



中国海洋大学

OCEAN UNIVERSITY OF CHINA

# 博士学位论文

DOCTOR DISSERTATION

论文题目: 中国沿海极值水位变化评估分析

英文题目: Assessing changes in extreme sea levels along the coast of China

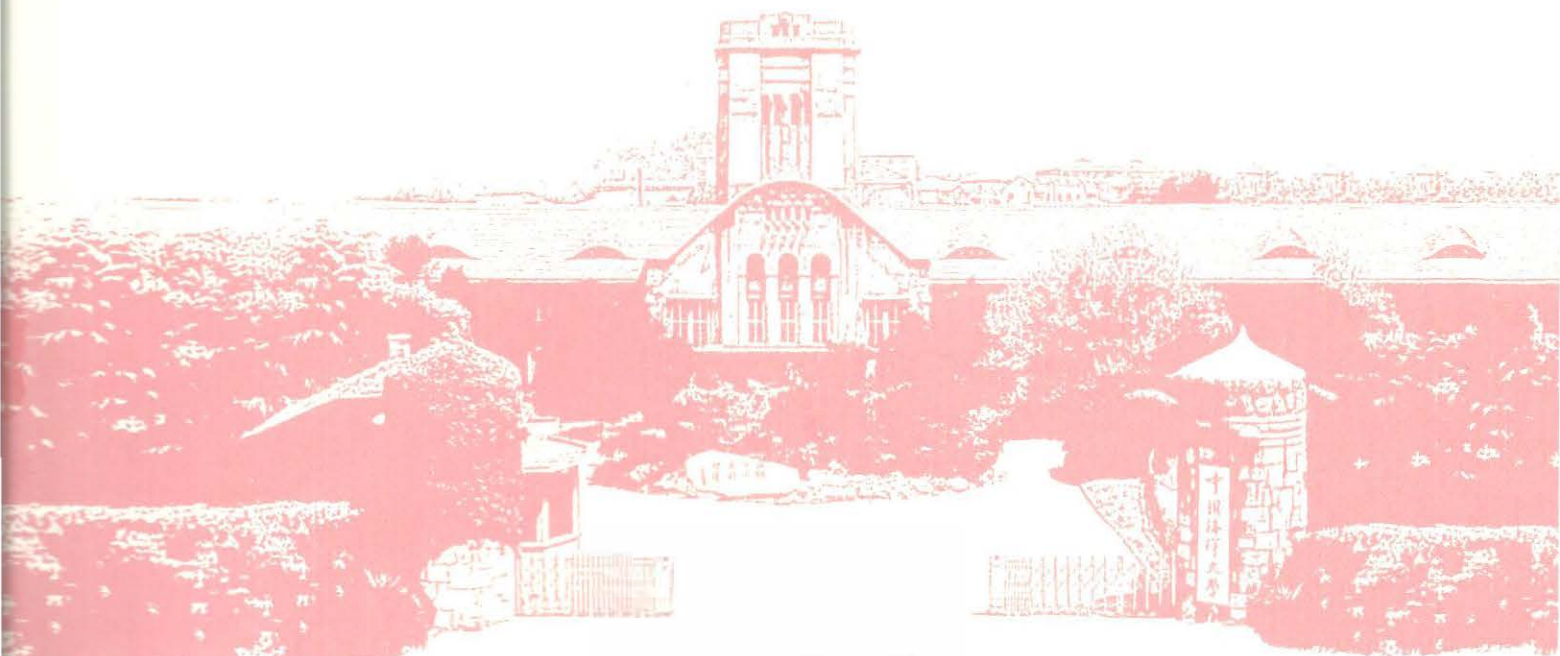
作者: 冯建龙

指导教师: 江文胜, Hans von Storch

学位类别: 学术学位

专业名称: 物理海洋学

研究方向: 浅海动力学



2016年 5 月 20日

谨以此论文献给所有关心和帮助过我的老师、同学、  
亲友和家人。

-----冯建龙

---

## 中国沿海极值水位变化评估分析

学位论文答辩日期: 2016-5-24

指导教师签字: 

答辩委员会成员签字: 

吕金旺

王凡

吕威青

李伟华

尹成树

高晓红

## 独 创 声 明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含未获得\_\_\_\_\_或其他教育机构的学位或证书使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：冯建龙 签字日期：2016年5月24日

## 学位论文授权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，并同意以下事项：

1、学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。

2、学校可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。同时授权清华大学“中国学术期刊(光盘版)电子杂志社”用于出版和编入 CNKI《中国知识资源总库》，授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》。

(保密的学位论文在解密后适用本授权书)

学位论文作者签名：冯建龙

导师签字：

王 王

签字日期：2016年5月24日

签字日期：2016年5月24日

# 中国沿海极值水位变化评估分析

## 摘要

中国有超过 4 亿人生活在沿海地区，这在世界上是最多的。中国经济的快速增长，特别是沿海地区的快速发展，使得人们越来越关注极值水位对沿海地区的影响。由于中国很多大中城市都分布在沿海海拔较低的区域，由台风、温带气旋和寒潮大风造成的风暴潮灾害经常会引起比较严重的经济和人员损失。增加对中国沿海极值水位在过去的变化的认识，以及未来可能发生变化的了解，对沿海地区防灾减灾、海岸工程的建设以及未来城市整体规划都具有重要的意义。

本文利用中国沿海小时分辨率的验潮站数据分析了在过去几十年中国沿海极值水位的变化特征。分别分析了观测水位的各个成分（平均海平面、潮汐、风暴增水以及潮汐-风暴潮相互作用）随时间的变化以及各个成分在极值水位变化中起到的作用。平均海平面存在明显的年代际变化，其中 5 个验潮站（坎门、基隆、闸坡、厦门以及鲎鱼涌）的平均海平面在 1954 到 2013 年期间有显著增长的趋势，增长率在 1.4-3.5 mm/year 之间。在数据长度超过 30 年的站点发现潮汐存在非常明显的长期变化，年均高潮潮位以及潮汐振幅都呈现显著增长的趋势，增长率分别在 0.6-1.8mm/year 以及 0.9-3.8 mm/year 之间。在沿海的 12 个验潮站，风暴增水均存在明显的年际变化以及年代际变化，其中 5 个验潮站风暴增水呈现显著的减小的趋势。在中国沿海的验潮站存在显著的潮汐-风暴潮相互作用，但是在过去的几十年里，尤其是在潮汐-风暴潮相互作用比较强的站点，潮汐-风暴潮相互作用在时间尺度上没有发生明显的变化。

极值水位存在明显的年代际变化，而且在基隆、厦门和鲎鱼涌极值水位存在显著增长的趋势。在 4 个资料长度超过 30 年的验潮站中，极值水位和平均海平面之间都存在显著的正相关，但是潮汐、风暴增水与极值水位之间的相关性因为站点位置的不同而不同。风暴增水在基隆、高雄以及鲎鱼涌和极值水位呈明显的正相关，潮汐在高雄和厦门和极值水位有明显的相关性。通过极值水位和各个成分之间的关系发现，中国沿海极值水位的变化受平均海平面变化的影响很大，但是潮汐和风暴潮在其中同样有重要的作用。潮汐-风暴潮相互作用在极值水位变化中有重要的作用，但是其并不直接影响极值水位的变化，它主要造成了在不同

的站点潮汐和风暴潮在极值水位变化中起到了不同作用,在相互作用比较强的站点,潮汐的影响要强于风暴潮的影响,在相互作用比较弱的站点,风暴潮的影响要更加重要一些。

和中国其它的海区相比,在渤海区域无法取得高分辨率的长期验潮站观测数据。本文利用区域气候模式重建的大气驱动数据以及水动力模式(ADCIRC),计算了渤海区域从1961年到2006年风暴增水情况。通过和发生在渤海区域的4个比较严重的风暴潮个例增水数据以及分布在黄海地区的4个验潮站长期观测数据的对比分析,表明模式结果能够比较准确的模拟了渤海地区风暴潮的分布以及变化情况。利用模式结果对渤海区域风暴潮的空间分布、季节变化、年代际和长期变化特征进行了分析。渤海风暴潮存在明显的空间分布特征,在渤海湾、莱州湾以及辽东湾风暴潮要明显强于其它区域。在秋-冬以及冬-春的季节,渤海的风暴潮要强于其它的时间。渤海地区风暴潮存在明显的年代际变化,在渤海风暴潮比较强的区域,风暴潮在过去几十年呈现减弱的趋势。

北极涛动(AO)和西伯利亚高压(SH)对渤海区域风暴潮的变化有显著的影响,在渤海湾和莱州湾的大部分区域风暴潮指数和北极涛动指数呈现明显的负相关,在渤海湾莱州湾的一部分区域以及辽东湾的大部分区域风暴潮指数和西伯利亚高压存在明显的正相关。线性回归分析能够比较好的重现渤海区域风暴潮的变化,利用统计降尺度的方法以及历史AO和SH数据计算了1900到2006年渤海区域风暴潮变化情况。在此基础上,利用CMIP5气候模型提供的2006到2100年的结果,分析了渤海地区风暴潮在未来3种情景下(RCP26、RCP45、RCP85)可能的变化情况。

关键词: 中国沿海 极值水位 风暴潮 长期变化

## **Assessing changes in extreme sea levels along the coast of China Abstract**

China has the largest coastal population in the world, with more than 400 million people living along the coast. The rapid economic progress

of China, especially in the coastal zone, attracts more attentions to the negative impacts of sea level extremes. As many of the Chinese coastal communities are in low-lying regions, big storm surges due to typhoons, tropical storms and winter storms frequently causes severe losses. It is very essential to improve our understanding of the sea level extremes along China coasts for coastal protection, future planning of coastal facilities and disaster prevention and reduction.

Hourly sea level data from tide gauges along the Chinese coast are used for analyzing changes of the extreme sea level along the Chinese coast and to assess what extent changes in extreme sea level over the past several decades were driven by, changes in mean sea level, tide, surge, or in tide-surge interaction. Clearly, decadal variability exists in the mean sea levels at selected tide gauges. Five of 9 tide gauges (Kanmen, Keelung, Zhapo, Xiamen and Quarrybay) show significant positive trends, with rate of about 1.4 - 3.5 mm/year. The tide components were analyzed at tide gauges with data more than 30 years. At Keelung, Kaohsiung and Quarrybay the mean high waters increased during 1954-2013 with rate from 0.6 to 1.8 mm/year, while the annual mean tidal range rose at the same time by 0.9 to 3.8 mm/year. The surge component was studied at all 12 tide gauges, obvious interannual variability and decadal variability exists at all tide gauges. As for the long term trend, annual tide intensity at 5 tide gauges shows significant decreasing trend. Significant but spatially non-uniform tide-surge interactions were found at all 12 tide gauges. No obvious change, in particular where the tide-surge interactions were strong, was found in the tide-surge interaction during the past few decades.

There is evidence for an increase in extreme sea levels during the past few decades at Keelung, Xiamen and Quarrybay. Also clear decadal variability is presented at these tide gauges. The variations in annual

extreme sea level and in the annual mean sea level show significant positive correlation at all four tide gauges. The surge shows significant positive correlation to the extreme sea level at Keelung, Kaohsiung and Quarrybay. The tide shows significant positive correlation to the extreme sea level at Kaohsiung and Xiamen. In conclusion, the changes in extreme sea levels along the Chinese coast are highly affected by the changes in mean sea levels. But the changes are not totally due to the change of mean sea levels. Changes in surges and astronomic tide contribute - in a spatially non-uniform manner. The tide-surge interactions are important in the changes of extreme sea levels, but not in a direct way. It determines which component, the surge or the tide, plays more important role in the change of extreme sea levels.

Unlike other areas along the China coast, there are no publicly accessible tide gauge data sets in the Bohai Sea. But analyses of wind conditions together with numerical models allow generating long-time regional high-resolution data without using observational data. In this study, the reconstruction was done for the storm surge conditions in the Bohai Sea from 1961 to 2006. The comparison between model results and observations, 4 storm surge cases and long-time data from 4 tide gauges, demonstrate that the numerical storm surge-model (ADCIRC) is capable for reproducing storm surge conditions in the past few decades in the Bohai Sea. In this work we examine the annual cycle, the interdecadal variability and the long-time trend with the simulation results at 127 points along the coast of the Bohai Sea. Results show that in three areas, that is, the Liaodong Bay, the Bohai Bay and the Laizhou Bay, the storm surges are more serious than in others. Storm surges in the Bohai Sea undergo clear seasonal variations that they are more serious in autumn-winter and winter-spring. The results from the analysis of storm surge indices show downward trends in storm surge count, duration and

intensity during the whole period.

Storm surges in the Bohai Sea are mainly caused by cold-air outbreaks and extratropical cyclones, both of which are highly affected by the Arctic Oscillation (AO) and the Siberian High (SH). The correlations between the surge indices and the AO and the SH are calculated. Results show that in most of the Bohai Bay and the Laizhou Bay the AO and storm surges are negatively correlated. And around the Liaodong Bay the SH and storm surge indices have positive correlations, and the count of storm surges at some points in the Bohai Bay and the Laizhou Bay are positively correlated to the SH. Linear-regression analysis between the storm surges and the AO and the SH show that the results from the linear-regression analysis correspond well with the interdecadal variations and the long-time trend. Based on this result, the conditions of the storm surges from 1900 to 2006 were estimated using the linear-regression analysis. And also using the data from climate models of Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), we estimated the storm surge conditions in the future from 2006 to 2100 under three scenarios (RCP26、RCP45、RCP85).

**Key words:** coast of China    extreme sea level    storm surge    long-time change

# 目录

1. 引言.....	1
1.1. 极值水位研究的重要意义.....	1
1.2. 极值水位研究进展.....	2
1.3. 模型在极值水位研究中的应用.....	7
1.4. 数据分析方法.....	8
1.5. 未来情形预测.....	9
1.6. 中国区域极值水位研究及其进展.....	11
1.7. 本文的主要工作和创新点.....	13
2. 数据和方法.....	13
2.1. 观测数据.....	14
2.1.1. 验潮站数据.....	14
2.1.2. 风暴潮个例数据.....	15
2.1.3. 长时间的风场数据.....	15
2.2. 模型简介和模型配置.....	16
2.2.1. 模型简介.....	16
2.2.2. 模型配置.....	19
2.3. 大尺度气候信号数据.....	20
2.4. 数据分析方法.....	21
2.4.1. 重现期的计算.....	21
2.4.2. 显著性检验.....	24
3. 沿海验潮站极值水位的变化及分析.....	28
3.1. 资料长度对趋势分析的影响.....	30
3.2. 平均海平面的变化.....	31
3.3. 潮汐的变化.....	33
3.4. 风暴潮的分布特征和变化.....	36
3.5. 潮汐-风暴潮相互作用特征及其变化.....	42
3.5.1. 潮汐-风暴潮相互作用.....	42
3.5.2. 中国沿海潮汐-风暴潮相互作用.....	44
3.6. 极值水位的变化.....	51
3.7. 本章小结.....	53
4. 利用数值模式分析渤海地区风暴潮的变化.....	55
4.1. 风场数据的验证.....	56

4. 2. 水动力模式检验.....	58
4. 2. 1. 风暴潮个例检验.....	58
4. 2. 2. 长时间序列的检验.....	59
4. 3. 渤海地区风暴潮特征.....	61
4. 3. 1. 渤海地区风暴潮重现期.....	61
4. 3. 2. 渤海风暴潮季节变化.....	63
4. 3. 3. 渤海风暴潮的长期变化.....	65
4. 3. 4. 风暴潮变化与大尺度气候信号的关系.....	70
4. 3. 5. 渤海区域未来风暴潮情形预测.....	76
4. 4. 本章小结.....	80
5. 结论和展望.....	82
5. 1. 结论.....	82
5. 2. 展望.....	84
参考文献.....	86
致谢.....	118

# 1. 引言

## 1.1 极值水位研究的重要意义

由于生态环境优美、交通便利、利于发展经济、适合人类居住、种植业和渔业发达,沿海地区是人类生活的精华地区。世界 60%的人口居住在离海岸线 100km 以内的区域。世界上很多人口超百万量级的大城市都坐落在沿海地区,此外,还有相当多的人居住在海拔只有几米的岛屿上。最近 50 年以来,随着经济的发展,沿海地区得到了更快的发展,其生产总值和基础设施建设在区域经中占据的地位越来越重要。

自从 19 世纪 80 年代全球变暖问题引起人们关注以来,全球海平面升高及其对沿海地区的影响就被视为人类在 21 世纪需要面对的最大的挑战之一 (e. g. Barth and Titus, 1984; Milliman et al., 1989; Warrick et al., 1993)。作为海平面变化中重要的一个方面,平均海平面的变化在过去的几十年里得到了广泛的关注和研究 (e. g. 韩慕康等, 1994; 左成军等, 1994; 杜碧兰等, 1997; 黄长江等, 2000; 吴涛等, 2002, 2006; 吴中鼎等, 2003; 丁蓉蓉等, 2007; 李猷等, 2009; 王慧等, 2011; Levitus et al., 2000; Cabanes et al., 2001; Church et al., 2001; Houghton et al., 2001; Mitorvica et al., 2001; Blewitt and Clarke, 2003; Munk, 2003; Miller and Douglas, 2004; Lombard et al., 2005; Kriebel et al., 2015)。但是作为海平面变化中另一个重要的方面,极值水位的研究不仅开始的要比平均海平面的研究要晚,而且得到的关注也不如平均海平面多。研究者们更多的关注平均海平面的变化因为平均海平面的变化和气候变化过程联系得更加紧密,包括:海洋空间变化、冰盖、冰原和冰川融化以及海洋陆地水交换过程。但是在对沿海地区的影响以及一些实际应用上来说,极值水位的研究要比研究平均海平面的变化要更直接和重要的多。由高潮位、风暴增水和海浪导致的极值水位在近海地区有时会造成非常严重的影响,引起严重的财产和人员损失。增加对平均海面 and 极值水位在气候变化背景下可能的变化的了解在近海区域基础设施建设和防灾减灾中越来越重要。近年来已经有很多的研究分析海平面变化和极值水位变化对社会经济和自然环境的影响 (e. g. Titus et al., 1991; Nicholls, 2003; Nicholls and Lowe, 2004; Woodworth et al., 2004; Arnell et al., 2013; Haer et al., 2013)。对极值水位历史变化规律了解和对未来变

化的认识，有助于规划者和决策者对沿海地区的发展和保护做出正确的决策。

## 1.2 极值水位研究进展

在极值水位研究中，有 2 个技术层面的因素制约着其发展。首先，极值水位的研究之所以要比平均海平面要困难的多，是因为极值水位需要更高分辨率的海平面观测数据（例如每 15 分钟或者每小时分辨率的数据）。因为 MSL 对经济和国家安全影响较小，多年以前很多国家就为 Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) 提供年平均海平面数据 (MSL)。但是对于高分辨率的数据在很多国家是被限制公开的。近年来这种情况得到了很大改善，现在大多数的国家都在网上公开了他们的数据，尽管不同国家公布的原始数据很多存在格式、标准和分辨率方面的问题，很多数据都需要先进行处理才能够应用到研究当中去，但是经过一些国际项目，如 Global Sea Level Observing System (GLOSS) 和 Global Climate Observing System (GCOS)，这些问题也都得到了解决。但是目前还是有一些国家因为种种原因对这些数据进行限制，因此目前而言极值水位研究在欧洲陆架区域、孟加拉湾地区、北美洲地区以及澳大利亚附近地区的研究要比其他区域的研究充分的多。除了数据公开方面的问题外，在一些国家验潮站记录仍然没有完成电子化，更糟糕的是有一些数据已经损坏了。上面的情况导致了虽然现在有一些站点存在长时间高频（小时或者类似）的观测数据，但是在绝大多数站点可用的数据时间跨度仅仅只有几十年。在这方面特别需要提到的是一些国际数据中心（尤其是 University of Hawaii Sea Level Center）还有一些项目例如 Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) 以及 World Ocean Circulation Experiment (WOCE)，这些项目和组织为研究全球极值水位提供了巨大的帮助 (Woodworth et al., 2003, Woodworth, 2006, Church et al., 2010)。另外一个技术上的制约因素是目前缺乏对极值水位准确的定义。极值水位表示在一定时间段内（通常 1 年内）观测水位的极大值，要求观测数据的频率越高越好（比如 6 分钟或者 15 分钟而不是我们现在一般用的 1 小时），但是在实际中记录往往没有这么高的分辨率，这样真正的极值水位因为规律性的记录会经常被遗漏，甚至在一些情况下在一些地区极值水位可能超出当地验潮站观测仪器的量程。Tsimplis et al. (2009) 利用南欧 3 个站点（西班牙的 Coruña、Malaga，意大利的 Trieste）的数据讨论了数据频率对极值水位研究的影响，他们利用不同分辨率的数据（每小

时的和每 5 分钟) 计算了站点极值水位的重现期, 发现利用 2 种数据得到的重现期结果存在明显的不同, 例如在 Trieste 两种数据得到的 50 年一遇的极值水位差了 38cm。为了在一定程度上避免上述错误对极值水位研究的影响, von Storch and Reichardt (1997) 以及 Woodworth and Blackman (2004) 提出使用 99% 或者 99.9% 的水位而不是最大的水位值代表极值水位进行极值水位的研究。

在得到较高分辨率的海平面观测数据以后, 一些学者开始对极值水位的变化进行研究, 但是这些研究研究的区域不同, 利用的数据的时间长度不同而且采用的方法也各不相同, 因此这些研究得到的结论也存在很大的区别。资料长度最长的是 Woodworth and Blackman (2002) 年在 Liverpool 进行的研究。他们用到的资料从 1768 年开始, Liverpool 站也是世界上为数不多的几个极值水位资料长度能和平均海平面资料长度相匹配的站点之一 (Woodworth, 1999)。他们发现在 Liverpool 年最大增水 (风暴潮) 在 18 世纪末期、19 世纪末期和 20 世纪末期要比其他时间要高。

在极值水位研究中一个重要的问题是极值水位发生的频率以及其幅度在过去是不是发生了变化, 如果发生变化的话其变化和 MSL 的变化是不是相同。关于这个问题, 2004 年之前的研究基本上都局限于一个区域, 在全球没有一个较一致的结论。Woodworth and Blackman (2004) 利用一个全球分布比较全面的数据集去研究这个问题, 他们利用的数据集包含 141 个验潮站的数据, 他们发现 1975 年以后在世界范围内极值水位存在明显的增长的趋势, 而且在很多地方极值水位的变化特征和平均海平面的非常类似。随后 Menéndez and Woodworth (2010) 利用一个更加全面的数据集 Global Extreme Sea Level Analysis (GESLA) 延续和扩展了 Woodworth and Blackman (2004) 的研究。他们分析了极值水位的季节性分布、长期变化、年际变化以及极值水位变化与其他海洋和大气变化之间的关系 (比如大尺度气候信号)。他们发现全球范围内大部分站点的极值水位在过去呈现增加的趋势, 但是当大部分站点的极值水位减去相对应的平均海平面变化后这种趋势大幅度的减弱, 因此他们认为极值水位中的大部分变化是由于平均海平面的变化引起的。这当然是一个非常重要的结论, 因为在平均海平面的变化中已经存在许多的不确定性了, 如果在极值水位的变化中不用引入新的不确定性因素的话, 对未来沿海区域的灾害预防是非常有利的。

但是在对具体区域的极值水位进行研究时,在不同的地方研究者得到了不同的结果,在一些区域极值水位的变化依赖于平均海平面的变化。Haigh et al. (2010) 利用英国和法国沿岸的(英吉利海峡两侧)18 个验潮站对 1900 年到 2006 年的极值水位进行了研究。他们采用的方法是把观测海平面数据分为增水(风暴增水)、潮汐、平均海平面以及潮汐-风暴潮相互作用几种不同的成分。分别对不同的成分和极值水位自身进行了分析,他们发现在所有的站点极值水位都有增加的趋势,但是这种趋势和平均海平面变化的趋势并没有明显的区别。Marcos et al. (2009) 分析了欧洲 73 个验潮站自 1940 年以来的数据,发现极值水位的年际和年代际变化特征都和平均海平面的变化特征类似,而且极值水位和平均海平面都和冬季 NAO 指数存在明显的负相关。同时他们还研究了风暴潮极值的空间分布,并且利用一个 2 维的水动力模式比较好的模拟了风暴潮的变化。Tsimplis and Shaw (2010) 研究了南欧以及地中海区域极值水位的变化特征,同样发现当从极值水位中减去平均海平面后,极值水位的变化大幅度减小了。在南美 D'nofrio et al. (1999, 2008) 和 Fiore et al. (2009) 同样发现极值水位的变化和平均海平面变化之间关系密切。Weisse et al. (2014) 利用模式和观测数据结合的方法分析了欧洲沿岸的极值水位变化趋势,认为极值水位的长期变化主要是由平均海平面的长期变化决定的。

但是也有很多研究发现极值水位变化和平均海平面变化之间有明显的不同。Johansson et al. (2001) 在芬兰岛附近发现年极值水位变化和平均海平面变化之间存在明显的不同。Church et al. (2006) 分析了澳大利亚沿岸一些站点的的数据,发现极值水位在 2 个时间长度最长的站 (Fort Denison 和 Fremantle) 在 20 世纪有明显增加的趋势,而且它们增长的速率要明显的快于平均海平面的增长。Ullmann et al. (2007) 发现在法国的 Camargue 地区年极值水位在 20 世纪增长的速率 (4mm/year) 是同时期平均海平面增长趋势 (2mm/year) 的 2 倍,他们认为这种不同主要是由于当地风场的变化引起的。之后 Ullmann and Moron (2008) 以及 Ullmann et al. (2008) 分析了这个区域风暴潮和气压以及风场之间的关系,以及风暴潮和 North Atlantic Oscillation (NAO) 之间的联系。Ullmann and Monbaliu (2010) 发现在比利时的 Ostend 冬季 99% 的日极值水位从 1925 年到 2000 年存在速率为 3 mm/year 的增长趋势,他们认为这个趋势是由

冬季平均海平面增长趋势 (2 mm/year) 和风暴潮增加趋势 (1 mm/year) 共同引起的。Letetrel et al. (2010) 用百分比方法对自 1885 到 2008 年的小时分辨率的数据分析了 Marseille 站极值水位的长时间变化, 他们发现在长期变化上极值水位的变化是和平均海平面变化相联系的, 但是在年代际时间尺度上两者的变化存在不同。Abeyirigunawardena and Walker (2008) 在利用加拿大的 Prince Rupert 的数据分析平均海平面的变化中发现极值水位在这个站点从 1945 年以来 3.4 mm/year 的增长速度, 这个速度几乎是平均海平面增长速度的 2 倍, 他们认为这种区别是由于和 ENSO 相关的区域气候变化导致的。Mudersbach et al. (2013) 利用北海地区的验潮站数据发现在北海地区从 1950s 到 1990s 极值水位的变化和平均海平面的变化存在明显的不同, 他们认为这种不同是由于潮汐变化和气象条件的变化共同导致的。Wahl and Chambers (2015) 利用美国沿岸验潮站数据分析了极值水位变化的原因, 发现在东南部区域以及冬半年极值水位的变化受台风影响很大。

因此可以看出平均海平面变化在极值水位变化中起到很重要的作用, 甚至在一些地区极值水位变化主要就受平均海平面变化的影响, 但是其它的一些地区明显有其它因素在极值水位变化中起到重要的作用。以上很多研究表明风暴潮在站点极值水位变化中起到重要的作用。在研究极值水位变化的同时也有很多的研究分析了风暴潮在过去在各个地区变化特征。在 Pugh and Maul (1999) 的研究中他们总结了英国沿岸站点在年代际时间尺度上风暴潮的变化特征。Bouligand and Pirazzoli (1999) 以及 Pirazzoli (2000) 在法国大西洋沿岸发现风暴潮在上世纪后半段存在减弱的趋势。Arújo et al. (2002) 在英吉利海峡选取了 6 个站点计算了风暴潮的变化特征, 他们在 Brest 和 Newlyn (资料长度分别为 120 年和 84 年) 发现了比较弱但是显著的长期变化趋势。在地中海区域, Trigo and Davies (2002) 和 Raicich (2003) 发现在 Teieste 从 1939 年到 2001 年较温和的风暴潮并没有一个明显的变化趋势, 但是比较强的风暴潮在频率和强度上都存在显著的减弱的趋势。Pirazzoli and Tomasin (2002) 和 Lionello (2005) 都发现尽管在 Venice 比较著名的风暴潮过程都发生在过去, 但是由于区域气候变化的影响这里的风暴潮强度有显著增长的趋势。Bromirski et al. (2003) 在 San Francisco 研究了自 1858 年以来由气象因素驱动的风暴潮的变化情况, 发

现自 1950 年以来冬季的风暴潮有明显的增加的趋势。Butler et al. (2006) 研究了北海地区自 1955 年到 2000 年风暴潮的变化,发现在北海的东北地区风暴潮有增强的趋势,但是在北海的南部和西部风暴潮主要存在年代际的变化但是不存在明显的长期变化。Weisse et al. (2014) 利用模式的方法研究了北海地区极值水位和风暴潮的变化,他们发现在北海地区从 1918 年到 2010 年风暴潮存在增加的趋势,而且风暴潮的变化对极值水位的年代际变化有明显的影响。除了利用验潮站数据和数值模式的方法研究风暴潮在过去的变化规律外,现在也有很多研究讨论风暴潮在未来可能的变化趋势。Lowe et al. (2001) 计算了英国沿岸从 1860 年到 2100 年风暴潮的情况,他们发现由气压和风场变化驱动的风暴潮强度在未来有明显的减弱的趋势。Woth (2005) 和 Woth et al. (2006) 利用数值模式在北海区域计算了未来 2071 年到 2100 年风暴潮在不同的气候变化情形下的变化趋势,发现在不同的情形下北海的风暴潮都存在增加的趋势,增加的量可能有 15-25cm。Marcos et al. (2011) 计算了地中海和大西洋伊比利亚沿岸风暴潮在 21 世纪 (2000-2099 年) 可能的变化趋势,他们的结果显示在这些区域风暴潮在 21 世纪有减弱的趋势。Karim and Mimura (2008) 计算了在特定气候变化情况下孟加拉湾地区风暴潮个例的变化情况,他们认为在平均海平面升高和 SST 变化的情况下,风暴潮在这个区域会得到显著增强。Feng et al. (2014) 和 Zhao et al. (2014) 分别在中国的青岛和上海计算了在气候变化下台风引起的风暴潮的变化,发现在气候变化背景下风暴潮强度均有加强的趋势。对于风暴潮的驱动力台风、温带气旋和风暴过程也有很多的研究 (e. g. 雷小途等, 2009; Barring and von Storch, 2004; Alexander et al., 2005; Chan, 2006; Emanuel, 2005; Landsea, 2005; Landsea et al., 2006; Briggs, 2008; Chang and Chang, 2011; Knutson, 2015)。研究表明在一些区域风暴潮的变化在极值水位变化中起到重要的作用,因此在预测未来极值水位时风暴潮是不可忽视的因素。

过去很多研究者都认为潮汐在过去经历了比较小的变化,而且在未来也不会有大的变化。但是最新的研究表明一些区域的潮汐在 20 世纪和 21 世纪初确实经历了不可以忽视的变化,在某些区域其量级甚至能够和平均海平面的变化相比。而且这些区域并不仅仅局限于一些特定的站、河口或者海湾,而是包括海岸线很多地方。例如 Ray (2006, 2009) 指出在缅因湾和美国的东北岸地区  $M_2$  分潮在振

幅上有增加的趋势,而在  $S_2$  分潮振幅上有减小的趋势,在美国大西洋沿岸一些站点上  $S_2$  分潮在过去 100 年里面减少了 10% 左右。其它的一些研究也表明受地形变化和平均海平面变化的影响潮汐的变化要比以前认为的要大(Uehara et al., 2006; von Storch and Woth 2008; Jay 2009; Bolle et al., 2010; Green 2010; Shaw et al., 2010; Woodworth 2010; Pickering et al., 2012),因此在分析极值水位的变化中需要考虑潮汐变化的作用。

在浅海和河口地区,潮汐和风暴潮增水之间存在明显非线性作用,这种非线性作用能够使风暴潮增水发生振幅和位相上明显的改变。在英国沿岸有很多研究分析了潮汐和风暴潮之间的非线性作用(Prandle and Wolf, 1978; Dixon and Tawn, 1994; Horsburgh and Wilson, 2007; Idier et al., 2012),研究发现这种非线性作用使风暴增水的极值更容易发生在涨潮过程中或者在潮位比较低的时候。在其它的区域, Sinha et al. (2008) 利用数值模式模拟台风 Odisha 对印度沿海的影响,发现潮汐和风暴潮的相互作用增加了风暴潮的增水量,不同的站点的增加量从 0.2m 到 0.6m 不等。Bernier and Thompson (2007) 在加拿大的东岸和美国的东北岸区域、Tang et al. (1996) 在澳大利亚的北部海岸地区、Rady et al. (1994) 在苏伊士湾地区、Zhang et al. (2010) 在中国台湾海峡区域以及 Antony and Unnikrishnan (2013) 在孟加拉湾北部区域等等,都发现了潮汐和风暴潮之间的相互作用对风暴潮增水有重要的影响。

### 1.3 模型在极值水位研究中的应用

水动力模式在世界很多区域的成功运用以及对风暴潮事件的成功模拟使得利用水动力模式(一般为深度平均的 2D 模型)去模拟过去长时间水面变化成为可能(Flather, 2000)。利用模式模拟历史水面变化主要需要适当的模型空间分辨率、准确的地形数据以及可靠的气象数据。Flather et al. (1998), Langenberg et al. (1999) 以及 Weisse and Plüß (2006) 分别在北海地区模拟了过去 50 年左右的水面变化情况。Wakelin et al. (2003) 和 Tsimplis et al. (2005) 利用 Flather 的数据分析了在北海地区北大西洋涛动 (NAO) 指数和平均海平面变化之间的关系,随后 Woodworth et al. (2006) 在极值高水位和极值低水位与 NAO 之间发现了类似的关系。Bernier and Thompson (2006) 模拟了西北大西洋地区 40 年的潮汐和风暴潮情况,他们发现在 1960 年到 1999 年期间由于极端风

暴潮事件的减少在这个区域极值水位有一个轻微减弱的趋势。Bernier et al. (2007) 利用这个 40 年的模拟数据和一些验潮站的数据重建了这个区域的水位数据并且得到了极值水位重现期的空间分布。Haigh et al. (2014) 在澳大利亚地区利用数值模式计算了过去 61 年极值水位的变化情况。Arms et al. (2015) 利用数值模式在北海地区讨论了海平面升高对风暴潮的影响。在其它的区域也有很多研究利用模式重建的数据来计算极值水位或者风暴潮的重现期 (e. g. Vickery et al., 2000; Dong et al., 2008; Rump fetal, 2009; Lin et al., 2010; Zhang and Sheng, 2013; Feng et al., 2014; Zhang and Sheng, 2015)。

#### 1.4 数据分析方法

当从验潮站或者模式结果得到一系列的数据后,研究者提出和利用了很多方法去对极值水位进行研究分析。一个比较简单并且得到广泛应用的方法就是前面提到的百分比方法 (e. g. von Storch and Reichardt, 1997; Woodworth and Blackman, 2004; Woth et al., 2006)。除了前面提到的可以避免由于一些错误数据对结果产生影响外,百分比分析方法还具有一个非常明显的优势,它不要求分析数据符合一个特定的函数分布。

除了百分比分析方法,另外一个最常用到的方法为利用极值分布函数对已有的数据进行拟合 (Reiss and Thomas, 1997; Coles 2001)。这种方法的优势在于它能够利用时间长度较短的数据进行外推,例如可以利用 30 几年长度的时间序列计算 50 年一遇(或更长)的重现期。这种方法是一种参数化的方法,即可以利用几个参数去描述极值水位在时间尺度上的分布。目前常用的 2 种参数化方法为广义极值分布和峰值过阈值方法 (e. g. FEMA, 2005; Bulter et al., 2007; Huang er al., 2008; Ivan et al., 2010; Letetrel et al., 2010; Lin et al., 2010; Batstones et al., 2013; Ivan et al., 2014, Cid et al., 2015; Feng and Jiang, 2015)。但是这种参数化的方法存在一些不容忽视的问题,首先当样本数比较少的时候通过拟合产生的结果的不确定性就会比较大。目前对于这个问题现在的解决方法是增加每年选择的样本个数(例如 r-largest value model, 月极值极值分布) (Dixon and Tawn, 1994; Sobey and Orloff, 1995; Guedes-Soares and Scotto, 2004, Weisse et al., 2014), 这样总的样本数就会显著的增加,但是必须保证选择的样本是相互独立的极端事件。另外广义极值

分布和峰值过阈值的方法有可能在有些区域对极值数据拟合的不够理想,例如在个别有非常大的风暴潮事件发生的区域。因此当利用参数化的方法对比较短的数据进行外推的时候,要认识到外推的结果有可能会忽视掉气候变化中一些信号(Lowe et al. 2009)。

## 1.5 未来情形预测

这里要研究的极值水位预测不是未来几天内水位的预报,而指在未来几十(甚至几百)年极值水位潜在的变化趋势。对于未来50年或者100年以后极值水位的变化情况,我们所能做到的仅仅是预测。即设想一系列的未來情形,分析未来由于局地气旋或者台风等风暴天气在频率、路径和强度上的改变导致的风暴潮事件等发生的频率和大小的变化情况。当然平均海平面在未来的变化肯定会和风暴潮变化一样对未来极值水位的变化产生重要的影响,现在有很多关于平均海平面预测的研究(e.g. IPCC, 2001, 2007, 2013; Rahmstorf, 2007; Horton et al., 2008; Grinsted et al., 2010; Levermann et al., 2013)。

现在研究极值水位在未来变化主要有两种方法:统计学方法和动力学方法。统计学方法是分析观测数据或者模式数据中风暴潮情况和大尺度气象驱动之间的关系,其中这种关系必须能够解释风暴潮变化中的重要部分。统计学方法的下一步就是利用这种关系和气候预报模式中得到的气象驱动得到未来风暴潮变化的特征(von Storch and Reichardt, 1997; Langenberg et al. 1999; Grossman et al. 2007)。统计学方法同样包括分析利用极值水位数据和大尺度气候信号之间关系的方式,比如和NAO、AO、ENSO等的关系(e.g. Wakelin et al. 2003; Tsimplis et al. 2005; Woodworth et al. 2006)。统计学方法的优势在于计算量较小,同时能够较充分的利用过去的变化特征。但是同样也存在一些问题,比如现在的大气模式不能够准确的重现这些大尺度的气候信号的特征,例如NAO信号的重现(Osborne 2004; Kuzmina et al. 2005)。相较于动力学方法,统计学方法不需要去运行水动力模式,但是统计学方法的前提是假设从现在或者过去数据中得到的这种关系在未来气候变化情况下保持不变。虽然这种假设在一些区域经过了气候模式的检验,但是在其它的地方这种假设是不是成立还是存在不确定性的。例如, Mearns et al. (1999) 注意到在Nebraska东部统计学方法不能够重现由气象数据驱动的水动力模式中的一些变化。Busuioc et al. (2006)

