



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

博士学位论文

GNSS 对流层延迟偏差时空特性分析及建模研究

作者姓名：_____ 丁君生 _____

指导教师：_____ 陈俊平 研究员 _____

_____ 中国科学院上海天文台 _____

学位类别：_____ 理学博士 _____

学科专业：_____ 天体测量与天体力学 _____

培养单位：_____ 中国科学院上海天文台 _____

2023 年 6 月

Research on GNSS tropospheric delay modeling and spatial and temporal characterisation analysis of bias

**A dissertation submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Philosophy
in Astrometry and Celestial Mechanics**

By

DING Junsheng

Supervisor: Professor CHEN Junping

Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences

June, 2023

中国科学院大学

研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。承诺除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体享有著作权的研究成果，未在以往任何学位申请中全部或部分提交。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人或集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

作者签名：

日 期：

中国科学院大学

学位论文使用授权声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院大学有关收集、保存和使用学位论文的规定，即中国科学院大学有权按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则，保留并向国家指定或中国科学院指定机构送交学位论文的电子版和印刷版文件，且电子版与印刷版内容应完全相同，允许该论文被检索、查阅和借阅，公布本学位论文的全部或部分内容，可以采用扫描、影印、缩印等复制手段以及其他法律许可的方式保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延迟期后适用本声明。

作者签名：

日 期：

导师签名：

日 期：

摘 要

全球卫星导航系统 (GNSS) 的建设和地面基准站的迅猛增加, 为使用 GNSS 数据建立高精度的对流层延迟模型带来了新的机遇。这类模型保留了经验模型不依赖实测气象参数、建模简单、使用方便和精度优良的优点, 同时能够最大程度保证在 GNSS 应用中的自洽。此外, 通过数值天气模型 (NWM) 进行射线追踪是获取对流层延迟的最准确方法之一, 增长迅猛的 GNSS 数据本身也是评估和分析现有模型和对比射线追踪延迟的最佳数据源, 使用实测数据分析不同模型和方法的偏差分布规律, 对于建立适用范围更广以及更加精细的模型具有重要的意义。

另一方面, GNSS 凭借其低成本、高精度、高时空分辨率、全天候运行以及近实时获取等优势, 已经成为最具潜力和发展最快的可降水 (PWV) 获取方法之一。得益于 GNSS 数据的爆炸式增长, 现有的 GNSS 水汽产品的数据长度、全球覆盖性和空间分布密度均有了可观的增长, 这为分析全球水汽长期时空变化带来了新的挑战。基于以上背景, 本文围绕 GNSS 对流层延迟建模以及对流层延迟偏差时空分析展开工作, 主要研究内容及成果如下:

(1) 针对目前基于 GNSS 观测数据的对流层天顶延迟 (ZTD) 模型缺乏有效质量控制手段的现状, 提出了一套综合考虑数据量、网格分辨率以及模型稳定性的 ZTD 建模质量控制方法, 并采用内华达大地测量实验室 (NGL) 解算的高时空分辨率 GNSS 对流层数据, 选取了近十年德国及周边区域 (47°N - 55°N , 5°E - 15°E) 183 个测站的实测 ZTD, 对该方法进行了验证。实验结果表明: 在该质量控制方法下建立的新模型精度稳定, 平均 RMSE 为 3.4 cm, 相对于 UNB3m、EGNOS、GPT2w+Saas 平均改善了 42.4%、35.8%、33.3%。该质量控制方法有效提升了基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型的性能, 对于基于 GNSS 数据的 ZTD 建模研究具有一定的参考价值。

(2) 首次对当下使用最广泛的经验对流层延迟模型 GPT 系列模型的最新版本 GPT3 进行精度评估。利用 NGL 解算的过去 10 年全球超过 1.6 万个站点的 GNSS 对流层数据, 评估了 GPT3 模型的性能。实验结果表明, NGL 对流层产品具有与 IGS 产品相同的精度, 可作为评估一般对流层模型的参考; GPT3 估算的 ZTD 的全球平均偏差为 -0.99 cm, 全球平均均方根误差为 4.41 cm。模型的精度与测站纬度和高程高度相关, 存在显著的季节变化特征。GPT3 估算的北/东方向梯度的全球平均 RMSE 分别为 0.77 mm 和 0.73 mm, 两者之间存在强相关性。

(3) 可降水 (PWV) 是气候系统中的一个重要组成部分, 在全球水和能量循环中起着关键作用。实验对近二十余年的全球 GNSS PWV 与无线电探空 (RS) 数据、温度异常和海面高程异常数据进行了比较, 在全球范围内, GNSS PWV 和

RS PWV 之间的平均偏差和均方根误差分别为 0.72 mm 和 2.56 mm。PWV 随着纬度的增加而下降,在纬度大于 35° 时下降的速度减慢,标准偏差 (STD) 在纬度小于 35° 时达到最大值。全球平均线性趋势为 $\sim 0.64 \pm 0.81$ mm/十年,与温度和海面高变化密切相关。每变化 1°C 和 1mm, PWV 分别增加 ~ 2.075 mm 和 ~ 0.015 mm。此外,特别针对两极地区的南极洲和格林兰岛的 PWV 数据进行分析,发现南极洲和格陵兰岛的多年平均 PWV 分别为 5.63 ± 1.67 mm 和 7.63 ± 1.35 mm, PWV 的年 STD 分别为 1.60 ± 0.77 mm 和 3.44 ± 0.92 mm。在南极洲和格陵兰岛, PWV 年标准差表现为从陆地中心到边缘逐渐增加;而在格陵兰岛, PWV 平均值随着纬度的增加而下降,在南极洲则没有显著的纬度相关性。

(4) 数值天气模型 (NWM) 是空间大地测量技术的一个重要数据来源。此外, GNSS 也可以提供大量的观测数据来不断改进和完善 NWM。经过严格的质量控制和数据预处理,实验计算并比较了 2020 年约 7000 个 NGL GNSS 站点的对流层延迟的偏差和标准差,以及同一组站点的 ERA5 小时射线追踪对流层延迟。在时间、空间以及与接收机和天线的相关性特征显示,在全球大部分地区, NGL ZTD (天顶对流层延迟) 相对于 NWM ZTD 有大约 4 mm 的正偏差,偏差的季节性振幅大约为 0-6 mm, NGL 对流层延迟中与天线相关的平均偏差大约为 1.6 mm。该结果可用于提供具有适当不确定度的对流层延迟的先验值,并评估使用 NWM 进行实时导航解决方案的适用性。

(5) 对流层延迟映射函数是将天顶对流层延迟映射到无线电信号入射方向的重要因子,其精度直接影响斜路经对流层延迟的准确性。鉴于 Niell 等现有映射函数高程校正方法在湿延迟系数校正上的缺失,以及模型覆盖范围不包括高空区域的现状,提出了两种可扩展阶数的对流层延迟映射函数高程建模方法,建模范围从地表到 14 公里 (基本覆盖一般人造飞行器活动范围)。实验分析与讨论了新模型的模型误差与纬度、高程和时间的相关性特征。此外,以 2021 年全年的 TUW VMF1/VMF3 GNSS 站点产品为参考,评估了模型的全球精度。结果表明,新模型在二阶及以上时, 3° 高度角下的斜路经延迟均方根误差小于 5 cm。

关键词: GNSS, 对流层延迟建模, 可降水时空特性分析, 射线追踪, 映射函数高程建模

Abstract

New opportunities have emerged for the use of GNSS data to create high-precision tropospheric delay models because of the development of the Global Navigation Satellite System (GNSS) and the rapid expansion of ground-based GNSS stations. Such models retain the advantages of empirical models that do not rely on measured meteorological parameters, simple modeling, ease of use and excellent accuracy, while ensuring maximum self-consistency in GNSS applications. Additionally, one of the most accurate ways to determine tropospheric delays is by using ray-tracing from a numerical weather model (NWM), and the best data source for evaluating and comparing ray-tracing delays is the rapidly expanding GNSS data itself. It is crucial to use the measured data to examine the bias distribution patterns of various models and methods to create more accurate and precise models.

