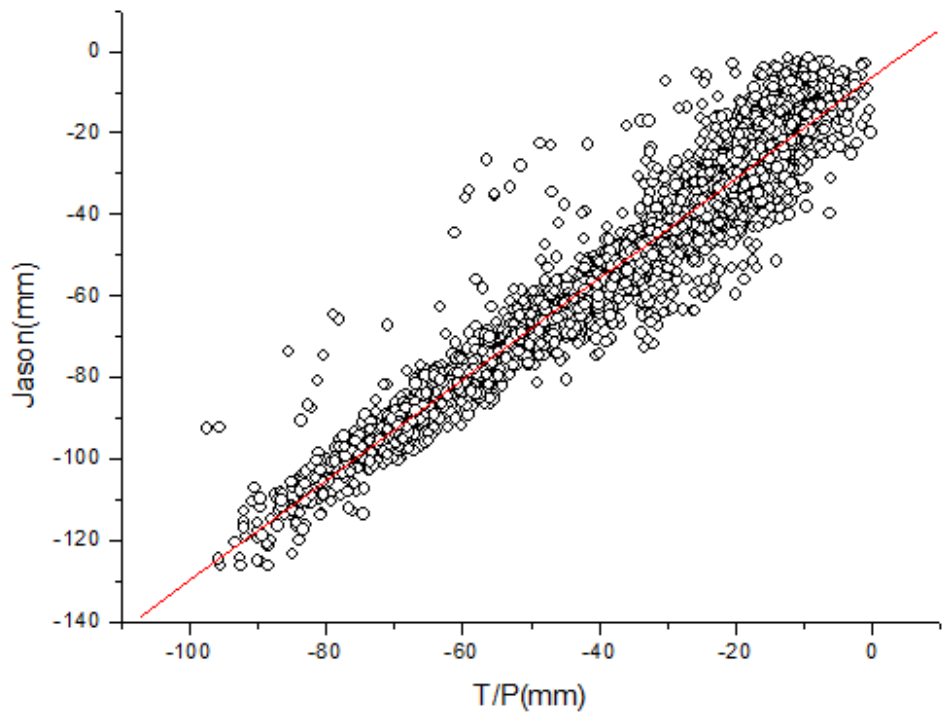


图 4-7 同步运行期间 pass62 T/P 卫星和 Jason 卫星海况偏差校正比较

由图 4-6, 4-7 可以看出，海况偏差校正的平均偏差为-17.9348mm，平均均

方根误差为 20.51297mm。62 轨道的相关系数为 0.96，残差为 7.25mm。

$$SSB_{\text{jason}} = SSB_{\text{tp}} \times 1.23483 - 6.51 \quad (4-6)$$

其中， SSB_{jason} 为 Jason-1 卫星的校正因子， SSB_{tp} 为 T/P 卫星的校正因子。

4.2.4 海面风速及其他数据分析

对同步运行的 T/P 卫星和 Jason-1 卫星每个周期的 ku 波段海面风速数据，采用（4-1）和（4-2）所示方法分别求出平均偏差（diff_mean）和均方根误差（rms），并以 62 轨道数据为例，分析了两种校正因子的相关性，结果如图所示：

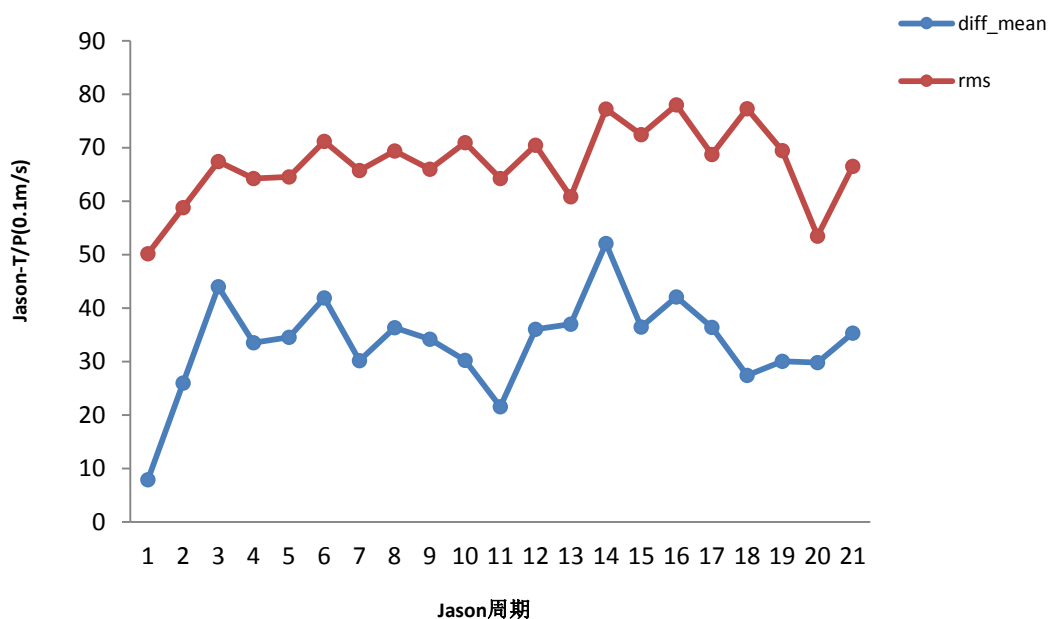


图 4-8 同步运行期间 T/P 卫星和 Jason 卫星 ku 波段海面风速比较

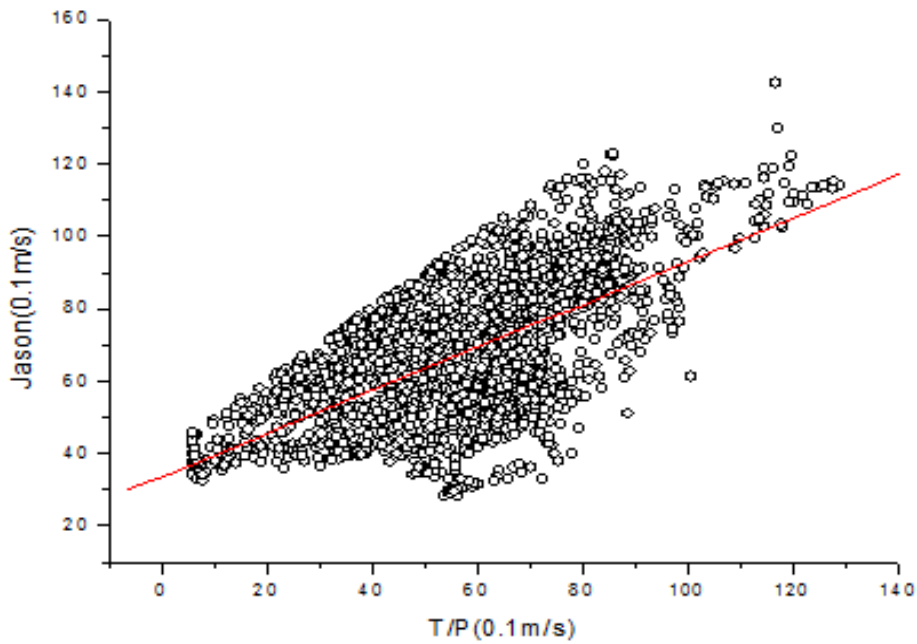


图 4-9 同步运行期间 pass62T/P 卫星和 Jason 卫星 ku 波段海面风速比较

由图 4-8 可以看出，T/P 卫星和 Jason-1 卫星 ku 波段海面风速平均偏差为 3.3m/s，平均均方根误差为 6.7m/s。由图 4-9 可以分析出他们的相关性，相关系数为 0.74，残差为 10.8m/s。两者之间的拟合关系为：

$$windspeed_{jason} = windspeed_{ip} \times 0.803 + 30.7$$

(4-7)

另外，采用同样的方法还对其他地球物理数据进行了一致性分析，结果如下表所示：

表 4-3 Jason-1 与 T/P 同步运行周期各项地球物理改正项（平均偏差/平均均方根误差）比较（Jason-T/P）

周期	海潮改正 (mm)	逆气压改正 (mm)	后向散射截面 改正 (0.01DB)	有效波高改 正 (mm)	固体潮改正 (mm)	极潮改正 (mm)
1	9.32/13.01	9.01/9.71	249.19/249.78	-6.23/27.23	-0.87/1.04	0.20/0.31
2	10.1/13.932	-9.32/10.013	250.01/251.26	-6.10/20.73	-0.5/2.68	0.10/0.31
3	9.14/12.34	8.01/8.9	259.90/261.75	-6.05/22.93	-0.47/3.67	0.06/0.3
4	10.19/14.11	10.15/11.23	256.47/257.69	-5.39/21.14	0.19/3.71	-0.24/0.29
5	9.2/11.3	10.01/11.28	260/262.75	-6.16/26.30	0.70/1.25	0.07/0.26
6	9.8/11.9	-10.12/11.64	256.43/257.60	-5.36/16.92	0.56/0.90	0.09/0.27
7	-13.13/15.7	6.01/6.43	259.40/262.03	-7.41/46.67	-0.25/0.83	0.04/0.26
9						
8	-13.78/14.8	5.10/6.7	257.32/260.68	-5.43/19.88	-0.71/1.14	0.009/0.27
3						
9	12.03/14.11	5.003/5.91	259.19/261.05	-7.27/25.09	-0.47/0.80	0.083/0.31