提出了当在 Romania 利用统计学方法计算未来的气候变化遇到的一些问题。而且即使在假设成立的区域（经过检验的区域），统计方法得到的结果和动力学方法计算的结果之间也还是存在一些不能够忽视的差异的。

另外一种方法即动力学方法，就是利用浅水动力模式模拟未来风暴潮的情况。这里用到的模式通常为正压模式（例如：POM, ADCIRC, FVCOM, CS3/CSX, TRIMGEO, GCOM2D 等等）。在很多用动力学方法进行的研究中，驱动风场和气压场直接采用大尺度的气候模式预测的结果。例如，Flather and Smith (1998) 利用 ECHAM3 气候模式的结果驱动水动力模式分别计算了在现在和未来情景下 5 年里风暴潮的结果。Regional Storm, Wave and Surge Scenarios for the 21th century (STOWASUS) 项目拓展和更新了他们的工作，利用 ECHAM4 气候模式提供的更长时间的驱动场，发现在一些区域风暴潮在未来存在显著的变化。但是利用全球尺度的大气气候模式数据或者全球尺度的海气耦合模式数据存在一个无法回避的问题，这些模式由于有限的水平分辨率可能不能够准确的模拟局地的气候变化，例如在 HadCM3 中大气模式的水平分辨率只有  $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ 。为了克服这个问题通常采用的方法是先利用全球尺度气候模式去单向嵌套高分辨率的区域大气模式得到降尺度的风场和气压场，然后利用这种高分辨率的气象数据去驱动风暴潮水动力模式。例如 Lowe et al. (2001) 通过把 Hadley Centre global ocean-atmosphere coupled climate model (HadCM2) 得到的数据利用 HadRM2 降尺度到 50km, 计算了未来 20 年和 30 年风暴潮的变化。Lowe and Gregory (2005) 利用 HadCM3/HadRM3 以及排放情景报告 (RRES) 中的 A2 和 B2 情景，计算了在 21 世纪 30 年时间长度上极值水位的变化。类似的工作还包括：e. g. Debernard et al. (2002), McInnes et al. (2005, 2006), Woth (2005), Svensson and Jones (2006), Woth et al. (2006), Unnikrishnan et al. (2006), Gräwe and Burchard, (2011), Zhang and Sheng, (2013), Cid et al. (2014)。在台风高发地区也有研究者采用其它动力学方法计算未来风暴潮的变化，这些研究大多是关于个例的研究。Flather and Khandker (1993) 利用一个深度平均的风暴潮模型计算了在海平面升高情形下未来风暴潮的变化，他这里面用到的台风的风速来自于历史上发生的一个较强的台风过程。Karim and Mimura (2008) 计算了在特定气候变化情况下孟加拉湾地区风暴潮变化情况，他认为在平均海平面升高和 SST 变化的情

况下, 风暴潮在这个区域会显著增强。在其它的区域同样有很多类似的研究 (e. g. Flather, 1994; As-Selek and Yasuada, 1995; Feng et al., 2014; Zhao et al., 2014)。

在某些区域对极值水位进行预测的时候可能还需要考虑其它因素的影响。海浪过程在海岸地区能够影响海平面的变化 (Longuet-Higgins and Stewart, 1962)。在一个风暴过程中, 尽管在大多数区域海浪引起的海平面变化可能会比较小, 但是在特定的地方海浪可能引起的海平面变化也可能会非常显著。其它可能在近岸地区引发高水位的过程还包括假潮 (Pugh, 1987) 和海啸 (Tinti et al., 2006; Titov et al., 2005; Woodworth et al., 2005)。

## 1.6 中国区域极值水位研究及其进展

在中国有 12 个省区分布在沿海地区, 这些区域都是环境条件好、人口承载力高、经济发达的地区。这些区域占中国国土总面积的 14%, 1995 年末有 49599 万人, 国民生产总值一直占全国的 60% 以上。由于中国经济发达的地区大多处于海拔比较低的地方, 由台风、温带气旋和寒潮大风引发的风暴潮经常引起非常高的水位导致风暴潮灾害的发生。统计结果显示在中国由风暴潮灾害造成的经济损失比其它的海洋灾害造成的经济损失都要大的多 (Yang et al., 1993)。在中国的黄海、东海和南海地区主要受台风风暴潮的影响, 而在渤海区域主要是受由温带气旋和寒潮大风导致的温带风暴潮的影响。根据中国气象局提供的数据显示在 1949 年到 2012 年间平均每年有 7.8 场台风在中国沿海登陆。历史上有很多次台风引起的风暴潮都造成了严重的人员和经济损失, 例如 1992 年 8 月台风 9216“宝莉”在福建省登陆, 并且台风深入内陆地区使得华东、华北地区大面积受灾, 造成的风暴潮摧毁了 1170km 的海堤, 造成 193 人死亡, 直接经济损失 92.6 亿元。1994 年 8 月由 9417 次台风“弗雷德”在浙江省登陆, 引发的风暴潮损坏了 520km 的海堤, 189 个城镇被洪水淹没, 148 人死亡 228 万人受灾, 直接经济损失 177.6 亿元 (Le, 2000)。中国海洋灾害公报显示从 1990 年到 2014 年, 极值水位引发的风暴潮灾害平均每年造成经济损失约 134 亿元, 每年造成约 150 人左右死亡, 受影响人群超过 1000 万人。

我国的风暴潮研究始于二十世纪七十年代, 秦曾灏和冯士筴开始对浅海风暴潮的理论进行研究 (秦曾灏和冯士筴, 1975)。在此之后很多学者在风暴潮的理论

和预报技术等方面开展了一系列的研究, 涉及风暴潮预报、模型、后报、漫滩、风暴潮和海浪耦合等等方面 (e. g. 孙文心等, 1980; 王秀芹等, 2001; 吴少华等, 2002; 于福江和张占海, 2002; 尹宝树等, 2006; 闫丽凤等, 2008; Shi and Sun, 1995; Shi et al., 1997)。也有一些研究关注灾害及损失评估和风暴潮重现期的计算 (e. g. 孙绍聘, 2001; 房浩等, 2007; 张俊香等, 2008; 李阔和李国胜, 2010; Zhang et al. 2009; Luo, 2000)。中国海平面变化研究开始的较早, 在海平面历史变化趋势、未来变化预测以及在海平面变化对各种灾害的影响都进行了比较广泛的研究 (e. g. 郑文振和赵绪才, 1985; 周天华等, 1992; 韩慕康, 1994; 黄立人, 1994; 任美镠, 1994a; 左军成等, 1994b; 左军成等, 1995; 左军成等, 1996; 杜碧兰等, 1997; 章卫胜等, 2012; Ding et al., 2001; Han and Huang, 2008; Yu et al., 2003; Zuo et al., 2007; Zuo et al., 2012)。2000 年之后国家海洋局每年都会发布中国海平面公报, 对中国近海的海平面变化做出评估, 并对未来可能的海平面变化做预测。相对平均海平面来讲, 在中国沿海极值水位的研究开始要晚的多, 而且这些研究大多局限于个例研究、年极值以及重现期的计算 (e. g. Zhang et al. 2006; Zhang et al. 2007; Guo et al. 2009; Xu and Huang, 2011; Li and Li, 2013; Obeysekera and Park, 2013; Zuo et al. 2013; Dong et al. 2015)。但是这些研究大多数局限于一个站点或者是某个小的区域, 而且在计算重现期时不考虑气候变化的影响。近几年来也有一些工作是分析极值水位或风暴潮在气候变化影响下的变化。Feng et al. (2014) 利用在青岛历史上一场比较强的台风结合未来可能的平均海平面变化和海表面温度变化评估了 2100 年在青岛地区可能达到的最大风暴潮情况。Feng and Tsimplis (2014) 利用中国沿海的验潮站数据分析了极值水位、风暴增水以及 50 年一遇水位的空间分布, 并且认为极值水位长期变化依赖于平均海平面的变化。Feng and Jiang (2015) 利用西北太平洋地区 3 个验潮站的数据分析了平均海平面、台风以及 PDO 对 50 年一遇极值水位的影响。Zhang and Sheng (2015) 利用 CFSR 数据驱动 2D 的 POM 模型通过数值结果计算了整个西北太平洋地区 50 年一遇极值水位结果。但是目前在中国沿海的区域仍然缺少对极值水位变化比较全面的分析了解, 以及水位的各个成分 (潮汐、风暴潮、平均海平面以及潮汐-风暴潮相互作用) 对极值水位变化定量贡献的认识, 而且缺少对大尺度气候因素和风暴潮以及极值水位

变化之间联系的认识。缺少能够对未来极值水位做预测的基本条件。因此有必要加深对中国沿海区域极值水位长期变化及各个成分对其贡献的分析,为未来极值水位的预测以及防灾减灾提供理论依据。

### 1.7. 本文的主要工作和创新点

本文利用验潮站数据和数值模式两种数据分析了中国沿海极值水位和风暴潮增水的时间变化和空间分布特征,分析了平均海平面、潮汐、风暴增水以及潮汐-风暴潮相互作用对极值水位变化的贡献,并且基于过去规律的总结以及气候模式的结果对未来情形作出了预测。具体来讲文章主要可分为以下两个部分:

(1). 本文首先利用中国沿海 12 个验潮站的 1h 分辨率的水位观测数据,分析了极值水位的变化特征。通过把观测水位分解为平均海平面、潮汐、风暴潮以及潮汐-风暴潮相互作用这 4 种成份,定量分析了各个成分的变化规律并且讨论了各个成分在极值水位变化中起到的贡献。

(2). 利用降尺度的区域大气模式得到的气象数据驱动 ADCIRC 水动力模式得到渤海地区自 1961 到 2006 年风暴潮变化情况。利用模式数据分析了渤海区域风暴潮的空间分布特征,以及季节、年代际和长时间的变化特征。研究了渤海地区风暴潮变化和大尺度气候信号 A0 以及西伯利亚高压之间的关系,并且利用统计学降尺度方法计算了过去 100 年风暴潮的变化情况以及未来 100 年风暴潮可能的变化趋势。

本文创新点如下:

- (1) 过去几十年中国沿海极值水位有增加的趋势,平均海平面的变化在每个站都有重要的贡献,潮汐-风暴潮相互作用比较强的站点潮汐的影响要强于风暴潮的影响,在相互作用比较弱的站点风暴潮的影响要更加重要一些,增加了对宽陆架区域极值水位变化规律的认识。
- (2) 利用降尺度的气象模式数据驱动水动力模式模拟了渤海区域接近 50 年风暴潮的变化情况,给出了渤海区域风暴潮的空间分布和时间变化特征。
- (3) 利用统计降尺度的方法得到了渤海地区过去 100 年风暴潮变化特征,发现北极涛动和西伯利亚高压和风暴潮之间相关性,解释了过去 100 年渤海风暴潮减弱的原因。并且对未来 100 年风暴潮可能变化做出了预测。

## 2. 数据和方法

本文分析中国沿海极值水位时根据中国沿海区域不同的情况主要采用 2 种方法。在黄海、东海和南海沿岸地区由于有一部分验潮站的数据是公开的，因此在这部分沿海地区主要是用验潮站的数据（包括小时分辨率的数据以及平均海平面数据）对极值水位进行分析讨论。而在渤海地区没有公开的验潮站数据，但是由于渤海地区纬度较高而受台风的影响相较于其它海区较小，可以利用大气模式的结果去驱动水动力模式得到过去风暴潮比较准确的变化情况。因此在渤海区域我们首先通过对比分析选择了比较准确的大气模式数据，然后利用大气模式数据驱动水动力模式，利用数值模式的结果对风暴增水进行分析。因此本文中用到的数据来源也主要分为 2 类，一类为验潮站观测数据，时间分辨率为 1h，时间长度不等；另一类为大气模式驱动得到的模式数据，分辨率同样为 1h。同时为了检验模式的准确性，利用了一些风暴潮个例的观测数据。

本文中用到的数据处理方法，除了常用的百分比方法外，在计算重现期时利用的是极值分布函数。在分析极值水位变化时是通过把水位分解为不同的成分，分别讨论不同成分的变化以及各个成分与极值水位变化的关系。在本文中不仅利用了动力学方法（模式模拟历史风暴潮情况），同时也应用了统计降尺度的方法利用大尺度气候信号计算了过去 100 年风暴潮的变化情况，同时结合气候模式的结果对未来 100 年的情况作出了预测。

### 2.1 观测数据

#### 2.1.1 验潮站数据

本文中利用的验潮站数据主要有 2 个来源。一个是夏威夷大学海平面数据中心（University of Hawaii Sea Level Center）提供的小时分辨率的海平面数据，其中沿海提供了 14 个验潮站：大连(Dalian, 1975-1990)、老虎滩(Laohutan, 1991-1997)、石臼所(Shijiusuo, 1975-1997)、连云港(Lianyungang, 1975-1997)、坎门(Kanmen, 1975-1997)、基隆(Keelung, 1980-2013)、厦门(Xiamen, 1954-1997)、汕尾(Shanwei, 1975-1997)、高雄(Kaohsiung, 1980-2012)、闸坡(Zhapo, 1975-1997)、北海(Beihai, 1975-1997)、鲎鱼涌(Quarrybay, 1962-2012)、海口(Haikou, 1976-1997)和东方(Dongfang, 1975-1997)（见

图 2-1)。这里需要说明的是我们进行了数据质量检验，去掉了常见的错误（比如异常的峰值或虚假的信息）。此外，在基隆站 2001 年和 2002 年这两年的数据完整度小于 60%，因此在计算趋势的时候我们没有应用这两年的数据。在香港，验潮站从 1962 年到 1986 年是在香港北角(North point)，1986 年以后迁到鰂鱼涌(Quarrybay)，在这两个点基准点相差 1.02cm (Ding et al., 2002)。在利用这些数据的时候我们对其进行了修正。验潮站数据分为 2 种用途，除了利用时间尺度较长的数据分析极值水位变化外，在黄海的几个站的数据同样被用来检验水动力模式模拟风暴潮增水的准确性。另一种海平面观测数据是来自 Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) 的年平均海平面数据，对比小时观测数据，这里我们选择了 5 个站点的数据：烟台（1954-1994）、秦皇岛（1950-1994）、坎门（1959-2013）、闸坡（1959-2013）和澳门（1925-1982），进行平均海平面的变化分析。

### 2.1.2 风暴潮个例数据

本文中利用了由国家海洋环境预报中心提供的 4 个风暴潮个例观测数据进行模式准确性的检验。包括 8509 号台风风暴潮过程以及在发生渤海的 3 次温带风暴潮过程（0310、0703 和 0904）。观测的站点包括：青岛(Qingdao)、塘沽(Tanggu)、黄骅(Huanghua)、龙口(Longkou)和烟台(Yantai)。

### 2.1.3 长时间的风场数据

本文中用于驱动水动力模式的风场数据来自于吴德星等(2011)提供的高分辨的 10m 风场。该数据是由中尺度大气模式 Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) 进行高时空分辨率的数值模拟后报，从后报结果中提取、诊断和插值得到的。MM5 采用的是双重嵌套网格，大区范围大约 100°E-150°E，10°N-50°N，空间分辨率为 30km，小区范围包括了整个渤海、黄海地区以及部分东海地区，空间分辨率为 10km。垂直分层为 44 层，数据同化方案为牛顿松弛逼近，详细模式设置及数据介绍见吴德星等(2011)。为了提高数据的准确性，MM5 数值模拟后报在背景场、海温、同化和台风信息中采用了大量的历史数据，包括：

- ① ECMWF ERA-40 (1961-1999)
- ② NCEP FNL (2000-2006)
- ③ NASA 日均 SST(1981-2000)

- ④ NEARGOOS 日均 SST (2000–2006)
- ⑤ GTS 观测数据 (1961–2006)
- ⑥ UNIsys 飓风数据 (1947–2006)
- ⑦ Digital Typhoon 数据 (1978–2006)

MM5 模式为我们提供的风场数据为小区风场数据，分辨率为  $0.1^\circ$ ，时间分辨率为 3h，包含了 1961–2006 年的风场数据。

## 2.2 模式简介和模型配置

### 2.2.1 模式简介

本文中我们用到的水动力模式为 ADCIRC (Advanced Circulation Model for Oceanic, Coastal and Estuarine Waters)，由 North Carolina 大学的 Rick Luettich 博士以及 Notre Dame 大学的 Joannes Westerink 博士于 1992 年联合开发的有限元水动力模式 (Luettich et al., 1992)。ADCIRC 模型可以用标准的 Cartesian 坐标或者是球坐标，但是当地球曲率的影响不可以忽略的时候采用球坐标。ADCIRC 在空间离散上采用有限元伽辽金法，时间离散上采用有限差分法，显著地提高了计算效率。水位的求解基于 Kinmark 发展的 GWCE (Generalized Wave Continuity Equation) 的深度积分的连续方程，GWCE 方程为时间微分后的初始深度积分连续方程和空间微分后的深度平均初始动量方程以及初始连续方程乘权重系数  $G$  得到。这种方法的优势在于可以忽略噪声的影响，准确的求解有限元差分格式下的水位和流速。

ADCIRC 模式采用非结构三角形网格，既保证了在需要关注的关键区域能够进行网格的加密并且更好的拟合岸线，又可以在非重点区域以及梯度变化小的区域采用比较粗的网格。这样既保证了在近岸浅海地形复杂和岸线变化较大的区域能够较好的拟合同时又节省了计算量，加快了计算效率 (Blain et al., 1998)。经过不断的修改和升级，ADCIRC 已经成功的在水位和流速的模拟中比较全面的考虑风、浪、潮汐和径流的影响，并且在世界上很多海域的潮汐和风暴潮模拟中得到了成功的应用，例如美国的南路易斯安娜 (Smith et al., 2010)、墨西哥湾、Gracier 湾 (Hill et al., 2009)、Chesapeake 湾 (Shen et al., 2006)、夏威夷群岛 (Kennedy et al., 2012)、中国渤海 (Feng et al., 2009)、中国黄海 (Feng et al., 2013)、印度 Bengal 湾 (Bhaskaran et al., 2013)、Kutch 湾 (Unnikrishnan

and Luick, 2003) 以及葡萄牙的塔霍河河口 (Fortunato et al., 1998) 等等。ADCIRC 模式现在在风暴潮预报、海岸灾害评估以及建港标准推算等领域得到了广泛的应用 (FEMA, 2005), 不仅仅是在学术界 (Blain et al., 1994; Westerink et al., 1994; Luettich and Westerink, 1995; Blain, 1998; Fortunato et al., 1998; Luettich et al., 1999), 在很多国家机构也得到了广泛的应用, 例如美国陆军工程兵团 (Army Corps of Engineers)、美国国家海洋和大气局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)、海洋科学研究实验室 (Naval Research Laboratory)、中国国家海洋环境预报中心等等。

二维 ADCIRC 方程用的是二维深度积分浅水方程, 控制方程包含连续方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0 \quad (2.1)$$

动量方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV &= -\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0 H} + T_x + D_x \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU &= -\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0 H} + T_y + D_y \end{aligned} \quad (2.2)$$

这里,  $\zeta$  表示海面起伏、 $U$  和  $V$  表示  $x$  向和  $y$  向的平均流速、 $H$  为总水深、 $f$  为科氏系数、 $\rho_0$  为海水密度、 $P_s$  为大气压力、 $g$  为重力加速度、 $\tau_{sx}, \tau_{sy}$  代表风应力项、 $\tau_{bx}, \tau_{by}$  表示底剪切应力项、 $T_x, T_y$  表示波浪辐射应力项、 $D_x$  和  $D_y$  表示扩散项。

ADCIRC 模型中的 GWCE 方程是通过下面的计算得到的。将连续方程 (2.1) 对时间求偏导, 并且将连续方程和一个随空间变化的加权函数  $\tau_0$  的乘积相加得到:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} - UH \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - VH \frac{\partial \tau_0}{\partial y} &= 0 \\ A_x &\equiv \frac{\partial UH}{\partial t} + \tau_0 UH = \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \tau_0 Q_x \\ A_y &\equiv \frac{\partial VH}{\partial t} + \tau_0 VH = \frac{\partial Q_y}{\partial t} + \tau_0 Q_y \end{aligned} \quad (2.3)$$

根据连续方程和动量方程:

$$\begin{aligned}
 A_x &= U \frac{\partial H}{\partial t} + H \left[ -U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} + fV - \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0 H} + D_x + T_x + \tau_0 V \right] \\
 A_y &= V \frac{\partial H}{\partial t} + H \left[ -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - fU - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0 H} + D_y + T_y + \tau_0 V \right]
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

用 2.4 中的  $A_x, A_y$  替换 2.3 即得到 GWCE 方程。ADCIRC 利用 2.2 和 2.4 的联立求解得到所需的水位和流速值。

在实际计算中应用的是球坐标系，球坐标系下的连续方程和动量方程为：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + S \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial(VH \cos \phi)}{\partial y} = 0 \tag{2.5}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial U}{\partial t} + SU \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - \left( \frac{\tan \phi}{R} U + f \right) V &= -S \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{P_s}{\rho_0} + g(\zeta - \alpha \eta) \right] + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \tau_* U + D_x \\
 \frac{\partial V}{\partial t} + SU \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \left( \frac{\tan \phi}{R} + f \right) U &= -\frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{P_s}{\rho_0} + g(\zeta - \alpha \eta) \right] + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \tau_* V + D_y
 \end{aligned} \tag{2.6}$$

$$\begin{aligned}
 D_x &= \frac{E_{h_2}}{H} \left[ \left( \frac{\cos(\theta_0)}{\cos(\theta)} \right)^2 \frac{\partial^2 UH}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 UH}{\partial y^2} \right] \\
 D_y &= \frac{E_{h_2}}{H} \left[ \left( \frac{\cos(\theta_0)}{\cos(\theta)} \right)^2 \frac{\partial^2 VH}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 VH}{\partial y^2} \right]
 \end{aligned} \tag{2.7}$$

对应的 GWCE 方程在球坐标下为：

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + S \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} - UHS \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - VH \frac{\partial \tau_0}{\partial y} - \frac{A_y \tan \phi}{R} = 0 \tag{2.8}$$

$$\begin{aligned}
 A_x &= U \frac{\partial H}{\partial t} + H \left[ -US \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} + fV - S \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0 H} + D_x + T_x + \tau_0 V \right] \\
 A_y &= V \frac{\partial H}{\partial t} + H \left[ -US \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - fU - S \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{P_s}{\rho_0} + g\zeta \right) + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0 H} + D_y + T_y + \tau_0 V \right]
 \end{aligned}$$

(2.9)

ADCIRC 在每个时间步长要分 3 次求解所需的物理量, 首先解 GWCE 方程得到水位信息; 然后利用水位和速度信息, 以及前一步长时的干湿状态和临近点的干湿状态, 进行干湿判别; 最后通过解动量方程得到每个点的速度分量 (Luettich et al., 1992)。

在 ADCIRC-2DDI 中, 底摩擦项提供了 3 种方式: 线性底摩擦、二次方底摩擦和混合底摩擦。当用 ADCIRC 计算线性模式时, 应该采用线性底摩擦; 二次方底摩擦表示为底部应力是深度平均速度的二次函数、混合底摩擦综合考虑了整个区域水深的变化。在 ADCIRC 中底部应力表达为:

$$\begin{aligned}\tau_{bx} &\equiv U\tau_* \\ \tau_{by} &\equiv V\tau_*\end{aligned}$$

(2.10)

不同的方式通过  $\tau_*$  来体现。对于大多数在海岸带附近的研究, 一般采用二次方底摩擦方案, 阻力系数  $C_f$  一般采用 0.0025 左右, 当水深特别浅的时候,  $C_f$  不小于 0.0025。

### 2.2.2 模型配置

本文使用 ADCIRC 模式对渤海地区的风暴潮进行模拟。模式计算区域包含整个渤海区域 (见图 2-1)。网格在近岸的分辨率为 1', 随着离岸距离的增加逐渐变为 2' 左右, 在开边界区域约为 3'。在本文的计算区域网格共 43516 个网格点, 84226 个三角形单元。水深数据来自 SKKU 数据集 (Choi et al., 2002), 分辨率为 1'。在计算潮汐时驱动采用在开边界用 Oregon State University Tidal Prediction Software (OTPS) 提供的 8 个分潮 ( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ ), 而在计算风场驱动下的水位变化时采用潮汐 (同上) 和 10m 风速同时驱动。模型中采取的时间步长为 10s, 风场数据每 3 小时提供一次, 中间使用模式自己插值的风场结果。模式一共运行 2 次 (加风场和不加风场), 输出的为所有网格点小时分辨率的水位结果和潮汐结果, 模式运行的时间为 1961-2006 年。

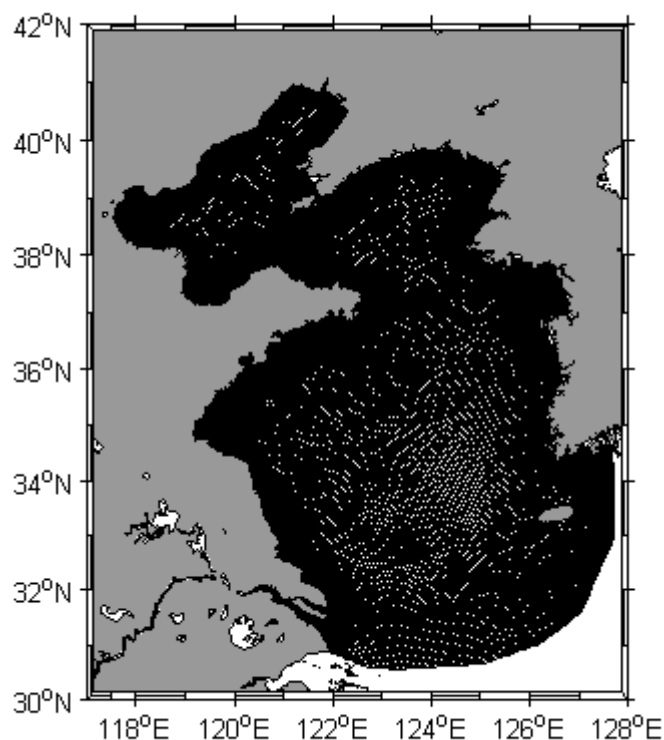


图 2-1 模式的计算网格和计算区域

### 2.3 大尺度气候信号数据

在本文中我们用到的大尺度的气候信号主要是 2 个：北极涛动指数 (the Arctic Oscillation index, AO) 和西伯利亚高压 (Siberian High, SH) 强度。AO 是在 2001 年由 David Thompson 和 Jone Michael Wallace 提出的。AO 指数是关于北纬 20 度往北海平面气压的非季节性变化的，其特点为北极的指数和 37°N 到 45°N 大致相反。AO 是代表北极地区大气环流的重要气候指数，分为正位相和负位相。当 AO 处于正位相时，北极地区的低压和中纬度地区的高压之间的压差比较强，限制了极区冷空气向南的扩展；当 AO 处于负位相时，这种压差比较弱，冷空气比较容易向南方扩展。本文中应用过去时间的 AO 指数为华盛顿大学 Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO) (<http://jisao.washington.edu/ao/>) 提供的 1900 年至 2006 年月均的 AO 指数。

西伯利亚高压（蒙古高压）(Siberian High) 多发生在秋分、冬至之间，是西伯利亚、蒙古地区冬季的大范围的高气压中心（反气旋），为典型的大陆气团。它是北半球四个主要的季节性大气活动中心之一，强烈的影响了亚洲东部地区。本文中采用的指数是西伯利亚高压强度异常，是通过有美国国家大气研究中心

(National Center for Atmospheric Research, NCAR)提供的历史海平面气压数据通过下面的公式计算得到的。

根据 Gong and Wang (1999)年提出的方法, 如果我们用  $I$  代表西伯利亚高压的强度那么:

$$I = \frac{\sum_{n=1}^N P_n \delta_n \cos \Psi_n}{\sum_{n=1}^N \delta_n \cos \Psi_n}$$

(2.11)

这里  $P_n$  代表第  $n$  个点的海平面气压,  $\Psi_n$  为第  $n$  个点的维度。当  $P_n \geq 1028$  hPa,  $\delta_n = 1$ , 当  $P_n < 1028$  hPa,  $\delta_n = 0$ 。气压点选取的范围为  $30^\circ\text{N}$  到  $70^\circ\text{N}$ ,  $60^\circ\text{E}$  到  $120^\circ\text{E}$  的区域。

除了利用过去的气候指数外, 我们在预测未来风暴潮变化情况时还应用了全球气候模式的结果。我们利用的是由气候研究计划 (World Climate Research Programme, WCRP) 组织的第 5 阶段模式实验计划 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5) 中对 2006 年到 2100 年模拟的结果。这里我们是通过其提供的月均海平面数据根据 AO 和 SH 的定义和计算方法得到未来这 2 个指数的变化。这里 SH 的计算方法和历史数据的相同。AO 的计算方法是采用 Thompson and Wallace (2000) 提出的, AO 指数为  $20^\circ\text{N}$  以北月均海平面气压异常的 empirical orthogonal function (EOF) 第一模态对应的时间序列。在这里月均海平面气压异常首先利用每个点的维度的平方根进行了加权, 保证了在进行 EOF 分解的时候海平面气压异常数据为同等面积加权的协方差矩阵。在这里根据 Zuo et al. (2013) 的结果我们应用了 MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR 和 MPI-LR 四个模式分别在在未来情景实验: rcp25、rcp45 和 rcp85 中的结果 (这里 rcp 后的数字代表了该情景到 2100 年辐射强迫强度 ( $\text{W m}^{-2}$ ))。

## 2.4 数据分析方法

### 2.4.1 重现期的计算

在本文中我们用到的计算重现期的工具为广义极值分布 (Generalized Extreme Value Distribution)。经典极值理论认为, 设  $X_i, (i = 1, \dots, n)$  是独立

同分布的随机变量，累计分布函数  $F(x)$ ，让  $M_n = \max(X_i)$ ,  $i = 1, n$ ，如果存在常数列  $\{a_n > 0\}$  和  $\{b_n\}$ ，使

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \Pr\left(\frac{M_n - b_n}{a_n} \leq x\right) = f(x) \quad (2.12)$$

如果  $f(x)$  是非退化的分布函数，那么  $f(x)$  必然是下面 3 中分布之一。

极值 I 型 (Gumbel) 分布:

$$f_x(x) = P(X < x) = \exp\left[-\exp\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right], -\infty < x < \infty \quad (2.13)$$

极值 II 型 (Fréchet) 分布:

$$f_x(x) = P(X < x) = \begin{cases} \exp\left[-\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)^\xi\right], & x > \mu \\ 0, & x \leq \mu \end{cases} \quad (2.14)$$

极值 III 型 (Weibull) 分布:

$$f_x(x) = P(X < x) = \begin{cases} \exp\left[-\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)^\xi\right], & x < \mu \\ 1, & x \geq \mu \end{cases} \quad (2.15)$$

其中， $\xi, \mu, \sigma$  分别代表形状参数、位置参数和尺度参数。

Jenkinson (1995) 和 Cole (2001) 将这种理论应用于极值风险研究，证明了当极值的渐进分布存在且非退化时，3 种经典的极值分布可以统一由一个有 3 个参数的极值分布函数来表述，称为广义极值分布 (Generalized Extreme Value Distribution)。其分布函数为

$$f_x(x) = P(X < x) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1 - \xi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right]^{1/\xi}\right\}, & \xi \neq 0 \\ \exp\left[-\exp\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right], & \xi = 0 \end{cases} \quad (2.16)$$

其中  $-\infty < \mu < \infty, \sigma > 0, -\infty < \xi < \infty$ ，当  $\xi \rightarrow 0$  时为极值 I 型， $\xi < 0$  为极

值 II 型,  $\xi > 0$  为极值 III 型。

对于极值分布的参数估计有很多种方法, 像线性矩 (L-moments), 极大似然 (Maximum-likelihood estimate, MLE), 概率权重矩 (probability weighted moment, PWM), 最小二乘 (Least Squares, LS), 矩法 (method of moments, MOM) 和间隔最大积 (maximum product of spacing, MPS) 等 (Hosking and Wallis, 1997; Park et al., 2001; Su et al., 2008; Su et al., 2009; Eastoe and Tawn, 2010)。对于沿岸的极值水位分析, Federal Emergency Management Agency (FEMA) 推荐用极大似然估计来求广义极值分布的参数, 因为极大似然估计的偏差较小而且具有良好的统计性质。极大似然估计的基本方法是通过使样本达到最大概率来估计参数的值, 可以通过下面的方程描述 (Chow et al., 1988):

$$L(p_1, p_2) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \ln[f(x_n; p_1, p_2)] \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial L(p_1, p_2)}{\partial p_1} = 0; \frac{\partial L(p_1, p_2)}{\partial p_2} = 0 \quad (2.18)$$

这里  $f(x)$  是观测数据  $x_n$  的概率密度分布函数 (Probability density function, PDF),  $p_1$  和  $p_2$  是分布函数的参数。下面的例子是利用 MLE 方法求对数正态分布 2 个参数的方法:

$$\ln f(y) = -\ln(x\sigma_y \sqrt{2\pi}) - \frac{(y - \mu_y)^2}{2\sigma_y^2} \quad (2.19)$$

这里  $y = \ln(x)$

$$\text{那么 } L(\mu_y, \sigma_y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[ -\ln \sigma_y - \ln(x_i \sqrt{2\pi}) - (y_i - \mu_y)^2 / 2\sigma_y^2 \right] \quad (2.20)$$

利用 MLE 方法我们可以得到

$$\mu_y = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i$$

(2.21)

$$\sigma_y^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \mu_y)^2$$

(2.22)

通过解上面的 2 个方程我们得到了  $\mu_y, \sigma_y$  这 2 个参数。对于广义极值分布 (GEV) 来说 MLE 方法可以通过下面的方程表达：

$$LL(a, b, c) = \sum_{i=1}^N \ln[f(x_i; a, b, c)]$$

(2.23)

计算参数让

$$\frac{\partial LL(a, b, c)}{\partial a} = 0$$

$$\frac{\partial LL(a, b, c)}{\partial b} = 0$$

$$\frac{\partial LL(a, b, c)}{\partial c} = 0$$

(2.24)

#### 2.4.2 显著性检验

在本文中当我们计算一系列数据是否有长期变化趋势以及两列数据是否相关的时候，我们都对相关性和趋势进行了显著性检验。显著性检验即事先对随机变量的参数或者总体分布形式做一个假设，然后利用样本信息来判断原假设是否正确。或者说显著性检验是要判断样本与假设之间的差异是纯机会变异，还是由于我们做的假设和真实情况不一致而导致的 (Fisher, 1925; Bakan, 1966; Richard and Donna, 1976; Schervish, 1996; Moore, 2003; Lehmann et al., 2005)。显著性检验的基本原理是提出“无效假设”和检验“无效假设”成立的几率  $p$  水平。无效假设即：当比较试验处理组和对照组的结果时，若两组差异不明显且通过统计分析后发现差异是抽样引起的，可认为差异不显著，如果两组间差异不是由抽样引起认为差异是显著的。显著性检验的基本思想可以用小概率事

件解释,即认为小概率事件在一次试验中不可能发生。即如果对总体的一个假设是真实的,那么认为在一次试验中,实验 A 是不会发生的。如果 A 发生了,则认为 A 不是来自我们的假设总体,也就是认为我们的假设不正确(Fisher, 1925; Fisher, 1955; Bakan, 1966; Robert, 1970; Richard and Donna, 1976)。

相关系数的显著性检验就是样本相关系数和总体相关系数的差异检验。由于相关系数  $r$  的样本分布较复杂,受总体相关系数  $\rho$  的影响很大,一般分为  $\rho = 0$  和  $\rho \neq 0$  两种情况,我们用到的一般为  $\rho \neq 0$  的情况。

我们在实际研究中对于 2 列数据得到  $r=0.3$  (或者其他值),存在 2 种情况:(1) 由于  $r=0.3$ ,说明两列数据之间整体相关,即  $\rho \neq 0$ ; (2) 虽然  $r=0.3$ ,但是仅仅是偶然情况,总体上仍然不相关  $\rho = 0$ ,这时我们可以利用  $t$  检验的方法对相关系数  $r$  进行显著性检验:

$$H_0: \rho = 0$$

$$H_1: \rho \neq 0$$

(2.25)

$$t = \frac{r - 0}{\sqrt{\frac{1 - r^2}{n - 2}}}$$

(2.26)

如果  $t > t_{0.05/2}$ ; 拒绝  $H_0$ , 即得到的  $r$  不是来自于  $\rho = 0$  的总体,  $r$  是显著的;

如果  $t < t_{0.05/2}$ ; 得到的  $r$  值有偶然性,从  $r$  不能判断总体之间是否有相关性,即  $r$  不显著。

Mann-Kendall (MK) 检验法是时间序列趋势检验中最常用的方法之一,它是一种非参数的检验方法。该方法最初由 H. B. Mann 和 M. G. Kendall 提出并且发展的,但是在刚开始提出的时候, MK 方法仅仅用于检测序列的变化趋势,经过不断的发展目前该方法不需要样本遵循一定的分布,不受异常值的干扰,更加适合于类型和顺序变量。现在被世界气象组织推荐并且广泛的应用于水位、气象等非正态分布的数据(简红等, 2011; 曹洁萍等, 2008; Sheng et al., 2002; Sheng and Pilon, 2004; Khaled, 2008; Milan and Slavisa, 2013; Ozgur and Murat, 2014)。MK 检验的原理为:

假设  $H_0$  为时间序列  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , 是  $n$  个独立同分布的随机变量, 备择假设  $H_1$  为双边假设, 那么对于所有  $i, j \leq n, i \neq j, x_i$  和  $x_j$  分布不相同。检验统计量  $S$  为:

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sign}(X_i - X_j) \quad (2.27)$$

这里  $\text{sign}()$  是符号函数对应的值分别为:

$$\begin{aligned} \text{sign}(X_i - X_j) &= -1, & X_i - X_j < 0; \\ \text{sign}(X_i - X_j) &= 0, & X_i - X_j = 0; \\ \text{sign}(X_i - X_j) &= 1, & X_i - X_j > 0 \end{aligned} \quad (2.28)$$