On the other hand, GNSS has become one of the most promising and fastest growing methods for precipitable water vapor (PWV) acquisition with its advantages of low cost, high accuracy, high spatial and temporal resolution, all-weather operation, and near real-time acquisition. Thanks to the explosive growth of GNSS data, the data length, global coverage and spatial distribution density of existing GNSS water vapor products have grown considerably, which brings new challenges to analyze the long-term spatial and temporal variability of global water vapor. Based on the above background, this paper focuses on GNSS tropospheric delay modeling and spatial and temporal analysis of tropospheric delay bias, and the main research contents and results are as follows:

(1) To address the current situation that the tropospheric zenith delay (ZTD) model based on GNSS observation data lacks effective quality control means, a set of quality control methods for ZTD modeling that integrates data volume, grid resolution, and model stability is proposed, and high spatial resolution GNSS tropospheric data solved by Nevada Geodetic Laboratory (NGL) are used to select the last decade of German and surrounding. The method is validated by using high spatial resolution GNSS tropospheric data interpreted by the Nevada Geodetic Laboratory (NGL) and selected from 183 stations in Germany and the surrounding region (47°N - 55°N , 5°E - 15°E) over the last decade. The experimental results show that the accuracy of the new model established under this QC method is stable with an average RMSE of 3.4 cm, which is an average improvement of 42.4%, 35.8%, and 33.3% compared to UNB3m, EGNOS, and GPT2w+Saas. This quality control method effectively improves the performance of the ZTD model based on GNSS observation data, and is of reference value for the study of ZTD modeling based on GNSS data.

(2) For the first time, the accuracy of GPT3, the latest version of the GPT series models, the most widely used empirical tropospheric delay model today, is evaluated.

The performance of the GPT3 model was evaluated using GNSS tropospheric data from over 16,000 stations worldwide over the past 10 years solved by NGL. The experimental results show that NGL's tropospheric product has the same accuracy as the IGS product and can be used as a reference for evaluating general tropospheric models. the global average deviation of the ZTD estimated by GPT3 is -0.99 cm and the global average root mean square error is 4.41 cm. the accuracy of the model is correlated with the latitude and elevation height of the stations, and there are significant seasonal variation characteristics. the global average RR of the north/ The global mean RMSEs of the easterly gradient estimated by GPT3 are 0.77 mm and 0.73 mm, respectively, and there is a strong correlation between them.

(3) Precipitable water vapor (PWV) is an important component of the climate system and plays a key role in the global water and energy cycle. Comparing the global GNSS PWV with radio sounding data, temperature anomaly and sea surface elevation anomaly data in the past two decades, the mean deviation and root mean square error between GNSS PWV and RS PWV are 0.72 mm and 2.56 mm, respectively, on a global scale. PWV decreases with increasing latitude, and the rate of decrease slows down at latitudes greater than 35° , and the standard deviation (STD) reaches a maximum at latitudes less than 35° . The global mean linear trend is $\sim 0.64 \pm 0.81$ mm/decade and is closely related to temperature and sea height variations. PWV increases by ~ 2.075 mm and ~ 0.015 mm for each 1°C and 1 mm change, respectively. in addition, PWV data were analyzed specifically for Antarctica and Greenland in the bipolar region. The multi-year mean PWV was found to be 5.63 ± 1.67 mm and 7.63 ± 1.35 mm for Antarctica and Greenland, respectively, and the annual standard deviation (STD) of PWV was 1.60 ± 0.77 mm and 3.44 ± 0.92 mm, respectively. in Antarctica and Greenland, the annual standard deviation of PWV showed a gradual increase from the land center to the edge; while in Greenland, the PWV mean decreases with increasing latitude in Greenland, and there is no significant latitudinal correlation in Antarctica.

(4) Numerical weather models (NWM) are an important data source for space geodetic techniques. In addition, the Global Navigation Satellite System (GNSS) can provide many observations to continuously improve and refine the NWM. after rigorous quality control and data pre-processing, the experiment calculates and compares the deviation and standard deviation of tropospheric delay for about 7000 NGL GNSS stations in 2020, as well as the ERA5-hour ray-traced tropospheric delay for the same set of stations. Characteristics in time, space, and correlation with receivers and antennas show that the NGL ZTD (zenith tropospheric delay) has a positive bias of about 4 mm relative to the NWM ZTD over most of the globe, with a seasonal amplitude of bias of about 0-6 mm, and a mean antenna-related bias of about 1.6 mm in the NGL tropospheric delay. The results can be used to provide, with appropriate uncertainty a priori value of the tropospheric delay and to assess the applicability of real-time navigation solutions using NWM.

(5) The accuracy of the tropospheric delay mapping function, which is an important factor in mapping the zenith tropospheric delay to the direction of radio signal incidence, directly affects the accuracy of the oblique path through the tropospheric delay. In view of the lack of wet delay factor correction in the existing mapping function elevation correction methods of Niell et al. and the current situation that the model coverage does not include the high-altitude region, two scalable elevation modeling methods for the tropospheric delay mapping function are proposed, modeling the range from the surface to 14 km (basically covering the range of conventional man-made aircraft activities). The model errors of the new models are analyzed and discussed in terms of their correlation characteristics with latitude, altitude and time. In addition, the global accuracy of the model is evaluated using the TUW VMF1/VMF3 GNSS site products for the whole year of 2021 as a reference. The results show that the root-mean-square error of the oblique meridian delay at 3° altitude angle is less than 5 cm for the new model at the second order level and above.

Key Words: GNSS, Tropospheric delay, Precipitable water vapor, Ray-tracing, Modeling

目 录

第 1 章 绪论.....	1
1.1 研究背景与意义.....	1
1.2 国内外研究现状.....	1
1.2.1 对流层天顶延迟建模研究进展.....	2
1.2.2 对流层映射函数研究进展.....	4
1.2.3 GNSS 大气可降水研究进展	6
1.3 本文研究内容与结构安排.....	8
1.3.1 研究目标.....	8
1.3.2 研究内容与结构安排.....	9
第 2 章 对流层延迟基础理论	11
2.1 GNSS 对流层延迟	11
2.1.1 基本原理.....	11
2.1.2 天顶延迟模型.....	12
2.1.3 对流层映射函数.....	17
2.2 射线追踪对流层延迟原理与实现.....	23
2.2.1 基本原理.....	23
2.2.2 气象数据.....	23
2.2.3 关键算法.....	25
2.3 水汽反演理论与方法.....	29
2.3.1 地基 GNSS 水汽反演理论与方法	30
2.3.2 无线电探空与数值天气模型反演水汽.....	30
2.4 本章小结.....	31
第 3 章 GNSS 全球可降水时空特性分析	33
3.1 引言.....	33
3.2 数据与方法.....	34
3.2.1 NGL 对流层延迟产品	34
3.2.2 IGRA 探空数据集.....	35
3.2.3 GNSS PWV 周期特征提取	36
3.3 PWV 数据质量评估.....	38
3.3.1 数据选取及预处理.....	38
3.3.2 系统误差与精度变化的空间特征.....	39
3.3.3 NGL GNSS PWV 数据质量评估	40