周期	海潮改正 (mm)	逆气压改正 (mm)	后向散射截面 改正 (0.01DB)	有效波高改 正 (mm)	固体潮改正 (mm)	极潮改正 (mm)
10	11.05/12.8	4.8/5.42	255.09/257.25	-5.33/23.43	0.21/0.82	0.11/0.31
11	13.71/16.2	-5.01/6.53	265.12/267.54	-8.30/35.34	0.78/1.92	0.12/0.31
12	12.9/13.001	6.01/7.03	259.52/261.21	-7.52/25.26	0.59/0.93	0.11/0.29
13	13.1/14.317	6.5/8.01	257.06/258.62	-9.09/35.60	-0.04/0.79	0.16/0.32
14	-12.83/12.9	7./8.4	253.94/257.08	-6.81/23.49	-0.43/1.03	0.18/0.34
59						
15	11.39/12.98	6.94/7.01	248.75/251.71	-7.88/26.18	-0.41/1.04	0.16/0.34
16	11.18/12.57	-9.38/9.79	258.49/261.58	-7.18/25.69	0.01/0.9	0.04/0.28
17	11.34/12.81	9.17/10.13	257.00/259.18	-6.93/24.61	0.30/0.88	0.03/0.29
19	11.52/13.07	11.36/12.03	253.67/254.88	-6.41/35.65	-0.17/0.87	-0.005/0.28
20	11.31/12.96	-10.90/11.23	260.30/262.75	-6.16/30.64	-0.27/0.78	0.10/0.31
21	12.14/13.17	8.72/9/37	261.83/263.73	-4.62/23.44	-0.47/0.88	0.06/0.30
62 轨道数据相关性数	0.813	0.69	0.84	0.821	0.998	0.998

4.2.5 海面高计算结果数据分析

基卫星测距和各项地球物理改正因子就可以计算出海面高数据，海面高是用来分析海平面变化的基础性数据。本文对海面高数据进行了类似的分析，结果如图 4-10, 4-11 所示。

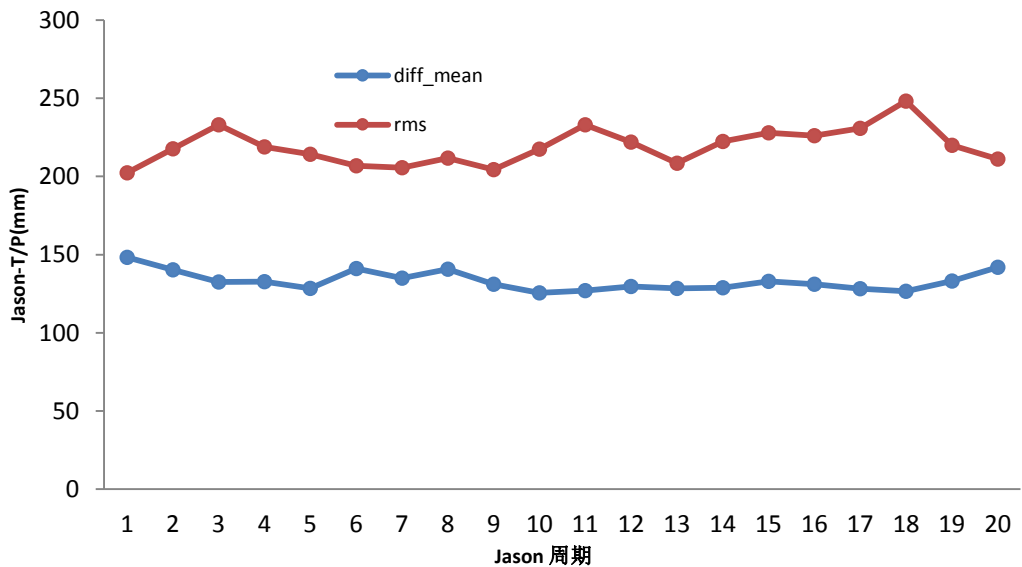


图 4-10 同步运行期间 T/P 卫星和 Jason 卫星海面高比较

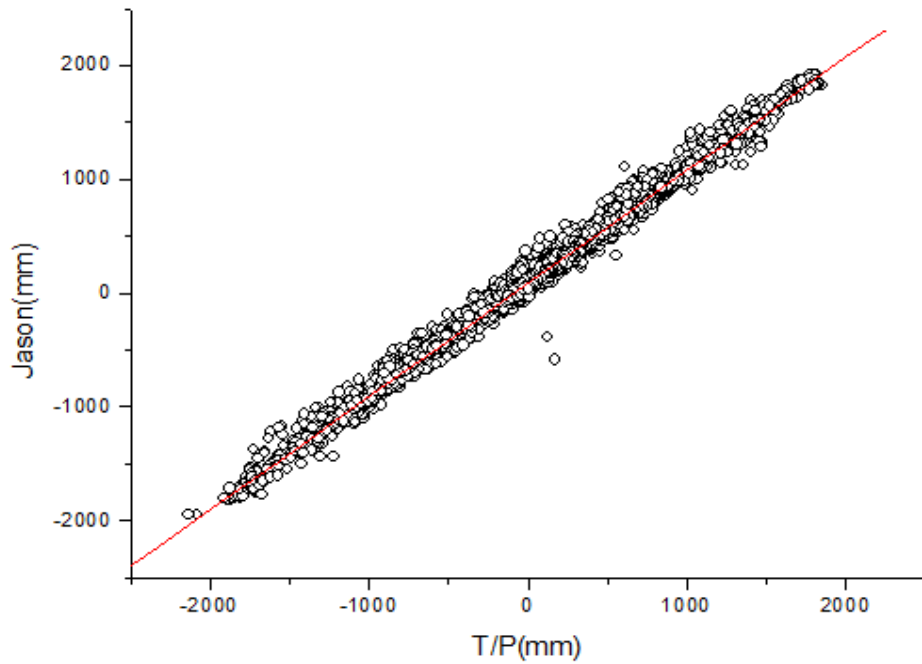


图 4-11 同步运行期间 pass62T/P 卫星和 Jason-1 卫星海面高比较

由图 4-10 可以看出，在踢出 Jason-1 18 周期和 T/P361 周期的数据后，T/P 卫星和 Jason-1 卫星海面高数据之间的平均偏差为 133.2mm，平均均方根误差为 219.1mm，这与 Jason 用户手册中给出的两者有 $131 \pm 5\text{mm}$ 一致。图 4-11 显示两者海面高数据具有较强的一致性，达到 0.995，拟合关系为：

$$SSH_{\text{jason}} = SSH_{\text{tp}} \times 0.994 + 133.83 \quad (4-8)$$

为了比较 Jason-1 卫星与 T/P 卫星的精度特征，本文还对研究区域内的交叉点不符值做了比较，结果如图 4-12 所示。

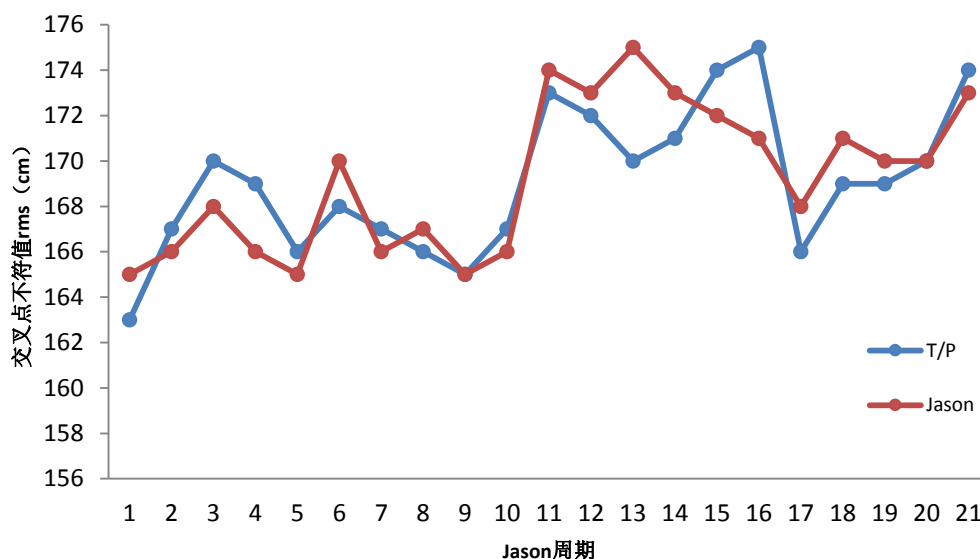


图 4-12 同步运行期间研究区域内 T/P 卫星和 Jason-1 卫星交叉点不符值 RMS 比较

交叉点不符值是评价卫星测高精度的一项重要指标，由图 4-12 可以看出，T/P 卫星的平均交叉点不符值 RMS 为 169.24cm，Jason-1 的为 169.09cm，因此我们可以认为两颗卫星的海面高计算精度相当。

4.3 本章小结

本章从 T/P 卫星和 Jason-1 卫星的运行轨道出发，论述了对两颗卫星数据进行一致性分析的可能性和必要性，继而对 GDR 数据集中的各项地球物理校正因子和最终计算出的海面高进行了一致性分析，得出以下结论：