这里  $S$  为均值为 0, 方差为  $\text{Var}(S) = n(n-1)(2n+5)/18$  的正态分布。

MK 统计量公式  $S$  对应不同值的情况分别为:

$$\begin{aligned} Z &= (S - 1) / \sqrt{n(n-1)(2n+5)/18}, & S > 0; \\ Z &= 0, & S = 0 \\ Z &= (S + 1) / \sqrt{n(n-1)(2n+5)/18}, & S < 0 \end{aligned} \quad (2.29)$$

在双边趋势检验中, 对于给定的置信水平  $\alpha$ , 如果  $|Z| \geq Z_{1-\alpha/2}$ , 那么假设  $H_0$  是不可接受的, 就是说在置信水平  $\alpha$  上, 序列数据有明显的上升或者下降趋势,  $Z > 0$  增加趋势,  $Z < 0$  减少趋势。  $Z$  的绝对值对应通过 90%、95% 和 99% 显著性检验的值为 1.28、1.64 和 2.32。

相关系数和趋势的显著性检验都对数据做了一些假定。对于相关系数显著性检验, 假定数据是没有趋势的而且在时间上是独立的 (也就是说  $X_t$  和  $X_{t+1}$  对应任何  $t$  是都是独立的)。在地球物理学研究中, 很多例子是能够通过显著性检验的, 但是他们并不满足上面的虚拟假设 (cf. Kulkarni and von Storch, 1995)。

为了避免上面的错误, 一个切合实际的方法是处理归一化 (平均值为 0, 标准偏差为 1) 的数列,  $X_t'$  ( $Y_t'$ ) 以及:

—— “去趋势”, 在检验相关性之前, 首先对 2 个数列进行线性拟合  $f_t^X$  和  $f_t^Y$ ,

用下面的数列进行检验,  $X_t' = X_t - f_t^X$  和  $Y_t' = Y_t - f_t^Y$ ;

——“预白化”，首先计算样本  $X_t$  的自相关性  $\alpha = 1 / L \sum_t X_t X_{t+1}$  (L 为样本长度)，

然后组成新的数列  $X'_t = X_t - \alpha X_t$ ，然后用这个数列判断是不是有趋势。

### 3. 沿海验潮站极值水位的变化及分析

观测水位都可以认为是平均海平面、天文潮和非潮汐残留（风暴增水）组合而成的(Pugh, 1987)（图 3-1）。平均海平面是一段时间内水位的平均值，我们一般取一年水位的平均值，天文潮是海洋受月球和太阳引潮力作用产生的潮汐现象，可以认为是一系列分潮的组合：

$$X_t = \sum_{i=1}^N H_i \cos(\sigma_i t - \varphi_i) \quad (3.1)$$

这里  $H_i$  是振幅， $\sigma_i$  是频率， $\varphi_i$  是迟角， $t$  是时间， $N$  是分潮数。非潮汐残留部分是观测水位减掉平均海平面和潮汐后留下的部分，这部分一般是由于大气条件的驱动引起的，但是同样有可能包含潮汐调和分析的误差（在本文中我们认为这部分是由气象驱动引起的，统称为风暴潮部分，我们认为调和分析的误差不显著）。在一些站点，潮汐和风暴潮之间存在明显的非线性相互作用。很多研究表明这种非线性作用使得风暴潮过程的最大值更容易发生在涨潮的过程中 (e. g. Rossiter, 1961; Prandle and Wolf, 1978; Dixon and Tawn, 1994; Rady et al., 1994; Tang et al., 1996; Wells et al., 2001; Haigh et al., 2004; Bernier and Thompson, 2007; Horsburgh and Wilson, 2007; Zhang et al., 2010)。

由于我们把水位看做平均海平面、潮汐和风暴潮组合，那么它们之中任何一个成分的改变都可能使极值水位发生变化。而且，这 3 个成分的改变可能会导致当地潮汐和风暴潮相互作用发生变化从而进一步的影响极值水位的变化。在这部分我们首先从每个验潮站数据（2.1 节，见图 3-2）中提取这 3 个成分，并且分别讨论这 3 个成分以及潮汐风暴潮相互作用在过去的变化特征。最后分析讨论极值水位的变化，以及各个成分在极值水位变化中所起到的作用。

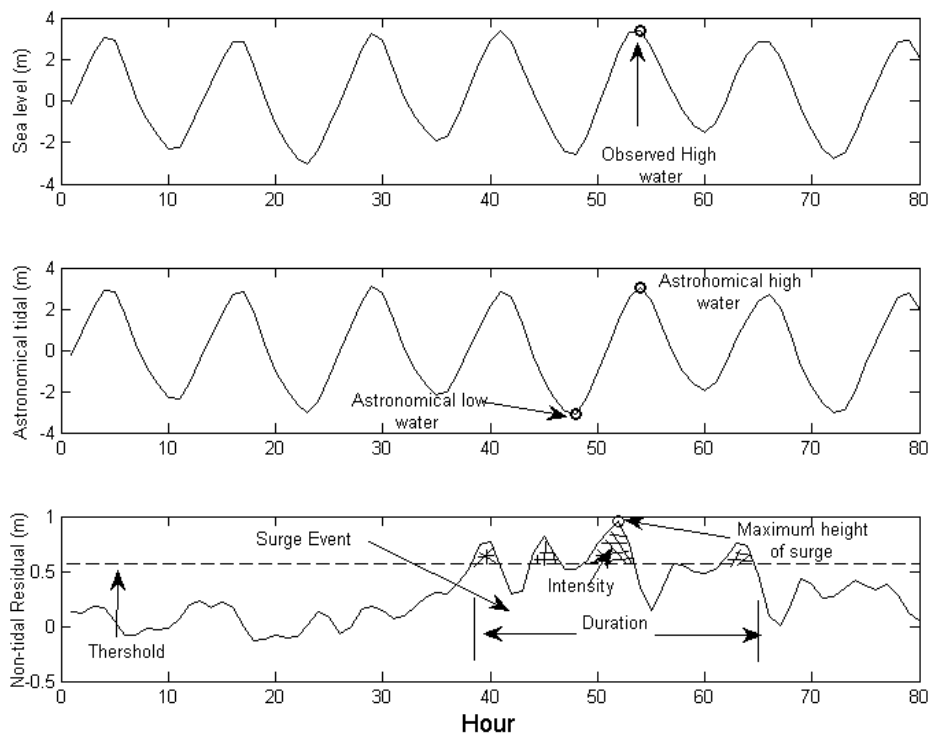


图 3-1. 在同一站点同一时刻观测水位（上），潮汐（中）和增水（下），分析增水的 2 个指标：强度和持续时间（intensity and duration）以及在 Xiamen 站增水 99% 阈值（下，虚线）

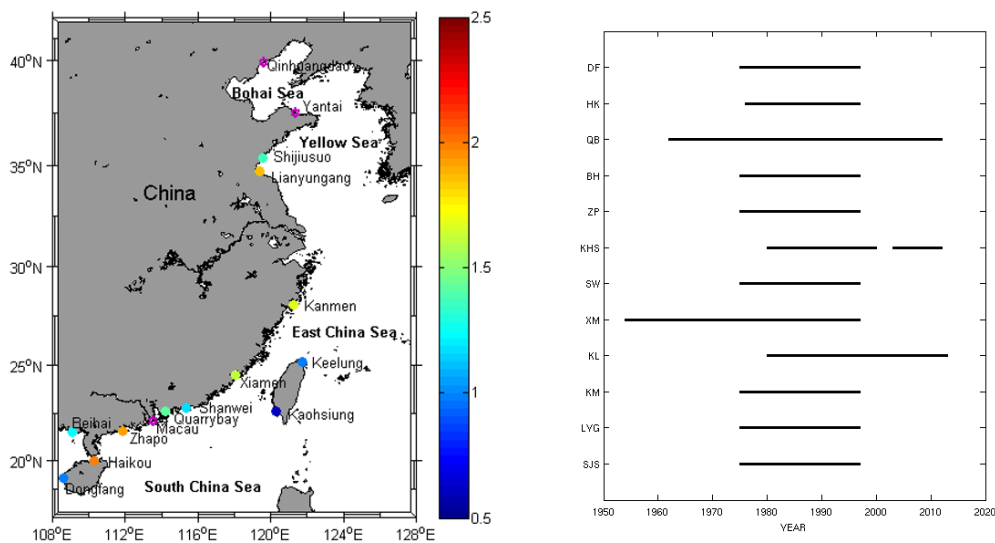


图 3-2. 本文中用到的各个验潮站的位置（左），颜色表示各个站点 99.9% 历史风暴潮潮位，紫色的站表示这个站只有年平均海平面的数据。右图为有小时分辨率数据的 12 个验潮站的时间长度（东方（DF）、海口（HK）、鲎鱼涌（QB）、石臼所（SJS）、连云港（LYG）、坎门（KM）、基隆（KL）、厦门（XM）、汕尾（SW）、高雄（KHS）、闸坡（ZP）、北海（BH））

### 3.1 资料长度对趋势分析的影响

在分析极值水位和各个成分长期变化趋势之前，一个重要的问题数据的长度要多长才能够得到比较准确和稳定的趋势。因为当一个站的资料长度不够长的时候，受潮汐 18.6 年周期的变化以及潮汐年代际变化影响得到的长期趋势可能和数据的起始时间关系很大，从而导致当从不同的起始点开始算得到的趋势会有非常大的差别。Haigh et al. (2010) 认为应该利用超过 36 年时间长度的数据进行趋势分析，但是如果在中国沿海只利用 36 年以上的数据，在 12 个验潮站中只有 2 个（厦门和鲎鱼涌）满足条件。本文中我们首先当利用时间长度最长的两个站，厦门 和 鲎鱼涌，在不同的时间间隔上计算了长期变化速率来检验趋势的稳定性。结果见图 3-3。结果显示当采用的时间长度为 18 年和 24 年时，得到的变化速率在段与段之间变化的非常大，表明了当采用这种时间间隔时是不能够正确的得到长期的变化趋势的。在图中同样可以看到当计算时采用的时间长度为 30 年时得到的变化速率已经趋于稳定了。为了检验这种稳定性，在厦门和鲎鱼涌两个站分别计算了在不同时间长度上得到的线性趋势的标准差。在鲎鱼涌，标准差

分别为：6.5mm/year (L=18)、4.5mm/year (L=24)、1.6mm/year (L=30)、1.7mm/year (L=36)。在厦门，标准差分别为：3.2mm/year (L=18)、1.7mm/year (L=24)、1.4mm/year (L=30)、1.3 mm/year (L=36)。标准差的结果同样显示当采用 L=30 时计算得到的线性趋势的标准差几乎和 L=36 时相同，因此在本文中采用 L=30 作为是不是可以计算站点长期变化趋势的标准。在中国沿海一共有 4 个站点资料长度大于 30 年，分别为厦门、鲗鱼涌、基隆和高雄。比采用 L=36 年时多了 2 个站的数据可以利用。

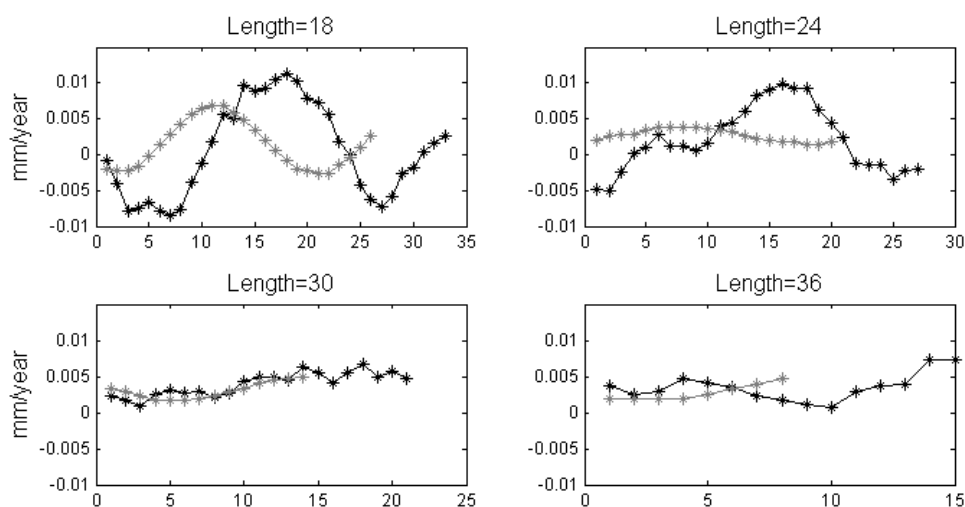


图 3-3. 当利用不同的时间长度 (L=18, 24, 30, 36) 时在 Xiamen (灰色) 和 Quarrybay (黑色) 计算得到极值水位的变化速率, x 轴表示利用不同的时间长度时的计算次数

### 3.2 平均海平面的变化

在本文中一共对 9 个站(数据长度大于 30 年)的平均海平面变化做了分析, 包括 4 个有小时分辨率数据的站 (厦门, 鲗鱼涌, 基隆 和 高雄), 和 5 个只有年平均海平面数据的站 (Yantai, Qinhuangdao, 坎门, 闸坡 and Macau)。图 3-4 展示了这 9 个站的年平均海平面数据的时间序列和线性趋势, 线性速率值在表 3-1 中列出。如图显示, 在 9 个站平均海平面都存在明显的年代际变化。但是在这些站平均海平面长期变化趋势在空间分布上存在很大的差异。例如, 在鲗鱼涌和 Macau 虽然这两个站在地理位置上非常的接近但是长期变化趋势存在明显的区别 (0.3mm/year 和 2.4mm/year)。这 9 个验潮站中大部分的站点平均海平面

呈现增加的趋势,但是也有2个站 Yantai 和高雄平均海平面的线性速率为负值。在9个站中有5个站有显著增加的趋势:坎门,基隆,闸坡,厦门和鲎鱼涌。这5个站的增长率从1.4mm/year到3.5mm/year。另外4个站平均海平面的变化有增加的也有减少的但是它们的变化都是不显著的。

根据 IPCC(2001, 2007, 2013) 以及其它的研究 (Levitus et al., 2000; Cabanes et al., 2001; Church et al., 2001; Houghton et al., 2001; Mitorvica et al., 2001; Blewitt and Clarke, 2003; Miller and Douglas, 2004; Munk, 2003; Lombard et al., 2005) 都显示在 20 世纪全球海平面的平均增长速率为 1-2mm/year。根据 2014 年中国海平面公报在 1980 年到 2014 年之间中国沿海海平面平均上升速度为 3mm/year, 在未来的 30 年中国沿海海平面可能上升 60-150mm。图 3-4 中的结果表明在 5 个平均海平面显著增加的站点, 海平面增长的速率和全国平均值是比较接近的。这里需要注意的是这里我们是直接利用验潮站数据计算的平均海平面的变化, 在其中存在着一些不确定性因素, 包括数据质量问题以及陆架升降问题, 例如在 Yantai 和 Qinhuangdao (图 3-4) 它们的年平均水位在某些年存在明显的不均一性。研究显示 (Huang et al., 1991; Hu et al., 1992; Hu et al., 1993) 在中国沿海一些地区陆地沉降变化是比较剧烈的。Huang et al. (1991) 总结了在中国沿海一些验潮站在 1966 年到 1988 年陆地沉降的速率。他选取的站点中有 5 个站点和我们选取的站点相同, 分别为: Yantai (2.1 mm/year), Qinhuangdao (3.9 mm/year), 坎门 (-2.2 mm/year), 闸坡 (2.5 mm/year) 以及厦门 (1.5 mm/year)。

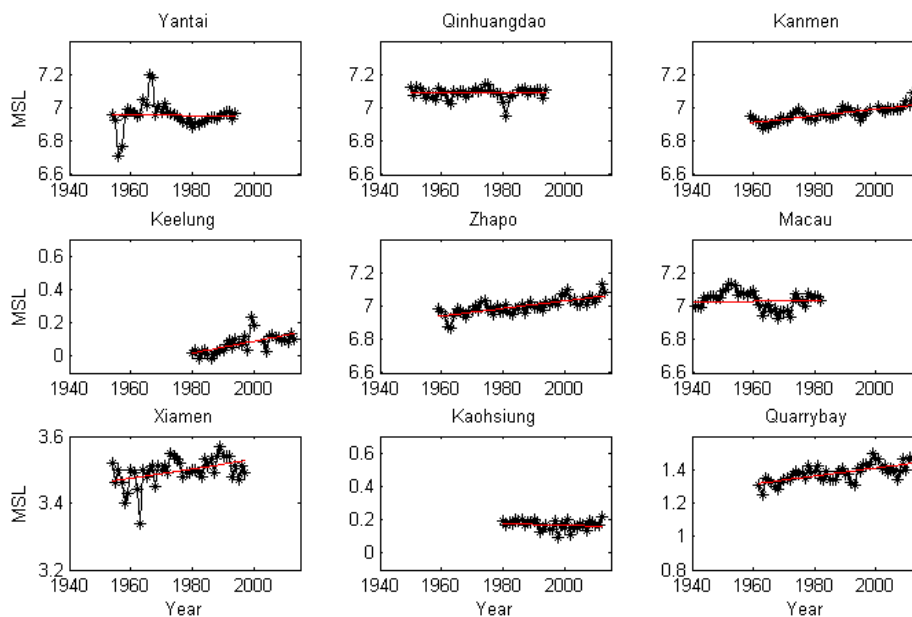


图 3-4. 9 个验潮站年平均海平面的时间序列(黑线), 长期线性变化趋势(红线), 单位为米

表 3-1. 9 个站平均海平面的线性趋势, 下划线加粗的表示趋势通过了 95% 的置信检验

Tide gauges	Period	Length(year)	Trend (mm/year)
Yantai	1954-1994	41	-0.2
Qinhuangdao	1950-1994	45	0.1
Kanmen	1959-2013	54	<u>2.0</u>
Keelung	1980-2013	34	<u>3.5</u>
Zhapo	1959-2013	54	<u>2.3</u>
Macau	1925-1982	58	0.3
Xiamen	1954-1997	44	<u>1.4</u>
Kaohsiung	1980-2012	33	-0.5
Quarrybay	1962-2012	51	<u>2.4</u>

### 3.3 潮汐的变化

在本章节中, 潮汐数据来自通过利用 t-tide 程序对验潮站数据进行调和分

析得到。在本文中年平均高潮潮位 (annual mean high water, MHW)、年平均低潮潮位 (annual mean low water, MLW) 以及年平均潮汐振幅 (annual mean tide range, MTR) 被用作研究潮汐变化的 3 个指标。在本章节中我们分析了 Quarrybay、厦门、Keelung 和高雄 (数据长度超过 30 年的站) 在过去几十年内潮汐的变化。图 3-5 显示了 MHW、MLW 和 MTR 的值和以及线性趋势。4 个验潮站的长期变化速率值显示在表 3-2。从图 3-5 可以看到, MHW、MLW 和 MTR 中存在非常明显的 18.6 年节点周期变化, 当资料长度比较短时, 其它的变化就会被这种周期变化所掩盖。

结果显示 MHW 和 MLW 有明显相反的变化特征, 当 MHW 为较大值时对应一个较小的 MLW, 年代际变化和长期变化也是如此。厦门在四个验潮站潮汐振幅最大, 幅度大约从 3.80m 到 4.10m。高雄和基隆的潮汐振幅非常接近, 都大约从 0.65m 到 0.85m 左右。在鲶鱼涌潮汐振幅要比在厦门要小, 但是要比高雄和基隆要大的多, 振幅大约从 1.50m 到 1.65m。4 个验潮站的 3 个参数都存在显著的线性变化趋势, 表明它们存在明显的长期变化趋势。在厦门、高雄和基隆这 3 个验潮站的 MHW 存在显著增加的趋势, MLW 存在显著减小的趋势, 这样在这 3 个验潮站 MTR 存在一个显著增加的趋势。其中厦门拥有最大的增长率, 为 3.8mm/year, 是高雄和基隆的 2 倍以上。而在鲶鱼涌存在相反的变化趋势, MHW 存在显著减弱的趋势而 MLW 存在显著增加的趋势, MTR 存在显著减小的趋势。

尽管和平均海平面的变化率 (-0.5 到 3.5 mm/year, 表 3-1) 相比 MHW 的变化较小 (-0.2 到 1.8 mm/year), 但是 MHW 的变化在我们考虑极值水位的长期变化时仍然不是一个可以忽视的因素 (和平均海平面同量级)。尤其在某些站, 潮汐的变化在极值水位变化中起到的作用可能要比以前认为的要重要的多。

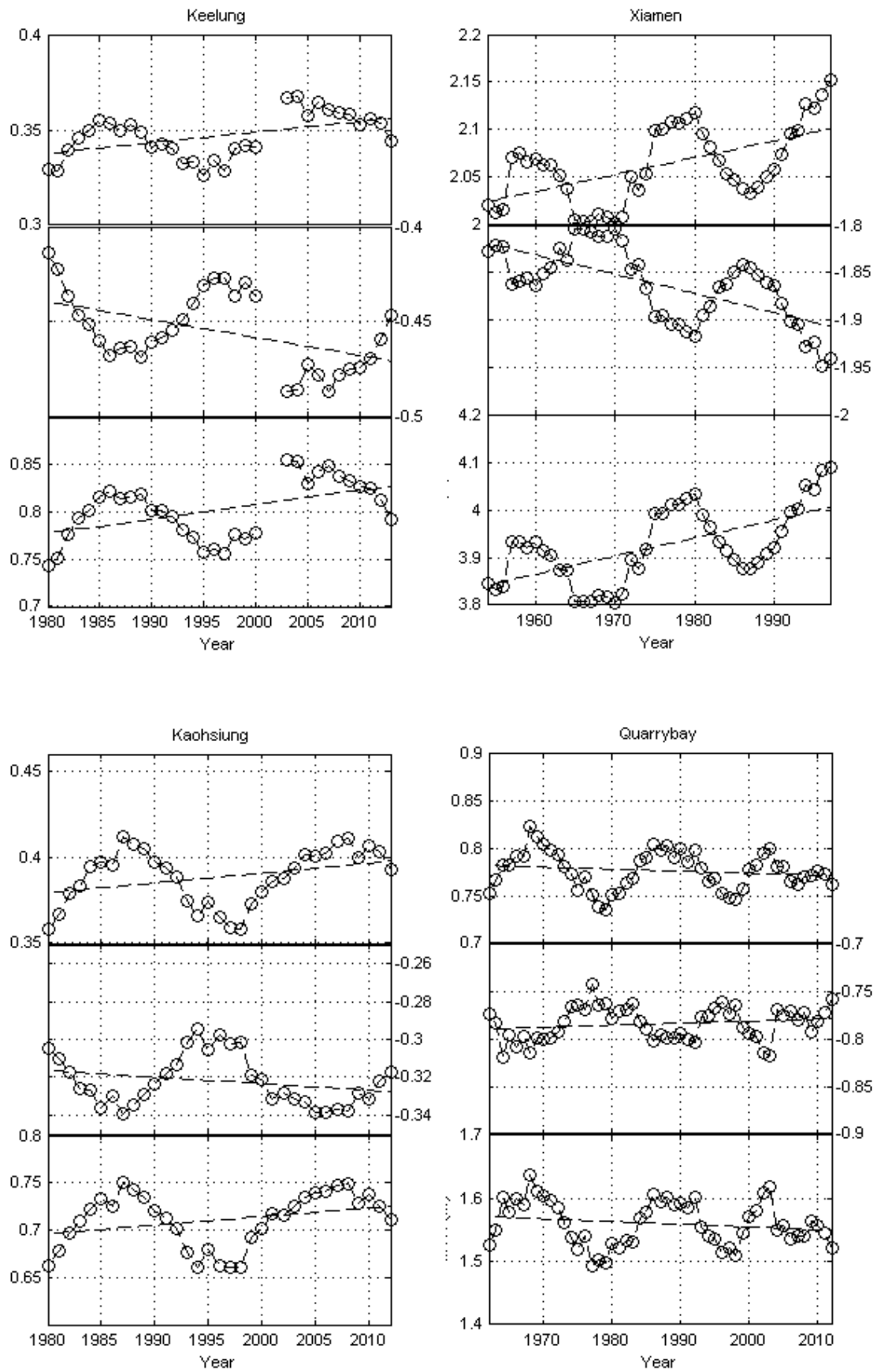


图 3-5. Keelung、Xiamen、Kaohsiung 和 Quarrybay 四个验潮站的年平均高潮潮位(MHW; top)、年平均低潮潮位(MLW; middle)和年平均潮汐振幅(MTR; bottom),

黑色虚线为各个量的线性趋势。Y 轴单位为 m

表 3-2. 4 个验潮站的 MHW、MLW 和 MTR 的变化速率(mm/year), 画下划线表示在 95%置信区间上显著

Trends at gauge	Data available	Number of years	MHW-trend mm/year	MLW-trend mm/year	MTR-trend mm/year
Quarrybay	1962-2012	51	<u>-0.2</u>	<u>0.2</u>	<u>-0.4</u>
Xiamen	1954-1997	44	<u>1.8</u>	<u>-2.0</u>	<u>3.8</u>
Kaohsiung	1980-2012	33	<u>0.6</u>	<u>-0.3</u>	<u>0.9</u>
Keelung	1980-2013	34	<u>0.6</u>	<u>-0.9</u>	<u>1.5</u>

### 3.4 风暴潮的分布特征和变化

在本章风暴潮是利用验潮站的观测水位减去调和分析得到的潮汐得到的。根据 Zhang et al. (2000) 提出的方法, 用 3 个指数表征风暴潮的变化, 它们分别为:

- (1) 风暴潮数量: 超过一个阈值的每年风暴潮的数量;
- (2) 风暴潮持续时间: 超过一个阈值每年风暴潮持续的小时数;
- (3) 风暴潮强度: 超过一个阈值每年风暴潮曲线的面积 (图 3-1)

在本文中我们选取的阈值为验潮站在整个数据长度内, 风暴潮水位从小到大排列的 99% 的值。阈值的选取是参照前人的研究 (Haigh et al., 2010; Zhang et al., 2010) 以及中国沿海的具体情况。在中国沿海尤其是黄、东、南海地区, 极值水位基本上都是由台风天气引起的, 如果选取的阈值过小, 则不能够代表真正的极值水位, 但是当阈值太大时在某些年就丢失了一些风暴潮情况。

在本章节我们首先统计了所有 12 个验潮站 3 个指数的季节变化。月平均的风暴潮数量、持续时间和强度见图 3-6(1-3)。从图上可以看出当阈值设定为 99% 风暴潮增水水位时 3 个参数表现出比较统一的分布特征, 因此下面用风暴潮强度

来说明其分布规律。月均的风暴潮强度表现出明显的季节变化特征，风暴潮强度比较强集中在 8-10 月，在其它的月份风暴潮强度比较弱或者非常弱，从 12 月到次年的 6 月风暴潮强度非常接近于 0。在中国沿海的 12 个验潮站，风暴潮季节分布可以分为两类。一类风暴潮强度最强的月为 8 月，包括：石臼所、连云港、坎门、基隆 和高雄；另一种风暴潮强度最强的月为 10 月，包括：厦门、汕尾、闸坡、北海、鲎鱼涌、海口和东方。根据图 3-2 上显示的各个验潮站位置信息，发现这 2 种分布具有比较好的空间连续性。Kim et al. (2012) 分析了西北太平洋地区历史台风的特征，他们按照台风发生的月份把中国沿海地区分为了不同的区间，他们的结果和风暴潮强度的季节分布特征非常吻合。这个结果同样表明了 在黄、东南海地区台风为引起风暴潮增水的主要原因，而且设定风暴潮增水 99% 的值为阈值能够比较准确的反映站点的风暴潮情况。

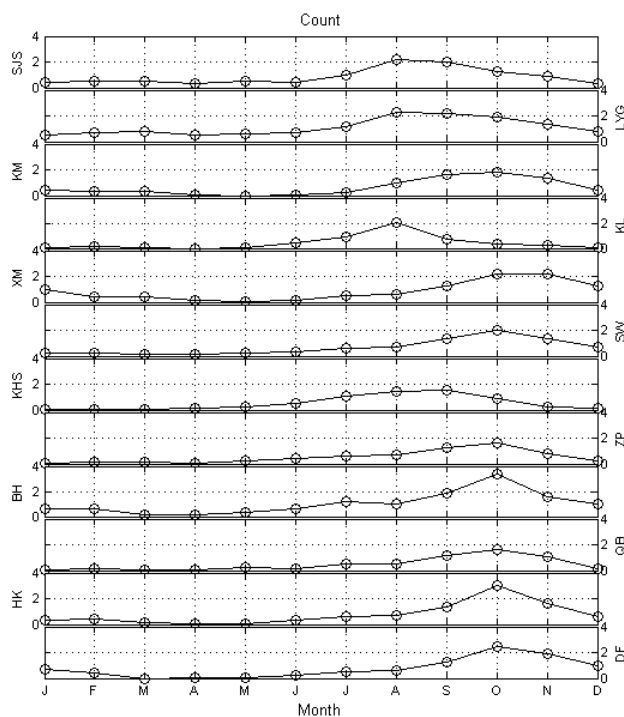


图 3-6-1. 12 个验潮站月平均风暴潮数量(count)分布图

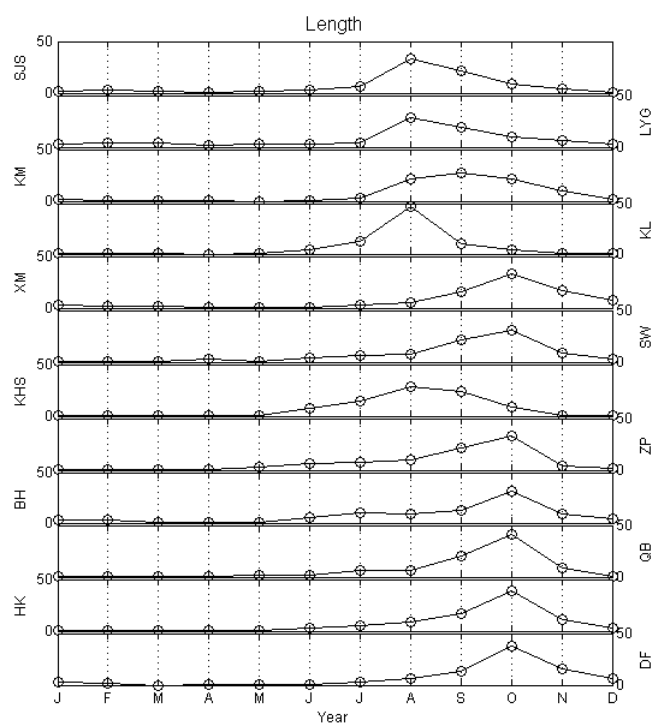


图 3-6-2. 12 个验潮站月平均风暴潮持续时间 (length) 分布

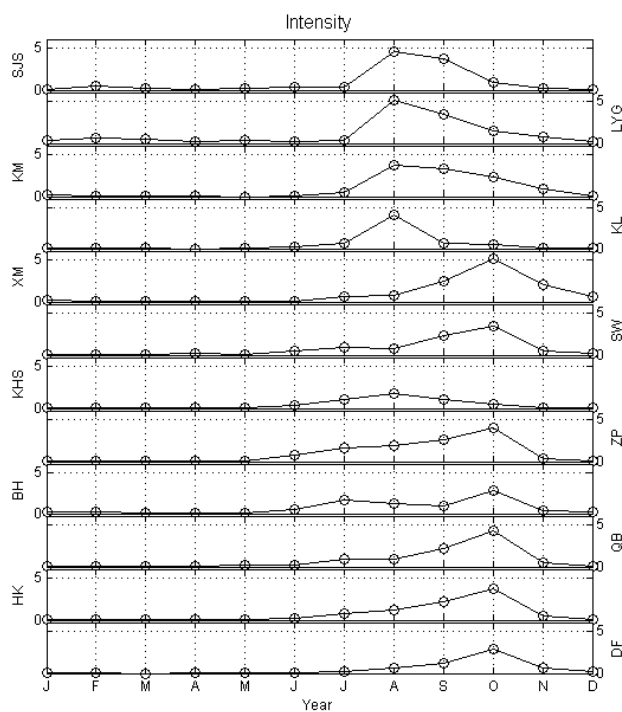


图 3-6-3. 12 个验潮站月平均风暴潮强度 (intensity) 分布

随后我们分别计算了 12 个验潮站 3 个参数的每年的值，结果分别显示在图 3-7（数量）、3-8（持续时间）和 3-9（强度）。结果显示这 3 个参数年值分布特征同样非常近似，当年风暴潮数量比较大的时候一般风暴潮持续的时间也更长风暴潮强度也更大。但是也有一些站在某些年份当风暴潮数量比较大的时候风暴潮强度却比较小。我们计算了 3 个参数在各个站的相关性，结果显示在图 3-10。结果显示风暴潮持续时间和强度之间的相关性最好，在 12 个验潮站所有的相关系数均在 0.75 以上；风暴潮数量和风暴潮持续时间之间的相关性也比较好，相关系数从 0.5 到 0.9，所有的验潮站都显著相关；相关系数最低的为风暴潮数量和风暴潮强度，有 10 个站存在显著相关，相关系数从 0.4 到 0.8，另外 2 个站（坎门和海口）没有明显的相关性。

从图 3-7 到 3-9 还可以发现，年风暴潮数量、持续时间和强度均存在比较强的年际变化，有一些年可能存在比附近年份高很多的值。从 3 个参数 5 年的滑动平均的结果可以发现 3 个参数同样存在比较明显的年代际变化，在 1970 年和 1990 年左右风暴潮比较强，而在 2000 年左右大部分站点风暴潮比较弱。在 12 个验潮站中有 2 个站（闸坡和海口）年代际变化比较弱。同时我们计算了 12 个验潮站的年平均风暴潮强度，数据显示在图 3-9，结果显示在 12 个验潮站中年平均风暴潮强度最大的为连云港年平均值为 14.1 h\*m，其次强度比较大的 3 个站为厦门、闸坡和石臼所从 11.2 到 12.5 h\*m。在所有的站中最弱的为高雄，为 5.4 h\*m。3 个参数的长期变化速率列在表 3-3 中。结果显示在长期变化趋势上 3 个参数不统一性比年代际和年际变化更加明显。年风暴潮强度在 5 个验潮站（石臼所、坎门、厦门、汕尾和高雄）存在显著减弱的趋势，而在闸坡有显著加强的趋势，在另外的 6 个站有增加的也有减弱的，但是它们均不显著。年风暴潮持续时间在 4 个验潮站（汕尾、闸坡、鲎鱼涌和海口）有显著减小的趋势，在其它的验潮站除了连云港有增加的趋势外全部呈现减弱的趋势，但是趋势均不显著。年风暴潮强度在 5 个验潮站（汕尾、高雄、闸坡、鲎鱼涌和海口）有明显减弱的趋势，在其它的验潮站趋势有增加也有减小但是均不显著。尽管在长期变化趋势上 3 个参数存在一些不统一性，但是其中还仍然存在相同点。首先大多数的验潮站 3 个参数的变化趋势都是减弱的，尤其是长期变化趋势显著的站（仅仅只有闸坡的年风暴潮数量呈现显著增加的趋势）。其次相较于年风暴潮数量，年风暴潮持

续时间和强度长期变化的统一性要强的多，在 12 个验潮站中仅仅只有坎门站呈现了相反的变化趋势。

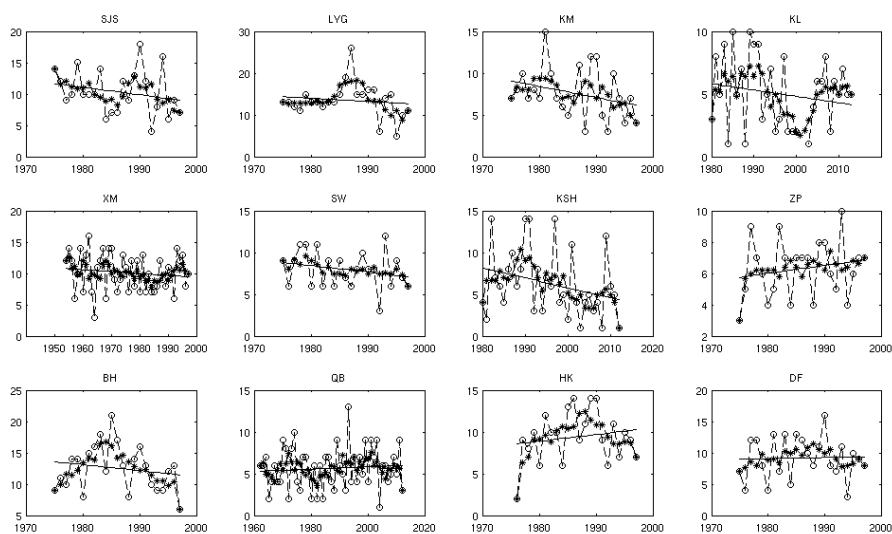


图 3-7. 12 个验潮站年发生的风暴潮数量(count)(虚线-o-),5 年滑动平均(-\*-)以及长期变化趋势(直线)

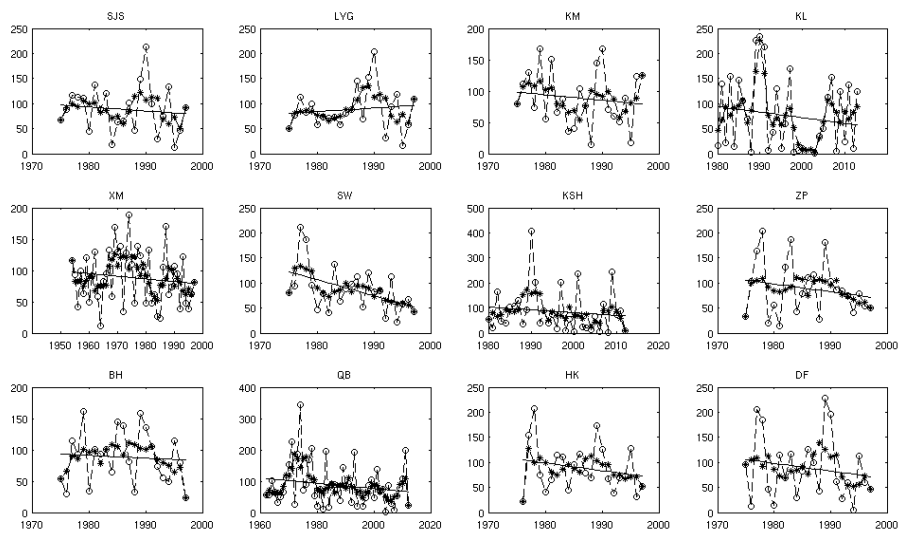


图 3-8. 12 个验潮站年风暴潮持续时间(length)(虚线-o-),5 年滑动平均(-\*-)以及长期变化趋势(直线)