3.4 南极洲与格陵兰岛 PWV 时空特性分析.....	42
3.4.1 数据选取及预处理.....	43
3.4.2 多年平均可降水及其标准差空间分布.....	44
3.4.3 可降水周年趋势及空间分布.....	47
3.5 全球 GNSS PWV 时空变化特征	48
3.5.1 PWV 多年均值空间特性分析.....	49
3.5.2 PWV 季节性周期分析.....	50
3.5.3 PWV 年际趋势分析.....	52
3.6 本章小结.....	56
第 4 章 基于 GNSS 数据的对流层模型评估及偏差分析.....	57
4.1 引言.....	57
4.2 GPT3 模型全球精度评估及误差时空特性分析	58
4.2.1 GPT3 模型与 NGL 对流层产品.....	58
4.2.2 模型精度时空分布特性.....	60
4.3 GNSS 与射线追踪对流层延迟差异特性分析	63
4.3.1 ERA5 射线追踪与 NGL GNSS 对流层延迟	64
4.3.2 偏差的时空与接收机天线相关性分析.....	68
4.4 本章小结.....	73
第 5 章 基于 GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法	75
5.1 引言.....	75
5.2 建模数据评估与建模方法介绍.....	75
5.2.1 数据处理策略.....	76
5.2.2 建模数据质量评估.....	77
5.3 建模数据特性对模型精度的影响分析.....	78
5.3.1 数据长度对精度的影响.....	78
5.3.2 网格分辨率对精度的影响.....	78
5.3.3 模型稳定性.....	79
5.4 实验评估验证.....	80
5.4.1 高程归化.....	80
5.4.2 时间序列周期拟合.....	81
5.4.3 水平方向网格化.....	82
5.5 本章小结.....	84
第 6 章 对流层延迟映射函数高程建模	87
6.1 引言.....	87
6.2 映射函数高程建模原理.....	87
6.2.1 映射函数指数高程校正模型.....	88

6.2.2 Niell 高程校正模型及其扩展模型.....	89
6.3 模型内符合精度评估.....	91
6.3.1 模型残差的全球分布.....	92
6.3.2 模型精度与纬度、高程和时间相关性分析.....	94
6.4 模型外符合精度评估.....	96
6.5 本章小结.....	100
第 7 章 结论与展望	101
7.1 本文主要工作与贡献.....	101
7.2 下一步工作设想.....	103
参考文献.....	105
附录一 缩略词参照表	119
附录二 数据来源.....	123
致谢.....	125
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与其他相关学术成果	127

图目录

图 3-1	内华达大地测量实验室对流层产品 1994-2020 年数据可用性	35
图 3-2	全球站点无线电探空资料数据集不同年份可用测站分布	36
图 3-3	可降水时间序列的功率谱密度	37
图 3-4	四个 GNSS 测站的 PWV 时间序列的年+半年周期拟合	37
图 3-5	28 个测站群 (IGRA2 探空站与 NGL GNSS 站) 的全球分布	38
图 3-6	RS 站 USM00072694 及其周围不同距离的 5 个 GNSS 站的 PWV	39
图 3-7	28 个测站群的 PWV 偏差与距离的线性拟合	40
图 3-8	1534 组 GNSS 和 RS 测站对的 PWV 偏差、相对偏差、RMSE 和归一化 RMSE	41
图 3-9	1994-2020 年期间 1534 个测站对的偏差、RMSE、相对偏差和归一化 RMSE 的频率直方图及正态拟合	42
图 3-10	南极洲和格陵兰岛的 GNSS 和无线电探空站站点分布	43
图 3-11	四个测站 AMU2、CRAR、SMM2 和 AASI 的两类 PWV 数据的比较	44
图 3-12	南极洲和格陵兰岛的年平均 PWV 和 PWV 标准偏差	45
图 3-13	南极洲和格陵兰岛各分区 PWV 平均值和标准差	46
图 3-14	各测站 1994-2020 期间 PWV 趋势和趋势增长率	47
图 3-15	南极洲和格陵兰岛 1994-2020 年的 PWV 趋势和相对 PWV 趋势直方图	48
图 3-16	PWV 均值及标准差与纬度和高程的关系	50
图 3-17	可降水时间序列拟合参数的全球分布	51
图 3-18	南北半球相位参数的统计直方图和正态拟合	52
图 3-19	可降水季节性趋势全球分布 (1994-2020)	53
图 3-20	可降水趋势的季节趋势频率柱状图 (1994-2020)	54
图 3-21	可降水增长率随纬度和高程的分布情况	55
图 3-22	可降水异常与温度异常和海高变化的比较	55
图 4-1	实验选定的 26 个评估站的全球分布	59
图 4-2	所选 NGL 测站的 ZTD/Gn/Ge 的平均偏差及均方根误差	59
图 4-3	南北半球 GPT3 模型 ZTD/Gn/Ge 的月平均 BIAS 和 RMSE	61
图 4-4	GPT3 模型在各 NGL 测站上的 RMSE 及其与经纬度高程的相关性	62
图 4-5	北-东方向梯度的 RMSE 与经纬度高程之间的相关性	63

图 4-6	实验选定的 NGL 站的全球分布及相应的接收器类型	65
图 4-7	以 VIUA 站的 ZTD 序列为例的数据预处理方法示意图	66
图 4-8	两类对流层延迟 2020 年平均偏差与标准差	67
图 4-9	两类对流层延迟偏差的绝对值在周期模型下的振幅与残差绝对值	69
图 4-10	NGL 与 NWM 对流层延迟在不同纬度和高程的平均偏差和标准差	70
图 4-11	不同天线与接收机组合测站对的全球分布	72
图 4-12	不同天线与接收机组合的平均偏差和标准差	72
图 5-1	模型建立与使用流程图	76
图 5-2	数据可用时间频数分布和建模数据量与模型 RMS 之间的关系	78
图 5-3	模型预报残差	79
图 5-4	测站高程和测站 ZTD 年均值	80
图 5-5	测站 ZTD 时间序列与周期函数拟合结果及拟合残差	81
图 5-6	三种拟合模型下各个测站 RMS 比较	82
图 5-7	各测站拟合残差及拟合参数	83
图 5-8	各测站不同 ZTD 模型的系统偏差 (cm)和 RMS 精度统计(cm)	84
图 6-1	映射函数系数垂直剖面变化及模型拟合结果	90
图 6-2	Niell 模型与多项式模型的建模相对残差	92
图 6-3	指数模型的建模相对残差	93
图 6-4	模型精度的高程、纬度和时间相关性	95
图 6-5	使用 6 种方案在 3°高度角下的斜路经延迟均方根误差	96
图 6-6	以 VMF1 GNSS 站点产品为参考的各模型建模精度	97
图 6-7	以 VMF3 GNSS 站点产品为参考的各模型建模精度	98
图 6-8	以 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品为参考的模型精度统计	99

表目录

表 2-1	UNB 系列模型的气象元素来源.....	14
表 2-2	Ifadis 映射函数系数	19
表 2-3	当前主要的射线追踪软件	23
表 2-4	当前主要数值天气模型信息	25
表 3-1	NGL 产品对流层延迟解算策略	35
表 3-2	各季节年际趋势为正负值占比	54
表 4-1	ZTD、Gn 和 Ge 之间的关系系数	63
表 5-1	NGL 解算的德国区域 IGS 测站 ZTD 精度/mm	77
表 5-2	不同网格分辨率下模型精度及使用成本	80
表 5-3	SHAtropDE 模型的精度与其他模型的对比	84