(1) 作为 T/P 卫星的后继星，Jason-1 卫星很好地继承了 T/P 卫星测高数据的精度特征，并与 T/P 卫星测高数据具有较好的相关性。

(2) 在各项地球物理校正因子中，海况偏差的平均偏差最大，存在有 -17.9mm 的偏差，这可能与 T/P 和 Jason-1 两颗卫星所采用的海况偏差反演模型不同有关，T/P 使用的是 BM4 经验模型，该模型是基于海面风速和经验系数创建的（海面风速在本章研究中相关性很低，平均偏差达到 3.3m/s），虽然后来有人对该模型进行改进，但是没有加入到 MGDR-B 模型中去，而 Jason-1 用的是基于海面风速和有效波高的双线性差值表格。其次是海潮改正，存在 11.5mm 偏差，这主要与两个因素有关：一是 T/P 采用的是 CSR3.0 全球潮汐模型，而 Jason-1 卫星采用的是 GOT00.2 全球潮汐模型，并且附加了 S1 海洋分潮；第二

个原因在于长江口属于浅海大陆架地形，具有复杂的海面变化特征，这导致了全球潮汐模型不能适用，故产生较大误差。

(3)T/P 卫星和 Jason-1 卫星计算出的海面高具有一定的偏差,达到 133mm,这个误差是系统性误差,在研究应用中可以根据公式(4-8)将二者拟合到统一的基准上。

第五章 长江口海平面变化分析

5.1 卫星测高数据区域潮汐模型校正

卫星测高技术能够提供大面积、高时空分辨率的瞬时海面高度值, 往往海面变化分析应用中需要得到的是稳态的海面高值。要想得到稳态的海面高值还要对测高数据进行潮汐校正, 有研究表明, 潮汐校正占测高数据校正的比重为 80% 以上^[27], 因此潮汐校正的精度对最终海面高计算结果的精度影响是很大的。T/P 卫星和 JASON-1 卫星分别采用 CSR3.0 和 GOT00.2 全球海洋潮汐模型对海面高数据进行校正^[28-29], 然而本文研究区分布在长江口区域, 为浅水区域, 全球海洋潮汐模型已经不能够很好地表达研究区域复杂的海面变化特征, 需要研究一种能够适用于浅海区域的潮汐模型来对测高数据进行潮汐校正。T/P 卫星和 Jason-1 卫星的重复覆盖周期为 10 天, 大约每地面间隔 5~6km 采样一次, 能够避免分潮混叠现象, 因此被认为是研究潮汐模型最适合的测高卫星。为了有效地去除浅水和地形效应对潮汐校正的影响, 本文基于 T/P 卫星和 Jason-1 卫星测高数据建立了一种浅海潮汐模型, 并对测高数据进行潮汐校正。

5.1.1 潮汐模型建立概述

在潮汐分析中, 经典的是平衡潮理论, 它是基于牛顿静力学理论推导出来的, 然而建立平衡潮理论的假设条件与实际很不符合, 即平衡潮理论虽能解释若干潮汐现象, 但也有许多现象不能解释。最根本的不足是, 平衡潮潮高公式不能用以潮汐预报。为了解决这一问题, 首先将平衡潮展开成一系列分潮, 继而引入潮汐调和参数, 即把潮汐看成很多简谐波的叠加形式, 每一个简谐波就是一个分潮。本文主要利用基于达尔文展开的调和分析方法建立潮汐模型。

已知达尔文展开的潮高表达式为:

$$\zeta_{(t)} = \sum_j f_j H_j \cos[\delta_j t + (V_0 + u)_j] \quad (5-1)$$

式中, j 表示第 j 分潮, t 为时间, δ 为分潮角速度, H 为分潮振幅, $V_0 + u$ 为分潮初相角, 其中, $f, V_0 + u$ 随分潮和时间是变化的。 f, V_0, u, δ 均可以由六个基本天文参数 τ, s, h, p, N', p' 计算出来, 参数的含义如表 5-1 所示。

表 5-1 天文基本参数及意义

参数	含义	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

对于某一时刻, 首先计算出六个基本天文参数, 计算公式为

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

Y 表示某一时刻的年份, D 是从 1900 年 1 月 1 日 0 时起算至计算日 0 时之间的总天数, L 表示从 1900 年至计算日所经历的闰年的数量, t 表示计算时刻, 以小时为单位, λ 为计算点处的经度。等式右边第一项是 1900 年 1 月 1 日格林威治 0 时的天文变量, 右边第二项的数值是天文变量在一平年中的变化量, 第 3 项的数值是一天的变化量。

基于 (5-2) 式, 对天数 D 求导, 由此可得出天文常数每平太阳日的角度变化量如 (5-3) 所示。

$$\begin{aligned} \bar{\tau} &= (360 - 12^{\circ}.19074939) / \text{平太阳日} \\ \bar{s} &= 13^{\circ}.17640 / \text{平太阳日} \\ \bar{h} &= 0^{\circ}.98565 / \text{平太阳日} \\ \bar{p} &= 0.11140 / \text{平太阳日} \\ \bar{p}' &= 0.0000471 / \text{平太阳日} \\ \bar{N}' &= 0.05295 / \text{平太阳日} \end{aligned} \quad (5-3)$$

这样, 我们可以根据式 (5-4) 求得 δ, V_0 。

$$\begin{aligned} \delta &= k_1 \tau + k_2 s + k_3 h + k_4 p + k_5 p' \\ V_0 &= k_2 s_0 + k_3 h_0 + k_4 p_0 + k_5 P'_0 + \Delta \end{aligned} \quad (5-4)$$

其中 $k_1, k_2, k_3, k_4, k_5, \Delta$ 可以根据资料查出, 认为是已知数。

对于 f, u ，是月球升交点平经度 N 和月球近地点平经度 p 的函数，主要分潮的计算公式如下：

表 5-2 f, u 的计算方法

分潮	计算方法 (第一个表达式为 $f \cos u$ ，第二个表达式为 $f \sin u$)
S_a	$f = 1, u = 0$
S_{sa}	$f = 1, u = 0$
M_m	$1.0 + 0.0008 \cos 2N - 0.0657 \cos N - 0.0649 \cos(-N) - 0.0534 \cos p - 0.0218 \cos(2p - N) - 0.0059 \cos(2p - 2N) - 0.0008 \sin 2N - 0.0657 \sin N - 0.0649 \sin(-N) - 0.0534 \sin p - 0.0218 \sin(2p - N) + 0.0059 \sin(2p - 2N)$
M_f	$1 - 0.0023 \cos(N - 2p) + 0.0432 \cos(-2p) - 0.0028 \cos(-2p - N) + 0.4143 \cos N + 0.0387 \cos 2N - 0.0008 \cos 3N - 0.0023 \sin(-2p + N) + 0.0432 \sin(-2p) - 0.0028 \sin(-2p - N) - 0.4143 \sin N - 0.0387 \sin 2N + 0.0008 \sin 3N$
Q_1	$1 - 0.0058 \cos 2N + 0.1885 \cos N + 0.0002 \cos(2p + N) - 0.0064 \cos(2p) - 0.001 \cos(2p - N) - 0.0058 \sin 2N + 0.1885 \sin N + 0.0002 \sin(2p + N) - 0.0064 \sin 2p - 0.001 \sin(2p - N)$
P_1	$1 + 0.0008 \cos 2N - 0.0112 \cos N - 0.0015 \cos 2p - 0.0003 \cos(2p - N) - 0.0008 \sin 2N - 0.0112 \sin N - 0.0015 \sin 2p - 0.0003 \sin(2p - N)$
K_1	$1 + 0.00022 \cos(-2p + N) + 0.00001 \cos 2N - 0.0198 \cos N + 0.1356 \cos N - 0.0029 \cos 2N - 0.0002 \sin(-2p + N) + 0.0001 \sin 2N - 0.0198 \sin N - 0.1356 \sin N + 0.0029 \sin 2N$
N_2	$1 + 0.0005 \cos 2N - 0.0373 \cos N + 0.0006 \cos 2p + 0.0002 \cos(2p - N) - 0.0005 \sin 2N - 0.0373 \sin N + 0.0006 \sin 2p + 0.0002 \sin(2p - N)$
M_2	$1 + 0.0005 \cos 2N - 0.0373 \cos N + 0.0006 \cos 2p + 0.0002 \cos(2p - N) - 0.0005 \sin 2N - 0.0373 \sin N + 0.0006 \sin 2p + 0.0002 \sin(2p - N)$
S_2	$f = 1, u = 0$
K_2	$1 - 0.0128 \cos N + 0.298 \cos N + 0.0324 \cos 2N - 0.0128 \sin N - 0.0298 \sin N - 0.0324 \sin 2N$
O_1	$1 - 0.0058 \cos 2N + 0.1885 \cos N + 0.0002 \cos(2p + N) - 0.0064 \cos(2p) - 0.001 \cos(2p - N) - 0.0058 \sin 2N + 0.1885 \sin N + 0.0002 \sin(2p + N) - 0.0064 \sin 2p - 0.001 \sin(2p - N)$

这样，在某一时刻的 f, u, V_0, δ 都能够计算出来了，可以看到，在达尔文展开中，把每一个分潮都理解成由一个假想的天体引起的。然而，往往当假想的天体处于天顶时刻（即中天时刻）的时候，该分潮并不能够达到高潮，而是落后了一个角度，称为迟角，用 g 表示。因此式（5-1）可以改写为

$$\zeta_{(t)} = \sum_j f_j H_j \cos[\delta_j t + (V_0 + u)_j - g_j] \quad (5-5)$$