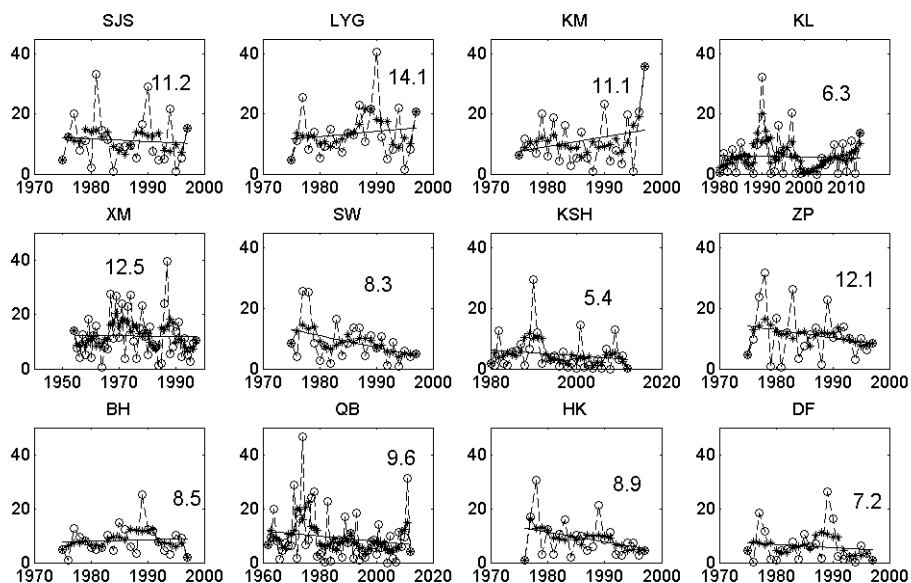


图 3-9. 12 个验潮站年风暴潮强度(intensity) (虚线-o-), 5 年滑动平均 (-\*-) 以及长期变化趋势 (直线), 数字表示各个站年平均风暴潮强度

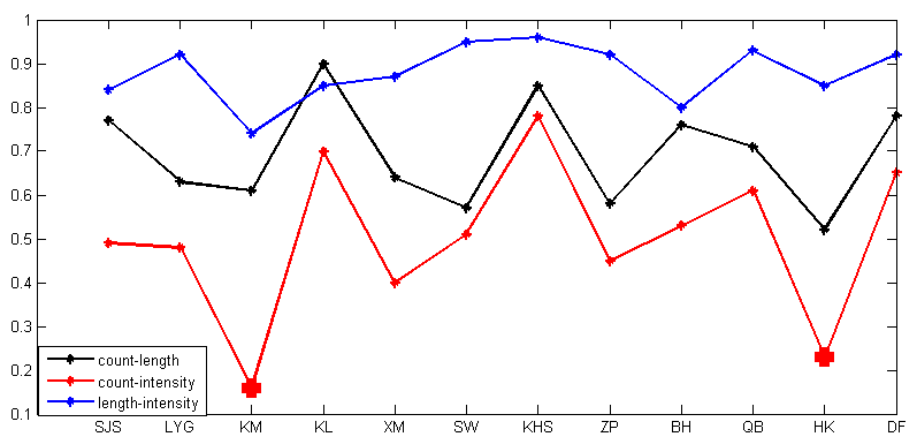


图 3-10. 风暴潮数量和风暴潮持续时间的相关系数 (黑线); 风暴潮数量和风暴潮强度的相关系数 (红线); 风暴潮持续时间和风暴潮强度的相关系数 (蓝线)。其中在 Kanmen 和 Haikou 风暴潮数量和强度的相关系数不显著

表 3-3. 中国沿海 12 个验潮站年风暴潮数量、持续时间和强度的长期变化趋势，带下划线的表明趋势通过了 95% 的置信检验

Shijiusuo			Lianyungang			Kanmen		
count	length	intensity	count	length	intensity	count	length	intensity
<u>-0.12</u>	-0.77	-0.09	-0.79	0.72	0.17	<u>-0.13</u>	-0.88	0.31
Keelung			Xiamen			Shanwei		
-0.05	-1.11	-0.03	<u>-0.03</u>	-0.43	-0.02	<u>-0.08</u>	<u>-3.20</u>	<u>-0.39</u>
Kaohsiung			Zhapo			Beihai		
<u>-0.12</u>	-1.11	<u>-0.10</u>	<u>0.05</u>	<u>-1.57</u>	<u>-0.26</u>	-0.09	-0.43	0.06
Quarrybay			Haikou			Dongfang		
0.01	<u>-0.85</u>	<u>-0.10</u>	0.08	<u>-1.54</u>	<u>-0.35</u>	0.02	-1.54	-0.12

### 3.5 潮汐-风暴潮相互作用特征及其变化

#### 3.5.1 潮汐-风暴潮相互作用

在一些区域，特别是浅海和河口地区，潮汐和风暴潮之间存在明显的相互作用。这种相互作用会导致风暴潮增水的振幅和频率发生变化 (Johns and Ali, 1980; Bernier and Thomson, 2007; Zhang et al., 2010)。

浅水方程如果忽略水平粘性项 ( $A\nabla^2 \vec{u}$ ) 可以写成下面的样式:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot \left( D \vec{u} \right) = 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} - f \vec{k} \cdot \vec{u} = -g \nabla \left( \xi - \bar{\xi} \right) + \frac{1}{\rho} \nabla p_a + \frac{1}{\rho D} \left( \vec{\tau}_s - \vec{\tau}_b \right) \quad (3.3)$$

这里  $\vec{u}$  为深度平均流， $\xi$  是自由表面， $D$  是总水深 (水深  $H$  加上自由表面  $\xi$ )， $\rho$  是海水密度， $g$  为重力加速度， $p_a$  是大气压力， $f$  为科氏系数 ( $2\omega \sin \phi$ ， $\omega$  为地球自转角速度， $\phi$  是当地纬度)， $\vec{k}$  为垂向速度。  $\vec{\tau}_b$  和  $\vec{\tau}_s$  分别表示地剪切应力和风剪切应力，利用 2 次参数化方案  $\vec{\tau}_b$  和  $\vec{\tau}_s$  可以分别表达为:

$$\begin{aligned}\vec{\tau}_b &= \rho g \vec{u} | \vec{u} | / K^2 D^{1/3} \\ \vec{\tau}_s &= \rho_a C_D \vec{U}_{10} | \vec{U}_{10} |\end{aligned}\quad (3.4)$$

这里  $K$  是斯特里克勒系数,  $C_D$  是表面拖曳系数,  $\rho_a$  是空气密度,  $\vec{U}_{10}$  是 10m 风速。在上面 3.1、3.2 和 3.3 中, Zhang et al. (2010) 指出方程中存在的非线性作用可以归为 3 类:

- (1) 由于方程 3.2 中的平流项引发的平流效应
- (2) 浅水作用, 由方程 3.1 中的非线性项  $D = (H + \xi)$ , 和 3.3 和 3.4 中连续方程中的平流项、深度平均的底摩擦项和深度平均的风驱动力项
- (3) 在方程 3.4 中的 2 次参数化的底摩擦的非线性作用

这样潮流和潮位能够通过平流项和由于风和气压驱动的水动力过程发生直接的影响, 这种相互影响我们称之为浅水作用。此外, 还有很多情况潮汐和风暴潮的相互作用主要来自摩擦项。Rossiter (1961) 认为在潮汐和风暴潮相互作用中一个重要的机制是他们之间位相的变化。他的解释是一种定性的解释, 潮汐和风暴潮在浅海中是以浅水波的方式传播的, 相速为  $\sqrt{gh}$ , 这里  $h$  为水深,  $g$  为重力加速度。当发生增水的时候, 增加的水深增加了潮汐和风暴潮的相速, 这样观测到的水位就会比预测的潮汐要早。同时由于总水深的增加底摩擦减小, 这同样增加了潮汐和风暴潮的相速。如图 3-11 所示, 实线表示的是观测水位, 虚线表示的是用调和分析方法得到的预报潮位。在这种情况下, 我们可以认为潮汐比我们预报的来的要早了一些。尽管在这种情况下我们看到的振幅变化不大, 但是用我们计算风暴潮的方法 (用观测水位减去预报潮位) 得到的风暴潮增水 (短划线) 在涨潮过程中 (预报潮汐) 得到了比较大的值。Horsburge and Wilson (2007) 利用一个简单的数学公式解释了这种观测到的位相变化。用  $O = A \cos(\omega t)$  代表观测到的水位, 用  $T = A \cos(\omega t - \varphi)$  代表调和与分析得到的潮汐。这里  $A$  和  $\omega$  分别代表振幅和频率,  $\varphi$  代表位相差, 那么风暴潮部分可以用  $R = O - T$  表示即:

$$R = B \cos(\omega t + \theta)$$

(3.5)

这里  $B$  和  $\theta$  分别是振幅和位相，可以用：

$$B = A(2 - 2 \cos \varphi)^{1/2} \quad (3.6)$$

$$\theta = \tan^{-1}[\sin \varphi / (1 - \cos \varphi)] \quad (3.7)$$

当  $\varphi$  为一个比较小的值时，一个比较好的近似为  $\theta$  会比观测提前大约  $90^\circ$ ，这样就引起风暴潮的极大值发生在涨潮的过程中。同样当观测的水位晚于预测的潮汐时，风暴潮极大值就会发生在落潮的时候。

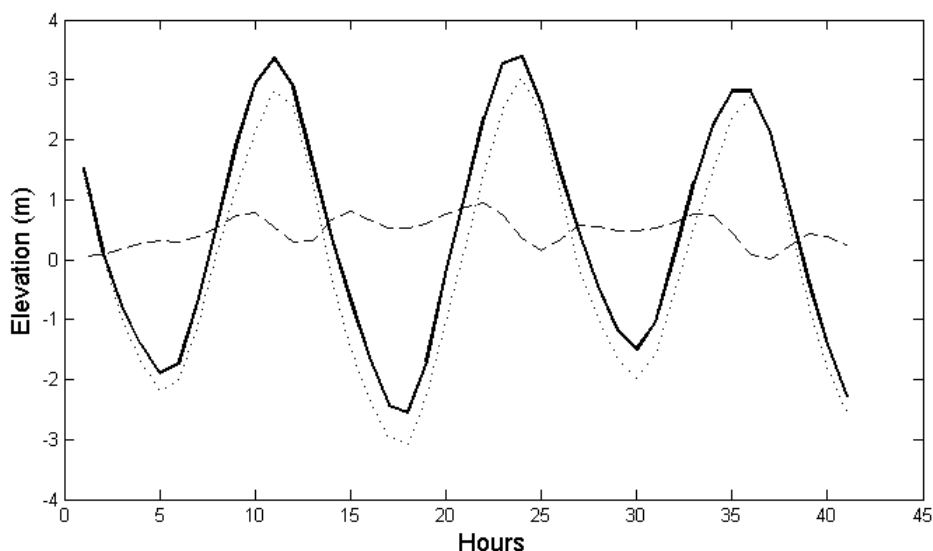


图 3-11. 观测水位（实线），调和分析潮位（点线），计算得到的风暴潮增水（虚线）

### 3.5.2 中国沿海潮汐-风暴潮相互作用

有很多统计方法可以评估一个站点是否存在显著的潮汐-风暴潮相互作用，本文采用的为 Ivan et al. (2010) 提出的方法。首先统计在各个站点超过一定阈值的风暴潮最高水位发生的时刻对应的潮汐过程所在的位置，即观察风暴潮最大值发生在一个潮汐周期的哪个时刻（通常是计算发生最大风暴潮增水的时刻距离最近的高潮位的时间间隔）。然后把潮汐过程分成小时为间隔的区间（以高潮

时为 0 点), 统计各个区间风暴潮极值发生的频率。如果在一个验潮站不存在潮汐-风暴潮相互作用, 或者潮汐-风暴潮作用非常弱, 那么在每个区间发生风暴潮个数应该近似相同; 如果在某个区间或者某几个区间发生的风暴潮极值个数明显的大于另外的区间, 则表明在该站点存在显著的潮汐-风暴潮相互作用。Ivan et al. (2010) 利用卡方检验的方法量化站点潮汐-风暴潮相互作用的强度, 方法如下:

$$X^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(N_i - e)^2}{e} \quad (3.7)$$

这里  $N_i$  是第  $i$  个区间风暴潮极值的个数,  $e$  是每个区间预期的风暴潮极值个数(即超过阈值风暴潮极值总数除以区间数), 在本文中我们选取的阈值为 99% 风暴潮增水水位。当  $N_i$  和  $e$  非常接近的时候检验统计量  $X^2$  就会非常的小, 这样就表明当地的潮汐和风暴潮过程是相互独立的, 不存在明显的潮汐-风暴潮相互作用, 当统计检验量比较大的时候存在明显的潮汐-风暴潮相互作用。判断潮汐-风暴潮相互作用是不是显著可以看其是否能通过 95% 的置信检验, 例如  $X_{12,0.95}^2 = 21$ 。在本文中我们并不是像其它类似的工作一样(Horsburgh and Wilson, 2007; Ivan et al., 2010; Antony and Unnikrishnan, 2013) 直接利用  $X^2$  的值代表站点潮汐-风暴潮相互作用的强弱, 因为  $X^2$  会随着资料长度的增加而增加。为了能够比较站点间潮汐-风暴潮相互作用的强弱, 我们比较  $X^2/T$ , 这里  $T$  为资料的长度。

12 个验潮站增水极值超过阈值(风暴潮增水 99%) 在每个区间的分布结果显示在图 3-12。如图所示中国沿海的 12 个验潮站分为 2 类: 一类分布在半日潮海区, 以高潮时为中心采用 13 个分区(高潮前 6 小时到高潮后 6 小时); 一类分布在全日潮海区, 以高潮时为中心采用了 25 个分区(高潮前 12 小时到高潮后 12 小时)。如图显示, 风暴潮极值发生时刻分布明显不是均匀分布, 通过对结果进行 95% 置信检验发现在 12 个验潮站都存在着显著的潮汐-风暴潮相互作用。图 3-12 显示了 4 种不同的分布特征: 第一种包括 5 个验潮站(石臼所、连云港、坎门、厦门和海口), 风暴潮增水的最大值多发生在涨潮的时候(大约在高潮时前的 4-5 个小时); 第二种包括 2 个验潮站(高雄和闸坡), 风暴潮增水的最大值多发生在落潮的时候(高潮时后的 4-5 个小时); 第三种包括 4 个验潮站(汕尾、

北海、鲎鱼涌和东方), 风暴潮增水的最大值在涨潮和落潮的过程中发生的概率都比较大, 这些站点的分布有多个峰值; 第 4 种包括坎门、汕尾、北海和东方这些站点(包含上面 3 种类型种站点) 风暴潮增水最大值发生在高潮时的概率要比其它的验潮站要大。

在本文中我们用  $X^2/T$  去定量比较 12 个验潮站潮汐-风暴潮作用的强弱, 结果同样显示在图 3-12 中。图中显示潮汐-风暴潮相互作用站与站之间变化很大, 空间分布上没有一致性。从图中可以看到在连云港和厦门两个验潮站  $X^2/T$  的值要比其它的站点都要大的多(基本上为倍数关系), 表明这两个站的潮汐-风暴潮相互作用在所有的验潮站中最强, 且比其它的站要强的多。潮汐-风暴潮相互作用最弱的两个站为坎门和基隆, 这两个站的  $X^2/T$  的值均小于 2。

Horsburgh and Wilson (2007) 以及 Antony and Unnikrishnan (2013) 根据风暴潮增水形态和潮汐水位之间的关系, 把风暴潮增水过程分为四类(图 3-13):

- (1) 位相改变(phase altered): 在观测水位和预报潮汐之间有明显的相位差
- (2) 高潮(high water): 没有明显位相差, 增水在高潮时显著
- (3) 低潮(low water): 没有明显位相差, 增水在低潮时显著
- (4) 长持续时间(long duration): 在超过 2 个潮汐过程中增水显著

在本文中根据上面 4 种分类方法对中国沿海 12 个验潮站超过 99% 增水水位的风暴潮过程进行了分类, 结果显示在表 3-4 中。从表中我们可以看到在 4 种类型分布中一个最重要的特征为相较于第一种和第四种类型, 第二种和第三种类型占有的比重较少。尤其是第 4 种类型(long duration) 在 9 个验潮站中所占有的比例均超过了 40%, 在另外的 3 个站(石臼所、连云港和北海) 占优势比例的类型为第一种(phase altered)。第二种类型(high water) 在每个站都有存在, 其中在 8 个站其所占的比例超过了 10%, 最大增水发生在高潮时更容易引发的高的总体水位。第三种即风暴潮增水在低潮时显著发生的概率和增水在高潮时显著的比例类似, 所有的站均不超过 15%, 最低的站为鲎鱼涌仅有 1.74%。有一个站比较特殊, 厦门站第一种和第四种发生的概率都超过了 40%。通过和以前其它区域的工作对比(Antony and Unnikrishnan, 2013; Horsburgh and Wilson, 2007) 发现在中国沿海的风暴潮过程和别的区域的风暴潮过程存在一些明显的区别, 具体体现在

虽然在图 3-12 中我们可以看到风暴潮极值增水容易发生在涨潮和落潮的过程中,但是在中国沿海四种风暴潮类型中占主要地位的为第四种(长持续时间)。这种特点使得中国沿海风暴潮过程更加容易引发比较严重的风暴潮灾害,因为虽然最大增水不是发生在高潮时,但是在高潮时增水仍然是一个比较大的值(见图 3-13d)。另一个比较明显的区别是相较于他们研究的海域在中国沿海第二种风暴潮所占有的比例比较高。这两种区别都使得在中国沿海更加容易发生比较严重的风暴潮灾害。引起这种区别的一个主要原因可能是中国沿海和他们所研究的区域引发风暴潮的天气系统不同,在中国的黄、东以及南海地区(验潮站分布的海区)较强的风暴潮过程基本上都是由台风引起的,由台风引发的风暴潮不能够仅仅看成局地风的作用,在别的区域产生的风暴潮增水能够以近似于潮汐传播的速度传播,根据 Proudman (1955, 1957)中提到的浅水作用,这样风暴潮就会得到加强,使得长持续时间的风暴潮种类得到显著的增加。

为了检验在过去几十年里平均海平面和潮汐的变化是否引起站点中潮汐-风暴潮相互作用发生变化,选取了时间长度超过 30 年的四个验潮站(厦门、鲎鱼涌、基隆、高雄)去检验潮汐-风暴潮作用在过去时间内的变化。我们采用的办法是把每个站的数据按 10 年的长度分为不同的时间段,在每个时间段分别进行如图 3-12 中进行的计算每个时间段分布结果,四个验潮站的结果显示在图 3-14 中。从图中可以看到在厦门、高雄和鲎鱼涌不同 10 年的结果分布非常类似,特别是在厦门站在分布上基本没有改变,表明在这 3 个站在过去几十年内潮汐-风暴潮相互作用没有显示的变化。在基隆站在过去几十年内,每个十年风暴潮极值的分布都有一些区别。特别是在极值发生在落潮过程中的部分变化比较大,相对而言在涨潮过程中的差别比较小,基本上都是在高潮前 4 小时概率最大。联系图 3-12 中的  $X^2/T$  的值,发现当潮汐-风暴潮相互作用越显著的时候,其越不容易发生改变。

综上所述,潮汐-风暴潮作用在中国沿海是比较显著的。当我们对中国沿海极值水位的变化进行分析评估的时候不能够忽略潮汐-风暴潮相互作用的影响。但是在厦门、高雄和鲎鱼涌这三个验潮站潮汐-风暴潮相互作用比较稳定,在过去的几十年内没有发生明显的变化,而在基隆站其潮汐-风暴潮相互作用又比较弱。潮汐-风暴潮相互作用在这些站的极值水位的变化中没有起到(或者作用较

小) 直接的作用。

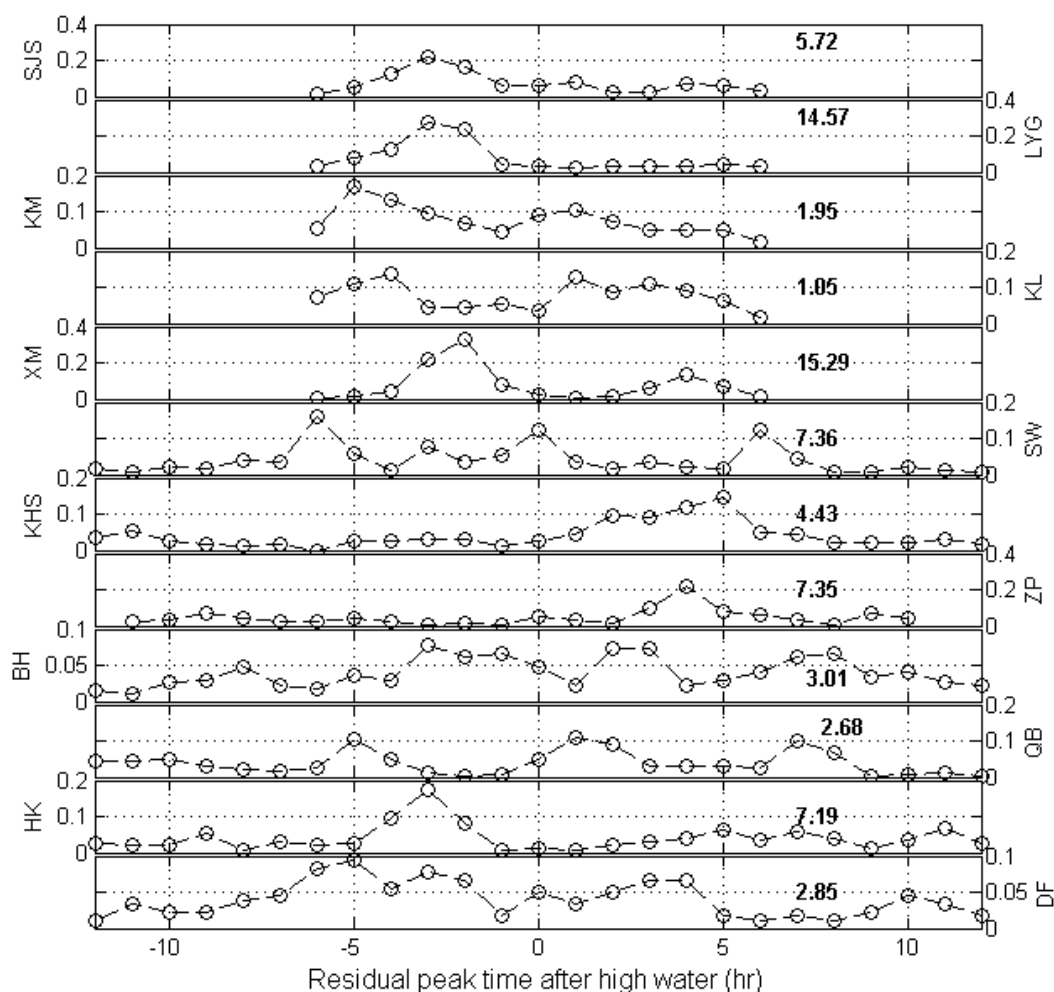


图 3-12. 风暴潮极值超过 99%增水的风暴潮在潮汐过程每个区间的分布频率，0 时刻代表高潮发生的时刻，不同的时间长度分别对应半日潮和全日潮，y 轴为百分比，图上数字表示  $X^2/T$ ，在所有的验潮站都存在显著的潮汐-风暴潮相互作用，通过了 95%的置信检验

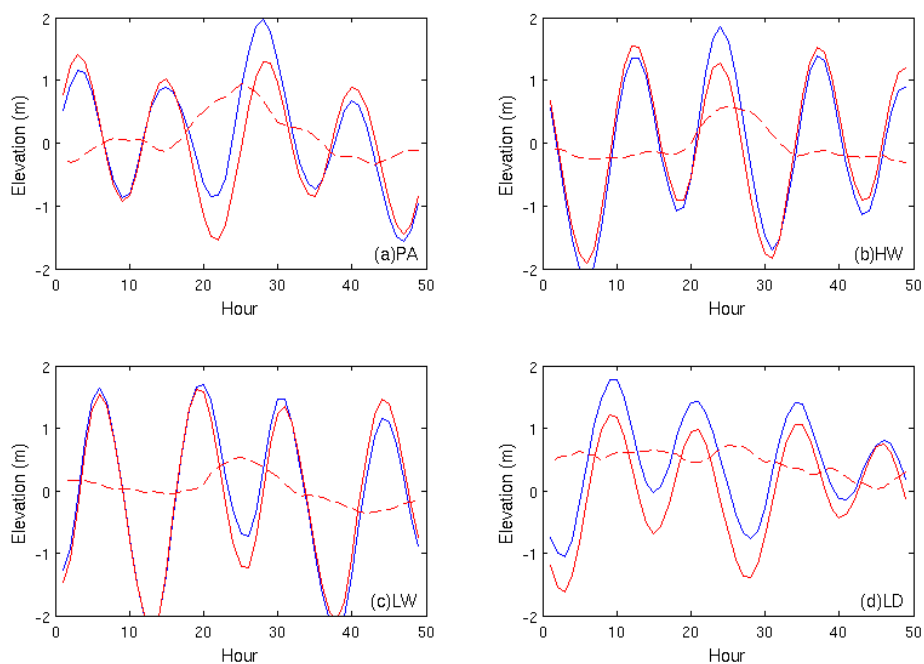


图 3-13. 增水超过 99%的风暴潮 4 种增水类型, 位相改变(phase altered (a)), 高潮 (high water (b)), 低潮 (low water (c)) 和长持续时间 (long duration (d)). 所有图中蓝线代表观测水位, 红色实线代表预测潮汐, 红色虚线表示增水水位

表 3-4. 中国沿海 12 个验潮站风暴潮增水 4 个类型每个类型含有的风暴潮过程个数及其百分比，下划线标示的为占比值超过 40%的类型

Tide station	1	2	3	4
Quarrybay	59 (20.49%)	15 (5.21%)	5 (1.74%)	<u>209 (72.57%)</u>
Shijiusuo	<u>108 (45.38%)</u>	14 (5.88%)	30 (12.61%)	86 (36.13%)
Lianyungang	<u>172 (54.25%)</u>	26 (8.20%)	43 (13.56%)	76 (23.97%)
Kanmen	47 (26.86%)	23 (13.14%)	26 (14.86%)	<u>79 (45.14%)</u>
Keelung	39 (23.49%)	24 (14.46%)	23 (13.86%)	<u>80 (48.19%)</u>
Xiamen	<u>180 (40.54%)</u>	56 (12.61%)	21 (4.73%)	<u>187 (42.12%)</u>
Shanwei	27 (14.52%)	25 (13.44%)	15 (8.06%)	<u>119 (63.98%)</u>
Kaohsiung	59 (28.50%)	17 (3.38%)	7 (3.38%)	<u>114 (55.07%)</u>
Zhapo	18 (12.41%)	10 (6.90%)	10 (6.9%)	<u>103 (71.03%)</u>
Beihai	<u>123 (44.40%)</u>	33 (11.91%)	33 (11.91%)	62 (22.38%)
Haikou	66 (32.35%)	19 (9.31%)	19 (9.31%)	<u>91 (44.61%)</u>
Dongfang	67 (27.80%)	30 (12.45%)	30 (12.45%)	<u>106 (43.98%)</u>

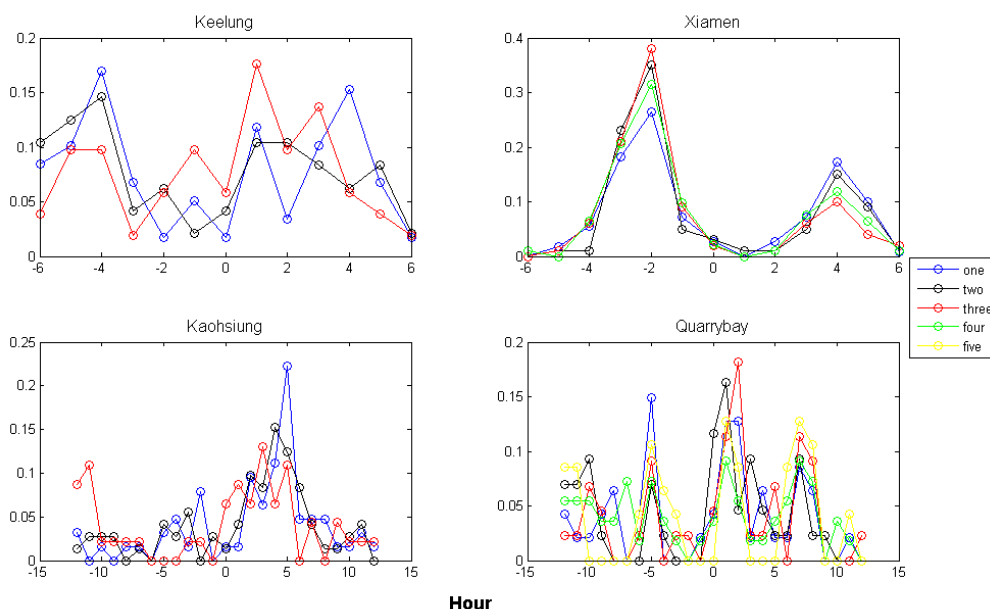


图 3-14. 在 Keelung、Xiamen、Kaohsiung 和 Quarrybay 以 10 年尺度区分风暴潮极值在不同的时刻发生的频率，不同颜色代表各个 10 年内的结果

### 3.6 极值水位的变化

在这部分我们分析极值水位的变化,以及各个成分在极值水位变化中的作用。把极值水位变化分为由海平面变化引起的以及其它动力学因素(潮汐和风暴潮)改变引起的。研究极值水位变化时采用的方法为百分比法,在四个时间长度大于30年的验潮站统计了每年90%、99%和99.9%的极值水位,并且计算了这些水位减去平均海平面后的时间序列。结果显示在图3-15中。如图所示没有减去平均海平面的极值水位(top)在基隆和厦门站3个百分比的时间序列都有显著增加的趋势。而且极值水位增加的趋势要比平均海平面增加的趋势要大(3.2节),尤其是99.9%极值水位增加的趋势要比海平面的增加的速率要大的多。在厦门这种差别最显著,99.9%极值水位增加的速率是平均海平面增加速率的4倍。在高雄3个百分比极值水位同样有增加的趋势,但是它们增加的趋势都不显著,但是极值水位的变化趋势同样比平均海平面的变化要大(在高雄平均海平面的有减小的趋势)。在鲷鱼涌,90%和99%的极值水位时间序列同样有显著增加的趋势,同样他们增加的速率要比平均海平面增加的速率要快。99.9%的极值水位同样有增加的趋势,但是这种趋势不显著。

由99.9%、99%和90%的极值水位减去每年对应的平均海平面数值后得到的时间序列(bottom)显示出不同的特征。在所有的4个验潮站3个百分比的时间序列趋势都不在显著。基隆、厦门和高雄所有3个百分比时间序列仍然存在增加的趋势,在厦门增长速率仍然比较大。在基隆站3个百分比时间序列增加的速率当减去平均海平面后显著减小。在高雄站2种时间序列的区别不明显。在鲷鱼涌,99%和90%的时间序列仍然有增加的趋势,但是99.9%的时间序列存在减小的趋势。两种时间序列都表明极值水位除了年际变化和长时间变化外,在4个站极值水位都存在年代际的变化,但是这种年代际的变化在不同的站点显示了不同的特征。

在过去的几十年,4个验潮站极值水位都呈现了比较明显的年代际特征和显著增加的趋势。并且通过和平均海平面变化的对比发现极值水位的变化和平均海平面变化之间存在一些区别,表明在中国沿海除了平均海平面的变化能够影响极值水位的变化外,其它的动力学因素在极值水位变化中同样起到了不能够忽视的作用。下面我们计算了极值水位(这里我们选取99.9%的极值水位序列)和海平面各个成分(mean sea level、tide、storm surge)之间的关系。这里我们用

风暴潮强度 (intensity) 表示风暴潮的变化, 用年平均高潮潮位的变化表示潮汐的变化。极值水位和各个成分之间的相关系数在表 3-5 中。

结果显示极值水位和各个成分之间的关系在 4 个验潮站中存在一些相同的特点。极值水位和平均海平面在 4 个站都存在显著相关的关系, 特别是在基隆、厦门和高雄三个验潮站 (相关系数均大于 0.5)。这个特点和一些在其它区域的研究结论相同, 例如: English Channel (Pirazzoil et al., 2006; Ivan et al., 2010); Liverpool, UK (Woodworth and Balckman, 2002); Australian (Church et al., 2004); San Francisco, USA (Bromirski et al., 2003)。结果表明在极值水位变化中平均海平面的变化起到了很重要的作用。

极值水位和潮汐以及风暴潮之间的关系结果随站点的不同而有明显的区别。在基隆、高雄和鲷鱼涌极值水位和风暴潮之间存在显著的正相关 (相关系数大于 0.5)。表明在这 3 个站风暴潮的变化在极值水位变化中同样起到了重要的作用。但是在厦门在极值水位和风暴潮之间没有明显的相关性。导致这种不同的一个可能的原因厦门站的潮汐-风暴潮相互作用要比其它 3 个验潮站要强的多, 根据图 3-12 显示在厦门基本上所有的风暴潮增水的极值都发生在涨潮和落潮的过程中, 同时根据图 3-5 我们同样发现在厦门潮汐的振幅要比其它 3 个站高很多, 这也许也是一个重要的原因。这样的话, 在厦门因为风暴潮最大增水发生的时刻可能不能和极值水位发生的时刻相对应, 这样风暴潮的变化对极值水位的影响相较于其它的验潮站就会比较弱。

在高雄和厦门极值水位和潮汐之间存在显著的正相关 (相关系数在 0.5 之上)。但是在基隆和鲷鱼涌极值水位和潮汐之间没有明显的相关性。这种区别同样可能是由于潮汐-风暴潮相互作用导致的。从图 3-12 和 3-14 可以看到在基隆和鲷鱼涌相比较于厦门和高雄风暴潮最大增水发生的时刻更加接近于高潮时。这样潮汐在厦门和高雄起到的作用可能就比在基隆和鲷鱼涌重要的多。这其中一个是比较特殊的站点为高雄, 相较于其它 3 个站, 在这个站极值水位和风暴潮和潮汐之前都存在明显的正相关。同样从图 3-12 和 3-14 可以看到, 在高雄风暴潮最大增水发生的时刻集中在高潮时的 0-6 小时, 这样的话风暴潮和潮汐在极值水位的产生中可能都起到了比较重要的作用。总结的来说, 潮汐-风暴潮相互作用在极值水位的变化中同样起到了重要的作用, 但是它本身并不直接影响极值水位的

变化，它的作用在于通过影响风暴潮和潮汐对极值水位产生影响。

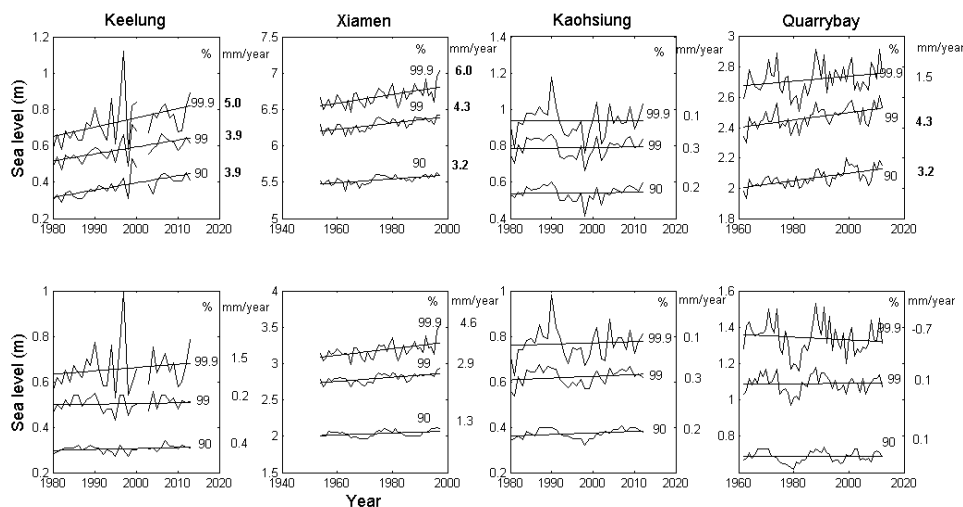


图 3-15. 在四个验潮站 (Keelung、Xiamen、Kaohsiung、Quarrybay) 极值水位 99.9%、99%和 90%值的时间序列 (top); 以及其减去平均海平面 (50%) 后的时间序列 (bottom)。图中直线代表长期变化趋势, 图右侧的数字表示其变化率 (单位 mm/year), 加粗的表示其变化在 95%置信区间上显著

表 3-5. 在 Keelung、Xiamen、Kaohsiung 和 Quarrybay 四个验潮站 99.9%极值水位和平均海平面、风暴潮强度、年平均高潮潮位之间的相关系数, 带下滑线的表明相关系数在 95%的置信区间上显著。

	MSL	Surge	Tide
Keelung	<u>0.58</u>	<u>0.52</u>	-0.01
Xiamen	<u>0.52</u>	-0.05	<u>0.54</u>
Kaohsiung	<u>0.65</u>	<u>0.65</u>	<u>0.52</u>
Quarrybay	<u>0.37</u>	<u>0.51</u>	0.19

### 3.7 本章小结

在本章中利用中国沿海 12 个验潮站小时分辨率的水位观测数据我们分析了中国沿海极值水位在过去几十年的变化趋势, 并且分析了水位的各个成分 (平均海平面、潮汐、风暴潮以及潮汐-风暴潮相互作用) 在极值水位变化中的作用。

在本章中我们同样分析了平均海平面、潮汐、风暴潮以及潮汐-风暴潮的变化。比较不幸的是我们受限于数据的质量（包括数据的空间时间分辨率，以及可能数据的连续性）无法得到比较详细的空间分布特征。如果能够得到更多的沿海验潮站数据，可能会得到更加准确更加清晰的结论。