第1章 绪论

1.1 研究背景与意义

无线电波穿过大气层时受到气体分子的影响,被延迟和弯曲,由此产生的测量误差被称为大气延迟。其中穿过电离层产生的误差被称为电离层延迟,而穿过未被电离的中性大气产生的误差,由于大部分发生在对流层,被通称为对流层延迟(李征航和黄劲松,2016)。对流层是大气层的最低层,在所有圈层中密度最大,包含了几乎所有的水蒸气 and 气溶胶,占据整个大气质量的 75%,是绝大部分天气现象出现的地方,是与人类生产生活联系最密切的大气圈层(许超铃,2017)。

在全球卫星导航系统(Global Navigation Satellite Navigation, GNSS)数据处理中,对流层延迟通常以未知参数形式参与解算,然而大气组成成分复杂,且在时间和空间上波动剧烈,每颗卫星每个历元每次观测均估计一次参数将带来巨大的计算压力。天顶延迟和映射函数概念(Hopfield, 1969)的提出极大地降低了估计对流层延迟所需的计算量,使得 GNSS 技术的可实时计算、全天候连续运行等优势得以凸显。此外,建立高精度的对流层天顶延迟模型和映射函数模型对于提高导航定位精度、提升精密单点定位(Precise Point Positioning, PPP)收敛速度和提升计算效率具有重要的意义。

水汽通过吸收长波辐射影响地球的辐射平衡,其相变潜热可以改变大气环流,对全球变暖提供了最大的正反馈,是最重要的温室气体(Chahine, 1992; Lenderink and Van, 2010; Sherwood et al., 2010)。得益于高精度、高时空分辨率、低成本以及全天候等综合优势(Bevis et al., 1994; 楼益栋等, 2022),GNSS 已经成为最具潜力且最主流的可降水(Precipitable Water Vapor, PWV)获取方法之一。尤其在 GNSS 系统以及地面基准站建设迅猛发展的今天,爆炸式增长的海量高时空分辨率 GNSS 数据为进一步研究全球大气辐射、能量平衡、水循环等科学问题提供更为广阔的发展空间。

总而言之,一方面,对流层延迟是 GNSS 空间段最主要的误差源之一,构建精度更高、适用范围更广、实时性更强、可靠性更优的天顶延迟和映射函数模型,将持续吸引导航定位领域学者们不断探索、创新。另一方面,GNSS 气象学的蓬勃发展,也将为系统科学地认识大气圈层各种理化过程、现象和规律,提供更全面更科学的视角,为 GNSS 应用赋予更重要的现实意义。

1.2 国内外研究现状

根据本文的研究内容,本节分别从大气可降水、对流层天顶延迟建模和映射函数建模三个方面阐述了当前的国内外研究现状,分析已有研究的发展特点并给

出已有研究存在的问题。

1.2.1 对流层天顶延迟建模研究进展

根据模型特性或者建模数据源的不同,当前的对流层天顶延迟模型可以分为三类:依赖气象参数类模型、基于气象数据类模型和基于 GNSS 观测数据类模型。这三类模型出现的时间依次靠近当下,建模成本依次增加,相应模型精度通常也依次提高。

第一类为依赖气象参数类模型。这类模型最大的特点是需要气象数据作为输入,其本质上为气象数据与对流层延迟之间的转换器。这类模型在一些文献中又被称为基于实测气象数据的对流层模型,这种描述实际上并不准确。尽管这类模型建立的初衷是计算配备了气象传感器的测站处的对流层延迟,实际上从经验模型中获取的气象数据也可以作为其输入(大量测站并未配备气象传感器的测站,使用经验气象参数反而更为普遍)。此类模型中的代表有 Saastamoinen 模型 (Saastamoinen, 1972) 和 Hopfield 模型 (Hopfield, 1969),模型的输入包括测站纬度和高程,测站位置的气温、气压和水气压,输出为天顶静力学延迟 (Zenith Hydrostatic Delay, ZHD) 和天顶湿延迟 (Zenith Wet Delay, ZWD)。通过此类模型转换得到的 ZHD 精度能达到毫米量级 (范昊鹏等, 2019; Yang et al., 2021)。一些研究发现此类模型计算的对流层天顶延迟 (Zenith Tropospheric Delay, ZTD) 相比于经验模型精度上没有优势,甚至可能更差 (曲伟菁等, 2008),使得这类模型的研究和应用偏少。

第二类为基于气象数据类模型。这类模型数量最多,建立的目的是在无任何辅助信息下提供高精度的对流层延迟,方法为从长期的实测气象数据或者再分析数据中发现时空变化规律,然后以特定函数对规律进行总结和表达,最后以函数参数形式提供给用户用于对流层延迟获取。UNB 系列模型最初是 Collins 和 Langley (1977, 1988) 为了估计美国广域增强系统 (WAAS) 所需的气象参数而建立的 (姚宜斌等, 2017), 其以纬度间隔为 15° 的参数表的形式提供美国标准大气。目前, UNB 系列模型包括 UNB1-4、UNB3m 和 UNB.na (Zhang et al., 2016)。UNB3 模型在北美区域提供的对流层天顶延迟平均误差为 2 cm (姚宜斌等, 2017)。EGNOS 模型 (MOPS, 1999) 为 UNB3 模型的简化版本, 其参数提供方式与 UNB 模型相同, 但是修改了气象参数的计算方法。Krueger et al. (2004) 利用美国国家环境预报中心 (NCEP) 提供的数值天气模型 (Numerical Weather Model, NWM) 产品 GDAS 建立了格网分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 TropGrid 模型, 评估结果表明 TropGrid 全球精度平均相比于 EGNOS 提高了 25%。Boehm et al. (2007) 使用欧洲天气预报中心 (ECMWF) 提供的 NWM 产品 ERA-40 建立了全球气压和温度经验模型 GPT (Global Pressure and Temperature), 得益于高精度的数值天气模型, GPT 模型在实际中得到了广泛的应用。Li et al. (2012) 利用 NCEP 再分析数据建立了全