那么在某一时刻，含潮海面高可以表达成由 j 个潮高值叠加在稳态海面上，如（5-6）所示。

$$h_t = h_0 + \sum_j f_j H_j \cos[\delta_j t + (V_0 + u)_j - g_j] \quad (5-6)$$

其中, h_t 表示含潮海面高, h_0 表示相对于起算面的偏差, g_j 表示第 j 分潮的迟角, 其他变量如上。某一时刻对于该式, 只有 h_0, H_j, g_j 这三个参数是未知的, 这种将 h_0, H_j, g_j 看做未知参数的方法叫做调和分析方法, 其中 H_j, g_j 称为调和常数^[30]。选择某一点, 将该点的时间序列的含潮海面高计算结果代入公式 (5-6), 即可得到大量的潮高方程, 当方程个数大于未知数的个数时, 利用最小二乘方法解算出各分潮的 H_j, g_j , 即完成潮汐模型的建立。

5.1.2 区域潮汐模型建立和测高数据潮汐新校正

上节中阐述了潮汐模型建立的方法, 本文选取长江口海面区域离吕四验潮站位置较近的一点 $P(32.25^\circ, 121.81^\circ)$ 作为研究对象, 基于该方法对 $P(32.25^\circ, 121.81^\circ)$ 点 18 年的数据 (1993 年~2011 年, 其中, 1993 年 1 月 10 日~2002 年 1 月 15 日用的是 T/P 卫星数据, 2002 年 1 月 15 日~2011 年 1 月 15 日用的是 Jason-1 卫星数据, 两种数据海面高值的转换关系根据第四章的分析计算) 进行潮汐调和分析, 数据来自第三章中计算的含潮海面高数据, 相对基准面为 OSU 平均海面模型。选取表 5-2 中的各分潮建立研究点处的潮高方程:

$$\begin{aligned} h_t &= h_0 + \sum_j f_j H_j \cos[\delta_j t + (V_0 + u)_j - g_j] \\ &= h_0 + \sum_j f_j \cos[\delta_j t + (V_0 + u)] H_j^C + \sum_j f_j \sin[\delta_j t + (V_0 + u)] H_j^S \end{aligned} \quad (5-7)$$

$$\text{其中,} \quad H_j^C = H_j \cos g_j, H_j^S = H_j \sin g_j \quad (5-8)$$

将未知数写成向量的形式为:

$$X = \{h_0, H_1^C, H_2^C, H_3^C, \dots, H_m^C, H_1^S, H_2^S, H_3^S, \dots, H_m^S\} \quad (5-9)$$

含潮海面高序列记为:

$$L = \{h_1, h_2, h_3, \dots, h_n\} \quad (5-10)$$

系数矩阵记为:

$$B = \begin{bmatrix} 1, C_{11}, C_{12}, \dots, C_{1m}, S_{11}, S_{12}, \dots, S_{1m} \\ 1, C_{21}, C_{22}, \dots, C_{2m}, S_{21}, S_{22}, \dots, S_{2m} \\ \vdots \\ 1, C_{n1}, C_{n2}, \dots, C_{nm}, S_{n1}, S_{n2}, \dots, S_{nm} \end{bmatrix} \quad (5-11)$$

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

这样，(5-7) 式写成矩阵形式为：

$$L = BX \quad (5-12)$$

利用最小二乘方法得出上式的解为：

$$X = (B^T B)^{-1} B^T L \quad (5-13)$$

再结合 (5-8)，计算出平均振幅 H 和迟角 g ：

$$H_j = \sqrt{H_j^c{}^2 + H_j^s{}^2}$$
$$g_j = \arctan \frac{H_j^s}{H_j^c} \quad (5-14)$$

对于 $P(\varphi, \lambda)$ ，将 (5-14) 代入 (5-5) 式，再结合计算出的 f, u, V_0, δ ，便可以得出该点每一个时刻的调和常数（如表 5-3 所示）和潮位高，将该潮位高作为潮汐改正因子，代替 MGDR 数据中的潮汐改正，即完成了区域潮汐的改正。

表 5-3 各分潮的振幅和迟角

位置	分潮	Q1	O1	P1	K1	K2	N2	M2
纬度	振幅	8.9	32.	15.	31.7	9.7	12.9	28.3
32.25	迟角		87	3				
经度		107.3			291.8	88	170.1	89.
121.8			213	195			5	
1			5	.6				
位置	分潮	P	Mf	Mm	Sa	Ssa		
纬度	振幅	38	18.	31	18.9	21		
32.25			7					
经度	迟角	169.4		131	82.1	13.		
121.8			132	.4		4		
1								

5.1.3 测高数据与验潮站数据对比分析

为了验证区域潮汐模型建立的精度，我们将利用调和分析方法计算出的潮汐模型和验潮站数据进行了不同时间尺度的比对：选择吕四验潮站 2009~2010 年的月平均高潮位和月平均低潮位数据与 $P_1(32.25^\circ, 121.81^\circ)$ 处潮汐模型计算出的月高潮位数据和低潮位数据进行对比；选择鸡骨礁验潮站 2011 年 1 月~6 月每十天的数据与 $P_2(32.49^\circ, 122.38^\circ)$ 处潮汐模型计算出的每周周期海面潮位数据进行对比。

在此选择吕四验潮站 2009~2010 年的月平均高潮位和月平均低潮位数据与 $P(32.25^\circ, 121.81^\circ)$ 处潮汐模型计算出的月高潮位数据和低潮位数据进行对比的过程中，由于在一个月中有 3 个测高数据的重复覆盖周期，因此，我们选择最高的潮位作为高潮位数据，最低的潮位作为低潮位数据。另外，验潮站数据是相对于水尺零点的潮位数据，而测高数据则为相对于平均海平面的潮位数据，因此我们选择二者的距平数据进行对比，对比结果如图 5-1、5-2 所示。

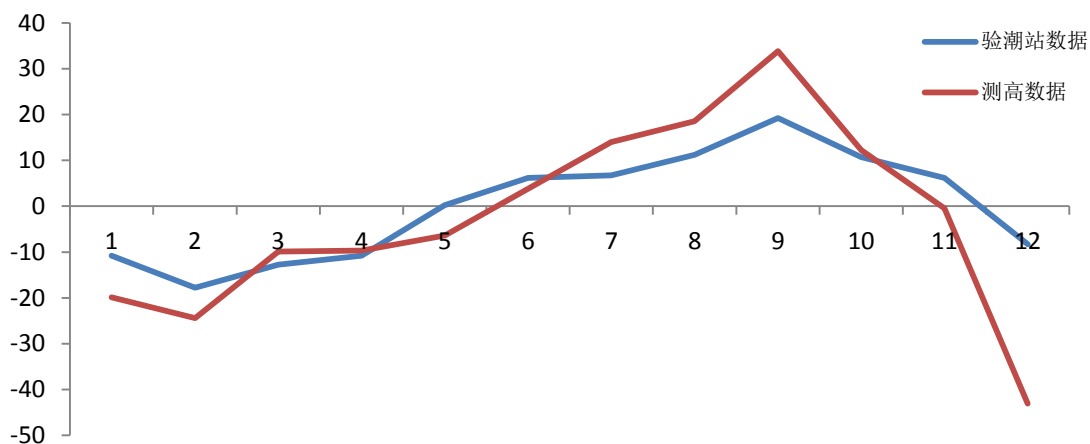


图 5-1 测高数据计算出的潮汐模型高潮位数据与验潮站高潮位距平值数据对比（横坐标表示 2009 年各月份，纵坐标单位：mm）

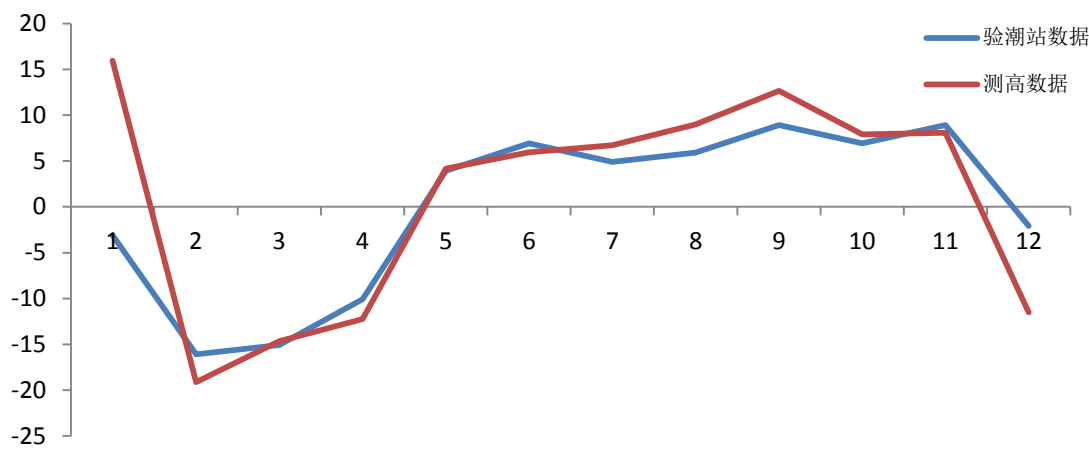


图 5-2 测高数据计算出的潮汐模型低潮位数据与验潮站低潮位距平值数据对比（横坐标表示 2009 年各月份，纵坐标单位：mm）

在选择鸡骨礁验潮站 2011 年 1 月~6 月每十天的数据与 $P_2(32.49^\circ, 122.38^\circ)$ 处潮汐模型计算出的每周周期海面潮位数据进行对比的过程中，剔除均方根误差大于 1/10 平均值的潮位数据，计算出验潮站每天的平均潮位数据，最后得到距平值与卫星测高数据海面高距平值进行比较，结果如下：