在我们选择的验潮站平均海平面存在明显的年代际变化，平均海平面的长期变化存在非常明显的空间不均匀分布。平均海平面在9个验潮站中的5个（坎门、基隆、闸坡、厦门和鲎鱼涌）存在显著的增加的趋势。时间长度超过30年的4个验潮站（基隆、厦门、高雄和鲎鱼涌）的潮汐显著但是不均匀的变化。所有12个验潮站的风暴潮都存在明显的年际变化和年代记变化，在长期变化方面各个验潮站的特点不同。在所有的验潮站都存在显著的潮汐-风暴潮相互作用，但是同样潮汐-风暴潮相互作用没有明显的空间分布特征，站点之间存在明显的区别。在时间尺度超过30年的4个验潮站中潮汐-风暴潮相互作用在过去的几十年没有发生明显的变化。

在基隆、厦门和鲎鱼涌在过去的几十年极值水位存在明显的增加的趋势。在4个验潮站中极值水位都存在显著的年代际变化。在四个验潮站平均海平面和极值水位都存在显著的正相关，表明在这些区域平均海平面变化在极值水位变化中起到了重要的作用。在基隆、高雄和鲎鱼涌风暴潮强度和极值水位之间表现出显著的正相关，表明在这3个站风暴潮的变化在极值水位的变化中同样重要。在高雄和厦门极值水位和潮汐之间呈显著的正相关，在这两个站极值水位的变化中潮汐的变化同样是很重要的。潮汐-风暴潮相互作用在极值水位变换中同样起到重要的作用，在特定的站点它决定了潮汐和风暴潮那个成分在极值水位变化中起到了更加重要的作用。

总而言之，在中国沿海极值水位的变化受海平面变化的影响很大。但是极值水位的变化并不完全取决于平均海平面的变化。潮汐和风暴潮的变化同样有重要的影响，但是它们的作用根据站点的不同而不同。潮汐-风暴潮相互作用同样有重要的作用，但是并不直接影响极值水位的变化，其通过潮汐和风暴潮对极值水位产生影响。

## 4. 利用数值模式分析渤海地区风暴潮的变化

与黄海、东海和南海区域不同,由于渤海区域所处的纬度较高( $37^{\circ}07' - 41^{\circ}N$ ),在中国沿海只有少数的台风能够向北移动到渤海区域,而且这些台风中也只有一部分能够引起显著的风暴潮过程。中国渤海区域的风暴潮主要是由寒潮或冷空气以及温带气旋引起的,尤其是冬半年,上述天气过程经常导致显著的风暴潮增水过程。

关于渤海地区的风暴潮前人已经进行了一些研究,包括在 1.6 节提到的一些早期的风暴潮研究。近年来也有很多工作研究渤海地区的风暴潮过程。例如, Yin et al. (2001) 利用水动力模式模拟了渤海地区 1964 年的一次风暴潮过程,发现当把波浪的作用考虑进去后模型计算的结果会更加准确。Zhao and Jiang (2011a) 计算了在渤海地区在不同的冷空气路径下风暴潮的情况。Zhao and Jiang (2011b) 分析了海岸线变化对渤海地区风暴潮的影响,并且考虑了多种可能的海岸线变化。Feng et al. (2011) 研究了不同的台风路径对天津地区风暴潮的影响。但是以前的研究基本上都是基于风暴潮个例的研究,没有涉及到渤海地区风暴潮随时间变化的研究。

和黄海、东海和南海不同,在渤海地区由于种种原因没有公开的长期验潮站数据去研究渤海地区极值水位和风暴潮的变化。为了克服数据的缺乏,我们采用在 1.3 中介绍的方法,利用数值模式模拟过去渤海地区(图 4-1)风暴潮的变化,并且在此基础上利用统计降尺度的方法对渤海地区未来的风暴潮情况进行了分析。

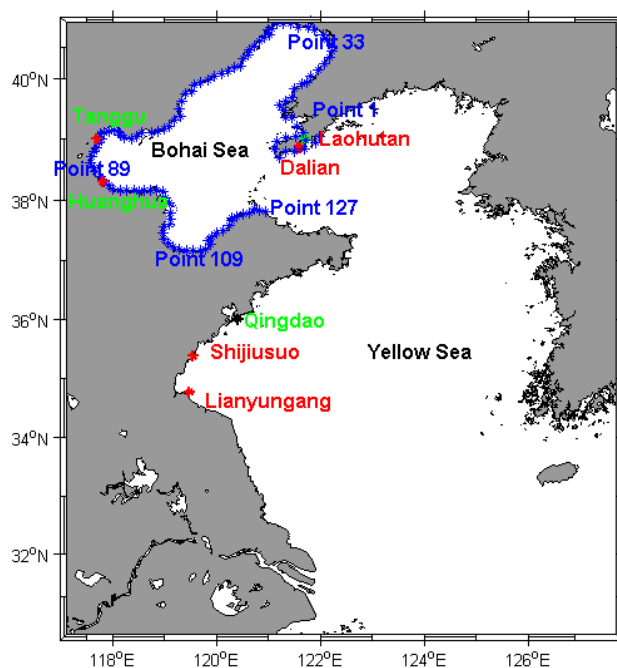


图 4-1. 水动力模式计算区域, 渤海和黄海的位置, 用来验证模式的几个验潮站: Laohutan、Dalian、Tanggu、Huanghua、Qingdao、Shijiusuo 和连云港, 红色的表示拥有比较长期的观测数据, 绿色表示仅拥有风暴潮个例数据。以及在渤海区域选择的 127 个代表整个渤海区域风暴潮情况的点

#### 4.1 风场数据的验证

对渤海地区过去风暴潮情况的模拟, 风场我们选择了在 2.2 节中介绍的来自 Wu et al. (2011) 的后报数据, 在本文中我们称之为 Wu-data。在 Wu et al. (2011) 中有一些对风场数据质量和数据连续性的验证, 包括对天气过程的检验和一些数据产品对比的结果 (例如 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR))。在本章节我们检验的主要是 Wu-data 在渤海地区尤其是沿岸地区 (对风暴潮的模拟更重要的区域) 相较于其驱动数据 ERA-40 是否能够得到附加值 (added value) (即是不是比驱动数据更加接近观测值)。按照 Winterfeldt et al. (2011) 提出的方法, 参数 Brier skill score (S) 的定义为:

$$S = 1 - \sigma_{w0}^2 / \sigma_{e0}^2 \quad (4.1)$$

这里  $\sigma_{w0}^2$  代表 Wu-data W 和用来验证的卫星观测数据 O 之间的误差方差,  $\sigma_{e0}^2$

是驱动数据 ERA-40 E 和卫星观测数据  $O$  之间的误差方差。S 能够表征 Wu-data W 和 ERA-40 E 那一个更接近卫星观测数据  $O$ 。当  $S > 0$  的时候，Wu-data 比 ERA-40 接近于观测数据（卫星数据）。这种情况下模式数据相较于驱动数据得到了附加值。

在本文中我们采用的卫星数据来自于 National Climate Data Center (NOAA) 提供的 Blended Sea Winds 数据。它是一个全球尺度网格的高分辨率 ( $0.25^\circ$ ) 的 10m 风场数据，它是由不同的卫星数据经过分析处理得到的 (Zhang et al., 2006)。因为在 1990 年以前，能够用到的卫星数据特别少，所以我们选取了 1990-1999 年之间的数据进行验证。

S 的结果显示在图 4-2 中。结果显示，考虑所有的风速时 (left)，在渤海和黄海的大部分地区 S 都是大于 0 的，表明在大部分地区 Wu-data 相较于 ERA-40 风速都得到了附加值。但是仍然有一些地区 S 是小于 0 的，例如在辽东湾的中部和黄海的北部地区。当只比较卫星风速大于 15m/s 的数据时 (right)，S 基本上在所有的区域都是大于 0 的，特别是在渤海的近岸地区。表明相比较于低风速区域，在高风速区域 Wu-data 比 ERA-40 要更加接近于观测数据（卫星数据）。而高风速区比低风速区对风暴潮模拟的准确性更加重要。从 S 的结果我们可以得到结论，Wu-data 在渤海和黄海的沿岸地区要比 ERA-40 更加的可靠，利用其驱动得到的风暴潮数据应该更加的准确，至少在 1990-1999 年之间情况如此。

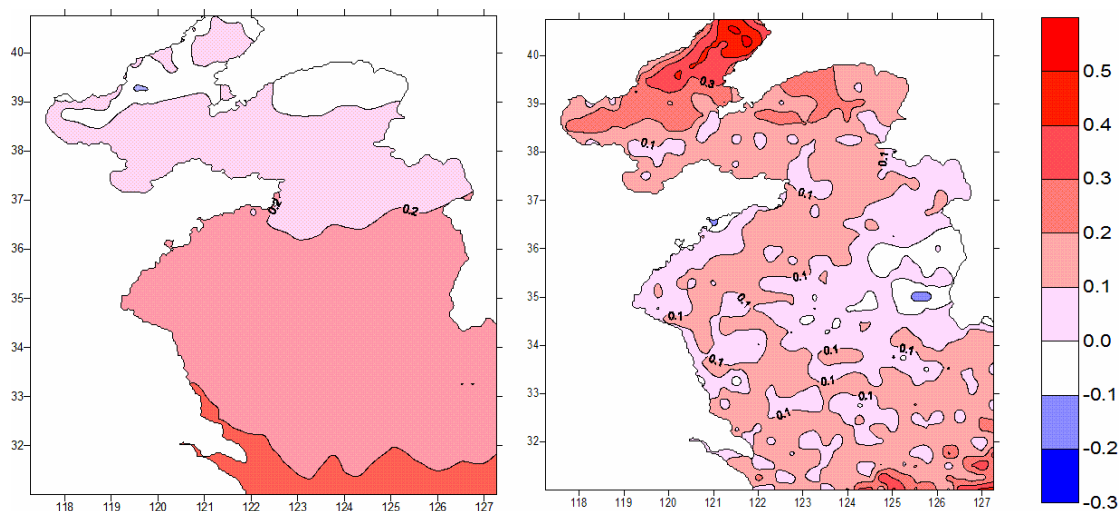


图 4-2. Wu-data 相较于 ERA-40 的 Brier Skill score (S), 参照数据来自于 NOAA 提供的 Blended Sea Winds 数据, 时间尺度为 1990-1999 年, Left (A): 用所有的风速计算得到的 S; Right (B): 当卫星数据的风速大于 15m/s 时计算得到的 S

## 4.2 水动力模式检验

### 4.2.1 风暴潮个例检验

为了检验 ADCIRC 数值模式在渤、黄海地区模拟风暴潮事件的能力，我们对历史上四个比较强的风暴潮事件进行了模拟。这四个事件为：

(1). 由 8509 号台风 (Mamie) 引起的风暴潮灾害，该台风产生与日本冲绳岛西北约 110 公里的洋面上，18 日 11 时左右在江苏省启东登陆，19 日 2 时台风再度出海向正北向移动，19 日上午 10 时左右在青岛登陆，穿越山东半岛进入渤海北部。这个风暴潮个例中我们选择了 Qingdao 和 Tanggu 对计算的风暴潮增水进行检验。

(2). 选取的是 2003-10-05 到 2003-10-12 号在渤海区域由寒潮大风引发的风暴潮。受来自西伯利亚强冷空气向东南方向移动影响，渤海区域持续刮东北大风。持续的东北风将渤海区域的海水推向迎风岸，同时又恰逢天文大潮，增水与天文大潮相互叠加使的在渤海湾和莱州湾发生了强烈的风暴潮增水。这个风暴潮个例中我们选择了 Huanghua 和 Tanggu 对计算的风暴潮增水进行检验。

(3). 选取的是 0703 特大温带风暴潮。2007-03-03 至 2007-03-05，受北方强冷空气和黄海气旋的共同作用，在渤海湾和莱州湾发生了一次强的温带风暴潮过程。这个风暴潮个例中我们选择了 Longkou 和 Yantai 对计算的风暴潮增水进行检验。

(4). 选取的是 2009 年 4 月在天津沿海出现的一次较强的超警戒潮位的温带风暴潮过程。这次主要受较强冷空气南下和低压槽北上共同影响产生的，伴随雷雨大风等强对流天气过程。这个风暴潮个例中我们选择了 Huanghua 和 Tanggu 对计算的风暴潮增水进行检验。

4 个过程中在各个站点观测增水和模式模拟增水对比结果显示在图 4-3 中。如图所示，对于 8509 风暴潮过程，在 Qingdao 站模拟的增水结果和观测结果符合的较好，最大增水的计算误差在 10%以内，最大增水的相位误差在 1 小时以内。在 Tanggu 站模拟的结果和观测数据符合的和青岛一样好，最大增水的相对误差小于 10%，位相误差基本上为 0。对于 0310 风暴潮过程，在 Huanghua 和 Tanggu 模式结果和观测结果符合的都比较好。在 Huanghua 最大增水基本相同，位相误差大约为 2-3 小时，在 Tanggu 最大增水误差大约为 10%左右，位相误差大约为 1-2 小时左右。对于 0703 和 0904 风暴潮过程，各个验潮站模式结果和观测结果

符合的都比较好，最大增水的误差都在 5%–10% 左右，位相误差也比较小，在 2–3 小时以内。通过 4 个风暴潮个例结果的检验可以发现 ADCIRC 数值模式能够比较好的模拟在渤、黄海区域发生的风暴潮过程。

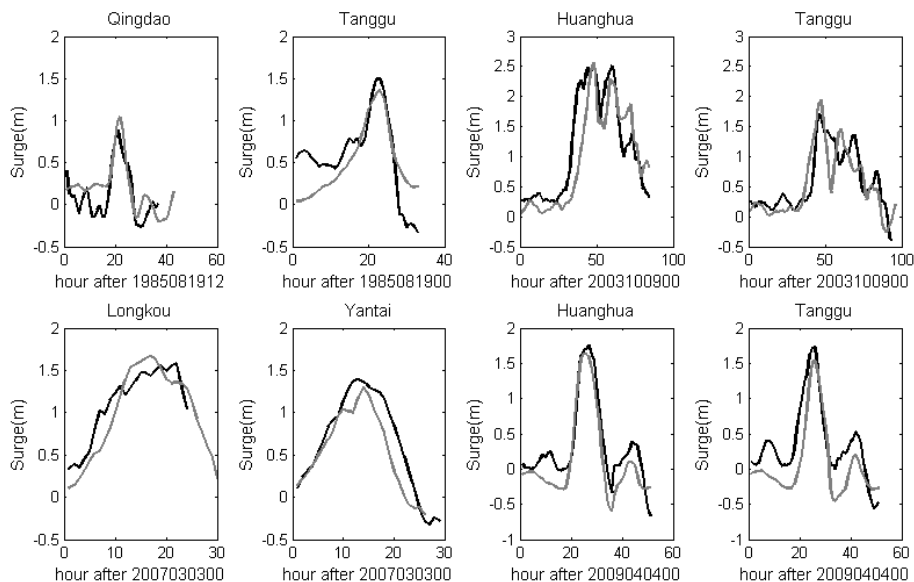


图 4-3. 8509、0310、0703 和 0904 风暴潮过程在不同站点增水结果对比，模式结果（灰色线），观测结果（黑色线）

#### 4.2.2 长时间序列的检验

对于长时间序列的检验，选择的观测数据为来自 4 个验潮站的观测数据（大连、老虎滩、连云港和石臼所），这 4 个验潮站均分布在黄海区域（图 4-1 红色标注的站点）。数据长度和介绍见 2.1.1。这里对比的为增水结果，验潮站的数据经过调和和分析去掉潮汐部分得到增水的结果 (Pawlowicz et al., 2002)。

首先，计算了所有 4 个验潮站每年的 2 个风暴潮指数 (storm surge indices, (SSI)) (Conte and Lionello, 2013)。正的 SSI 的定义为每年 3 个最高、独立的风暴潮增水极值的平均值，负的 SSI 定义为每年 3 个最小、独立的风暴潮增水极值的平均值。这里需要注意的是只有时间间隔在 120h 以上的风暴潮过程，才被认为是相互独立的风暴潮过程。我们选择这 2 种 SSI 去检验水动力模式在渤、黄海地区长时间风暴增水计算的准确性。

4 个验潮站 2 种 SSI 的结果显示在图 4-4 中。在大连模式计算的正的 SSI 除了在 1982 和 1983 年都比观测的结果要小，但是除了 1982 年误差都在 15cm 以内。

模式对大连负 SSI 模拟的比较好,除了在 1987 和 1988 年比观测要大外,其它的年份都比较接近。在另外的 3 个站,老虎滩、连云港和石臼所,模式模拟的正的 SSI 和观测结果符合的也比较好,在老虎滩误差基本上都小于 15cm,在连云港除了 1984、1985 和 1989 年误差都小于 10cm,同样在石臼所除了在 1976 和 1991 年模式结果和观测结果的误差也都在 10cm 以内。负的 SSI 在老虎滩和连云港都符合比较好,在石臼所有大概 5 个年份模拟的结果和观测结果的误差在 15cm 到 20cm 左右。尽管有些年份 2 种 SSI 在 4 个验潮站的误差要大于 15cm,但是总体来看模式结果和观测结果符合的还是比较好的。

为了进一步检验模式对长期风暴潮的模拟能力,我们计算了观测数据(去掉潮汐部分)和模式结果整个时间序列(小时分辨率)之间的每年的相关系数,结果显示在图 4-5 中。如图所示,在四个站所有年份模式结果和观测结果的相关系数均大于 0.60。大连和老虎滩两个站的相关系数要比连云港和石臼所的要大,大约从 0.68 到 0.78,在连云港和石臼所相对较小,相关系数从 0.62 到 0.70。

综上所述,通过对 SSI 和相关系数的检验,模式结果和观测结果符合的还是比较好的。这样就增强了我们对目前模拟数据结果的信心。模拟的数据能够用来分析渤海区域的风暴潮特征并且讨论其变化。

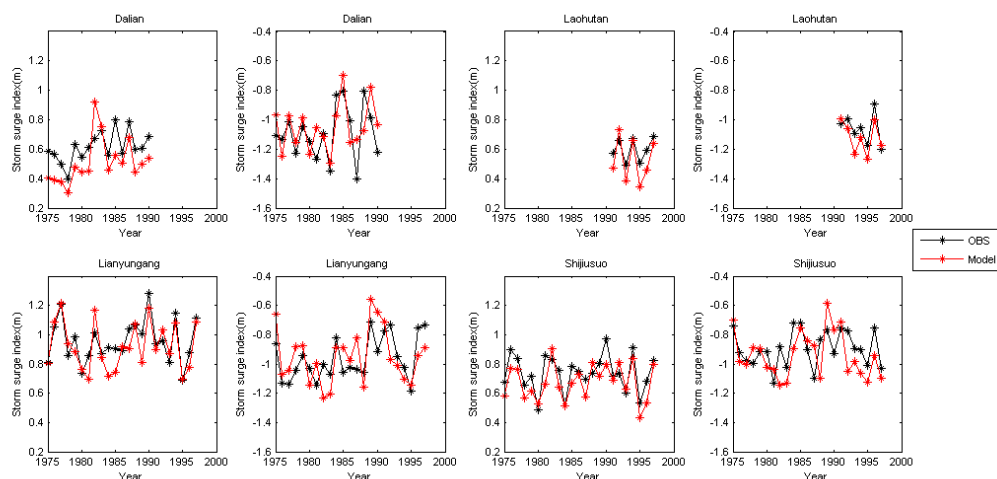


图 4-4. 四个验潮站 (Dalian、Laohutan、Lianyungang 和 Shijiusuo) 正的风暴潮指数 (SSI) (左), 负的风暴潮指数 (SSI) (右), 观测 (黑线), 模式 (红线)

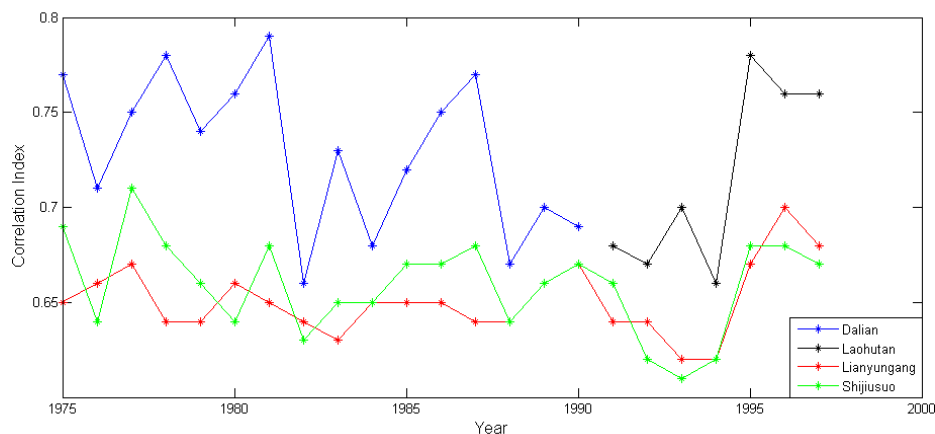


图 4-5. 四个验潮站 (Dalian、Laohutan、Lianyungang 和 Shijiusuo) 模式模拟的增水结果和观测结果之间的年相关系数 (小时分辨率)

### 4.3 渤海地区风暴潮特征

在本章节, 利用 ADCIRC 模式得到的渤海区域从 1961 年到 2006 年风暴潮情况的数据, 计算了渤海地区风暴潮增水的重现期, 并且分析了渤海地区风暴潮的空间分布特征以及季节、年代际和长期变化。并且讨论了渤海地区风暴潮变化与大尺度气候信号之间的关系, 最后利用统计降尺度的方法对渤海地区风暴潮在未来可能的变化做出了预测。

#### 4.3.1 渤海地区风暴潮重现期

重现期的计算在防灾减灾中应用的非常广泛。重现期增水的定义, 以 100 年一遇为例, 其定于为每 100 年能够发生的最大增水, 或者每年有 1% 的概率产生这样的增水。在渤海区域有一些研究是关于一些站点风暴潮重现期的计算(吴少华等, 2002a; 吴少华等, 2002b; 谢翠娜等, 2010), 但是由于数据空间分布和时间尺度的限制, 缺少对整个区域风暴潮重现期的计算。利用广义极值分布 (GEV) (见 2.5.1) 理论和模式计算的每年风暴潮增水极值, 在渤海地区选取的 127 个点上 (图 4-1) 我们计算了整个渤海区域风暴潮 50 年一遇 (图 4-6) 和 100 一遇 (图 4-7) 的最大增水。从图 4-6 和 4-7 可以发现在渤海区域 50 年一遇和 100 一遇的风暴潮增水有相同的分布特征, 在 3 个区域最大增水比较大, 分别为莱州湾, 渤海湾和辽东湾。最大值存在于渤海湾, 其值为 3.22m (50 年一遇) 和 4.24 (100 年一遇)。在辽东湾重现期值分别为, 2.16 (50 年一遇) 和 2.75 (100

一遇)。在莱州湾分别为，2.50（50年一遇）和2.77（100年一遇）。

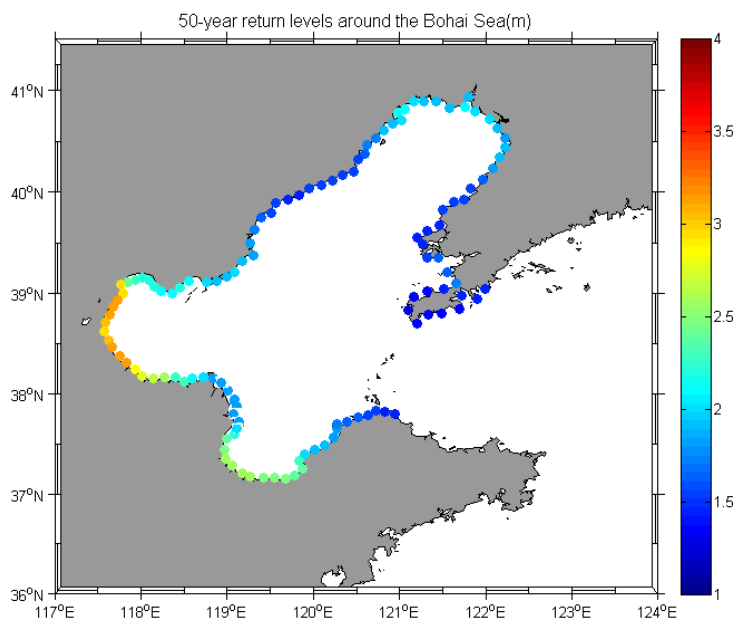


图 4-6. 利用 GEV 方法计算得到的渤海区域 50 年一遇风暴潮增水分布

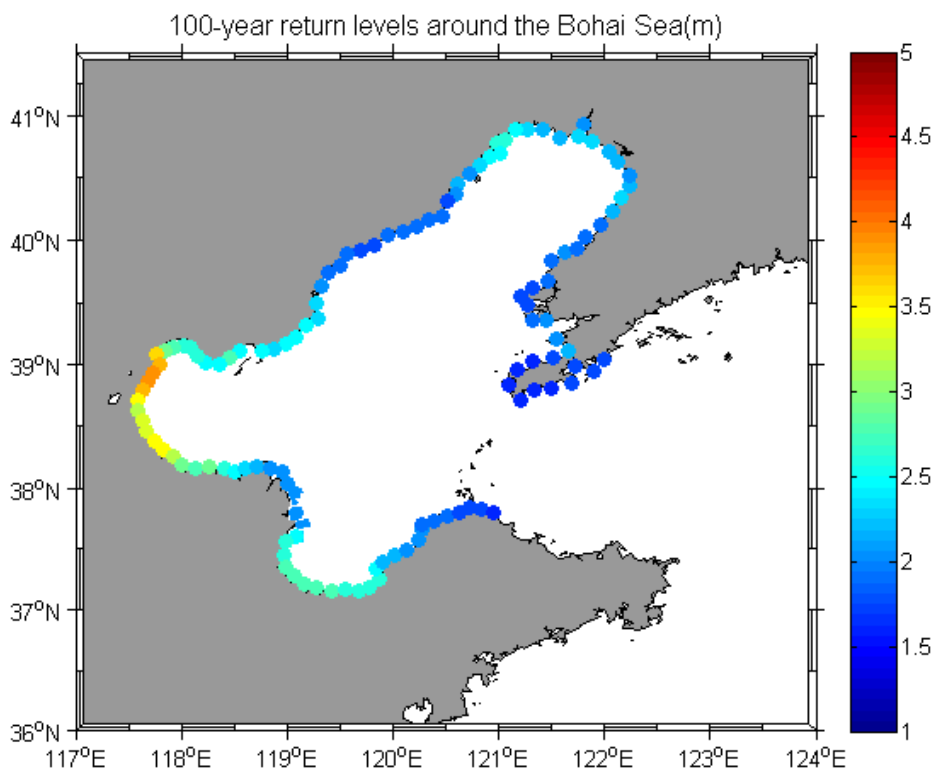


图 4-7. 利用 GEV 方法计算得到的渤海区域 100 年一遇风暴潮增水分布

#### 4.3.2 渤海风暴潮季节变化

为了描述渤海风暴潮的季节变化,我们沿渤海海岸选择了 127 个点(图 4-1)。在这 127 个点计算了每月风暴潮增水极值的 46 年年平均,结果显示在图 4-8 中。如图所示,在渤海有 3 个区域的风暴潮要明显的强于其它区域,分别是:辽东湾(点 25-35)、渤海湾(点 74-94)和莱州湾(100-115)。这个结论和在 4.3.1 中得到的重现期的特征是相同的。在辽东湾年平均的月增水极值分布中存在 2 个峰值区域分别为,一个从 3 月到 5 月,另一个从 7 月到 9 月。辽东湾年平均的月增水极值最大值可以达到 0.9m。在渤海湾在一年中同样有 2 个峰值区域,一个从 2 月持续到 5 月,另一个从 8 月持续到 11 月。渤海湾年平均的月增水极值最大值可以达到 1.2m。在莱州湾分布和另外 2 个湾相似,同样拥有 2 个峰值区域,一个从 2 月到 5 月,另一个从 8 月到 11 月。莱州湾年平均的月增水极值最大值可以达到 1.1m。除了这 3 个湾风暴潮季节分布比较有规律外,在其它的区域每月的风暴潮增水都比较小,整年都小于 0.6m。

为了更加具体分析渤海地区各个区域风暴潮的季节变化,选取了 4 个点分析风暴潮月极值的具体分布,4 个点分别为:33(辽东湾)、89(渤海湾)、109(莱州湾)和 53(其它区域)。选择的 4 个点其月风暴潮增水极值大小及其发生的时间(具体到天)显示在图 4-9 中。图 4-9 中显示的风暴潮的季节分布和图 4-8 中显示的特征有一些相同的地方,但是在图 4-9 中我们可以得到一些季节分布新的特征。首先,在 33 点从 4 月到 10 月,月风暴潮增水极值分布非常的平滑,2 个峰值区域不如图 4-8 中显示的明显。第二,虽然在 33 点年平均的月风暴潮增水极值要小于在 89 和 109 点,但是在 46 年中这 3 个区域发生的风暴潮增水的极值却非常接近(2.5m 左右)。第三,33 点月增水极值的分布特征和 89 和 109 点有较大的不同,在 33 点显示基本上每个月都存在一个风暴潮增水的极值,而且其发生的频率基本上是相等的,而在 89 点和 109 点,极值发生在特定的月份,极值的分布和整体数据的分布非常的接近。第四,点 89 和 109 在增水区间 1.5m 到 2m 之间比点 33 存在更多的值。至于点 53,总体的数据分布特征和点 33 非常接近,但是大多数增水的值均小于 0.5m,且其极值相比于其它 3 个点也要小的多。

图 4-8 和 4-9 中显示的渤海风暴潮的空间分布和季节分布特征和之前的一些经验研究的结果是符合的比较好的(冯士筭, 1982; 冯士筭, 1998; 吴少华等, 2002)。渤海区域风暴潮的季节分布特征和在渤海区域引发风暴潮灾害的两种天气系统相联系的, 寒潮冷空气爆发和温带气旋。

在渤海区域由寒潮引发的风暴潮大多发生在秋季到春季。在冬季的时候, 来自西伯利亚和蒙古地区的冷高压跨越渤海区域到达中国的南部地区, 在春季和秋季的时候渤海地区经常有冷锋经过, 这些天气系统经常在中国的北方地区造成寒潮。从而在渤海区域造成风暴潮灾害。

以前的研究(Ding and Krishnamurti, 1987; Zhu et al., 2000)表明, 影响中国区域的寒潮主要来自以下 4 种路径: 来自西北向(44%)、西向(33%)、北向(18%)和东向(9%)。沿第一条路径的寒潮伴随的大风风向为北风或者东北风, 第二条寒潮路径通常伴随着强烈的西北风, 从第三条路径来的冷高压通常会导致强烈的东北风, 第四条路径同行会导致整个渤海区域存在偏东向的强风。寒潮的这 4 种路径伴随的大风天气通常会导致在渤海湾和莱州湾造成比其它区域更加强的风暴潮灾害。温带气旋引发的风暴潮通常发生在冬季和春季, 会导致辽东湾发生比较强的风暴潮灾害, 但是相比较而言不如寒潮造成的风暴潮灾害严重。

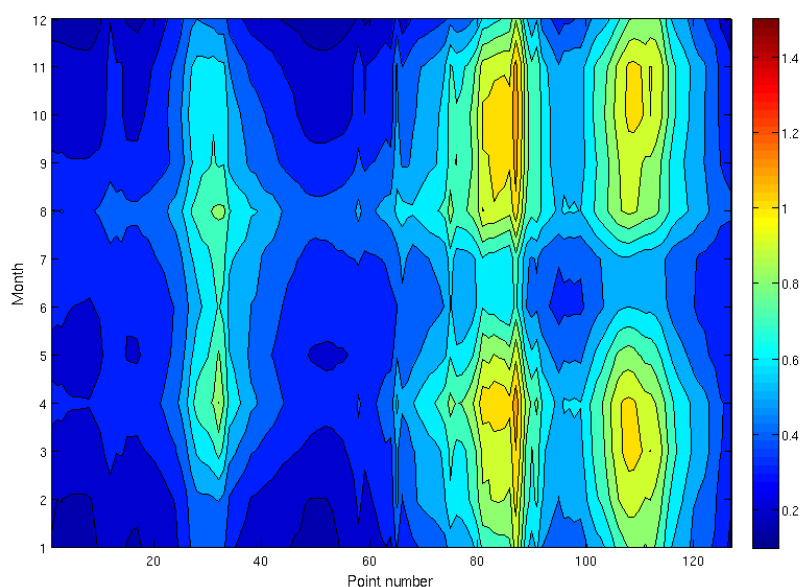


图 4-8. 在渤海区域 127 个点上 46 年年平均的月风暴潮增水极值, 辽东湾(点 25-35), 渤海湾(点 74-94), 莱州湾(110-115)

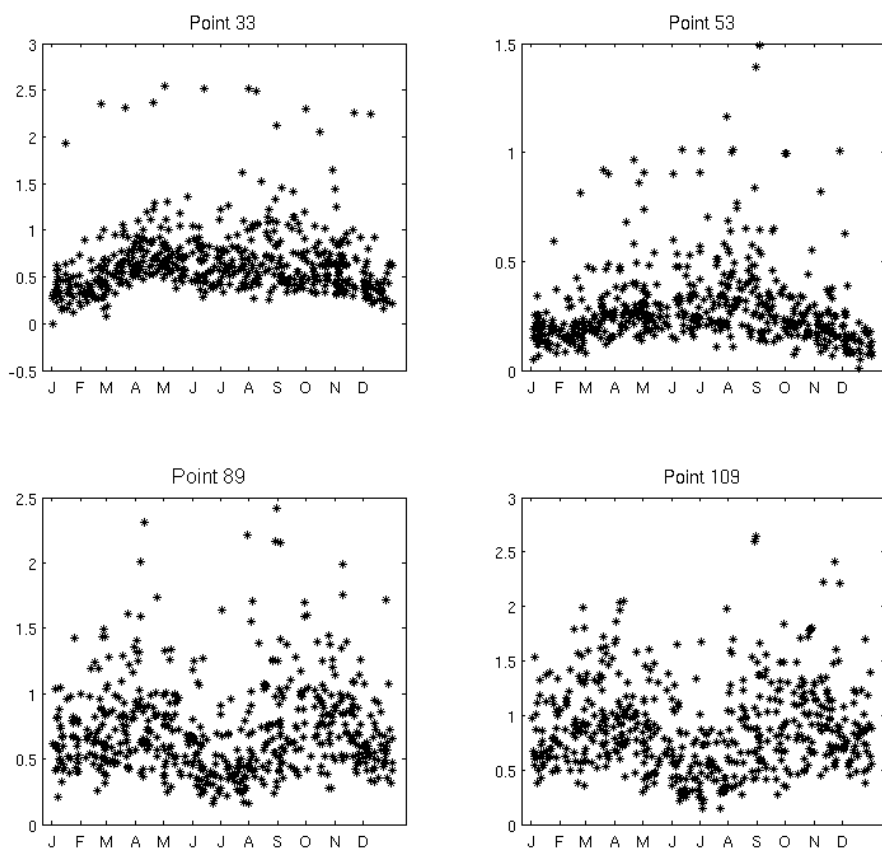


图 4-9. 渤海区域 4 个点 46 年中每个月月风暴潮增水极值, x 轴为时间 (具体到天)

#### 4.3.3 渤海风暴潮的长期变化

利用在 3.4 节介绍的 3 个风暴潮指数, 统计并分析沿渤海 127 个点风暴潮增水超过 99% 阈值的增水的年分布及其变化情况。127 个点在 46 年中风暴潮增水的 99% 的值 (阈值) 显示在图 4-10 中, 从图中可以看到 99% 的风暴潮增速阈值的分布和 4.3.2 中季节分布呈现类似的空间分布, 在渤海湾和莱州湾的值比较大。我们选择了 3 个点, 33、89 和 109, 来代表渤海区域风暴潮最严重的 3 个海湾, 辽东湾、渤海湾和莱州湾, 来分析渤海地区从 1961 年到 2006 年风暴潮 3 个指标的特征和变化。3 个点 3 个指标的结果显示在图 4-11 中。

在 3 个点年风暴潮数量的平均值非常地接近, 大概平均为 13 次每年。这所有 3 个点年风暴潮数量的年际变化都非常大, 相对来说年代际变化较弱一些, 因

此为了更加清晰了解年代际变化特点,对年风暴潮数量做了5年的滑动平均。在3个点,通常来讲在1980s达到比较大的值,在1990s值比较小。从图中同样可以看到在33点年风暴潮数量在1960s和1990年以后都是比较小的,但是在我们计算整个周期的中间时段达到比较大的值。点89和点109的年风暴潮数量分布比较类似,都是在1980s以及1965到1970年之间存在比较小的值。长时间趋势来讲,在3个点年风暴潮数量中存在一个减弱的趋势(经过Mann-Kendall检验长期趋势在95%置信上显著)。减弱的趋势在33点是最明显的,它的速率大概从1961-2006年平均为3次/年。在点109点减弱的速率要比在点33弱的多不到1次/年。在3个点的年风暴潮持续时间和年风暴潮数量的分布特征比较类似,包括比较强的年际变化和年代际变化,以及同样的减弱的趋势(在95%置信区间上显著)。减弱的趋势在点109点最明显,从1961到2006年一共减弱了64个小时。其次为33点和89点,在整个时间区间内分别减弱了44小时和55小时。

在89点和109点的年风暴潮强度在整个时间序列的平均值比33点的要大,而且各个点年风暴潮强度达到最大值的时间不同。在89点和109点在1980年左右拥有最大值,而在33点达到最大值的时间为1985年左右。虽然在3个点年风暴潮强度都存在减弱的趋势(在95%的置信区间上显著),但是在点89和109其减弱的趋势要明显的大于在33点,从1961年到2006年分别减弱了:9.6 m·hour(点33)、24 m·hour(点89)和33 m·hour(点109)。

因此,我们可以发现在这3个点上的风暴潮存在一些类似的特征,在3个点的3个风暴潮指数都存在一个减弱的趋势,这可能意味着在整个渤海区域的风暴潮从1961年到2006年都是在减弱的。同样在这3个点风暴潮指数同样存在一些不同的特征,33点3个风暴潮指数表现出比较类似的分布特征,而在89点和109点年风暴潮持续时间和年风暴潮强度的分布特征比较类似,但是和年风暴潮数量的分布存在一些不同的地方。在89点和109点总的风暴潮强度是比较接近的,而且要比33点要大的多。