球对流层延迟经验模型 IGGtrop, 实验表明该模型精度优于 UNB 系列模型。然而, IGGtrop 模型格网系数庞大, 使用颇为不便。Lagler et al. (2013) 针对 GPT/GMF 模型时空变化表达有限的缺陷进行了改进和优化, 建立了新的经验模型 GPT2。GPT2 模型基于质量更高的 ECMWF ERA-Interim 再分析数据, 以 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的格网提供压力、温度、气温直减率、水汽压并集成映射函数系数。Schuler (2014) 对 TropGrid 模型的升级版本 TropGrid2, 新版本能提供气温、气压、大气加权平均温度及天顶对流层湿延迟等对流层关键参数。Boehm et al. (2014) GPT2 模型的新版本 GPT2w 模型, 相比 GPT2 新模型增加了水汽递减率和大气加权平均温度, 此外模型的分辨率提高至 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。Li et al. (2015) 为了降低 IGGtrop 庞大的模型系数, 在 ZTD 变化不大的区域降低了 IGGtrop 模型的分辨率从而建立了 IGGTrop_ni(=1, 2, 3)模型, 新模型通过牺牲部分精度的方式大大降低了模型系数。Yao et al. (2015) 总结了现有模型的优缺点, 开发了一个新的模型 ITG, ITG 考虑了年、半年和昼夜变化, 提供温度、气压、加权平均温度 (T_m) 和天顶湿延迟等参数, 评估的结果表明 ITG 展现了比 GPT2 和 TropGrid2 更优越的性能。Landskron 和 Böhm (2018) 推出了 GPT 系列的最新版本 GPT3, 其使用了与 VMF3 相同的 b 和 c 系数, 取得了与 GPT2w ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$) 相同的结果, 而 GPT3 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) 的结果略微好于 GPT2w ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) 的结果。Li et al. (2021) 基于 ECMWF 提供的 10 年小时 ERA5 建立了改进的全球压力和温度模型 IGPT。IGPT 捕捉了全球气压和温度信号的昼夜和半昼夜信号以及它们的季节性变化, 并同化了无线电探测仪的数据, 以改善高度校正, 与 GPT3 模式相比, IGPT 改进了 1.8% 和 22.4%。Zhou et al. (2022) 利用 10 年 (2011-2020 年) 月平均值和 5 年 (2016-2020 年) 小时 ERA5 再分析数据, 建立了武汉大学对流层模型 WTM, 模型提供 1583 个特定测站的天顶路径延迟、映射函数和水平梯度以及气象参数, 并额外考虑了昼夜变化和半昼夜变化。WTM 模型相比于 GPT3 模型在有地形起伏的站点有显著改善, 映射函数和水平梯度精度最大改进达到 12.8 mm 和 14.71 mm。

第三类为基于 GNSS 观测数据类模型。这类模型与第二类模型最大的区别在于这类模型的建模数据源来源于 GNSS 解算的 ZTD, 在保留了第二类模型不依赖外部辅助信息等优势的基础上, 能够最大程度保证应用于 GNSS 时的自洽。毛健等 (2013) 利用 2000-2006 年 299 个 IGS 站的对流层数据, 建立了一种新的全球对流层天顶延迟模型。建模方法为在时间维度使用年周期三角函数拟合, 在空间维度分纬度带以纬度的一阶多项式函数对单站三角函数参数进行拟合。该模型建模测站较少, 建模粗略, 精度不高。王君刚等 (2016) 基于陆态网 223 个 GNSS 测站数据建立了中国大陆区域的 ZTD 经验模型 SHAtrop, SHAtrop 采用年周期+半年周期三角函数描述 ZTD 的时间变化, 以 $2.5^{\circ} \times 2^{\circ}$ 格网形式描述参数的空间变化, 此外以纬度分段指数函数形式描述 ZTD 的高程变化。实验结果表明 SHAtrop 模型计算的 ZTD 在中国区域的 RMSE 为 3.4 cm, 优于 EGNOS、UNB3m、GPT2

模型（陈俊平等, 2019）。Chen et al. (2020) 加入部分 NGL 测站数据参与建模，修复了 SHAtrop 在中国西藏和其他边缘区域数据缺失导致区域精度不高的缺陷，建立了 SHAtrop 的扩展板 SHAtropE。SHAtropE 在对 ZTD 进行拟合后对拟合残差绝对值进行二次拟合，以提供 ZTD 不确定度，实验结果表明，在该不确定度的约束下，可以加快 PPP 收敛速度。根据上述对流层天顶延迟模型的发展现状，存在以下问题有待解决：

（1）基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型由于起步较晚，目前尚无成熟的建模质量控制方法。此类模型依赖长时间的 GNSS 数据，然而 GNSS 测站的分布几乎没有规律且在全球范围内极度不均匀。测站的选择、数据长度的选取、格网分辨率的划分尚无可供参考的标准，如何优化建模过程，构建成本最小的效果最优的建模方法有待进一步探索。此外，现有的建模方法均采用了含相位的三角函数周期模型，其相位参数在格网参数生成以及用户使用时的插值过程中均存在精度损失，这一损失可能造成计算的 ZTD 结果突变，构建不含相位的时间维度表征模型是此类模型下一步发展中必须解决的问题。

（2）GPT 系列模型作为应用最广泛对流层延迟模型之一，一直深受 GNSS 领域学者好评。截止到目前（2020 年），GPT 系列模型已经更新到了第四代，第四代模型被命名为 GPT3（前三代分别为 GPT、GPT2、GPT2w）（Landskron and Böhm, 2018）。相比于 GPT2w，GPT3 新增了北方向梯度和东方向梯度两个输出参数。自发布以来，尚无机构对 GPT3 计算的天顶延迟以及梯度进行评估。定量地获取以及分析 GPT3 应用于 GNSS 的精度大小以及全球分布可以为全球 GNSS 用户用于提供有价值的参考。

1.2.2 对流层映射函数研究进展

映射函数的作用在于将天顶方向的对流层延迟与任意高度角下的斜路经延迟联系起来，表现形式为高度角 ϵ 的函数，其本质上代表了大气厚度与地球半径的比例关系，随着该比例的减小（靠近两极），其数值逼近天顶距的正割函数 $\sin(\epsilon)^{-1}$ （Niell, 2000）。

国外关于映射函数模型的研究起步较早，较多来自上世纪末或本世纪初。Hopfield (Hopfield, 1969) 最早提出了映射函数的概念并给出了一个映射函数模型，然而其精度较低且使用不便。Saastamoinen (1972)、Black & Einser (1984) 和 MOPS (1999) 以正割函数或者正割函数的变体等形式给出了映射函数的简略形式，代表了映射函数的早期形态。Marini (1972) 首次采用连分式来表达映射函数，其形式凝练且效果优良。在此基础上，Chao (1974) 首次将静力学延迟和湿延迟映射函数系数分开测定。随后 Davis et al. (1985) 开发出三连分式的 CAF-2.2，Herring (1992) 设计了两个三连分式比值形式的双三连分式映射函数 MTT。自此当前映射函数的普遍形式构建完成，此后的 NMF (Niell, 1996)、IMF (Niell, 2001)

以及 VMF 系列模型 (Böhm et al., 2006; Landskron and Böhm, 2018) 均采用以上三连分形式, 区别仅在于系数的计算方法和数值不同。

国内关于映射函数的研究起步较晚且数量较少。严豪健等人 (1996) 在球对称大气模型下, 导出了与余误差函数形式相联系的中性大气折射改正的母函数, 并据此获取了光学波段和射电波段的折射改正映射函数 (严豪健, 1998)。武汉大学郭际明与 UNB 的 Langley 设计了 UNBabc 映射函数, 提高了北美区域 GNSS 定位精度 (Guo and Langley, 2003)。殷海涛等 (2006) 应用几何方法提出了一种新的对流层延迟干映射函数, 在高度角大于 6° 时可取得和 CFA-2.2 与 Niell 相当的精度。高鹏飞等 (2012) 提出了一种简化的映射系数计算方法, 发现其映射函数系数与 NMF 的误差影响大概在 1% 左右。