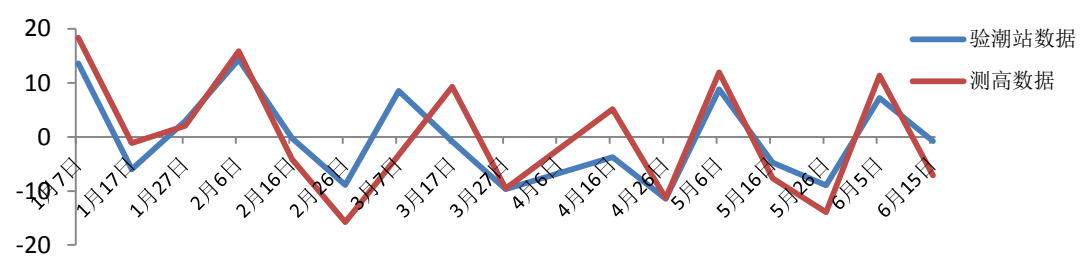


图 5-3 2011 年 1 月~6 月测高数据计算出的平均海面高与验潮站潮位距平值数据对比（纵坐标单位：mm）

由图 5-1，图 5-2 可以看出，长江口研究区域测高数据计算出的潮汐模型潮位高和验潮站观测所得潮位高的距平数据趋势基本一致，在有些月份，有略微的分歧，如 1 月份和 12 月份的 3 月份的高潮位数据，验潮站的数据表现出上升的趋势，而测高潮汐模型数据则表现出下降的趋势。另外，各月份的潮位高绝对值数据也不是完全相同。由图 5-3 可以看出，在十天的时间尺度上，经过潮汐模型校正的平均海面高数据与验潮站数据变化趋势基本一致，在三月份和

四月份略有差异。

图 5-1，图 5-2 和图 5-3 中测高数据和验潮站数据存在差异的原因主要在于所选择的验潮站距离测高数据观测点处有一定的距离，长江口水域复杂的水动力条件以及验潮站位置受到区域地面沉降的影响等。综合看来，本文所建立的区域潮汐模型能够较好地体现出长江口的潮位特征。

5.2 海平面变化时空分布特征

本文在对 1993 年~2011 年 18 年的测高数据进行区域潮汐模型校正的基础上，提取出长江口区域的海面变化的时间序列，如图 5-4 所示。

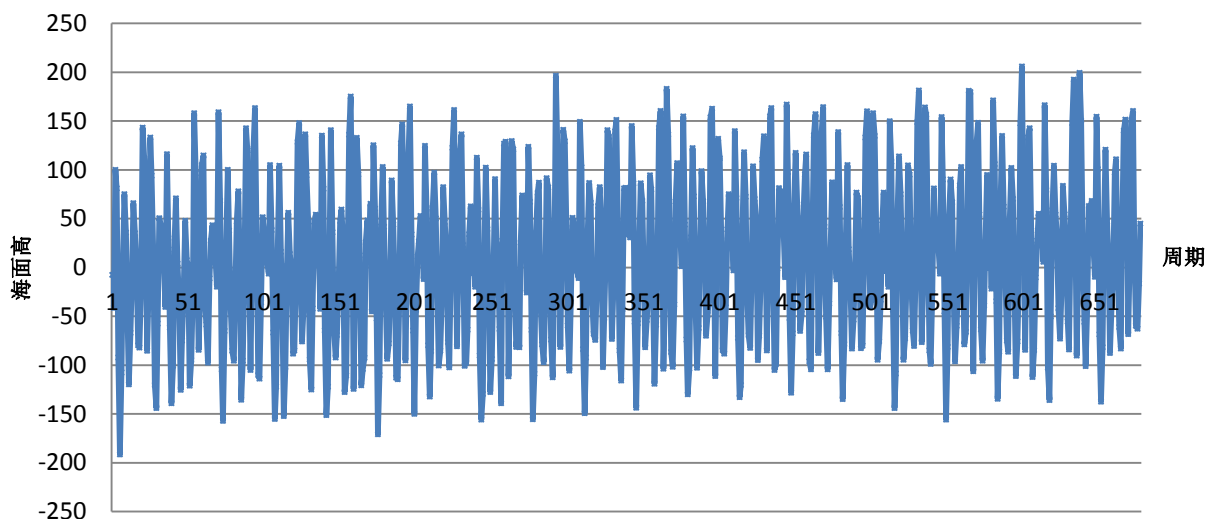


图 5-4 长江口 1993 年~2011 年海面高变化，其中横坐标表示距离起算时间的周期数

由上图可以看出，长江口区域海面变化呈现出周期性变化和线性变化的特点。为了更进一步研究长江口区域的海面变化时空分布特点，本文采用经验正交分解和经验模态法对长江口区域的海面高时间序列进行分析。

5.2.1 海面变化 EOF 和 EMD 分析

(1) EOF 分析方法

经验正交分解方法（EOF）是一种常用的时间序列分析的方法，它的基本思想是把包含 P 个空间点的 N 个时间点的观测场进行正交分解，这种分解的函数

形式不是固定的，通常是表现为正交的时间函数和正交的空间函数的乘积的形式，如公式 (5-15)，一般地，把空间函数 $V_{i,j}$ 看成典型场，时间函数 $t_{i,j}$ 看成典型场的权重系数，那么，不同的观测场是若干个典型场按照不同权重线性叠加的结果^[31-33]。

$$F_{i,j} = \sum_{k=1}^p v_{i,k} t_{k,j} = v_{i,1} t_{1,j} + v_{i,2} t_{2,j} + v_{i,2} t_{2,j} + \cdots + v_{i,p} t_{p,j} \quad (5-15)$$

上式中， $F_{i,j}$ 表示第 i 个场中的第 j 个观测点的观测值，写成矩阵形式为

$$F = VT \quad (5-16)$$

上式中， F 为 $p \times n$ 阶的矩阵， V 为 $p \times p$ 阶的空间函数阵， T 为 $p \times n$ 阶的时间系数阵， V, T 均为正交阵。经验正交分解的目的就是求出 V, T 。

对于 (5-16)，方程式两边同时右乘以 F' ，

$$FF' = VTT'V' \quad (5-17)$$

其中， FF' 为 $p \times p$ 阶实对称矩阵，称做协方差矩阵，按照实对称矩阵的分解定理，有

$$FF' = V\Lambda V' \quad (5-18)$$

其中， Λ 为协方差矩阵的特征值组成的对角阵， V 是特征向量为列向量组成的矩阵，显然， V 是正交的，那么，可以令

$$TT' = \Lambda \quad (5-19)$$

这样，结合 (5-16)、(5-17) 和 (5-18)， V 就可以看成是分解得到的空间函数，由 (5-16) 可以得到时间函数为

$$T = V'F \quad (5-20)$$

(2) EMD 方法

经验模态分解方法 (EMD) 是对时间序列进行分析的一种方法。对于一个随着时间连续变化的物理场，它能够从中提取出能够表征该物理场本征特征的各个物理本征模态，这些本征模态不仅可以反映出该物理场的线性变化信息，而且能够反映出非线性和非平稳的变化信息^[34-35]。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：

1. 对时间序列求极值，然后分别对极大值和极小值做三次样条拟合，求出它们的包络，成为上包络和下包络。设第一对相邻的极大值和极小值得包络的均值为 $mean_1$ ，将原始时间序列减去 $mean_1$ ，得到第一个迭代结果 h_1

$$h_1 = x(t) - mean_1 \quad (5-21)$$

接着再求第二对相邻的极大值和极小值的包络求均值为 $mean_2$ ，将 h_1 减去 $mean_2$ ，得到第二个迭代结果 h_2

$$h_2 = h_1 - mean_2 \quad (5-22)$$

如此迭代计算下去

$$h_k = h_{k-1} - mean_k \quad (k=1, 2, 3 \cdots) \quad (5-23)$$

直到满足下式

$$\delta = \sum_{k=1}^n \frac{(h_{k-1} - h_k)^2}{h_{k-1}^2} \leq 0.03 \quad (5-24)$$

则认为 h_k 就是我们要提取的第一主模态 IMF1。

2. 将 IMF1 从原始信号中去掉，得到 $x_1(t)$ ，即

$$x_1(t) = x(t) - IMF1 \quad (5-25)$$

对 $x_1(t)$ 重复步骤 1 的操作，得到第二主模态 IMF2，以此类推，即

$$x_k = x_{k-1} - IMF2 \quad (k=1, 2, 3 \cdots) \quad (5-26)$$

直到得到的 x_k 为一个单调的函数为止，说明已经把原始时间序列的周期信息和线性信息都提取出来了

(3) EOF 与 EMD 分析

本文基于上述方法对长江口口区域海平面时间序列进行经验正交分解，在空间维上由长江入海口处向深海区域选择了 20 个点，在时间维上，选择了 1993 年~2011 年 18 年的测高数据。事先对数据进行距平处理，在处理时首先对时间