为了检验在整个渤海区域3个风暴潮指数是否都存在减弱的趋势,在渤海区域的127个点都计算了线性变化速率,结果显示在图4-12中。结果显示,虽然在整个渤海区域3个指数都存在减弱的趋势,但是只有在一些点上减弱的趋势在95%置信区间上显著,在另外的点减弱的趋势不显著。年风暴潮数量减弱的速率

在渤海湾和莱州湾相较于其它的区域要小，特别是在莱州湾的右侧减弱的速率基本上为0。减弱速率最快的地方为渤海湾的北侧和辽东湾的两侧。渤海湾和莱州湾年风暴潮持续时间的减弱速率是最快的，在辽东湾的两侧年风暴潮持续时间的减弱速率是最小的。年风暴潮强度减弱速率的分布特征和年风暴潮持续时间的类似，在渤海湾和莱州湾最快，在辽东湾最慢。

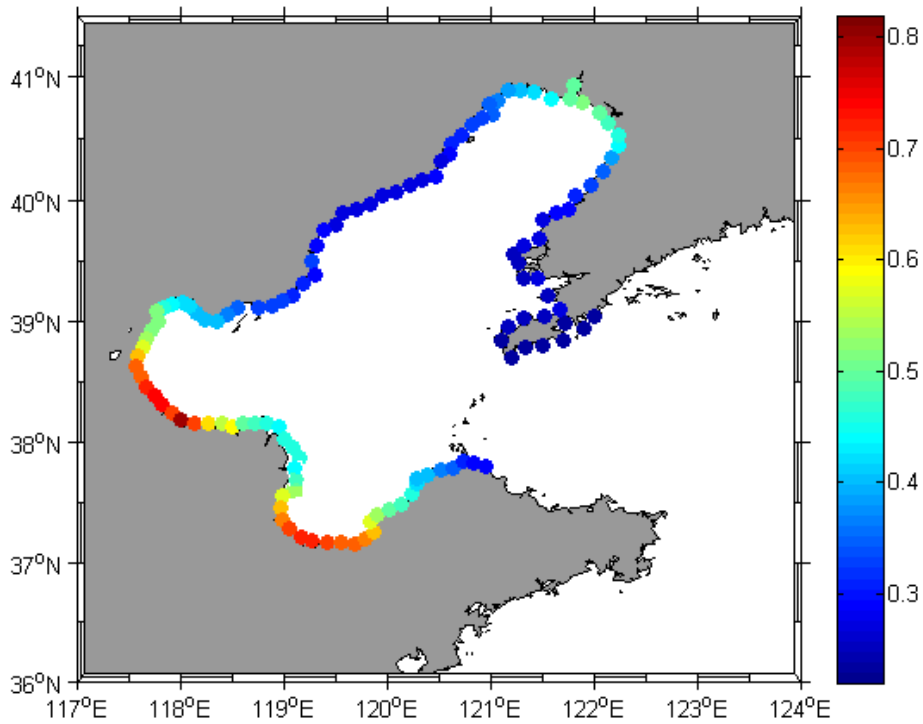


图 4-10. 在渤海沿海 127 个点 1961-2006 年风暴潮增水的 99%最大值 (阈值)

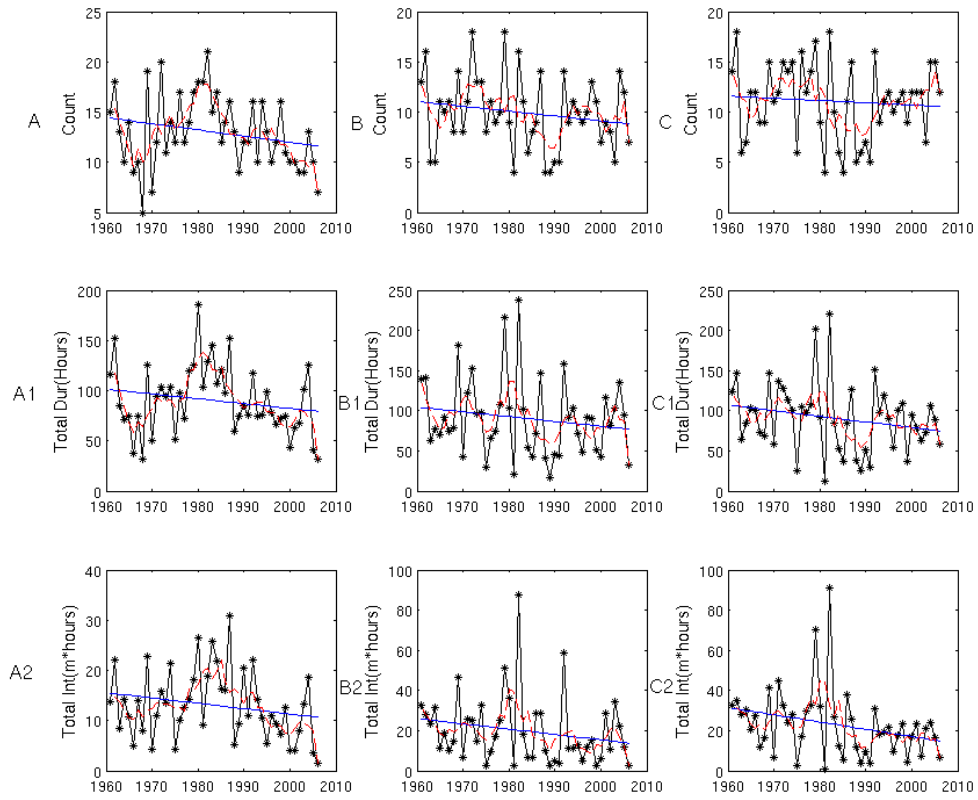


图4-11. 在33 (A, A1, A2)、89 (B, B1, B2) 和109 (C, C1, C2) 点年风暴潮数量 (黑线, A, B, C), 年持续时间 (黑线, A1, B1, C1), 年风暴潮强度 (A2, B2, C2), 长期趋势 (蓝线), 5年滑动平均结果 (红线)

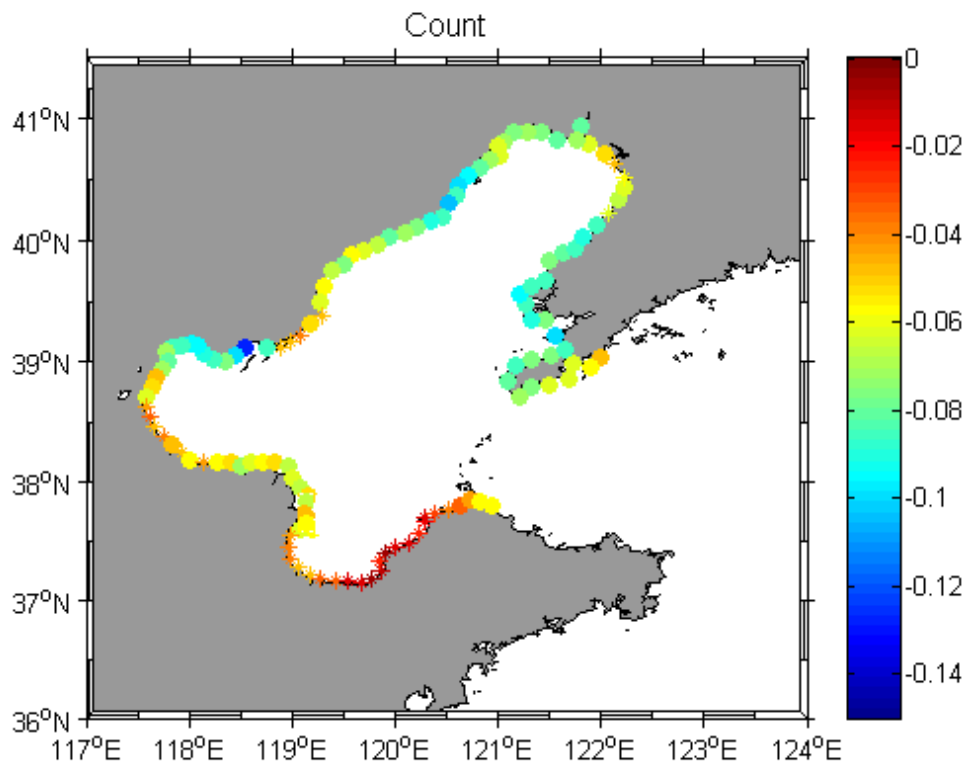


图 4-12-1. 在渤海区域 127 个点年风暴潮数量的长期线性变化速率。用点标示的点表明存在明显的减弱趋势且通过检验在 95%置信区间上显著，用\*标示的为没有通过 95%置信检验的点

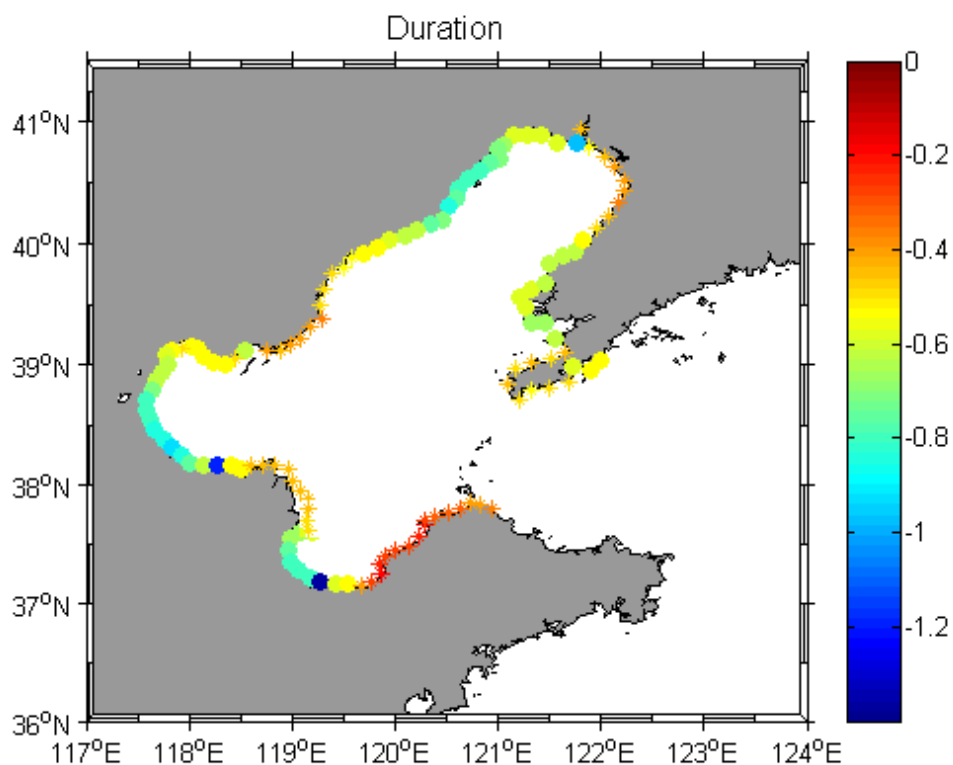


图 4-12-2. 在渤海区域 127 个点年风暴潮持续时间的长期线性变化速率。用点标示的点表明存在明显的减弱趋势且通过检验在 95%置信区间上显著，用\*标示的为没有通过 95%置信检验的点

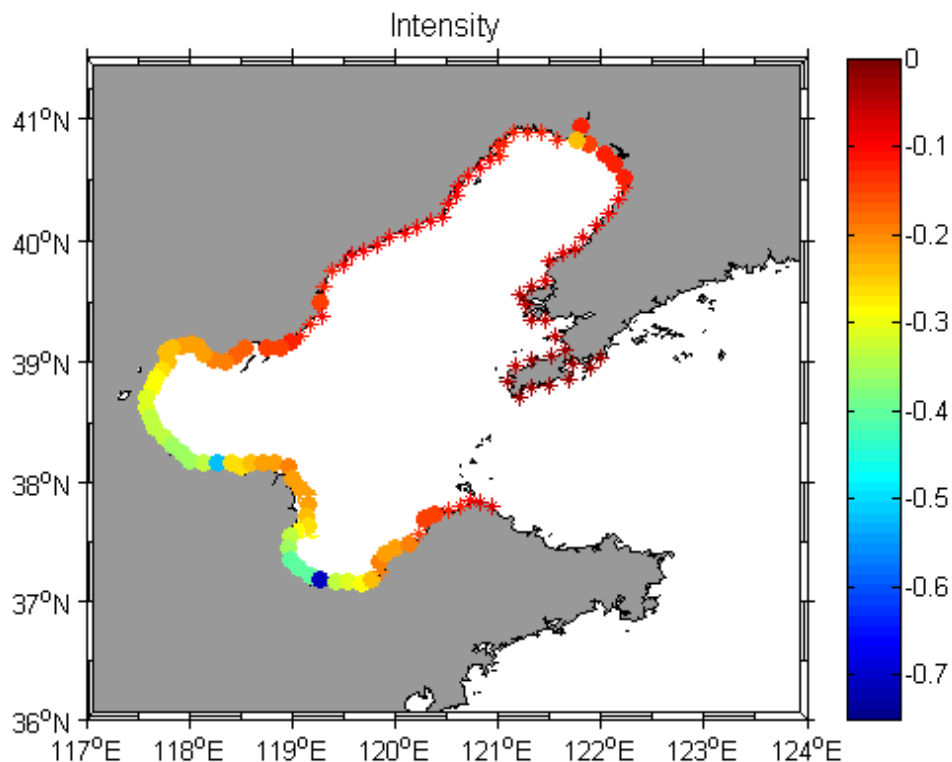


图 4-12-3. 在渤海区域 127 个点年风暴潮强度的长期线性变化速率。用点标示的点表明存在明显的减弱趋势且通过检验在 95%置信区间上显著，用\*标示的为没有通过 95%置信检验的点

#### 4.3.4 风暴潮变化与大尺度气候信号的关系

在评估风暴潮的变化时一个重要的问题就是检验风暴潮的变化和区域气候的变化是否相关，区域气候的变化通常可以用一些气候变化的指数来表征 (Woodworth and Blackman, 2004)。在渤海寒潮冷空气以及温带气旋是引发风暴潮灾害的 2 种最主要的天气系统。很多研究表明北极涛动 (Arctic Oscillation (AO)) 和西伯利亚高压 (Siberian High (SH)) 对中国区域内的寒潮以及温带气旋的影响非常显著 (李宪之, 1955; Ding, 1990; Gong and Wang, 1999; Gregory et al., 2001; Zhang et al., 2004; Wang and Ding, 2006; Zou et al., 2006;

Jeong et al., 2011; Francis and Vavrus, 2012; Zhang et al., 2012)。他们的研究表明 AO 和 SH 能够对寒潮冷空气以及温带气旋的频率和强度产生比较重要的影响(比如在过去 50 年 AO 指数有减弱的趋势, AO 指数的减弱表征了西风带上天气尺度斜压波动的减小和减弱, 从而导致了我国中国维度寒潮时间的减少), 而且 AO 的改变在可以影响中国区域温带气旋路径, 这样 AO 和 SH 就可以对渤海区域的风暴潮产生比较重要的影响, 在风暴潮的变化中起到比较重要的作用。因此可以利用风暴潮和 AO 以及 SH 之间的关系去了解渤海区域内风暴潮变化的动力学原因。

利用 2.4 节中提到的 AO 和 SH 的数据以及数据处理方法, 计算了从 9 月到 5 月的 AO 和 SH 的结果, 结果显示在图 4-13 中。如图所示, AO 和 SH 都存在明显的年代记变化, 而且 AO 指数从 1950 年到 2010 年存在一个明显的减弱的趋势。而西伯利亚高压强度异常在 1980 年到 2010 年同样存在非常明显的减小的趋势。这里需要注意的是 AO 和 SH 指数之间变化是相互独立的, 即使是用 5 年滑动平均的结果计算两个指数之间的相关系数也只有 0.16。

首先, 我们计算了在选择 3 个点 (33, 89 和 109) 风暴潮 3 个指数和 AO 以及 SH 之间的相关性, 结果显示在表 4-1 中。结果显示, AO 指数和 89 点以及 109 点的 3 个风暴潮指数都存在显著的负相关性, 相关系数均小于 -0.42 且都在 95% 置信区间上显著 (去趋势后检验  $p < 0.05$ )。但是 AO 指数和 33 点的风暴潮指数没有明显的相关性。西伯利亚高压异常指数和 3 个点之间的相关性和 AO 指数存在明显的不同。SH 指数和 33 点的风暴潮指数存在明显的正相关, 特别是和年风暴潮强度之间的相关系数为 0.56。在点 89 和 109, 年风暴潮持续时间和年风暴潮强度与 SH 指数之间存在正相关, 而且相关性在 95% 置信区间上显著。在这两个点年风暴潮数量和 SH 之间不存在明显的相关性。从结果中可以看到点 33 和点 89、109 在与 AO 和 SH 的相关性之间存在明显的不同, 这也部分解释了在点 33 的风暴潮情况为什么和在 89 以及 109 点存在明显不同的特征。

然后我们利用线性回归模型:

$$SS_t(x) = a_A(x) AO_t + a_S(x) SH_t + \varepsilon(x) \quad (4.2)$$

这里  $SS_t(x)$  为通过线性回归模型计算得到的第  $t$  年在  $x$  点的风暴潮指数, AO 和 SH 指数为预报因子, 回归系数为对应的一阶系数  $c_A(x)$  和  $c_S(x)$

$$a_A(x) = c_A(x) s_A / s_{SS(x)} \quad \text{and} \quad a_S(x) = c_S(x) s_S / s_{SS(x)} \quad (4.3)$$

这里  $s_A$ ,  $s_S$  以及  $s_{SS(x)}$  分别代表 AO 指数、SH 指数以及在点  $x$  模式模拟的风暴潮指数的样本标准偏差。

利用在 2.5.2 中描述的去趋势 (detrending) 和预白化 (pre-whitening) 方法, 首先计算了整个渤海区域哪些点的风暴潮指数和 AO 以及 SH 之间存在显著的相关性, 这里我们计算了渤海区域 127 个点 5 年滑动平均的风暴潮指数与 5 年滑动平均的 AO 以及 SH 之间的相关性 (因为风暴潮指数的年际变化比较强, 因此利用 5 年滑动平均的结果计算年代际和长期变化之间的关系)。相关系数以及显著性检验的结果显示在图 4-14 中。

结果显示在渤海的西南部海岸地区, 包括渤海湾和大部分的莱州湾, AO 指数和风暴潮指数之间存在显著的负相关。但是在辽东湾风暴潮指数和 AO 指数之间不存在明显的相关。风暴潮指数和 SH 之间的相关性呈现出和 AO 明显不同的特征。在渤海湾的北部和东北部的大部分区域, 基本在辽东湾附近, 风暴潮指数和 SH 之间存在显著的正相关。渤海湾和莱州湾的 3 个风暴潮指数在与 SH 的相关性上呈现不同的特征, 渤海湾和莱州湾在某些点的年风暴潮数量和 SH 存在明显的正相关, 但是虽然在某些点年风暴潮持续时间和年风暴潮强度与 SH 之间存在比较大的相关系数 (很多点相关系数都大于 0.3), 只在很少部分点相关系数显著。

然后在 33、89 和 109 点进行了线性回归分析, 线性回归得到的结果和模式结果的对比呈现在图 4-15 中。3 个点的确定系数 ( $R^2$ ) 和  $p$  值 (如果  $p \leq 0.05$ , 则认为在 95% 置信区间上显著) 显示在表 4-2 中。线性回归的结果呈现的结果和模式得到的结果呈现很多类似的特征, 数值模式的结果以及线性回归的结果在 1961-2006 年都拥有线性减弱的趋势。在 89 点和 109 点线性回归模式也比较好的得到了和数值模式结果类似的年代际变化。从表 4-2 可以看到 AO 和 SH 能够解释 3 个点风暴潮变化的 10% 到 40% 左右。在此基础上, 利用从 1961-2006 年得到的线性回归模型的系数, 以及从 1900 年到 2006 年的 AO 和 SH (2.4 节), 计算了在 3 个点从 1900 年到 2006 年 3 个风暴潮指数的变化情况, 结果呈现在图 4-15 中。从图中可以看到在 3 个点风暴潮参数都呈现明显的年代际变化, 在 1900 年到 2006 之间大致呈现先增加在减弱的趋势, 3 个点的 3 个参数都大概在 1970s 左右达到比较大的值。在长期变化方面, 计算了 3 个点 3 个参数长期的变化趋势,

并且对其显著性进行了检验，结果在表 4-3 中。从表中可以看到，在 3 个点的风暴潮指数在 1900 到 2006 年都存在一个减弱的趋势，除了 89 点的风暴潮强度以及 109 点的风暴潮数目外其它所有的趋势都在 95%置信区间上显著，表明从 AO 和 SH 计算得到的结果来看，渤海区域的风暴潮在过去的 100 年有减弱的趋势。

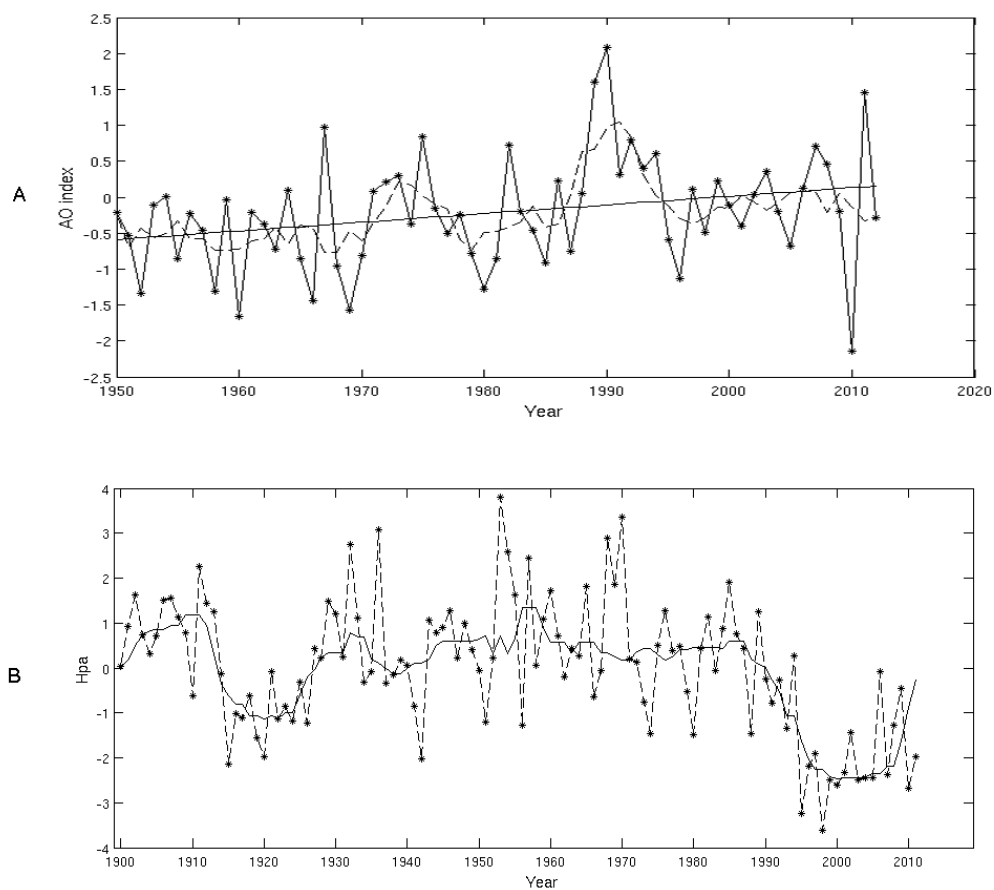


图 4-13. 1950-2012 年从 9-12 月到 1-5 月 AO 指数的年均值 (A) (-\*-), AO 的线性趋势 (黑直线), 5 年滑动平均结果 (黑虚线); 从 1900 年到 2010 年从 9-12 月到 1-5 月西伯利亚高压异常年均值 (B) (-\*-), 5 年滑动平均结果 (黑直线)

表 4-1. 在 33、89 和 109 点 3 个风暴潮指数（年风暴潮数量、年风暴潮持续时间和年风暴潮强度）与 AO 以及 SH 之间的相关系数

	Point 33			Point 89			Point 109		
	Number	Duration	Intensity	Number	Duration	Intensity	Number	Duration	Intensity
AO	-0.21	-0.18	-0.12	-0.52	-0.52	-0.42	-0.44	-0.55	-0.57
SH	0.33	0.35	0.56	0.32	0.32	0.45	0.11	0.30	0.47

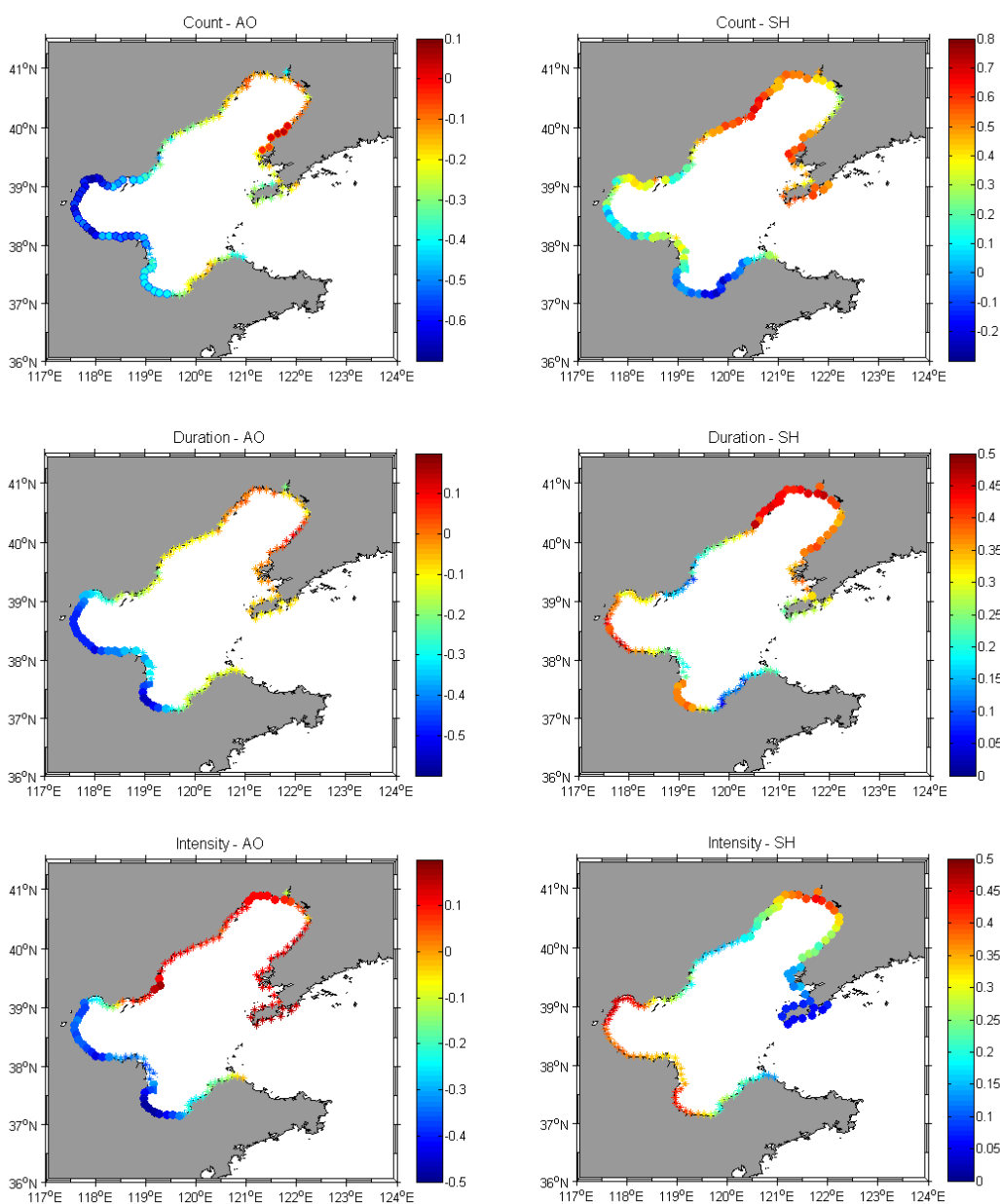


图 4-14. 渤海区域 127 个点 3 个风暴潮参数与 AO（左）以及 SH（右）之间的相关性，颜色的值表示的为未经过去趋势和预白化的数据计算得到的相关系数，圆

点标记的点表示经过去趋势和预白化后在这个点的相关系数在 95%置信区间上显著，\*标示的点表示这个点的相关系数在 95%置信区间上不显著

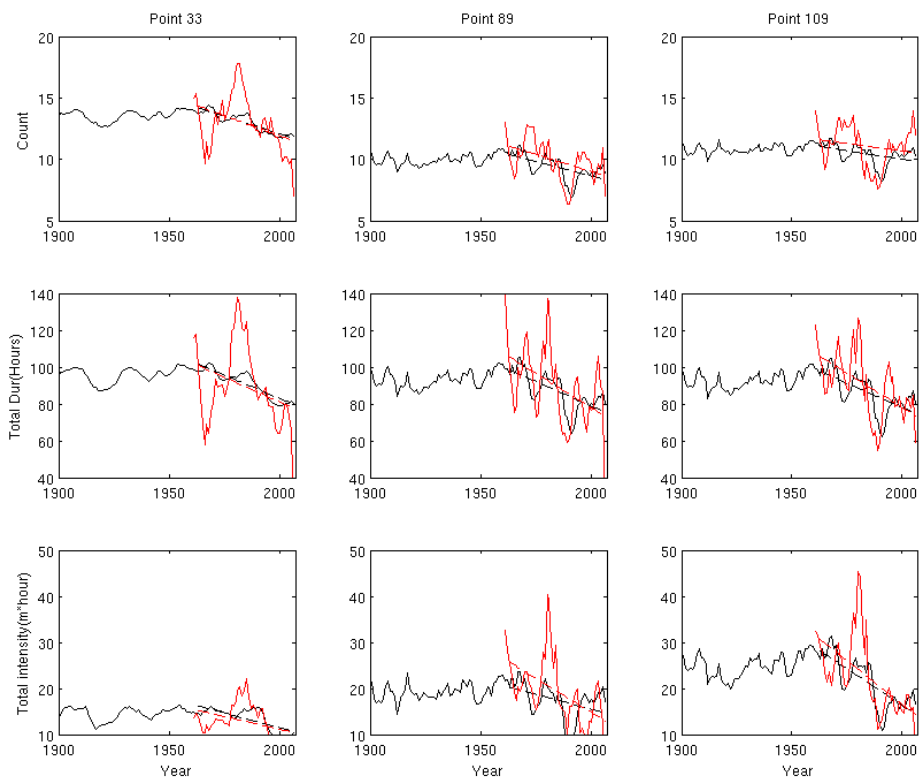


图 4-15. 在点 33、89 和 109 风暴潮指数线性回归结果（黑线，1900-2006）和模式结果的对比（红线，1961-2006），直线分别代表从 1961 到 2006 年的线性趋势

表 4-2. 在 33, 89 和 109 点 3 个风暴潮指数与 A0 和 SH 的线性回归方程的决定系数  $R^2$  和 p（1-数量，2-持续时间，3-强度；A-33 点，B-89 点，C-109 点）

	A1	A2	A3	B1	B2	B3	C1	C2	C3
$R^2$	0.164	0.143	0.335	0.290	0.248	0.189	0.204	0.316	0.420
p	0.046	0.080	<0.001	0.001	0.004	0.025	0.013	0.001	<0.001

表 4-3. 在 33, 89 和 109 点 3 个风暴潮指数在 1900 到 2006 年之间的长期变化趋势（加粗的表示通过 95%的置信检验），1-数量（单位, 次/年），2-持续时间（单位, 小时/年），3-强度（单位, 小时\*米/年）；A-33 点, B-89 点, C-109 点

	A1	A2	A3	B1	B2	B3	C1	C2	C3
Trend	<b>-0.01</b>	<b>-0.09</b>	<b>-0.02</b>	<b>-0.00</b>	<b>-0.10</b>	-0.02	-0.00	<b>-0.10</b>	<b>-0.06</b>
d	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>9</b>	<b>4</b>	8	6	<b>3</b>	<b>1</b>

#### 4.3.5 渤海区域未来风暴潮情形预测

利用 4.3.4 中得到的在风暴潮指数（数目、持续时间和强度）与 A0 以及 SH 指数之间的线性回归关系，以及在 2.4 节描述的来自 CMIP5 的 4 个气候模式提供的 A0 和 SH 指数，利用统计降尺度的方法我们计算了 2006 年到 2100 年在渤海 3 个点（33, 89 和 109）风暴潮的变化情况。

我们从 CMIP5 提供的月均海平面气压数据利用 2.4 节描述的方法计算了 4 个模式在 3 个情形下（rcp26, rcp45 以及 rcp85）2006 年到 2100 年的 A0 和 SH 指数的变化情况，结果分别显示在图 4-16 以及 4-17 中。从图 4-16 可以看到 4 个模式在 3 种情形下的结果都存在比较明显的年际变化。但是在相同的情形下，4 个模式结果呈现的年代际也各不相同，没有明显的相关性。而且在不同的情形下，各个模式本身的结果之间也不存在明显的相关性。长期变化趋势和年代际变化一样，各个模式在不同的情形下呈现出不同的特征，在一些情况下有显著的长期变化特征但是即使是显著的趋势同样有增加有减少。总之我们得到的 12 个 A0 的结果，缺乏统一的特征。从图 4-17 中可以看到，在年际变化和年代际变化方面，SH 和 A0 存在相同的特征，不同的模式在不同的情形下呈现不同的特征，但是和 A0 的结果不同的是，在 SH 中有 6 个结果呈现了相同的显著减弱的趋势，而且减弱的趋势也比较接近。

利用 2006 年到 2100 年 A0 和 SH 数据在 33, 89 和 109 点计算了风暴潮 3 个指数未来可能的变化。通过对结果的分析我们发现在这 3 个点计算得到的结果特征比较类似，而不同模式之间以及不同的实验情景之间的差异要比点之间的差异要大的多，因此我们选取在 89 点的结果在这里进行分析。计算得到的 89 点从 2006 年到 2100 年年风暴潮数量、年风暴潮持续时间和年风暴潮强度分别显示在

图 4-18, 4-19 和 4-20 中。从图 4-18 可以发现, 利用统计降尺度方法得到的 4 个模式在 3 种情形下的年风暴潮数量都存在很明显的年代际变化, 年代际震荡周期有长有短。但是这种年代际的变化特征, 即使在同样的情形下有类似的特征 (RCP45), 也有差别很大的特征 (RCP26)。相同的模式在不同的未来情景下得到的结果完全不同。在长期变化方面, MPI-LR 和 MPI-MR 得到的结果在长期变化趋势上比较类似, 在 RCP26 情景下都存在显著增加的趋势, 而且增长率差不多; 在 RCP45 存在减小的趋势, 但是 MPI-LR 的结果不显著; 在 RCP85 情景下两个模式都存在显著的增加的趋势, 但是 MPI-MR 增加的速率要明显的高于 MPI-LR 的速率。另外的两个模式 CNRM-CM5 和 MPI-CGCM3 的结果和前面的 2 个结果存在明显的区别, 在 RCP26 和 RCP45 情景下这两个模式均不存在明显的长期变化趋势, 在 RCP85 情景下 CNRM-CM5 模式结果存在显著增加的趋势, 而 MPI-CGCM3 模式的结果存在显著减小的趋势。在 RCP26 情景下, 2 个模式呈现显著增加的趋势, 2 个模式结果表明风暴潮不存在明显的长期变化; 在 RCP45 情景下, 3 个模式的结果表明风暴潮数量不存在明显的长期变化, 1 个模式的结果显示除了显著减小的趋势; 在 RCP85 情景下, 3 个模式表现出显著增加的趋势, 另一个模式表现出显著减小的趋势。图 4-19 显示风暴潮年持续时间的结果同样存在明显的年代际变化, 但是其长期变化趋势的特点和年风暴潮数量又明显不同, 4 个模式在 3 种情景下没有发现统一的增加或减小的趋势。在 RCP26 情景下, 2 个模式的结果存在显著增加的趋势, 另外 2 个模式的结果不存在明显的长期变化; 在 RCP45 情景下, 3 个模式的结果都不存在明显的长期变化, 1 个模式表现出显著减小的趋势; RCP85 情景下, 2 个模式结果存在显著增加的趋势, 1 个模式结果不存在明显的长期变化, 另一个模式表现显著减小的趋势。图 4-20 显示, 年风暴潮强度的结果和年风暴潮数量的结果存在非常明显的相似性, 特征基本上相同。

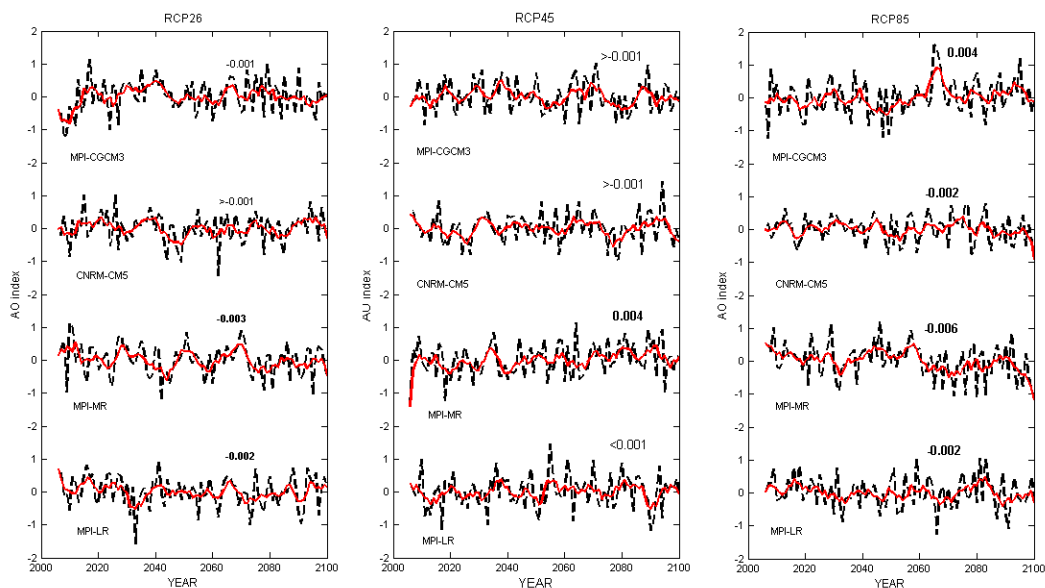


图 4-16. 利用 CMIP-5 的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 计算得到的在 3 中情形 (RCP26、RCP45、RCP85) 下 AO 的变化情况 (黑线), 5 年滑动平均结果 (红线), 图中数字表示长期变化趋势, 加粗的表示通过了 95% 置信检验