以上较为早期的映射函数模型大部分基于探空等气象数据建立, Niell (2000) 设计了第一个基于 NWM 射线追踪的映射函数模型 IMF, 实现了映射函数的精度飞跃。在此方法的基础上, Boehm and Schuh (2004) 建立了维也纳映射函数 (VMF), 它克服了 IMF 在湿延迟方面的一些局限。Böhm et al. (2006) 设计了使用最广泛的维也纳映射函数 1 (VMF1), 它被认为是目前最准确的映射函数 (Landskron and Böhm, 2018)。牺牲部分精度, 将 VMF1 的参数以球谐方式扩展到全球网格上, Boehm et al. (2006) 设计了经验全球映射函数 (GMF) 模型。基于实时性的需要, Boehm et al. (2009) 设计了预报 VMF1 模型。Landskron 和 Böhm (2018) 推出了 VMF3, 它消除了 VMF1 中经验系数 b 和 c 在特定高度角 3° 时调谐中的缺陷, 在低高度时能够更准确地接近射线追踪对流层延迟。通过使用不同的 NWM, 一些机构推出了 VMF1/VMF3 的替代版本, 如 UNB-VMF1 (Urquhart and Santos, 2011)、GFZ-VMF1 (Zuset al., 2015) 和 GFZ-VMF3。此外, Zhang et al. (2021) 设计了 TMF 模型, 该模型假设对流层天顶方向和几何天顶方向之间存在一个夹角。Zhou et al. (2021) 提出了一种改进的对流层映射函数建模方法, 能够根据最小二乘法拟合的收敛性, 自适应地确定映射函数连续部分中需要估计的系数数量。纵观以上各类模型, 尽管以 VMF 系列模型为代表的映射函数已经取得了较高的精度, 但是仍然存在以下问题:

(1) 缺乏有效的高程校正方法。当前绝大部分映射函数仅适用于地球表面或者仅在地球表面提供产品, 少有考虑映射函数垂直变化。Niell (1996) 首先提出了映射函数高程校正的方法, 并且被 VMF1 和 VMF3 (Boehm and Schuh, 2004; Landskron and Böhm, 2018) 沿用。随后 Qu et al. (2022) 指明了 Niell 方法中恒定系数存在缺陷, 以二次多项式为拟合模型, 改进为在全球格网中按月提供系数。然而该方法和 Niell 方法一样仅对静力学延迟部分进行, 且高程范围仅为 0-5 km, 评估也主要在地表进行。然而, 干延迟映射函数系数在 6-8 km 左右存在快速变化现象, 多项式模型也存在拟合精度高预报精度差的缺陷。在常见人造航空飞行器活动范围推导并构建合适的函数有效模拟静力学以及湿延迟映射函数垂直变

化是必须考虑的问题。

(2) 时空分辨率有待提高。现有的映射函数的发展过程本质上为三连分式系数不断精细化以及时空分辨率不断提升的过程。根据章迪等人(2014)的研究,测站间距平面超过 20 km 或者高程超过 100 m, 对流层延迟就会出现显著差异。以目前应用最广泛的 VMF1 模型 (Boehm and Schuh, 2004) 为例, 其已被广泛应用于 GAMIT 及 Bernese 等行业知名软件 (Dach et al., 2015; Herring et al., 2015), 然而其分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2^{\circ}$, 这一分辨率在赤道上超过 200 km。VMF 系列最新的版本 VMF3 模型 (Landskron and Böhm, 2018) 将分辨率提升到了 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 而其对应的距离仍然超过 100 km。映射函数时空分辨率的大小取决于其使用的数值天气模型的时空分辨率, 以 ECMWF 目前新一代的 ERA5 为例, 其空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 时间分辨率为 1 小时。显然采用 ERA5 作为射线追踪输入可以得到更高分辨率的映射函数。此外分辨率并非越高越好, 庞大的格网数据同时也会增加数据传输负担, 如何根据地形变化提供可变分辨率的映射函数是发展方向之一。

1.2.3 GNSS 大气可降水研究进展

可降水 (PWV), 通常以毫米为单位表示, 是指从地表一直延伸到大气层上边缘的单位横截面积的垂直柱中的水汽凝结为液态水的高度 (Cassel and Thapa, 2005; Li and Long, 2020; Zhang and Yao, 2020)。虽然 PWV 只占整个大气体积的不到 5%, 但它在大气主要成分中是变化最大的 (超过三个数量级), 对温室效应的贡献超过了大气中的任何其他成分, 在全球水和能源循环中发挥着关键作用 (Bevis et al., 1992; Wallace and Hobbs, 2006; Vey et al., 2010; Smith and Arkin, 2015)。

常用的水汽探测方法根据传感器位置或者获取机制不同可以分为三类: 第一类为地基探测, 这一类方法起步最早而且类型众多, 包括无线电探空、地面微波辐射计、太阳光度计、气象雷达和地基 GNSS; 第二类为空基探测, 包括卫星遥感、星载微波辐射计、GNSS 掩星探测和卫星载近/热红外探测; 第三类为再分析数据。前两类均为直接观测量, 区别在于传感器的位置上不同, 而第三类再分析数据是在大气环流模式的基础上, 将各种观测数据同化为动态一致的数据集而产生的 (Desser and Davis, 2010; Zhang et al., 2013)。这类方法获得的数据具有全球覆盖、空间完整性高和记录同质的优点, 但对于没有数据同化观测或观测数据有限的地区, 再分析数据的可靠性可能较低 (Liu et al., 2015; Sherwood et al., 2010)。

得益于低维护成本、全天候运行以及高时间分辨率等优势, 虽然起步较晚, 地基 GNSS 已经成为最具潜力以及发展最快的可降水获取技术之一。Askne 和 Norius (1987) 推导出了 ZWD 和 PWV 二者之间的函数关系式, 将 ZWD 与 PWV 联系起来, 使利用地基 GNSS 反演水汽成为可能。Bevis et al. (1992) 首次提出了 GNSS 气象学的概念, 并详细介绍了利用 GNSS 观测数据反演水汽的方法和原理。GNSS 水汽反演中, 首先需要获取高精度的 ZWD, 计算 ZWD 的第一步是从 ZTD

中分离 ZHD。在 GNSS 定位应用中,通常从经验模型中获取 ZHD,然而由于 ZHD 的模型误差会被 ZWD 吸收,进而污染 PWV 精度,GNSS PWV 的反演通常需要高精度的实测气象参数。Saastamoinen (1972) 研究了利用地表实测气象参数计算 ZHD 的方法并提出 Saastamoinen 模型,此外, Hopfield 模型和 Black 模型也是计算 ZHD 常用的模型。这些模型计算 ZHD 的精度能达到毫米级 (范昊鹏等, 2019; Yang et al. 2021)。

ZWD 转换为 PWV 的关键因子为加权平均温度 T_m ,其准确性直接影响 GNSS 反演 PWV 的精度。Bevis et al. (1992) 对北美地区 13 个探空测站 2 年的数据进行分析,发现了地表温度 T_s 和加权平均温度的强相关性,提出了基于 T_m - T_s 线性关系的 T_m 估计模型。Bevis et al. (1994) 首次利用数值天气模型获取了大气加权平均温度并指出该方法得 T_m 的相对误差小于 1%。Yao et al. (2012) 根据 2005-2009 年 135 个无线电探空站的数据,建立了一个新的全球加权平均温度模型 GMWT,该模型只需要输入位置和时间即可获取 T_m 。之后, Yao et al. (2013) 开发了第二代全球 T_m 模型 GTm-II,与探空仪数据和 COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate) 数据相比,其均方根误差为 4.0 K 和 5.1 K。2014 年, Yao et al. (2014) 进一步将 GTm-II 升级为 GTm-III 模型,其精度相比于上一代提高了 25%。另外, Böhm et al. (2015) 提出了基于 ERA-Interim 数据的 GPT2w 模型,该模型在上一代的基础上新增了 T_m 参数。Yao et al. (2018) 提出, T_m 从地表到对流层呈现非线性下降趋势,一些学者们开始利用神经网络建立 T_m 模型,并取得了较好的效果 (Ding, 2018; Long et al., 2021)。Zhu et al. (2021) 使用神经网络来补偿网格模型的周期性功能,并提高了其精度。然而,这些神经网络模型在适用性上有其局限性,例如,需要气象参数作为输入、不能解决 T_m 的日变化,而且只针对地表设计等等。Zhu et al. (2022) 利用 ECMWF 最新的 ERA5 再分析数据,建立了中国地区的 T_m 模型 CTm-FNN 模型。该气象参数无关,并且结合了传统网格模型和前馈神经网络 (FNN) 算法。通过向 CTm-FNN 模型输入测站的三维坐标、年月日和小时,即可获得 T_m 值。ERA5 和 2019 年的无线电探空数据验证表面,该模型均方根误差分别为 3.54 K 和 4.72 K。以上关于 GNSS 水汽反演研究的迅猛发展表明了 GNSS 已经逐步成为最主流的 PWV 获取方法之一,随着现有 GNSS 测站的指数级上升趋势,GNSS 水汽数据出现爆炸式增长,这使得以下问题可以解决:

(1) 低成本、高精度、高时空分辨率以及发展迅速的 GNSS PWV 快速覆盖了两极等传统方法难以覆盖或者覆盖不完善的区域,这使得使用 GNSS PWV 分析这些区域的水汽长期变化趋势以及空间分布特性成为可能。分析及评估 GNSS PWV 在两极区域的精度,研究 GNSS PWV 的时空变化特征可以为提升两极区域数值天气模型精度以及两季气候研究提供有价值的参考。

(2) 现有的关于 GNSS PWV 的评估工作主要在小范围区域进行,评估时长

通常较短,难以分析区域分布特征。NGL 更新后的对流层产品解算策略采用了数值天气模型计算 ZHD 作为输入,产品参数新增了 PWV 和加权平均温度等参数,其庞大的测站数量以及数据库使得评估全球 GNSS PWV 精度成为可能。使用合适的函数表征 PWV 的时空变化,分析 PWV 的全球变化特征,对于理解水汽变化、发觉应用潜力、拓宽应用领域等具有重要的科学价值和现实意义。

1.3 本文研究内容与结构安排

基于以上大气可降水、对流层天顶延迟建模和映射函数建模的研究现状分析及当前研究存在的问题,本节给出了本文提出的解决方案和研究目标,此外还给出了本文的研究内容和章节结构安排。

1.3.1 研究目标

本文的研究目标如下:

(1) GNSS 对流层延迟产品能够反演高精度的可降水 (PWV),得益于低维护成本、全天候运行以及高时间分辨率等优势,虽然起步较晚,但是 GNSS 已经成为最具潜力以及发展最快的可降水获取技术之一。在数据质量、测站分布的广度和密度上,GNSS 相较于传统方法(探空仪等)已经有了压倒性的优势。在全球尺度上(特别是两极等传统方法存在较大空白区域)评估 GNSS PWV 的精度,分析 GNSS PWV 的空间分布特征以及长周期变化趋势,了解可降水的时空变化对于气象及气候研究具有重要意义。

(2) GPT 系列模型是应用最广泛的全球经验对流层延迟模型之一,其最新版本 GPT3 新增了北方向梯度和东方向梯度两项输出参数,自 2018 年问世以来,尚无相关研究对其精度进行评估。NGL 新公布的海量 GNSS 全球对流层延迟产品是评估 GPT3 模型精度的最佳参考。评估 GPT3 模型的全球精度以及分析精度的全球分布特征对于全面认识和使用 GPT3 模型具有重要的参考价值。

(3) 通过射线追踪从数值天气模型中获取对流层延迟能够最大程度地模拟无线电波穿越大气层时最真实的路径,是获取对流层延迟最准确的方法之一。GNSS 方法能够以非常低的成本获取高全球覆盖率、高质量和高精度的对流层延迟,常常被用于评估不同的数值天气模型的精度。该两类最准确的获取技术计算的对流层延迟之间的差异的数值大小和全球分布能够提供丰富的大气变化信息,对于高精度对流层延迟模型的构建和优化数值同化技术具有重要的意义。

(4) 基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型是对流层延迟模型的重要类别,其建模数据源来自 GNSS,能够最大程度保证在 GNSS 应用中的自治。然而受到起步晚、建模成本高以及模型精度受测站的不均匀分布影响大等限制,当前尚无成熟的建模质量控制手段。提出一套考虑数据量、网格分辨率和模型稳定度影响的质量控制方法对于后续设站、布站以及时机成熟时构建基于 GNSS 数据的全球模型

具有重要的指导和参考价值。

(5) 映射函数是对流层天顶延迟映射到信号入射方向的关键因子,其精度直接决定了对流层斜路经延迟的准确性。已有研究专注于提升地表精度,而少了对映射函数垂直剖面变化信息方面的探索。如何构建精确的模型来描述映射函数的垂直变化在无人机、直升飞机和飞艇等航空飞行器活动愈发频繁的今天具有重要的意义。

1.3.2 研究内容与结构安排

本文共分为七章,各章节安排和主要内容如下:

第一章,绪论。介绍了本文的研究背景与意义,总结了对流层延迟建模以及 GNSS 水汽的国内外研究现状和和发展趋势,指出了当前研究存在的问题,给出了本文的研究内容和结构安排。

第二章,对流层延迟理论基础。本章首先介绍了 GNSS 对流层延迟的基本原理等背景知识,包括天顶延迟模型和映射函数模型,接着介绍了射线追踪方法计算对流层延迟的原理,最后介绍了常用的水汽反演方法并重点介绍了地基 GNSS 和探空水汽反演,为后文研究提供了参考。

第三章,GNSS 可降水时空特性分析。本章内容分为三个部分:第一部分以 IGRA2 的全球探空(RS)数据为参考,提取了 GNSS PWV 与 RS PWV 的系统误差,分析了误差随距离变化的分布特征,评估了 NGL 产品的可靠性;第二部分对南极洲和格陵兰岛 GNSS PWV 的年平均值、标准差和年际变化等时空特征进行了提取、分析和讨论;第三部分对全球 GNSS PWV 的时空分布特征进行了提取和分析,并与温度异常和海面高程异常数据进行了比较,讨论了 PWV 变化对气候的影响。

第四章,基于 GNSS 数据的对流层延迟模型评估与偏差分析。本章内容分为两个部分,第一部分使用全球超过一万个 GNSS 站 5 分钟时间分辨率的对流层延迟数据评估了 GPT 系列最新的经验对流层模型 GPT3 的精度,并分析了模型误差的时空分布特性。第二部分比较了目前精度最高的两类对流层延迟获取方法 GNSS 和射线追踪 2020 年在全球约 7000 个 NGL 站点的对流层延迟偏差,分析了 ZH/W/TD 偏差与纬度、高程和接收机类型及天线类型的相关性。

第五章,基于 GNSS 观测数据的 ZTD 建模质量控制方法。本章提出并建立了一套基于 GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法,综合考虑了数据量、网格分辨率和模型稳定性对模型性能的影响。选取德国及周边区域站点十年的数据对方法进行了检验,验证了方法的精度和可靠性。

第六章,对流层映射函数高程建模。本章提出了两种可扩展的对流层延迟映射函数高程建模方法,弥补了现有方法在湿延迟映射函数高程修正上的缺失,发现并修正了 Niell 高程校正方法在约 6-8 km 以上高空区域精度快速下降等问题,