序列求 60 天平均, 然后, 在考虑到测高数据的年份变化的基础上, 求距平序列。将该距平序列作为经验正交分解的观测场, 经验正交分解得到的特征值分布和特征值累积贡献率如表 5-4 所示。

表 5-4 经验正交分解特征值及累计方差贡献率

模态	特征值	方差贡献率
1	1.3074752e+008	0.85696422
2	13814249	0.94750757
3	2060296.1	0.96101146
4	1619492.7	0.97162617
5	1123124.2	0.97898751
6	672767.79	0.98339706
7	555100.78	0.98703539
8	429969.17	0.98985355
9	364000.93	0.99223934
10	270187.32	0.99401024
11	207849.14	0.99537255
12	172461.05	0.99650292
13	135092.74	0.99738837
14	107978.94	0.99809610
15	86911.657	0.99866575
16	72195.610	0.99913894
17	49020.033	0.99946024
18	39489.630	0.99971907
19	26038.086	0.99988973
20	16824.248	1.0000000

由上表可以看出, 前两个模态的方差累计贡献率 94.750757%, 因此这里重点分析前两模态的分布情况:

第一模态的分布函数如下:

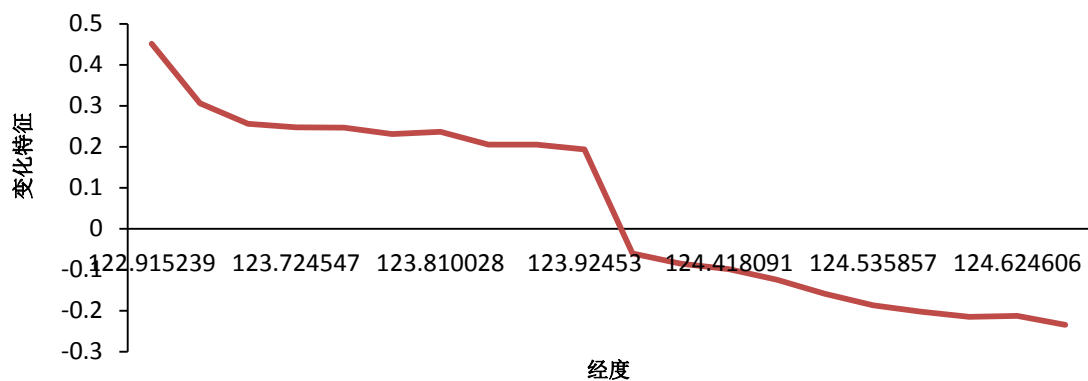


图 5-5 第一模态空间分布

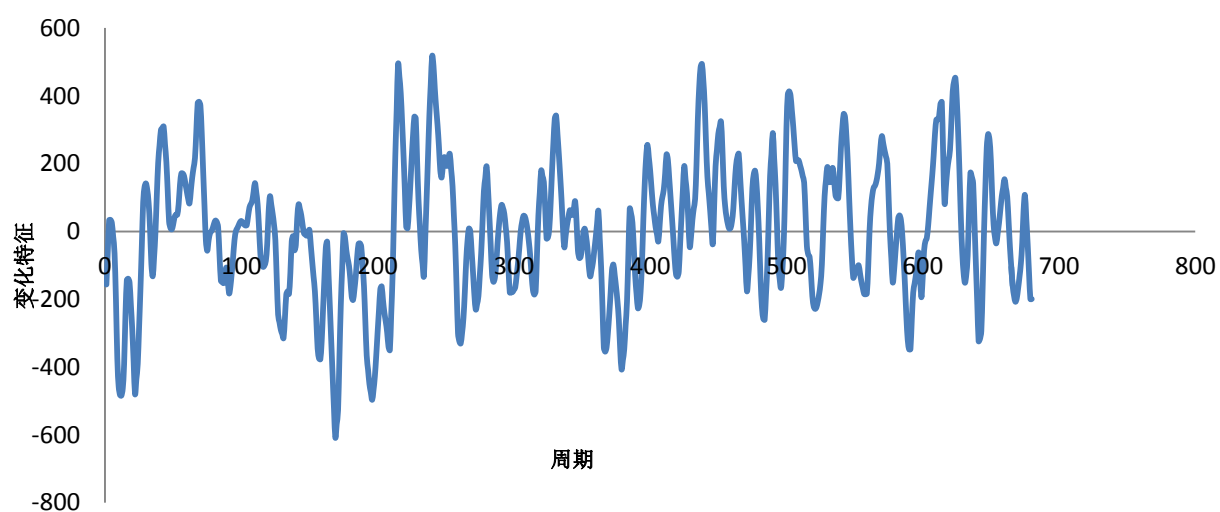


图 5-6 第一模态时间系数

第二模态分布函数如下：

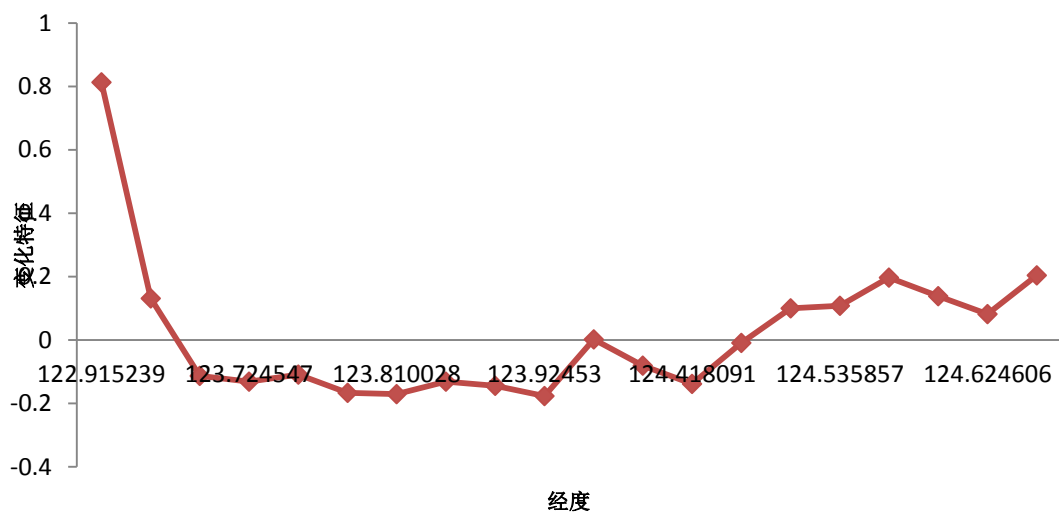


图 5-7 第二模态空间分布

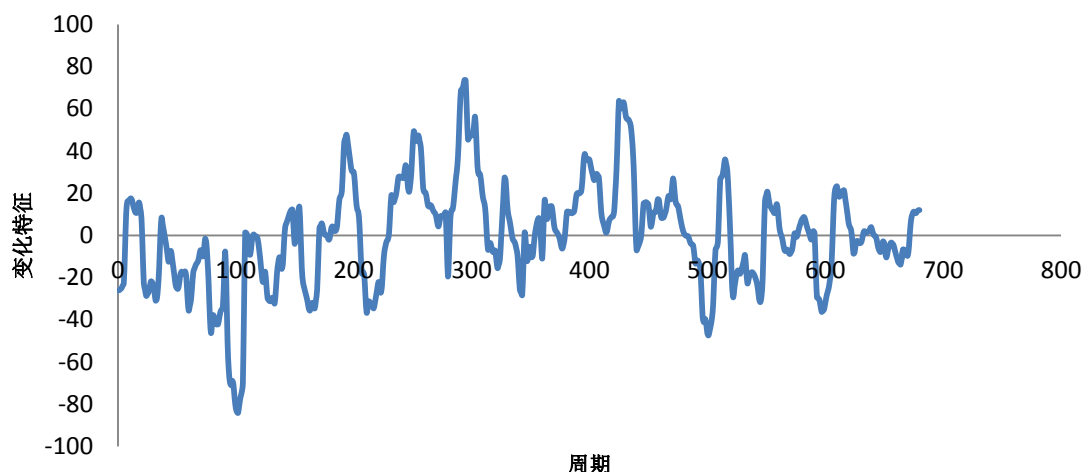


图 5-8 第二模态时间分布

由第一模态的空间分布函数可以看出，海面变化幅值在东经 123.85° 处有一个相位的转折点：东经 123.85° 处以西为正值，以东为负值，这说明东西两边的海面变化呈负相关的特征。另外，从空间函数的绝对值可以看出，东经 123.85° 处以西海面变化的幅度比东经 123.85° 处以东更大，且从长江口向深海区域延伸，海面变化幅度呈现降低的趋势，这与长江口区域较深水区域的海面变化特征较复杂的特性是一致的。由第二模态的空间分布函数可以看出，在长江口附近和东经 124.45° 处分别有一个相位的转折点，而且在长江口区域的相位变化较大，这些说明了长江口区域与附近的深水区域的变化呈负相关的特征，且长江口区域的海面变化更加明显。另外，除了靠近长江口区域的一点的变化幅度较大外，其余各点的变化幅度均小于第一模态，因此可以认为第二模态较第一模态是次要的海面变化特征。