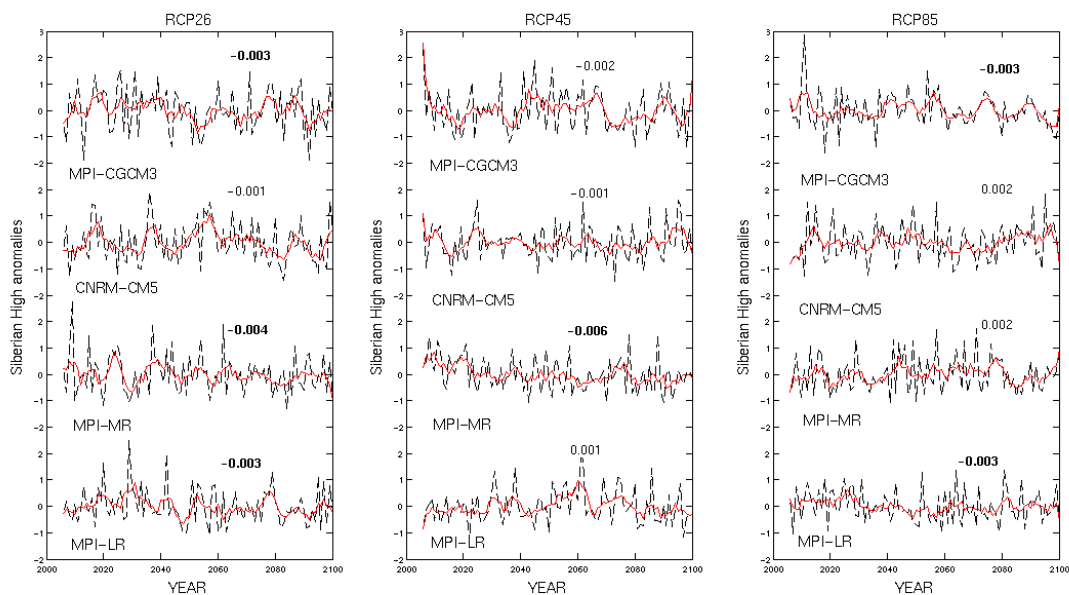


图 4-17. 利用 CMIP-5 的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 计算得到的在 3 中情形 (RCP26、RCP45、RCP85) 下 SH 的变化情况 (黑线), 5 年滑动平均结果 (红线), 图中数字表示长期变化趋势, 加粗的表示通过了 95% 置信检验

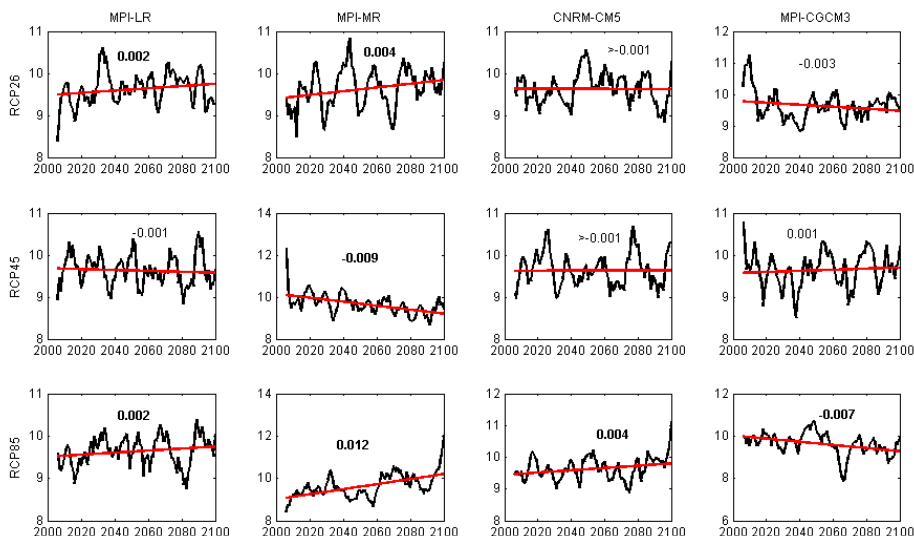


图 4-18. 利用 CMIP-5 的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 计算得到的在 3 中情形 (RCP26、RCP45、RCP85) 下 2006 年至 2100 年 89 点年风暴雨潮数量 (黑线), 长期变化趋势 (红线), 数字为变化率 (次/年), 其中加粗的表示通过了 95% 的置信检验

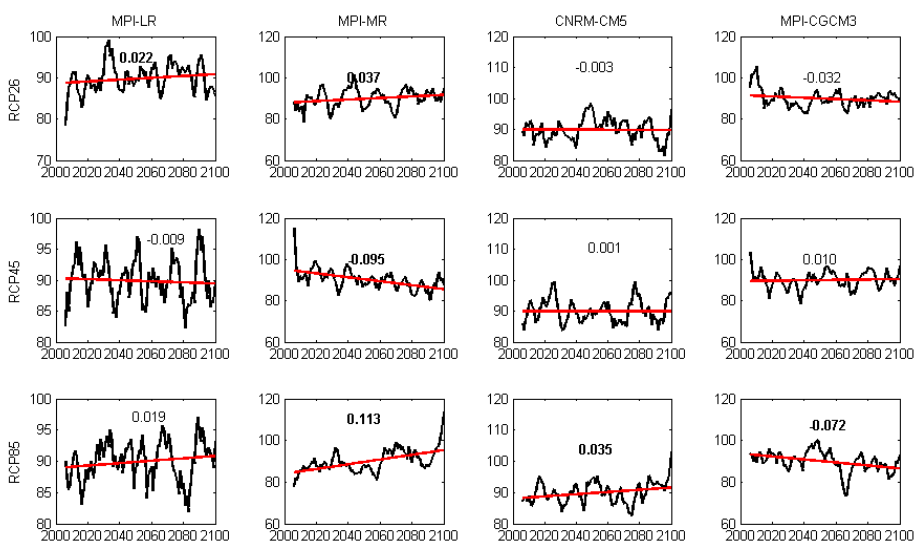


图 4-19. 利用 CMIP-5 的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 计算得到的在 3 中情形 (RCP26、RCP45、RCP85) 下 2006 年至 2100 年 89 点年风暴雨潮持续时间 (黑线), 长期变化趋势 (红线), 数字为变化率 (次/年), 其中加粗的表示通过了 95% 的置信检验

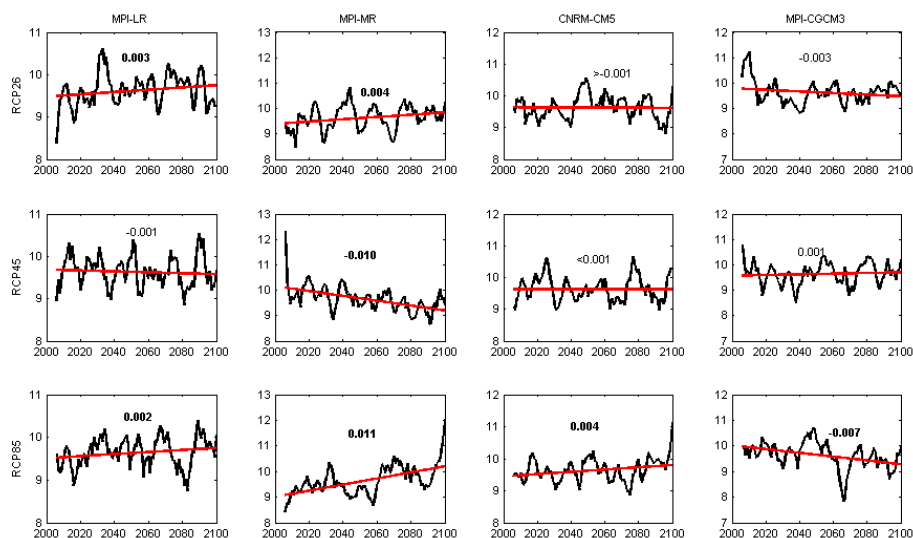


图 4-20. 利用 CMIP-5 的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 计算得到的在 3 中情形 (RCP26、RCP45、RCP85) 下 2006 年至 2100 年 89 点年风暴潮强度 (黑线), 长期变化趋势 (红线), 数字为变化率 (次/年), 其中加粗的表示通过了 95% 的置信检验

#### 4.4 本章小结

在渤海地区由于缺乏足够的验潮站观测数据去分析极值水位和风暴潮的长期变化, 我们利用降尺度的风场数据和风暴潮水动力模式 ADCIRC 得到了 1961 年到 2006 年在渤海区域的风暴潮增水数据。利用 4 个在渤海区域发生的风暴潮个例以及分布在黄海的 4 个验潮站数据, 对 ADCIRC 模式对渤海地区风暴潮的模拟结果进行了检验, 结果表明模式结果能够比较准确的反应渤海区域在过去几十年里风暴潮的情况。

利用模拟得到的风暴潮结果, 我们在渤海区域选择了 127 个点分析了沿渤海风暴潮的季节变化、年代际和长期变化特征。结果表明在渤海的 3 个海湾 (渤海湾、莱州湾和辽东湾) 风暴潮灾害要比渤海其它区域要严重的多。渤海区域的风暴潮存在明显的季节分布特征, 渤海风暴潮在春季和秋季要更加严重。结果同样表明在渤海区域风暴潮的 3 个指数 (年风暴潮数量、年风暴潮持续时间、年风暴潮强度) 存在减小的趋势, 但是长期趋势在一些区域显著一些区域不显著。

渤海地区的风暴潮主要是由寒潮冷空气以及温带气旋引起的, 这两种天气系

统都受到北极涛动 (AO) 和西伯利亚高压 (SH) 的影响。通过计算 AO 和 SH 指数与渤海地区各个点的风暴潮参数之间的相关系数发现, 在渤海湾和莱州湾的大部分区域 AO 指数和风暴潮系数存在负相关。在辽东湾的周围, SH 和风暴潮指数呈现正相关, 在渤海湾和莱州湾的一些区域年风暴潮数量和 SH 之间同样呈现正相关。风暴潮指数和 AO 以及 SH 之间的线性回归分析表明利用线性回归的方法能够比较好的得到渤海区域风暴潮的变化情况。统计降尺度的方法能够重现渤海地区风暴潮的年代际和长期变化。在此基础上, 利用历史 AO 和 SH 数据和统计降尺度方法, 计算了渤海区域 1900 到 2006 年风暴潮的变化情况, 结果表明在过去的 100 年渤海地区的风暴潮同样呈现减弱的趋势。利用 CMIP5 中的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 在未来 3 个情景 (RCP26、RCP45 和 RCP85) 下的 AO 和 SH 的结果, 计算了未来渤海区域风暴潮的可能变化特征, 得到的结果在不同的情景下差别很大, 而且在同一个情景下不同模式的结果同样存在一些不同。

## 5. 结论和展望

### 5.1 结论

本文旨在分析在气候变化背景下中国沿海极值水位在过去的变化特征并对未来极值水位的变化趋势做出预测。根据中国沿海的具体情况分为两部分去研究,在有沿海验潮站的区域是利用验潮站的数据对极值水位的变化进行的分析,而在没有验潮站观测数据的海域(主要指渤海)利用的是动力学方法即数值模式模拟的方法对风暴潮增水在过去的变化进行分析。而针对风暴潮未来变化趋势的预测则采用的是统计降尺度的方法对未来 100 年的情况进行了预测。

利用中国沿海 12 个验潮站(分布在黄海、东海、南海沿海地区)小时分辨率的水位观测数据分析了中国沿海极值水位在过去几十年的变化特征,并且通过把观测水位分解为不同的成分定量分析了观测水位的各个成分:平均海平面、潮汐、风暴增水以及潮汐-风暴潮相互作用各自的变化特征,以及它们在极值水位变化中的作用及贡献。

平均海平面呈现明显的年代际变化,一些站存在显著长期变化趋势但是其表现出非常明显的空间不均匀分布。4 个验潮站(基隆、厦门、高雄和鲎鱼涌)(数据长度超过 30 年)的潮汐存在显著的长期变化和节点潮周期变化。12 个验潮站的风暴潮都存在明显的年际变化和年代际变化,在一些站存在显著的长期变化。在所有的验潮站都存在显著的潮汐-风暴潮相互作用,而且潮汐-风暴潮相互作用在过去的几十年没有发生明显的随时间的变化。

在基隆、厦门和鲎鱼涌过去的几十年极值水位存在明显的增加趋势。在 4 个验潮站中极值水位都存在显著的年代际变化。通过分析极值水位和各个成分之间关系,我们发现在中国沿海极值水位的变化受海平面变化的影响很大;极值水位的变化并不完全取决于平均海平面的变化,潮汐和风暴潮的变化同样有重要的影响,但是这种影响在每个验潮站特征都不相同;潮汐-风暴潮相互作用同样有重要的作用,但是并不直接影响极值水位的变化,在相互作用比较强的站点潮汐的影响要强于风暴潮的影响,在相互作用比较弱的站点风暴潮的影响要更加重要一些。

针对渤海地区由于缺乏足够的观测数据来分析极值水位和风暴潮的长期变化的问题,本文利用数值模拟的方法得到了 1961 年到 2006 年渤海区域的风暴潮

数据。利用模拟得到的风暴潮结果，在渤海沿岸选择了 127 个点分析沿渤海风暴潮的空间分布以及季节、年代际和长期变化特征。渤海的 3 个海湾（渤海湾、莱州湾和辽东湾）风暴潮增水要比渤海其它区域要大的多。渤海区域的风暴潮存在明显的季节分布特征，渤海风暴潮在冬-春和秋-冬要更加严重。受渤海地区过去寒潮存在减弱的趋势的影响，在渤海区域风暴潮的 3 个指数（风暴潮数量、风暴潮持续时间、风暴潮强度）存在减小的趋势，但是长期趋势在一些地区显著而另一些区域不显著。

北极涛动 (AO) 和西伯利亚高压 (SH) 通过影响寒潮冷空气以及温带气旋对渤海区域的风暴潮产生影响。在渤海湾和莱州湾的大部分区域 AO 指数和风暴潮系数存在负相关。在辽东湾的周围，SH 和风暴潮指数呈现正相关，在渤海湾和莱州湾的一些区域年风暴潮数量和 SH 之间同样呈现正相关。线性回归的方法能够比较好的利用 AO 和 SH 指数得到渤海区域风暴潮的变化情况。在此基础上，利用历史 AO 和 SH 数据和统计降尺度方法，计算了渤海区域 1900 到 2006 年风暴潮的变化情况，结果表明在过去的 100 年渤海地区的风暴潮同样呈现减弱的趋势。利用 CMIP5 中的 4 个模式 (MPI-CGCM3、CNRM-CM5、MPI-MR、MPI-LR) 在未来 3 个情景 (RCP26、RCP45 和 RCP85) 下的 AO 和 SH 的结果，计算了未来渤海区域风暴潮的可能变化，结果在不同的未来情景下存在很大差异，而且即使同一个情景下不同模式的结果也存在一些不同。

## 5.2 展望

(1) 在黄海、东海和南海地区我们目前只研究了极值水位在过去几十年的变化，而且由于数据长度的限制 12 个验潮站中只有 4 个验潮站能够用来分析其长期变化特征，而且在分析平均海面的影响时由于数据的限制未能分离出陆架沉降的影响，在未来的工作中，一方面我们希望能够得到更多的观测数据来讨论极值水位变化以及其各个成分作用的空间分布特征，另一方面我们希望能够利用我们已经得到的结论，结合数值的方法对这些区域未来的极值水位变化做出预测。

(2) 在渤海区域我们利用数值模式计算了 46 年的风暴潮数据结果，但是这一部分工作还是存在一些不足，一方面由于没有准确的平均海平面变化的特征而无法在计算的时候考虑平均海平面的变化，因此我们无法讨论极值水位的变化，下一

阶段的工作我们希望能够把平均海平面的变化考虑进去从而得到更加准确的数值结果。

(3). 在讨论未来渤海区域的风暴潮变化时，我们利用的是统计降尺度的方法，在下一阶段的工作中，我们希望结合动力学方法更进一步讨论未来的可能变化。

### 参考文献

- [1] Agency, F. E. M. Final Draft Guidelines for Coastal Flood Hazard Analysis and Mapping for the Pacific Coast of the United States. FEMA Study Contractor, Northwest Hydraulic Consultants, 2005.
- [2] Alexander, L. V., Tett, S. F. B., and Jónsson, T. Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32, L13704
- [3] Antony, C., and Unnikrishnan, A. S. Observed characteristics of tide-surge interaction along the east coast of India and the head of Bay of Bengal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2013, 131: 6-11. DOI:10.1016/j.ecss.2013.08.004
- [4] Araújo, I., Pugh, D., and Collins, M. Trends in Components of Sea Level around the English Channel. *Proceedings of Littoral*, 2002, Porto, Portugal
- [5] Arms, A., Wahl, T., Dangendorf, S., and Jensen, J. The impact of sea level rise on storm surge water levels in the northern part of the German Bight. *Coastal Engineering*, 2015, 96: 118-131, doi:10.1016/j.coastaleng.2014.12.002
- [6] Arnell, N. W., Lowe, J. A., Brown, S., Gosling, S. N., Gottschalk, P., Hinkel, J. et al. A global assessment of the effects of climate policy on the impacts of climate change. *Nature Climate Change*, 2013, 3, 512-519, doi:10.1038/nclimate1793
- [7] As-Salek, J. A., and Yasuda, T. Comparative study of the storm surge models proposed for Bangladesh: last developments and research needs. *Journal of Wind engineering and industrial aerodynamics*, 1995, 54-55, 595-610, doi:10.1016/0617-6105(94)00075-O
- [8] Barth, M. C., and Titus, J. G. Greenhouse effect and sea level rise: A challenge for this Generation. Van Nostrand Reinhold, 1984, New York.
- [9] Barring, L., and von Storch, H. Scandinavian storminess since about 1800. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L20202
- [10] Bakan, D. The test of significant in psychological research, *Psychological Bulletin*, 1966, 66: 423-437, doi:10.1037/h0020412
- [11] Batstone, C., Lawless, M., Tawn, J., Horsburgh, K., Blackman, D., McMillan, A.,

- Worth, D., Laeger, S., Hunt, T. A UK best-practice approach for extreme sea-level analysis along complex topographic coastlines. *Ocean Engineering*, 2013, 71, 28-39.
- [12] Bernier, N. B., and Thompson, K. R. Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the Northwest Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111, C10009, doi:10.1029/2005JC003168
- [13] Bernier, N. B., and Thompson, K. R. Tide-surge interaction off the east coast of Canada and northeastern United States. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, C06008
- [14] Bernier, N. B., Thompson, K. R., Ou, J., and Ritchie, H. Mapping the return periods of extreme sea levels: allowing for short sea level records, seasonality, and climate change. *Global and Planetary Change*, 2007, 57, 139-150, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.027
- [15] Bhaskaran, P. K., Gayathri, R., Murty, P. L. N., Bonthu, S., and Sen, D. A numerical study of coastal inundation and its validation for Thane cyclone in the Bay of Bengal, *Coast. Eng.*, 2013, 83, 108-118.
- [16] Blain, C. A. Barotropic tidal and residual circulation in the Arabian Gulf. In: *Estuarine and Coastal Modeling, Proceedings of the 5th International Conference*. M.L. Spaulding and A.F. Blumberg, eds., American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 1998, 166-180
- [17] Blain, C. A., Westerink, J. J., and Luettich, R. A. The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99(C9), 18467-18479.
- [18] Blain, C. A., and Rogers, E. Coastal tidal prediction using the ADCIRC-2DDI hydrodynamic finite element model. Formal report NRL/FR/7322-98-9682, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, 1998, MS, 92p
- [19] Blewitt, G., and Clarke, P. Inversion of Earth's changing shape to weight sea level in static equilibrium with surface mass redistribution. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108, 2311. Doi:10.1029/2002JB002290
- [20] Bolle, A., Wang, Z. B., Amos, C., and De Rone, J. The influence of changes in tidal

- asymmetry on residual sediment transport in the Western Scheldt. *Continental Shelf Research*, 2010, 30, 871-882. DOI:10.1016/j.csr.2010.03.001
- [21] Bouligand, R., and Pirazzoli, P. A. Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et evolution. *Oceanologica Acta*, 1999, 22, 153-166.
- [22] Briggs, W. A. On the changes in the number and intensity of north Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, 2008, 21, 1387-1402.
- [23] Bromirski, P. D., Flick, R. E., and Cayan, D. R. Storminess variability along the California coast: 1985-2000. *J. Clim.*, 2003, 16,982-993.  
Doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0982:SVATCC>2.0.CO.2
- [24] Butler, A., Heffernan, J. E., Tawn, J. A., Flather, R. A., and Horsburgh, K. J. Extreme Value Analysis of Decadal Variations in Storm Surge Elevations. *Journal of Marine Systems*, 2007, 67, 189-200, doi:10.1016/j.jmarsys.2006.10.006
- [25] Busuioc, A., Giorgi, F., Bi, X., and Ionita, M. Comparison of regional climate model and statistical downscaling simulation of different winter precipitation change scenarios over Romania. *Theoretical and Applied Climatology*, 2006, 86, 101-123, doi:10.1007/s00704-005-0210-8
- [26] Butler, A., Heffernan, J. A., Tawn, J. A., Flather, R. A., and Horsburgh, K. J. Extreme value analysis of decadal variations in storm surge elevations. *Journal of Marine Systems*, 2007, 67, 189-200. DOI:10.1016/j.marsys.2006.10.006
- [27] Cabanes, C., Cazenave, A., and Le Provost, C. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science*, 2001, 294,840-842, doi:10.1126/science.1063556
- [28] Chan, J. C. L. Comment on "Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment". *Science*, 2006, 311, 1713.
- [29] Chang, S.H., and Chang, K.T. The potential impact of climate change on typhoon-triggered landslides in Taiwan. *Geomorphology*, 2011,133,143-151,doi:10.1016/j.geomorph.2010.12.028
- [30] Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., Qin, D., Church, J. A., Hunter, J., McInnes, K., and White, N. J. Sea-level rise and the frequency of extreme events around Australia. Paper contributed to the

- coast to Coast'04 Conference, Australia's National Coastal Conference, Hobart, 2004. Available from [www.cdedign.com.au/coast to coast 2004\(CD preceedings\)/pages/coastfinal00123.pdf](http://www.cdedign.com.au/coast%20to%20coast%202004(CD%20preceedings)/pages/coastfinal00123.pdf)
- [31] Choi, B., Kim, K., and Eum, H. Digital bathymetric and topographic data for neighboring seas of Korea. *Journal of Korean Society and Coastal Ocean Engineering*, 2002, 14:41-50 (in Korean with English abstract)
- [32] Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, 1998, Inc.
- [33] Cid, A., Castanedo, S., Abascal, A. J., Menéndez, M., and Medina, R. A high resolution hindcast of the meteorological sea level component for Southern Europe: the GOS dataset. *Climate Dynamics*, 2014, 43(7): 2167-2184, doi: 10.1007/s00382-013-2014-0
- [34] Cid, A., Menéndez, M., Castanedo, S., Abascal, A. J., Méndez, F. J., and Medina, R. Long-term changes in the frequency, intensity and duration of extreme storm surge events in southern Europe, *Climate Dynamics*, 2015, doi:10.1007/s00382-015-2659-1
- [35] Coles, S. *An introduction to Statistical modeling of extreme values*. Springer, London, 2001.
- [36] Church, J. A., Hunter, J. R., McInnes, K. L., and White, N. J. Sea-level rise around the Australian coastline and the changing frequency of extreme sea-level events. *Australian Meteorological Magazine*, 2006, 55, 253-260.
- [37] Church, J. A., Woodworth, P. L., Aarup, T., and Wilson, W. S. *Understanding sea-level rise and variability*. 2010, A John Wiley & Sons, Ltd., Publication.
- [38] Conte, D., and Lionello, P. Characteristics of large positive and negative surges in the Mediterranean Sea and their attenuation in future climate scenarios. *Global and Planetary Change.*, 2013, 111:159-173, Doi:10.1016/j.gloplacha.2013.09.006
- [39] Debernard, J., Saetra, O., and Røed, L. P. Future wind, wave and storm surge climate in the northern North Atlantic. *Climate Research*, 2002, 23, 39-49, doi:10.3354/cr023039
- [40] Ding, Y., and Krishnamurti, T. N. Heat budget of the Siberian High and the Winter

- Monsoon, *Monthly Weather Review.*, 1987, 115:2428-2449,  
doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2428:HBOTSH>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2428:HBOTSH>2.0.CO;2)
- [41] Ding, X., Zheng, D., Chen, Y., Chao, J., and Li, Z. Sea level change in Hong Kong from tide gauge measurements of 1954-1999. *Journal of Geodesy*, 2001, 74, 683-689.
- [42] Ding, X., Zheng, D., Chen, Y., and Huang, C. Sea level change in Hong Kong from tide gauge records. *Journal of Geospatial Engineering*, 2002, 4(1): 41-49.
- [43] Dixon, M. J., and Tawn, J. A. Extreme Sea-levels at the UK A-class Sites: Site-by-site Analysis. POL., Internal Document no.65., 1994.
- [44] Dong, S., Gao, J. G., Li, X., Wei, Y., and Wang, L. A storm surge intensity classification based on extreme water level and concomitant wave height. *Journal of Ocean University of China.*, 2015, 14(2): 237-244,  
doi:10.1007/s11802-015-2342-5
- [45] Dong, J., Zhang, T., and Fu, X. Calculation of the Storm Surges in the Shacheng Bay in Fujian Province in 100 Years Return Periods. *Marine Science Bulletin*, 2008, 27(1): 9-16.
- [46] D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M. E., and Romero, S. I. Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, 1999, 19: 1681-1693.
- [47] D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M. E., and Pousa, J. L. Changes in the regime of storm surges in Buenos Aires, Argentinial. *Journal of Coastal Research*, 2008, 24: 60-265.
- [48] Eastoe, E. F., and Tawn, J. A. Statistical models for overdispersion in the frequency of peaks over threshold data for a flow series. *Water Resources Research*, 2010, 46: 1-12
- [49] Emanuel, K. A. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 2005, 436: 686-688
- [50] Feng, X., Yin, B., and Yang, D. Effect of hurricane paths on storm surge response at Tianjin, China. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2012, 106: 58-68,  
doi:10.1016/j.ecss.2012.04.032

- [51] Feng, J., Jiang, W., and Bian, C. Numerical prediction of storm surge in the Qingdao area under the impact of climate change, *Journal of Ocean University of China*, 2014, 13: 539-551, doi:10.1007/s11802-014-2222-4
- [52] Feng, J., and Jiang, W. Extreme water level analysis at three stations on the coast of the Northwestern Pacific Ocean. *Ocean Dynamics*, 2015, 65(11): 1383-1397, doi:10.1007/s10236-015-0881-3
- [53] Feng, X., and Tsimplis, M. N. Sea level extremes at the coasts of China. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 2014, 119: 1593-1608, doi:10.1002/2013JC009607
- [54] Fisher, R. A. *Statistical Methods for Research Workers*, Edinburgh: Oliver and Boyd, 1925, p.43.
- [55] Fisher, R. Statistical methods and Scientific Induction, *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 1955, 17 (1): 69-78.
- [56] Flather, R. A. A storm surge prediction model for the northern Bay of Bengal with application to the cyclone in April 1991. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24, 172-190.
- [57] Flather, R. A. Existing operational oceanography. *Coastal Engineering*, 2000, 41, 13-40, doi:10.1016/S0378-3839(00)00025-9
- [58] Flather, R. A., and Khandker, H. The storm surge problem and possible effects of sea level changes on coastal flooding in the Bay of Bengal. In: *Climate and sea level change: Observations, Projections and Implications* (Warrick, R. A., Barrow, E. M., Wigley, T. M., eds), 1993, pp. 229-245. Cambridge University Press, Cambridge.
- [59] Flather, R. A., and Smith, J. A. First estimates of changes in extreme storm surge elevations due to the doubling of CO<sub>2</sub>. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 1998, 6: 193-208.
- [60] Flather, R. A., Smith, J. A., Richards, J. D., Bell, C., and Blackman, D. L. Direct estimates of extreme storm surge elevations from a 40-year numerical model simulation and from observation. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 1998, 6: 165-176.
- [61] Fortunatio, A. B., Baptista, A. M., and Luettich, Jr. A three-dimensional model of

- tidal currents at the mouth of the Tagus Estuary. *Cont. Shelf Res.*, 1998, 17(14): 1689-1714.
- [62] Francis, J. A., and Vavrus, S. J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes, *Geophysical Research Letters.*, 2012, 39, L6801, doi:10.1029/2012GL051000
- [63] Gong, D., and Wang, S. Long-term variability of the Siberian High and the possible connection to global warming, *Acta Geographica Sinica.*, 1999, 54, 125-133.
- [64] Gräwe, U., and Burchard, H. Storm surges in the Western Baltic Sea: the present and a possible future. *Climate dynamics*, 2011, 39(1): 165-183, doi:10.1007/s00382-011-1185-z
- [65] Green, J. Ocean tides and resonance. *Ocean Dynamics.*, 2010, 60, 1243-1253. DOI:10.1007/s10236-010-0331-1
- [66] Gregory, J. M., Martyn, P. C., and Mark, C. S. Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity, *Journal of Climate.*, 2001, 14(12): 2763-2768, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2)
- [67] Grinsted, A., Moore, J. C., and Jevrejeva, S. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100. *Climate Dynamics*, 2010, 34: 461-472, doi:10.1007/s00382-008-0507-2
- [68] Grossmann, I., Woth, K., and von Storch, H. Localization of global climate change: Storms surge scenarios for Hamburg in 2030 and 2085. *Die Küste*, 2007, 71: 169-182.
- [69] Guedes-Soares, C. G., and Scotto, M. G. Application of the r-largest-order statistics for long-term predictions of significant wave height. *Coastal Engineering*, 2004, 51: 387-394.
- [70] Guo, Y., Zhang, J., Zhang, L., and Shen, Y. Computational investigation of typhoon-induced storm surge in Hangzhou Bay, China. *Estuarine Coast and Shelf Science*, 2009, 85: 530-536.
- [71] Haer, T., Kalnay, E., Kearney, M., and Moll, H. Relative sea-level rise and the

- conterminous United States: Consequences of potential land inundation in terms of population at risk and GDP loss, 2013, 23(6): 1627-1636,  
doi:10.1016/j.gloenvcha.2013.09.005
- [72] Haigh, I. D., Butcher, P., Harris, J. M., Cooper, N. J., and Trip, I. Developing an improved understanding of storm surges in the Solent. In: Proceedings of the 39th DEFRA Flood and Coastal Management Conference, 2004, New York, UK.
- [73] Haigh, I. D., Nicholls, R. J., and Wells, N. Assessing changes in extreme sea levels: application to the English Channel, 1900-2006. *Continental Shelf Research*, 2010, 9: 1042-1055, 10.1016/j.csr.2010.02.002
- [74] Haigh, I. D., Wijeratne, E. M. S., Macpherson, L. R., Pattiaratchi, C. B., Mason, M. S., Crompton, R. P., and George, S. Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tides, extratropical storm surges and mean sea level. *Climate Dynamics*, 2014, 42(1): 121-138,  
doi:10.1007/s00382-012-1652-1
- [75] Han, G. Q., and Huang, W. G. Pacific decadal oscillation and sea level variability in the Bohai, Yellow and East China Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38(12): 2772-2783, doi:10.1175/2008JPO3885.1
- [76] Hill, D. F., Ciavola, S. J., Etherington, L., and Klaar, M. J. Estimation of freshwater runoff into Glacier Bay, Alaska and incorporation into a tidal circulation model, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2009, 82, 95-107.  
doi:10.1016/j.ecss.2008.12.019
- [77] Horsburgh, K. J., and Wilson, C. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, C08003.
- [78] Horton, R., Herweijer, C., Rosenzweig, C., Lu, J., Gornitz, V., and Ruane, A. C. Sea level rise projections for current generation CGCMs based on the semi-empirical method. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L02725,  
doi:10.1029/2007GL032486
- [79] Hosking, J. R. M., and Wallis, J. R. *Regional Frequency Analysis-an Approach based on L-moment*, Cambridge University Press, 1997, London.

- [80] Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Van Der Linden, P. J., X. Dai, K. M., and Johnson, C. A. Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group 1 to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. In: Cambridge University Press (Ed), Cambridge. 2001, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- [81] Hu, H. M., Huang, L., and Yang, G. H. Recent crustal vertical movement in the Changjiang River delta and its adjacent area, *Acta Geographica Sinica*, 1992, 47, 22-30.
- [82] Hu, H. M., Huang, L., and Yang, G. H. Recent vertical crustal deformation in the coastal area of eastern China, *Scientia Geologica Sinica*, 1993, 28: 270-278.
- [83] Huang, L. R., Yang, G. H., and Hu, H. M. The isostatic datum for studying of the sea level changes along the coast of China, *Seismology and Geology*, 1991, 13: 8-14.
- [84] Huang, W., Xu, S., and Nnaji, S. Evaluation of GEV model for frequency analysis of annual maximum water levels in the coast of United States. *Ocean Eng.*, 2008, 35: 1132-1147, doi:10.1016/j.oceaneng.2008.04.010
- [85] Idier, D., Dumas, F., and Muller, H. Tide-surge interaction in the English Channel. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2012, 12: 3709-3718, doi:10.5194/nhess-12-3709-2012
- [86] IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X. et al., eds). Cambridge University Press, 2001, Cambridge.
- [87] IPCC. Climate Change 2007: The scientific basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change (Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B. et al., eds). Cambridge University Press, 2007, Cambridge.
- [88] IPCC. Climate Change 2013: The physical scientific basis. Contribution of working group I to the Fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change (Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer; et al. eds). Cambridge

University Press, 2013, Cambridge.

- [89] Ivan, D. H., Robert, N., and Neil, W. A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels, *Coastal Engineering*, 2010, 57(9): 838-849, doi:10.1016/j.coastaleng.2010.04.002
- [90] Ivan, D. H., Wijeratne, E. M. S., MacPherson, L. R., Pattiaratchi, C. B., Mason, M. S., Crompton, R. P., George, S. Estimating present day extreme water level exceedance probabilities around the coastline of Australia: tides, extra-tropical storm surges and mean sea level, *Climate Dynamics*, 2014, 42(1): 121-138, doi:10.1007/s00382-012-1652-1
- [91] Jay, D. A. Evolution of tidal amplitudes in the eastern Pacific Ocean. *Geophysical Research Letter.*, 2009, 36: L04603, doi:10.1029/2008GL036185
- [92] Jenkinson, A. F. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements, *Quart J Roy Meteorol Soc*, 1955, 81: 158-171.
- [93] Jeong, J., Ou, T., Linderholm, H. W., Kim, B., Kim, B., Kug, J., and Chen, D. Recent recovery of the Siberian High intensity, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.*, 2011, 116, D23102, doi:10.1029/2011JD015904
- [94] Johns, B., and Ali, M. A. The numerical modeling of storm surges in the Bay of Bengal. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106: 1-18.
- [95] Johansson, M., Bomann, H., Kahma, K. K., and Launiainen, J. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 2001, 6: 159-179.
- [96] Jr, R. A. L., Hence, J. L., Fulcher, C. W., Werner, F. E., Blanton, B. O., and Churchill, J. H., 1999, Barotropic tidal and wind-driven larval transport in the vicinity of a barrier island inlet. *Fisheries Oceanography*, 1999, 8: 190-209.
- [97] Karim, M. F., and Mimura, N. Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh. *Global Environmental Change*, 2008, 18: 490-500. DOI:10.1016/j.gloenvcha.2008.05.002
- [98] Kennedy, A. B., Westering, J. J., Smith, J., Taflanidis, A. A., Hope, M., Hartman, M., Tanaka, S., Westerink, H., Cheung, K.F., Smith, T., Hamman, M., Minamide, M., and Ota, A. Tropical Cyclone Inundation Potential on the Hawaiian Islands of Oahu and Kauai, *Ocean Modelling*, 2012, 52-53: 54-68.

- [99] Khaled, H. H. Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis, *Journal of Hydrology*, 2008, 349: 350-363.
- [100] Kim, H. S., Ho, C. H., Kim, J. H., and Chu, P. S. Track-Pattern-Based model for seasonal prediction of tropical cyclones activity in the western north Pacific. *Journal of Climate*, 2012, 25: 4660-4678, doi:10.1175/JCLI-D-11-00236.1
- [101] Knutson, T.R. Tropical cyclones and hurricanes | Tropical cyclones and climate change. Reference module in earth systems and environmental science, from *Encyclopedia of Atmospheric Science*, 2015, 65-76, doi:10.1016/B978-0-12-382225-3.00508-9.
- [102] Kriebel, D. L., Geiman, J. D., and Henderson, G. R. Future flood frequency under sea-level rise scenarios. *Journal of Coastal Research*, 2015, 1078-1083
- [103] Kulkarni, A., and von Storch, H. Monte Carlo experiments on the effect of serial correlation on the Mann-Kendall-test of trends, *Meteor. Z.*, 1995, 4: NF 82-85.
- [104] Kuzmina, S. I., Bengtsson, L., Johannessen, O. M., Drange, H., Bobylev, L. P., and Miles, M. W. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32: L04703, doi:10.1029/2004GL021064
- [105] Landsea, C. W. Hurricanes and global warming. *Nature*, 2005, 438: E11-12
- [106] Landsea, C. W., Harper, B. A., Hoarau, K., and Knaff, J. A. Can we detect trends in extreme tropical cyclones? *Science*, 2006, 313: 452-454.
- [107] Langenberg, H., Pfizenmayer, A., von Storch, H., and Sündermann, J. Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. *Continental Shelf Research*, 1999, 19: 821-842, doi:10.1016/S0278-4343(98)00113-7
- [108] Le, K. An analysis of the recent server storm surge disaster events in China, in *Natural Hazards*, 2000, pp, 215-223, Springer, Neth.
- [109] Lehann, E.L., Romano, and Joseph, P. *Testing Statistical Hypotheses*. New York: Springer, 2005, ISBN 0-387-98864-5.
- [110] Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., and Stephens, C. Warming of the world ocean. *Science*, 2000, 287: 2225-2229. Doi: 10.1126/science.287.5461.2225

- [111] Letetrel, C., Marcos, M., Matín Míguez, B., and Woppelmann, G. Sea level extremes in Marseille during 1885-2008. *Cont Shelf Res.*, 2010, 30: 1267-1274. Doi:10.1016/j.csr.2010.04.003
- [112] Levermann, A., U.Clark, P., Marzeion, B., Milne, G. A., Pollard, D., Radic, V., and Robinson, A. The multimillennial sea-level commitment of global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2013, 110: 13745-13750, doi:10.1073/pnas.1219414110
- [113] Li, K., and Li, G. S. Risk assessment on storm surges in the coast area of Guangdong Province. *Nat. Hazards.*, 2013, 68: 1129-1139. doi:10.1007/s11069-013-0682-2
- [114] Lin, N., Emanuel, K. A., and Smith, J. A. Risk assessment of hurricane storm surge for New York City. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 2010, 115: D18, doi:10.1029/2009JD013630
- [115] Lionello, P. Extreme surges in the Gulf of Venice, pressure and future climate. In: *Venice and its Lagoon, State of Knowledge (Fletcher C. and Spencer T., eds)*, pp.59-65. Cambridge University Press, 2005, Cambridge.
- [116] Lombard, A., Cazenave, A., Dominh, K., Cabanes, C., and Nerem, R. S. Thermosteric sea level rise for the past 50 years; Comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. *Global and Planetary Change*, 2005, 48: 303-312.
- [117] Longuet-Higgins, M. S., and Stewart, R. W. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf beats". *Journal of Fluid Mechanics*, 1962, 13: 481-504.
- [118] Lowe, J. A., and Gregory, J. M. The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2005, 363: 1318-1328, doi:10.1098/rsta.2005.1570
- [119] Lowe, J. A., Gregory, J. M., and Flather, R. A. Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre climate models, *Climate Dynamics*, 2001, 18: 179-188.