两个模态的时间分布函数特征均比较模糊，由于第一模态的方差贡献率达到 85.7%，因此，为了更进一步地了解长江口区域海面变化的时间分布特征，对第一模态的时间分布函数进行了经验模态分解，分解结果如图 5-9 所示。

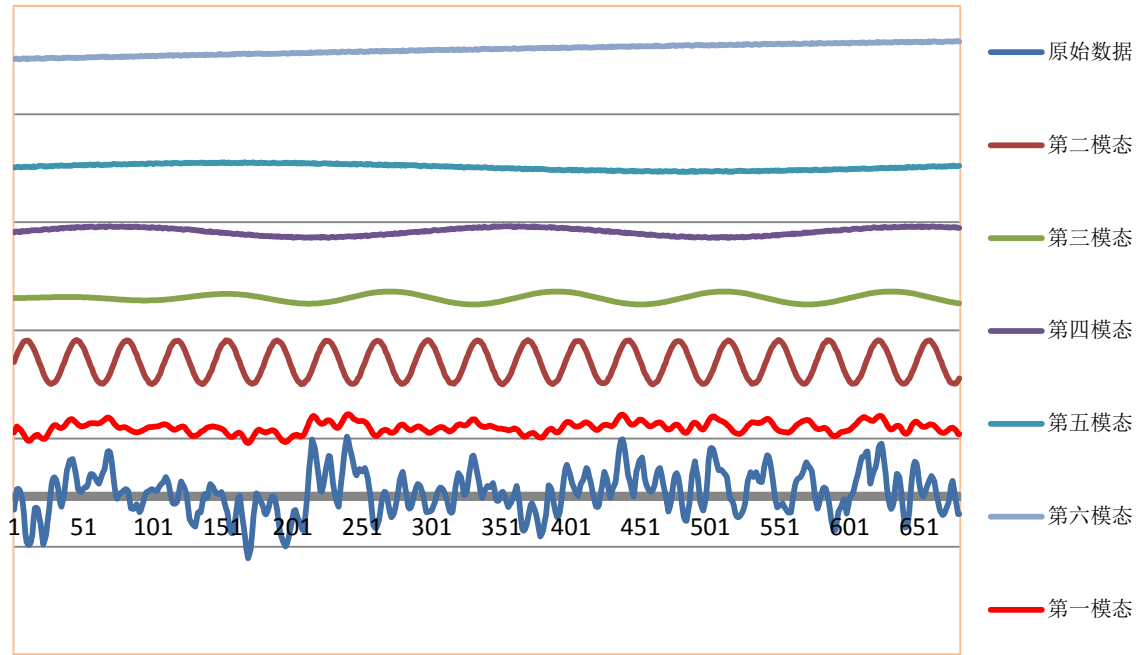


图 5-9 第一模态时间函数经验模态分解结果（横坐标为测高数据的周期，为了能够更清晰地展示各模态的变化特征，除了原始信号外，对各模态均人为地增加了一个值）

由图 5-9 可以看出，第一模态的变化周期小于一年，能够体现出原始的时间函数变化特征，但是变化幅值很小，且含有一定的高频噪音成分。第二模态呈现出显著的以一年（36 个卫星覆盖周期）为周期的变化规律，变化幅值很大，因此是时间函数中的主要的变化趋势。第三模态呈现出以接近两年为周期的变化规律。第四模态呈现出以八年为周期的变化规律。第三模态和第四模态的变化幅值很小，因此变化特征较微弱。第五模态体现了以十八年为周期的海洋低频的潮波变化特征。第六模态反应了整个海面有一个升高的趋势。

5.2.2 海面变化速率提取和年内变化特征分析

由上文可以得知长江口海面变化呈现整体上升和周期性变化的特点，对长江口海面变化有了直观的认识。但是，并没有得到长江口的海面上升速率，且在周期性分析中，一年以下的变化特征并没有体现出来。本节着重研究长江口海面上升速率和年内变化特征。

为了得到海平面变化速率，本文设计一种公式来拟合海面变化的时间序列，公式如（5-27）所示。

$$h_t = a + bt + A\sin(2\pi/365 + \varphi_A) + B\sin(2\pi/182 + \varphi_B) \quad (5-27)$$

式中, t 的单位为天, $a, b, A, \varphi_A, \varphi_B$ 为待求参数, 在每个月份各选 2~3 个周期分别代表高潮位值和低潮位值, 利用最小二乘方法拟合算出参数 $a, b, A, \varphi_A, \varphi_B$ 。最后将得出的 b 乘以 365 即得出海平面的年变化速率。本文得出的结果为 1.65mm/yr , 这与验潮站得出的结果比较接近。另外, 其他相关研究也对中国海区域的海平面变化做过类似的研究: 乔新等^[36]利用 11 年的测高数据得出中国长江口研究区的海面上升速率为 1.5mm/yr , 李建成^[13]等综合分析海面变化成因, 计算出全球海平面变化长期性趋势为 2.0mm/yr , 国家海洋局公布的 2010 年海平面变化结果是 2.8mm/yr 。本文计算出的结果与其他研究结果存在一定的差距, 这可能与计算的时间序列跨度不一致和长江口的高频的气温和风速变化的原因有关。

另外, 本文对每个月的三个周期的测高数据求取算术平均值, 再对 18 年的测高数据求平均, 得出一年内的月均值变化曲线, 如图 5-10 所示。

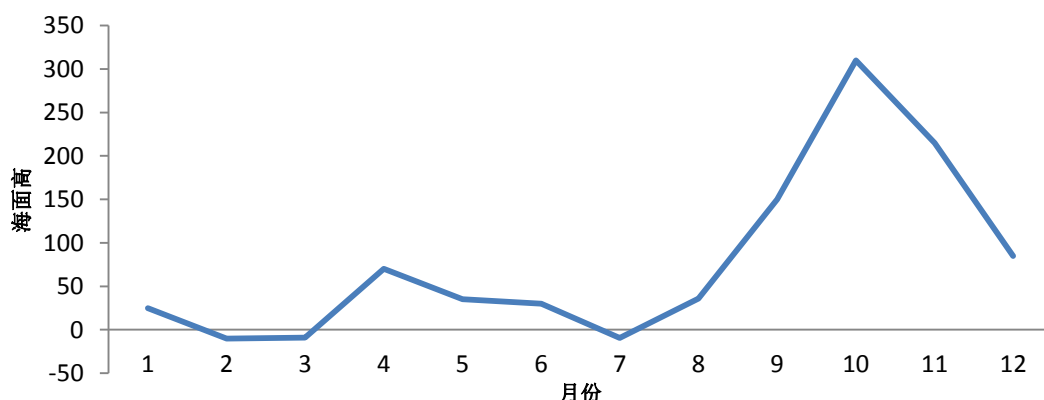


图 5-10 长江口区域海面高年月均值变化

由 5-10 可以看出, 一年内 9, 10, 11 月份的海面高值较高。四月份有一个海面高的极值点, 与该趋势与胡建国等的结论一致^[2], 本文认为这可能与相应时间段的海面气压较低、降水、台风、海水密度变化等因素有关。

5.3 本章小结

本章以浅海区域卫星测高数据的校正为切入点, 阐述了浅海潮汐模型建立的必要性, 接着介绍了用调和分析方法建立潮汐模型的原理, 在此基础上, 基

于长江口区域 18 年的测高数据建立了区域潮汐模型, 并对测高数据进行了潮汐校正, 同时对校正后的测高数据时间序列进行了 EOF 和 EMD 分析。最后根据校正后的长江口 18 年的测高数据计算出了海平面年变化率为 $1.65\text{mm}/\text{yr}$, 并与其他结果进行了对比。同时也分析了一年内的海平面变化特征, 得出的结果为 9, 10, 11 月份的海面较高, 4 月份出现海面高的极值点, 认为可能与相应时间段的海面气压较低、降水、台风、海水密度变化等因素有关。

第六章 总结与展望

海平面变化已经成为人类日益关注的重大政治性和经济型的问题，目前较多的观点认为全球海平面变化呈现上升的趋势，然而局部区域的海平面变化却是相当复杂的，不能一概而论。长江口区域是我国重要的经济区，承载着我国经济发展的主要动力，因此研究长江口区域海平面的变化对我国的经济和社会发展具有潜在的意义。本文利用 T/P 卫星和 Jason-1 卫星测高数据，研究长江口区域的海平面变化，具体研究内容和成果如下：

(1) 利用浅海区域卫星测高数据的新的编辑方法对长江口区域的测高数据进行筛选，为研究提供了充实可靠的数据源。

(2) 分析了几种共线插值处理方法，优选出一种精度较高的共线处理方法：斜率梯度法，并基于该方法对 T/P 卫星和 Jason-1 卫星海面高数据进行共线处理。

(3) 实现了一种新的条件平差方法用于卫星测高数据的交叉点平差，结果证明该方法精度较传统方法相当，同时稳定性高，计算简单。本文基于该方法对研究区域的测高数据进行了交叉点平差处理，交叉点处的不符值由原来的米级降低到厘米级。

(4) 构建了研究区域海面高数据 18 年的时间序列，基于此时间序列利用调和分析方法计算出了区域的潮汐模型，并对测高数据进行了潮汐模型的重新校正，校正结果与验潮站的潮位变化特征较一致。