- [120] Lowe, J. A., Howard, T., Pardaens, A., Tinker, J., Holt, J., Wakelin, S. et al. UK Climate Projections Science Report: Marine and Coastal Projections. Met Office Hadley Centre, 2009, Exeter.
- [121] Luettich, R. A., and Westerink, J. J. Continental shelf scale convergence studies with a barotropic tidal model. In: Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models. AGU, Washington, D.C., 1995, 349-371.
- [122] Luettich, R. A., Westerink, R. A., and Scheffner, N. W. ADCIRC: An advanced three-dimensional circulation model for shelves, coasts, and estuaries, Report 1: Theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. Technical Report DRP-92-6, USAE, Vicksburg, MS, 1992, 137P.
- [123] Luo, C. and Wang, Z. The estimation of the parameters of Gumbel distribution and their application to the analysis of the water level data. Chinese Journal of Applied Probability and Statistics, 2005, 21(2).
- [124] Marcos, M., Tsimplis, M. N., and Shaw, A. G. P. Sea level extremes in southern Europe. Journal of Geophysical Research, 2009, 114:C01007, doi:10.1029/2008JC004912
- [125] Marcos, M., Jord A. G., Gomis, D., PERez, B. Changes in storm surges in Southern Europe from a regional model under climate change scenarios. Global and Planetary Change, 2011, 77: 116-128. DOI:10.1016/j.gloplacha.2011.04.002
- [126] McInnes, K. L., Macadam, I., Hubbert, G. D., Abbs, D. J., and Bathols, J. A. Climate change in eastern Victoria. Stage 2 Report: The effect of climate change on storm surges: a project undertaken for the Gippsland coastal board. Aspendale, Victoria: CSIRO Marine and Atmospheric Research, 2005. [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnnes\\_2005b.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnnes_2005b.pdf)
- [127] McInnes, K. L., Macadam, I., and Hubbert, G. D. Climate change in Eastern Victoria. Stage 3 report: the effect of climate change on extreme sea levels in Corner Inlet and the Grippsland lakes. Report to gippsland coastal board. July 2006. [www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnneskl\\_2006a.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/mcinnneskl_2006a.pdf)
- [128] Mearns, L. O., Mavromatis, T., Tsvetsinskaya, E., Hays, C., and Easterling, W. Comparative responses of EPIC and CERES crop models to high and low

- resolution climate change scenarios. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104 (D6): 6623-6646.
- [129] Menéndez, M., and Woodworth, P. L. Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide gauge dataset. *J Geophys Res.*, 2010, 115: C10011.doi:10.1029/2009JC005997
- [130] Milan, G., and Slavisa, T. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia, *Global and Planetary Change*, 2013, 100: 172-182.
- [131] Miller, L., and Douglas, B. C. Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. *Nature*, 2004, 428: 406-409.
- [132] Miliman, J. D., Broadus, J. M., and Gable, F. Environmental and economic implication of rising sea level and subsiding deltas: the Nile and Bengal examples. *Ambio*, 1989, 18: 340-345.
- [133] Mitorvica, J. X., Tamisiea, M. E., Davis, J. L., and Milne, G. A. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, 2001, 409: 1026-1029. Doi:10.1038/35059054
- [134] Moore, D. *Introduction to the Practice of Statistics*, New York, 2003, W.H. Freeman and Co. p. 426. ISBN 9780716796572
- [135] Munk, W. Ocean freshening, sea level rising. *Science*, 2003, 300: 2041-2043, doi:10.1126/science.1085534
- [136] Nicholls, R. Case study on sea level impacts. *OECD Workshop on the benefits of climate policy: Improving information for policy makers*, 2003, ENV/EPOC/GSP(2003)9/FINAL.OECD, Paris.
- [137] Nicholls, R. J., and Lowe, J. A. Benefits of mitigation of climate change for coastal areas. *Global Environmental Change*, 2004, 14: 229-244, doi:10.1016/j.gloenvcha.2004.04.005
- [138] Obeysekera, J., and Park, J. Scenario-based projection of extreme sea levels. *Journal of Coastal Research*, 2013, 29(1): 1-7, doi:http://dx.doi.org/10.2112/JCCOASTRES-D-12-00127.1
- [139] Osborne, T. J. Simulation the winter North Atlantic Oscillation: the roles of

- internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 2004, 22: 605-623, doi: 10.1007/s00382-004-0405-1
- [140] Ozgur, K., and Murat, A. Comparison of Mann-Kendall and innovative trend method for water quality parameters of the Kizilirmak River, Turkey. *Journal of Hydrology*, 2014, 513: 362-375.
- [141] Park, J., Jung, H., Kim, R., and Oh, J. Modelling summer extreme rainfall over the Korean peninsula using Wakeby distribution, *International journal of Climatology*, 2001, 21: 1371-1384.
- [142] Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE, *Computers & Geosciences.*, 2002, 28: 929-937, doi:10.1016/S0098-3004(02)00013-4
- [143] Pickering, M. D., Wells, N. C., Horsburgh, K. J., and Green, A. M. The impact of future sea-level rise on the European Shelf tides. *Continental Shelf Research*, 2012, 35: 1-15. DOI:10.1016/j.csr.2011.11.011
- [144] Pirazzoli, P. A., and Tomasin, A. Recent evolution of surge-related events in the northern Adriatic area. *Journal of Coastal Research*, 2002, 18: 537-554.
- [145] Pirazzoli, P., Costa, S., Dornbusch, U., and Tomain, A. Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, 2006, 56 (5-6): 1-15. DOI:10.1007/s10236-005-0040-3
- [146] Prandle, D., and Wolf, J. The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1978, 55: 203-216.
- [147] Proudman, J. The propagation of tide and surge in an estuary, *Proc. R. Soc. Lond.*, 1955, A231: 8-24.
- [148] Proudman, J. Oscillations of tide and surge in an estuary of finite length, *J. Fluid. Mech.*, 1957, 2: 371-382.
- [149] Pugh, D. T. *Tides, Surges and Mean Sea-Level: a Handbook for Engineers and Scientists*. Wiley, 1987, Chichester.
- [150] Pugh, D.T., and Maul, G. A. Coastal sea level prediction for climate change. In: *Coastal Ocean Prediction (Moore C., ed.)*, 1999, pp. 377-404. Coastal and

- Estuarine Studies vol. 56. American Geophysical Union, Washington DC.
- [151] Rady, M. A., El-Sabh, M. I., Murty, T. S., and Backhaus, J. Q. Tide-surge interaction in the Gulf of Suez, Egypt. *Marine Geodesy*, 1994, 17: 45-62.
- [152] Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J. A., Hansen, J. E., Keeling, R. F., Parker, D. E., and Somerville, R. C. J. Recent climate observations compared to projections. *Science*, 2007, 316: 709, doi:10.1126/science.1136843
- [153] Raicich, F. Recent evolution of sea-level extremes at Trieste (Northern Adriatic). *Continental Shelf Research*, 2003, 23(3): 225-235.
- [154] Ray, R. D. Secular changes of the M2 tide in the Gulf of Maine. *Continental Shelf Research*, 2006, 26: 422-427.
- [155] Ray, R. D. Secular changes in the solar semidiurnal tide of the western North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36: L19601.  
Doi:10.1029/2009GL040217
- [156] Reiss, R. -D., and Thomas, M. *Statistical analysis of extreme values*. Birkhäuser, Basel, 1997.
- [157] Richard, J. L., and Donna, F. S. *Statistics in the Real World: a book of example*. Macmillan, 1976. ISBN 978-0023677205
- [158] Robert, A. *Basic probability theory*. New York: Wiley, 1970. ISBN 978-0471034506.
- [159] Rossiter, J. R. Interaction between tide and surge in the Thames. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1961, 6: 29-53.
- [160] Rumpf, J., Weindl, H., and Höpfe, P. Tropical cyclone hazard assessment using model-based track simulation, *Natural hazards*, 2009, 48 (3): 383-398, doi:10.1007/s11069-008-9268-9
- [161] Schervish, M. *Theory of Statistics*, 1996, p.218, Springer ISBN 0-387-94546-6.
- [162] Shaw, J., Amos, C. L., Greenberg, D. A., O'Reilly, C. T., Parrott, D. R., and Patton E. Catastrophic tidal expansion in the Bay of Funday, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 2010, 47: 1079-1091. DOI:10.1139/E10-046
- [163] Shen, J., Wang, H. V., Sisson, M., and Gong, W. Storm tide simulation in the

- Chesapeake Bay using an unstructured grid model, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 2006, 68:1-16.
- [164] Sheng, Y., Paul, P., and George, C. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series, *Journal of Hydrology*, 2002, 259: 254-271.
- [165] Sheng, Y., and Paul, P. A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection / Une comparaison de la puissance des tests t de student, de Mann-Kendall et du bootstrap pour la detection de tendance. *Hydrological Science Journal*, 2004, 49: 21-37.
- [166] Shi, F., and Sun, W. A variable boundary model of storm surge flooding in generalized curvilinear grids. *International J. Num. Meth. In Fluids*, 1995, 21: 641-651.
- [167] Shi, F., Sun, W., and Wei, G. A WDM method on a generalized curvilinear grid for calculation of storm surge flooding. *Applied Ocean Research*, 1997, 19: 275-282.
- [168] Sinha, P. C., Jain, I., Bhardwaj, N., Rao, A. D., and Dube, S. K. Numerical modeling of tide-surge interaction along Orissa coast of India, *Natural Hazards*, 2008, 45: 413-427.
- [169] Smith, J., Cialone, M., Wamsley, T., and Mcalpin, T. Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana, *Ocean Eng.*, 2010, 37: 37-47.
- [170] Sobey, R. J., and Orloff, L. S. Triple annual maximum series in wave climate analyses. *Coastal Engineering*, 1995, 26: 135-151.
- [171] Su, B., Jiang, T., and Dong, W. Probability characteristics of precipitation extreme over the Yangtze River Basin, *Scientia Meteorological Sinica*, 2008, 28: 625-629.
- [172] Su, B., Kundzewicz, Z. W., and Jiang, T. Simulation of extreme precipitation extreme over the Yangtze River Basin using Wakeby distribution, *Theoretical and Applied Climatology*, 2009, 96: 209-219.
- [173] Svensson, C., and Jones, D. Climate change impacts on the dependence between sea surge, precipitation and river flow around Britain. In: *Proceedings*

- from the 40th Defra Flood and Coastal Management Conference 2005, University of York, York 5-7 July 2005, 2006, pp.6A.3.1-6A.3.10.
- [174] Tang, Y. M., Grimshaw, R., Sanderson, B., and Holland, G. A numerical study of storm surges and tides, with application to the north Queensland coast, *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26: 2700-2711.
- [175] Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 2000, 13: 1000-1016.
- [176] Tinti, S., Armigliato, A., Pagnoni, G., and Zaniboni, F. Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the Mediterranean. *ISET Journal of Earthquake Technology*, 2006, 42: 171-188.
- [177] Titov, V., Rabinovich, A. B., Mofield, H. O., Thomson, R. E., and González, F. I. The global reach of the 26 December 2004 sumatra tsunami. *Science*, 2005, 309: 2045-2048.
- [178] Titus, J. G., Park, R. A., Leatherman, S. P., Weggel, J. R., Greene, M. S., Mausel, P. W. et al. Greenhouse effect and sea level rise: the cost of holding back the sea. *Coastal Management*, 1991, 19: 171-204.
- [179] Trigo, I. F., and Davies, T. D. Meteorological conditions associated with sea surges at Venice: a 40 year climatology. *International Journal of Climatology*, 2002, 22: 787-803.
- [180] Tsimplis, M.N., and Shaw, A. G. P. Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts. *Nat Hazards Earth Syst Sci.*, 2010, 10: 1457-1475, doi:10.5194/nhess-10-1457-2010
- [181] Tsimplis, M. N., Woolf, D. K., Osborn, T. J., Wakelin, S., Wolf, J., and Falther, R. Towards a vulnerability assessment of the UK and northern European coasts: the role of regional climate variability. *Proceedings of the Royal Society of London*, 2005, 363: 1329-1358, doi:10.1098/rsta.2005.1571
- [182] Tsimplis, M. N., Marcos, M., Pérez, B., Challenor, P., Garcia-Fernandez, M. J., and Raicich, F. On the effect of the sampling frequency of sea level measurement on the return period estimate of extremes-Southern European examples. *Cont Shelf Res.*, 2009, 29:2214-2221, doi:10.1016/j.csr.2009.08.015

- [183] Uehara, K., Scourse, J. D., Horsburgh, K. J., Lambeck, K., and Purcell, A. P. Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. *Journal of Geophysical Research-Part C-Oceans.*, 2006, 111, p. C09025. DOI:10.1029/2006JC003531
- [184] Ullmann, A., Pirazzoli, P. A., and Tomasin, A. Sea surges in Camargue: trends over the 20th century. *Cont Shelf Res.*, 2007, 27:922-934. doi:10.1016/j.csr.2006.12.001
- [185] Ullmann, A., and Moron, V. Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Int J Climatol.*, 2008, 28: 159-171, doi:10.1002/joc.1527
- [186] Ullmann, A., Pirazzoli, P. A., and Moron, V. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Glob Planet Change*, 2008, 63: 203-214, doi:10.1016/j.gloplacha2007.10.002
- [187] Ullmann, A., and Monbaliu, J. Changes in atmospheric over the North Atlantic and sea-surge variations along the Belgian coast during the twentieth century. *Int J Climatol.*, 2010, 30: 558-568, doi:10.1002/joc.1904
- [188] Unnikrishnan, A. S., and Luick, J. L. A finite element simulation of tidal circulation in the Gulf of Kutch, India, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2003, 56: 131-138.
- [189] Unnikrishnan, A. S., Kumar, K. R., Fernandes, S. E., Michael, G. S., and Patwardhan, S. K. Sea level changes along the Indian coast: observations and projections. *Current Science*, 2006, 90(3): 362-368.
- [190] Vickery, P. J., Skerlj, P. F., and Twisdale, L. A. Simulation of hurricane risk in the US using empirical track model. *Journal of structural engineering*, 2000, 126(10): 1222-1237, doi: [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9445\(2000\)126:10\(1222\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9445(2000)126:10(1222))
- [191] von Storch, H., and Reichardt, H. A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Journal of Climate*, 1997, 10: 2653-2662.
- [192] von Storch, H., and Zwiers, F. W. *Statistical Analysis in Climate Research*,

Cambridge University Press, 1999, ISBN 0511010184.

- [193] von Storch, H., and Woth, K. Storm surge: perspectives and options. *Sustainability Science*, 2008, 3: 33-43. DOI:10.1007/s11625-008-0044-2
- [194] Wahl, Thomas., and Chambers, D. P. Evidence for multidecadal variability in US extreme sea level records. *Journal of Geophysical Research, Ocean*. 2015, doi:10.1002/2014JC010443
- [195] Wakelin, S. L., Woodworth, P. L., Flather, R. A., and Williams, J. A. Sea-level dependence on the NAO over the NW European Continental Shelf, *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(7): 1403.
- [196] Wang, Z., and Ding, Y. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons, *Chinese Journal of Atmospheric Science.*, 2006, 30: 1068-1076.
- [197] Warrick, R. A., Barrow, E. A., and Wigley, T. M. L. *Climate and sea level change: Observation, Projections, Implications*. Cambridge University Press, 1993, Cambridge.
- [198] Weisse, R., and Plüß, A., 2006, Storm related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 2006, 56(1), 16-25, doi:10.1007/s10236-005-0037-y
- [199] Weisse, R., Bellafiore, D., Menéndez, M., Méndez, F., Nicholls, R. J., Umgiesser, G., and Willems, P. Changing extreme sea levels along European coasts. *Coastal Engineering*, 2014, 87: 4-14. DOI:10.1016/j.coastaleng.2013.10.017
- [200] Wells, N. C., Baldwin, D. J., Wang, J. Y., and Collins, M. B. Modelling of extreme storm surge events in the English Channel for the period 14-18 December 1989. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 2001, 7: 275-294.
- [201] Westerink, J. J., Luettich, R. A., and Muccino, J. C. Modeling tides in the western North Atlantic using unstructured graded grids. *Tellus*, 1994, 46A: 178-199.
- [202] Winterfeldt, J., Geyer, B., and Weisse, R. Using QuickSCAT in the added value assessment of dynamically downscaled wind speed. *Int. J. Climatol.*, 2011, 31(7):

1028-1039, doi:10.1002/joc.2015

- [203] Woodworth, P. L., and Blackman, D. L. Changes in extreme high waters at Liverpool since 1768. *Int. J. Climatol.*, 2002, 22: 697-714. Doi:10.1002/joc.761
- [204] Woodworth, P. L. High waters at Liverpool since 1768: the UK's longest sea level record. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26: 1589-1592.
- [205] Woodworth, P. L. 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* (e.d. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskek, C.A. Johnson), p.881. Cambridge, 2001, Cambridge University Press.
- [206] Woodworth, P. L., Aarup, T., Merrified, M., Mitchum, G. T., and Le Provost, C. Measuring progress of the global sea level observing system. *EOS Trans Am Geophys Union*, 2003, 84: 565, doi:10.1029/2003EO500009
- [207] Woodworth, P. L., and Blackman, D. L. Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s. *J. Clim.*, 2004, 17:1190-1197. Doi:10.1175/1520-0442
- [208] Woodworth, P. L., and Blackman, D. L. Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s, *Journal of Climate.*, 2004, 17: 1190-1197, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1190:EFSCIE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1190:EFSCIE>2.0.CO;2)
- [209] Woodworth, P. L., Gregory, J. M., and Nicholls, R. J. Long term sea level changes and their impacts. In: *The Sea*, vol. 13 (Robinson, A. R., MaCarthy, J., Rothschild, B. J. eds), 2004, pp. 717-752. Harvard University Press, Cambridge, MA.
- [210] Woodworth, P. L., Blackman, D. L., Foden, P., Holgate, S., Horsburgh, K., Knight, P. J. et al. Evidence for the Indonesian tsunami in British tidal records. *Weather*, 2005, 60(9): 263-267.
- [211] Woodworth, P. L. Some important issues to do with long-term sea level change. *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 2006, 364: 787-803.
- [212] Woodworth, P. L., Flather, R. A., Williams, J. A., Wakelin, S. L., and Jevrejeva,

- S. The dependence of extreme UK and NW European sea levels on the NAO. *Continental Shelf Research*, 2006, 27: 935-946.
- [213] Woodworth, P. L. A survey of recent changes in the main components of the ocean tide. *Cont Shelf Res*, 2010, 30: 1680-1691, doi:10.1016/j.csr.2010.07.002
- [214] Woth, K. North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate : How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophysical Research Letters*, 2005, 32: L22708. DOI:10.1029/2005GL023762
- [215] Woth, K., Weisse, R., and von Storch, H. Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, 2006, 56: 3-15. DOI: 10.1007/s10236-005-0024-3
- [216] Xu, S., and Huang, W. Estimating extreme water levels with long-term data by GEV distribution at Wusong station near Shanghai city in Yangze Estural. *Ocean Eng.*, 2011, 38: 65-71, doi:10.1016/j.oceaneng.2010.11.022
- [217] Yang, H., Tian, S., Ye, L., and Xu, F. *Catalog of Marine and Coastal Disaster in China (1949-1990)*, China Ocean Press, 1993, pp. 1-288.
- [218] Yin, B., Hou, Y., Cheng, M., Su, J., Lin, M., and Li, M. Numerical study of the influence of waves and tide-surge interaction on tide-surges in the Bohai Sea. *Chinese J Oceanol Limnol*, 2001, 19(2): 97-102.
- [219] Yu, Y., Yu, Y., and Zuo, J. Effect of sea level variation on tidal characteristic values for the East China Sea. *China Ocean Engineering*, 2003, 17:369-382.
- [220] Zhang, X., Walsh, J. E., Zhang, J., Bhatt, U. S., and Ikeda, M. Climatology and interannual variability of Arctic Cyclone activity: 1948–2002, *Journal of Climate.*, 2004, 17: 2300-2317, doi:  
[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2300:CAIVOA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2300:CAIVOA>2.0.CO;2)
- [221] Zhang, Q., Liu, C. L., Xu, C. Y., Xu, Y. P., and Jiang, T. Observed trends of annual maximum water level and streamflow during past 130 years in the Yangtze River basin, China, *Journal of Hydrology*, 2006, 324: 255-265, doi:10.1016/j.jhydrol.200509.023
- [222] Zhang, H. M., Reynolds, R. W., and Bates, J. J. Blended and gridded high

- resolution global sea surface wind speed and climatology from multiple satellites: 1987-present. American Meteorological Society 2006 Annual Meeting, 2006, Paper #P2.23, Atlanta, GA, January 29-February 2, 2006.
- [223] Zhang, W. Z., Hong, H. S., Shang, S. P., Chen, D. W., and Chai, F. A two-way nested coupled tide-surge model for the Taiwan Strait. *Cont. Shelf Res.*, 2007, 27: 1548-1567.
- [224] Zhang, Q., Xu, C. Y., Chen, Y. D., and Liu, C. L. Extreme value analysis of annual maximum water levels in the Pearl River Delta, China., 2009, 3(2): 154-163, doi:10.1007/s11707-009-0025-5
- [225] Zhang, H., and Sheng, J. Estimation of extreme sea levels over the eastern continental shelf of North America, *Journal of Geophysical Research: Ocean*, 2013, 118(11): 6253-6273, doi:10.1002/2013JC009160
- [226] Zhang, H., and Sheng, J. Estimation of extreme sea levels over the eastern continental shelf of North America. *Journal of Geophysical Research, Ocean*, 2013, doi:10.1002/2013JC009160
- [227] Zhang, H., and Sheng, J. Examination of extreme sea levels due to storm surges and tide over the northwest Pacific Ocean. *Continental Shelf Research*, 2015, 93: 81-97, doi:10.1016/j.csr.2014.12.001
- [228] Zhang, W.-Z., Shi, F., Hong, H.-S., Shang, S.-P., and Kirby, J. T. Tide-surge interaction intensified by the Taiwan Strait. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: C06012.
- [229] Zhang, Y., Ding, Y., and Li, Q. Cyclogenesis frequency changes of extratropical cyclones in the North Hemisphere and East Asia revealed by ERA40 reanalysis data, *Meteorological Monthly*, 2012, 38(6):646-656 (Chinese in English abstract)
- [230] Zhao, P., and Jiang, W. A numerical study of storm surges caused by cold-air outbreaks in the Bohai Sea, *Natural Hazards.*, 2011, 59, 1-15, doi:10.1007/s11069-010-9690-7
- [231] Zhao, P., and Jiang, W. A numerical study of the effects of coastal geometry in the Bohai Sea on storm surges induced by cold-air outbreaks, *Journal of Ocean University of China*, 2011, 10(1): 9-15, doi:10.1007/s11802-011-1746-0

- [232] Zhao, C., Ge, J., and Ding, P. Impact of Sea Level Rise on Storm Surges around the Changjiang Estuary. *Journal of Coastal Research*, special issue, 2014, 68: 27-34, doi:<http://dx.doi.org/10.2112/SI68-004.1>
- [233] Zhu, Q., Lin, J., Shou, S., and Tang, D. *Principles and Methodology of Synoptic Meteorology*, 3rd edn, 2000, Beijing: China Meteorological Press.
- [234] Zou, X., Alexander, L. V., Parker, D., and Caesar, J. Variations in severe storms over China, *Geophysical Research Letters.*, 2006, 33: L17701, doi:10.1029/2006GL026131
- [235] Zuo, J., Du, L., and Alvaro, P. The characteristic of near-surface velocity during upwelling season on the northern Portugal shelf. *Journal of Ocean University of China*, 2007, 6(3): 213-225.
- [236] Zuo, J., He, Q. Q., Chen, C. L., Chen, M. X., and Xu, Q. Sea level variability in East China Sea and its response to ENSO. *Water Science and Engineering*, 2012, 5(2): 164-174, doi: 10.3882/j.issn.1674-2370.2012.02.005
- [237] Zuo, J., Li, W., and Ren, H. Representation of the Arctic Oscillation in CMIP5 Models. *Advances in Climate Change Research*, 2013, 4(4):242-249, doi:10.3724/SP.J.1248.2013.242
- [238] Zuo, J., Yang, Y., Zhang, J., Chen, M., and Xu, Q. Prediction of China's submerged coastal areas by sea level rise due to climate change. *J. Ocean Univ. China.*, 2013, 12: 327-334. Doi:10.1007/s11802-013-1908-3
- [239] 曹洁萍, 迟道才, 武立强, 刘丽, 李帅莹, 于淼. Mann-Kendall 检验方法在降水趋势分析中的应用研究. *农业科技与装备*, 2008, 5: 35-40.
- [240] 丁荣荣, 左军成, 杜凌, 李磊, 李培良. 南海海平面变化及其比容高度和风场间的关系. *中国海洋大学学报:自然科学版*, 2007, 37(增刊): 23-30.
- [241] 董剑希, 仇天宇, 付翔, 等. 福建省沙埕港百年一遇台风风暴潮的计算. *海洋通报*, 2008, 27(1): 9-16.
- [242] 董胜, 于亚群, 徐斌. 日照地区风暴潮增水重现值计算. *中国海洋大学学报*, 2007, 35(4): 655-660.
- [243] 杜碧兰, 田素珍, 沈文周, 等. 海平面上升对中国沿海主要脆弱区的影

- 响及对策. 海洋出版社, 1997: 5-20.
- [244] 房浩, 李善峰, 叶晓滨. 天津风暴潮经济损失评估. 海洋环境科学, 2007, 26 (3): 271-274.
- [245] 冯士筭. 风暴潮导论. 北京: 科学出版社, 1982. 2-4pp.
- [246] 冯士筭. 风暴潮的研究进展. 世界科技研究与发展, 1998, 4: 44-47.
- [247] 黄长江, 董巧香, 林俊达. 全球温暖化与海平面上升. 自然杂志, 2000, 22 (4): 225-232.
- [248] 黄立人. 研究中国海平面变化的均衡基准. 见: 中国科学院地学部, 海平面上升对中国三角洲地区的影响及对策——中国科学院院士咨询报告, 总第一号(地01号). 北京: 科学出版社, 1994, 339-353.
- [249] 韩慕康. 海平面上升对华北平原的影响与防治效益. 见: 中国科学院地学部, 海平面上升对中国三角洲地区的影响及对策——中国科学院院士咨询报告, 总第一号(地01号). 北京: 科学出版社, 1994, 339-353.
- [250] 韩慕康, 三村信男, 西川恭史, 等. 渤海西岸平原海平面上身危害性评估. 地理学报, 1994, 49 (2): 107-116.
- [251] 简红, 骆云中, 谢德体. 基于 Mann-Kendall 法和小波分析的降水变化特征研究. 西南师范大学学报(自然科学版), 2011, 36 (4): 217-222.
- [252] 雷小途, 徐明, 任福民. 全球变暖对台风活动影响的研究进展. 气象学报, 2009, 67 (5): 679-688.
- [253] 李阔, 李国胜. 珠江三角洲地区风暴潮重现期及增水与环境要素的关系. 地理科学进展, 29 (4): 433-438.
- [254] 李涛, 吴少华, 候京明, 于福江. 宁波台风风暴潮数值模拟与风险计算. 海洋学报, 2012, 34 (2): 9-14.
- [255] 李猷, 王仰麟, 彭建, 等. 海平面上升的生态损失评估-以深圳市蛇口半岛为例. 地球科学进展, 2009, 28 (3): 417-423.
- [256] 李宪之. 东亚寒潮侵袭的研究. 见: 中国近代科学论著选刊-气象学(1919-1949). 北京: 科学出版社, 1955, 35-177.
- [257] 马进荣, 张金善, 宋志尧. 渤、黄、东海海域 9711 号风暴潮数值模拟. 海洋通报, 2008, 27 (6): 15-19.

- [258] 秦曾灏, 冯士筭. 浅海风暴潮动力机制的初步研究. 中国科学, 1975, 1:64-78.
- [259] 任美镠. 黄河、长江和珠江三角洲海平面上升趋势及 2050 年海平面的预测. 见: 中国科学院地学部, 海平面上升对中国三角洲地区的影响及对策——中国科学院院士咨询报告, 总第一号(地 01 号). 北京: 科学出版社, 1994, 18-28.
- [260] 孙文心, 秦曾灏, 冯士筭. 超浅海风暴潮的数值模拟(II)—渤海风潮的一阶模型. 山东海洋学院学报, 1980, 10 (2): 7-19.
- [261] 孙绍聘. 灾害评估研究内容与方法探讨. 地理科学进展, 2001, 20 (2): 122-130.
- [262] 王慧, 范文静, 张建立, 等. 中国沿海近 31 年冬季海平面变化特征. 海洋通报, 2011, 30 (6): 637-643.
- [263] 王秀芹, 钱成春, 王伟. 计算域和选取对风暴潮数值模拟的影响. 青岛海洋大学学报, 31 (3): 319-324.
- [264] 吴德星, 高山红, 王永明, 陈学恩. 《渤黄海月均风和气温场图集》. 中国海洋大学出版社, 2011, pp. 150.
- [265] 吴少华, 王喜年, 于福江, 戴明瑞, 叶琳, 陈祥福, 殷建辉. 连云港温带风暴潮及最大风暴潮的计算. 海洋学报, 2002, 24 (5): 8-18.
- [266] 吴少华, 王喜年, 宋珊, 马毓倩. 天津沿海风暴潮灾害概述及统计分析. 海洋预报, 2002, 1: 29-35.
- [267] 吴少华, 王喜年. 渤海风暴潮概况及温带风暴潮数值模拟. 海洋学报, 2002, 24: 28-34.
- [268] 吴涛, 康建成, 王芳, 等. 全球海平面变化研究新进展. 地球科学进展, 2006, 21 (7): 730-737.
- [269] 吴中鼎, 李占桥, 赵明才. 中国近海近 50 年海平面变化速度及预测. 海洋预测, 2003, 23 (2): 17-19.
- [270] 谢翠娜, 胡蓓蓓, 王军, 陈晶晶, 许世远, 刘耀龙, 叶明武. 天津滨海地区风暴潮极值增水漫滩情景展示及风险评估. 海洋湖沼通报, 2010, 2: 130-135.

- [271] 叶琳, 于福江. 我国风暴潮灾的长期变化与预测. 海洋预报, 2002, 19 (1): 89-96.
- [272] 闫丽凤, 江文胜等. 0703 温带气旋特大风暴潮数值模拟对比分析. 应用气象学报, 2008, 19: 595-601.
- [273] 尹庆江, 王喜年, 吴少华. 镇海可能最大台风增水的计算. 海洋学报, 1995, 17 (6): 21-27.
- [274] 尹宝树, 徐艳青, 任鲁川, 杨德周, 程明华. 黄河三角洲沿岸海浪风暴潮耦合作用漫堤风险评估研究. 海洋与湖沼, 2006, 37 (5): 457-463.
- [275] 于福江, 张占海. 一个东海嵌套网格台风风暴潮数值预报模式的研制与应用. 海洋学报, 2002, 24: 23-33.
- [276] 张俊香, 李平日, 黄光庆. 基于信息扩散理论的中国沿海特大台风风暴潮灾害风险分析. 热带地理, 2007, 27 (1): 11-14.
- [277] 张俊香, 黄崇福, 刘旭拢. 广东沿海台风风暴潮灾害的地理分布特征和风险分析评估 (1949-2005). 应用基础与工程科学学报, 2008, 16 (3): 393-402.
- [278] 章卫胜, 张金善, 林瑞栋, 宗虎城. 中国近海潮汐变化对外海海平面上身的响应. 水科学进展, 2013, 24 (2): 243-250.
- [279] 郑文振, 赵绪才. 中国近海海平面长周期变化的研究. 海洋学报, 1985, 7 (3): 276-279.
- [280] 周天华, 陈宗镛, 田晖, 于宜法. 近几十年中国沿岸海平面趋势的研究. 1992, 2: 1-8.
- [281] 左军成, 于宜法, 陈宗镛. 中国沿岸海平面变化原因的探讨. 地球科学进展, 1994, 9 (5): 48-53.
- [282] 左军成, 陈宗镛, 周天华. 中国沿岸相对海平面变化的本征分析和预测. 海洋与湖沼, 26(3): 331-337.
- [283] 左军成, 陈宗镛, 刘望华. 海平面变化的一种本征分析与随机动态的联合模型. 海洋学报, 18(2): 7-14

## 致 谢

六年充实紧张的研究生生活即将结束，同时这也意味着二十几年的学子生涯也即将走到最后的时刻。在论文即将完成的时刻，向所有支持、关心、帮助过的人表示最真诚的感谢！

首先，要感谢我的父母。父母养育我 28 年，把我从一个牙牙学语的婴儿养大成人，父母的爱是我一直前进的最大动力。可是随着年龄的增长，能够陪在父母身边的日子却越来越少，但是却越来越能体会到父母的辛劳和恩情。不管以后从事什么工作，在哪里生活，父母永远是家的方向。

在江文胜教授门下学习 6 年，在此向尊敬的江老师表示衷心的感谢和最诚挚的敬意。6 年来江老师在学习和生活方面无时无刻引导和影响着我，江老师敏锐的思维、严谨的态度、渊博的学识和良善宽容的处事方式永远值得学习和思考。无论在学习还是生活方面江老师的教导肯定都会使我终生受益。可以说自我从 2010 年入门以来取得的每一点进步每一点成长都凝聚着江老师的大量心血。在此即将离开师门之际，学生一定谨记老师的每一句教诲，同时希望江老师以后工作顺利，完事顺心。

在德国学习 2 年，在此对指导我的 Hans von Storch 教授和 Ralf Weisse 博士表示衷心的感谢和诚挚的谢意。2 年来 von Storch 教授在学习方面给了我很多的帮组和指导，教授严谨的治学态度和博学的知识让人印象深刻。虽然在德国仅仅只有 2 年时间，但是 von Storch 教授的教诲一定铭记于心。同时也感谢在德国一起学习生活的朋友们，德磊、易星、菲菲、国坤、田晓薇、甄珍以及其他 HZG 的小伙伴们，德国的 2 年因为有你们即使在异国他乡生活不孤独。

在浅海室 6 年，一直处于全体老师和同学营造的温暖上进的氛围之中，为 6 年的学习生活和最后论文的完成提供的优越的学习环境。德高望重的冯老师和孙老师，治学严谨的江老师、赵老师、杨老师、毛老师、边老师，乐观豁达的张老师，无论在学习方面还是生活方面都给予了我们大量指导和帮助。正是由于浅海室这么多优秀的老师，我们一直都以身为浅海室的一员而骄傲。无论以后走到哪里在哪工作学习，在浅海室生活的 6 年一定铭刻在记忆深处，一定铭记老师们的教诲和指导。在浅海室期间遇到了很多优秀的师

兄师姐，他们执着的科研精神和热情友好的态度影响着我，在此向关心帮助我的边师兄、徐鹏师兄、余兰兰师姐、汪嘉宁师兄表示最真挚的谢意！同时还要感谢和我同时进入浅海室并肩奋斗、共同成长的涛哥、晓丹和莹英。当然也要感谢在浅海室一起学习生活的各位师弟师妹们，感谢你们同我分享生活的喜怒哀乐以及学习上的点点滴滴。江老师经常说铁打的营盘流水的兵，现在我即将从浅海室毕业，真诚的希望各位都有一个美好的未来！

最后感谢 28 年来所有帮助过我的人！

## 个人简历

冯建龙，男，1988年1月10日出生于山东省济宁市。

2006年9月考入中国海洋大学，2010年6月中国海洋大学海洋环境学院海洋科学专业毕业，获得理学学士学位。

2010年9月考入中国海洋大学 海洋环境学院 物理海洋专业，攻读理学硕士学位。

2012年9月硕博连读，在中国海洋大学 海洋环境学院 物理海洋专业攻读理学博士学位

2013年9月-2015年9月在德国 Helmholtz-Zentrum Geesthacht 研究所进行联合培养

## 在学期间发表及完成的学术论文

1. 刘永玲, 冯建龙, 江文胜, 方伟华. 热带气旋资料长度对风暴潮危险性评估结果的影响. 海洋学报, 2016, 38(1), doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2016.01.0000
2. Feng. J., W. Jiang., C. Bian. (2014) Numerieal prediction of storm surge in the Qingdao area under the impact of climate change. Journal of Ocean University of China 13, 539-551.
3. Feng. J., W. Jiang. (2015) Extreme water level analysis at three stations on the coast of the Northwestern Pacific Ocean. Ocean Dynamics 65(11), 1383-1397, doi:10.1007/s10236-015-0881-3
4. Feng. J., H. von Storch, W. Jiang, and R. Weisse. (2015) Assessing changes in extreme sea levels along the coast of China, J. Geophys. Res. Ocean, 120, doi:10.1002/2015JC011336
5. Yang W., L. Zhao, P. Xu, J. Feng, T. Wang, Q. Quan and Jiang W (2013), Estimates of Reynolds stress and TKE production in the seasonally stratified East China Sea, Journal of Ocean University of China 12, 549-556.