(5) 利用经过潮汐模型新校正的测高数据提取了长江口区域海面变化特征，结果表明 18 年长江口海面的平均上升速率为 1.65mm/yr ，且 9, 10, 11 月份的海面高较高，4 月份海面高呈现一个小的极大值。

在本文的研究过程中，还有一些问题有待进一步去思考和探索，以完善长江口区域海面变化的研究：

(1) 由于 T/P 卫星和 Jason-1 卫星数据的空间分辨率有限，导致在研究区域内可用的测高数据较少，虽然通过改善数据编辑的标准，提高了数据的可用性，可是数据量还有待提高。可以通过联合其他卫星数据，根据不同卫星数据的观测精度，建立观测权矩阵，以增加有效数据点数，提高海平面变化信息

的精度。

(2) 由于本文在研究过程中收集到的验潮站数据有限, 因此提取潮汐模型时只提取了两个点的潮汐模型, 当在空间大范围内提取每个点的潮汐模型时, 需要较多的验潮站数据来进行验证。如果能够获得更多的海面验潮站的数据, 可以计算出更多点的潮汐调和常数, 这样便可以得到空间范围的潮汐改正因子, 使得海面变化信息提取的结果更加有说服力。

参考文献

- [1] 黄城, 董晓军, 吴宏秋. Topex 卫星测高资料监测平均海面变化[J]. 中国科学院上海天文台年刊, 1996 (17): 46-51.
- [2] 胡建国, 李建成, 董晓军. 利用卫星测高资料监测平均海面变化[J]. 测绘学报, 2001, 30 (4): 316-321
- [3] 翟国君, 黄漠涛, 谢锡君等. 卫星测高数据处理的理论与方法, 北京: 测绘出版社, 2000 年 4 月. 35-37
- [4] 黄锡荃, 李惠明, 金伯欣. 水文学, 北京: 高等教育出版社, 2006 年 6 月. 114-124
- [5] Church, J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, 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
- [6] Douglas, B. C. 1997. Global sea rise: A redetermination. *Surv. Geophys.* 18(2-3):279-292.
- [7] Douglas, B. C., Michael S. Kearney, and Stephen P. Leatherman. 2000. Sea level rise: History and consequences. San Diego: Academic Press.
- [8] Douglas, B. C., and W. R. Peltier. 2002. The puzzle of global sea-level rise. *Phys. Today* 55(3):35-40.
- [9] Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost. 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science* 294(5543):840-842.
- [10] Peltier W.R., and Tushingham, A.M., Influence of glacial isotatic adjustment on tide gauge measurements of secular level change. *J.G.R.*, 1991, 96:6779-6804.
- [11] Leuliette, E. W., R. S. Nerem, et al. (2004). "Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason Altimeter Data to Construct a Continuous Record of Mean Sea Level Change." *Marine Geodesy* 27(1-2): 79-94.
- [12] Mitchum, G. T. (1994). "Comparison of Topex Sea-Surface Heights and Tide-Gauge Sea Levels." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 99(C12): 24541-24553.
- [13] 蒋涛, 李建成, 王正涛等. 联合 Jason21 与 GRACE 卫星数据研究全球海平面变化[J], 测绘学报, 2010, 39 (2) : 135-139.
- [14] 许军, 暴景阳, 刘雁春. 潮汐模型对利用卫星测高数据研究海平面变化的影响[J].

武汉大学学报信息科学版, 2006, 31(6):503-506.

[15] 王海瑛, 陆洋, 许厚泽等. 利用T/P卫星测高资料构造中国近海及邻域平均海平面和海面地形[J], 海洋与湖沼, 1999, 30(4): 403-408.

[16] 许厚泽, 王海瑛陆洋等. 利用卫星测高数据推求中国近海及邻域大地水准面起伏和重力异常研究[J], 地球物理学报, 2001, (s1):52-57.

[17] 程芦颖, 许厚泽. 用交叉点数据计算中国近海海平面变化[J], 大地测量与地球动力学, 2004, 24(2): 106-109.

[18] 刘克修, 马继瑞, 许建平等, 用TOPEX/POSEIDON资料研究南海潮汐和海面高度季节变化, 热带海洋学报[J], 2002, 21(3): 55-62.

[19] 崔树红. 卫星测高数据应用于海面变化研究的初步探索[D], 南京师范大学, 2005.

[20] 纪永刚. 神州四号高度计有效波高反演及功能评价[D], 中国海洋大学, 2003.

[21] 王海瑛. 中国近海卫星测高数据处理与应用研究[D], 中国科学院测量与地球物理研究所, 1999

[22] 王虎彪. 用卫星测高和船测重力资料联合反演海洋重力场[D], 中国科学院测量与地球物理研究所, 2005.

[23] 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.

[24] 黄谟涛, 翟国君, 欧阳永忠等. 海洋重力测量误差补偿两步处理法[J], 武汉大学学报, 2002, 27(3): 251-255.

[25] 黄谟涛, 王瑞, 翟国君等. 多代卫星测高数据联合平差及重力场反演[J], 武汉大学学报, 2007, 32(11): 988-993.

[26] 金涛勇, 李建成, 王正涛等. Jason-1与T/P测高卫星同步段数据比较分析, 大地测量与地球动力学[J], 2007, 27(6): 72-76.

[27] Egbert G. D., Bennett A. F., and Forman M. G. G., TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model, J. Geophys. Res., 99(C12), 24821-24852, 1994.

[28] Catwright, D.E. Theory of tides with application to altimetry, in Satellite altimetry in geodesy and Oceanography, 1995.

[29] Schwiderski, E. W., On charting global ocean tides, Rev.Geophys.,18,243-268,1980.

[30] 申宏伟, 卫星高度计资料校正及基于连续函数的调和分析方法研究[D], 河海大学, 2006.

- [31] 陈上及, 马继瑞. 海洋数据分析及其应用[M]. 北京: 海洋出版社, 1991.
- [32] 刘科峰, 张韧, 姚跃等. EOF分解与Kalman滤波相结合的副高位势场数值预报优化[J]. 解放军理工大学学报: 自然科学版, 2006, 7 (3): 291~995.
- [33] 孙晖. 经验模态分解理论与应用研究[D], 浙江大学, 2005.
- [34] Huang N E, Shen Z, Long S R, etal. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proceedings: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1998, :903-995.
- [35] Huang N E, Shen Z, Long S R. A New View of Nonlinear Water Waves. Annual Review of Fluid Mechanics, 1999, (31):417-457
- [36] 乔新, 陈戈. 基于 11 年高度计数据的中国海海平面变化初步研究[J], 海洋科学, 2008, 32 (1): 60-64.

致谢

三年的硕士生活即将结束，回想过去的三年，有过很多的收获，也有些许的迷茫和惆怅，可不管怎么样，这三年注定会是我人生当中非常重要的三年，因为它伴随着知识的积累、阅历的增加、友情的沉淀和成熟的思考。几度梦经风雨，今朝功成桃李！值此硕士论文即将完稿之际，我谨向三年来关心与帮忙过我的每一个人致以最真诚的谢意！

衷心感谢中国遥感学界先驱者，高光谱遥感领域的权威，我的导师童庆禧院士，他多年积累的渊博知识和对遥感科学、技术和应用各方面的深刻理解深深地让我折服；他高屋建瓴地为我们这些遥感后辈指引了发展的方向，使我感到了肩负的责任；他深入浅出的育人方式和富有感召力的演讲总是让人沉浸其中且获益颇多。他将是未来工作中永远的导师和榜样。

衷心感谢我的导师张霞老师，她严谨负责的工作态度，平易近人的品行给我留下了深刻的印象，为我树立了榜样。在科研项目及科技论文写作中，她都能够悉心给予指导并对我严格要求，使我认识到了自己做事的粗心，培养了我认真、专注的品质，这一点在我以后的工作和生活中终将受益匪浅。

衷心感谢王晋年老师，王老师在百忙之中抽空参加实验室学术交流，并对我的论文给予指导，他开放的思想，敏锐的学术洞察力是我学习的目标。

衷心感谢张立福老师，福老师在科研工作和学术论文撰写的过程中给了我很多的支持和帮助，他工作热情饱满，为人谦和，在他的带领下高光谱实验室的发展蒸蒸日上。

衷心感谢郑兰芬老师，是她的谆谆教诲将我引入了高光谱遥感这门博大精深而又蓬勃发展的学科，是她乐观的生活态度深深地感染了我，使我能够摆正心态，做好科研。

衷心感谢高光谱实验室所有的老师，同事和同学们的支持和帮助，是你们的陪伴，让我开心顺利地度过了硕士三年的时光。

特别感谢海军测绘研究所邓凯亮博士在数据处理上给我提出的宝贵资料和建议，使我在思路少走了很多弯路，谢谢你！

感谢遥感所人教处吴晓清老师、刘戈平老师，在学习期间，两位老师在学习和生活中给予了我很多关怀与帮助，在此表示衷心的感谢。

感谢我的舅舅吴晓樵教授，感谢您在我大学和研究生期间给我生活上的帮助，是您教会了我对生活要有温情和崇拜。

感谢我的姐姐兰红，感谢您对我的关心和帮助，长期以来是您帮助家里走过了难过，

谢谢您！

感谢我的父母，是您们赐予了我生命，照顾我长大。在我最困惑的时候，您们总能带给我动力，我想当您们得知我硕士即将毕业的消息后，会很高兴！

谨以此文献给我的父母！