分析了建模残差的时空分布特征，并以 TUW 的 VMF1/VMF3 GNSS 产品为参考评估验证了新模型的全球精度。

第七章，总结与展望。对全文的研究内容和主要结论进行了总结，并对下一步的研究工作进行了展望。

第2章 对流层延迟基础理论

本章首先介绍了 GNSS 对流层延迟的基本原理，然后按照类别分别介绍了各类天顶延迟模型和映射函数模型中的代表性模型，接着介绍了射线追踪方法计算对流层延迟的原理，最后介绍了常用的水汽反演方法并重点介绍了地基 GNSS 和探空水汽反演，为后文相关研究提供了参考。

2.1 GNSS 对流层延迟

无线电波穿过地球大气层时受到气体分子的影响，被延迟和弯曲，由此造成的测距误差称为大气延迟。根据延迟性质的不同，其中穿过被电离的大气产生的延迟称为电离层延迟，而穿过未被电离的中性大气产生的延迟称为对流层延迟（丁君生等，2020）。无线电波穿过电离层的传播速度的变化取决于信号自身频率和传播路径中电子密度。对于同一路径不同频率的信号的电离层延迟存在色散效应，因此电离层延迟可以通过双频或者多频组合基本消除。而穿过未被电离的中性大气时，由于 GNSS 信号本身波长较长，基本不存在色散效应，无法通过上述方法消除。由于 80% 的中性大气延迟发生在对流层，所以中性大气延迟又被通称为对流层延迟。

2.1.1 基本原理

无线电波在折射系数为 1 的真空中的传播速度 $c=299792.458$ km/s，而在折射系数为 n 的对流层中某处传播速度 $V = \frac{c}{n}$ 。由于传播路径上折射系数变化产生的速度变化和路径弯曲所造成的延迟可用以下等式表达：

$$\Delta L = \int_L [n(s) - 1] ds + B \quad (2.1)$$

式中 L 为信号传播路径， $n(s)$ 为沿路径上的折射系数， B 为弯曲路径与对应假设在真空中传播的直线路径之间的距离差。由于 B 远小于第一项，通常忽略不计。由于对流层中的折射系数非常接近 1，通常以 ppm 为单位的折射率 N 来代替：

$$N = (n - 1) \times 10^6 \quad (2.2)$$

所以延迟 ΔL 可表示为：

$$\Delta L = \int_L N(s) ds \quad (2.3)$$

大气折射率 N 与温度、气压和水气压相关，可以用以下三项式函数表达 (Thayer, 1974)：

$$N = k_1 \frac{P_d}{T \cdot Z_d} + \left(\frac{k_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right) \frac{P_v}{Z_v} = N_d + N_w \quad (2.4)$$

式中, T 为绝对温度 (K), $N_d = k_1 \frac{P_d}{T \cdot Z_d}$ 与水汽无关, 称为干分量, $N_w = \left(\frac{k_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right) \frac{P_v}{Z_v}$ 称为湿分量。 P_d 和 P_v 分别为干空气分压和水气压 (湿空气分压) (hPa), k_1 、 k_2 和 k_3 为实验获取的气体常数。 Z_d 和 Z_v 分别为干空气和水汽可压缩因子, 由 Owens (1967) 提出并由 Thayer (1974) 重新整理的可压缩因子表达式为:

$$Z_d^{-1} = 1 + p_d \left(57.90 \times 10^{-8} \left(1 + \frac{0.52}{T} \right) - 9.4611 \times 10^{-4} \frac{t}{T^2} \right) \quad (2.5)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \times \left(\frac{P_w}{T^3} \right) 1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4} t^2 + 1.44 \times 10^{-6} t^3 \quad (2.6)$$

式中 t 为摄氏温度 (°C), 可压缩因子非常接近 1, 其差异在千分之几以下, 因此大气折射率可简化为下式:

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + \left[k_2 - k_1 \frac{P_w}{T} + k_3 \frac{P_w}{T^2} \right] \quad (2.7)$$

考虑 $P_d = P - P_w$, $\rho = \rho_d + \rho_w = \frac{P_d}{R_d T} + \frac{P_w}{R_w T} = \frac{P}{R_d T_v}$, P_s , $P_e = e$ 可得:

$$N = k_l R_d \rho + \left(k_2' \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) = N_h + N_{nh} \quad (2.8)$$

其中 $N_h = k_l R_d \rho$ 称为流体静力学折射率, $N_{nh} = k_2' \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}$ 称为非流体静力学折射率。 $k_2' = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w}$ 。

2.1.2 天顶延迟模型

卫星的位置每时每刻持续变化, 导致对流层延迟的持续变化, 从计算量的角度来说, 显然, 对每一个全球 GNSS 观测都进行射线追踪是不现实的。为了快速获取任意高度角的对流层延迟, 即斜路径对流层延迟 (SPD), 通常的做法是先获取天顶方向的对流层延迟, 然后乘以映射函数。

根据模型特性或者建模数据源的不同, 当前的对流层天顶延迟模型可以分为三类: 依赖气象参数类模型、基于气象数据类模型和基于 GNSS 观测数据类模型。以下分别介绍这三类模型的代表性模型。

2.1.2.1 依赖气象参数类模型

这类模型从对流层延迟的定义出发,以测站位置的气象数据为输入参数,转换为测站位置的对流层延迟。在一些文献中,这类模型又称为基于实测气象参数的对流层模型,实际上这并不准确,因为这类模型也可以使用经验气象参数模型或者再分析数据作为输入。依赖气象参数类模型有 Saastamoinen 模型 (Saastamoinen, 1972)、Hopfield 模型 (Hopfield, 1969)、Ifadis 模型 (Ifadis, 1986)、Askne & Nordius 模型 (Askne and Nordius, 1987) 等等,其中以 Saastamoinen 和 Hopfield 应用最为广泛,以下主要介绍该两种模型。

Saastamoinen 模型

Saastamoinen 模型的计算公式如下:

$$Z_h = \frac{0.002277 p}{f(\varphi, h)} \quad (2.9)$$

$$Z_w = \frac{0.002277 \cdot e \cdot \left(0.05 + \frac{1255}{T}\right)}{f(\varphi, h)} \quad (2.10)$$

$$f(\varphi, h) = 1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.28 \times 10^{-6} h \quad (2.11)$$

式中, φ 、 h 、 p 、 T 和 e 分别为测站的纬度、大地高 (m)、气压 (mbar)、绝对温度 (K) 和水气压 (mbar)。

Hopfield 模型

Hopfield 模型基于全球 18 个测站一年的平均数据获取经验系数建立,模型计算公式如下:

$$Z_h = 1.552 \times 10^{-5} \times \frac{P_s}{T_s} \times h_d - h_s \quad (2.12)$$

$$Z_w = 1.552 \times 10^{-5} \times \frac{4810}{T_s^2} \times h_w - h_s \times e_s \quad (2.13)$$

$$h_d = 40136 + 148.72 \times T_s - 273.16 \quad (2.14)$$

$$h_w = 11000 \quad (2.15)$$

式中, P_s 、 T_s 、 e_s 、 h_s 分别为测站气压、温度、水气压和高程。

2.1.2.2 基于气象数据类模型

这类模型从长期的实测气象数据或再分析数据中获取数据在时间上和空间上的变化规律,采用特定的拟合函数表达,最后以表插值或者格网形式提供函

数参数。这类模型不依赖气象参数，用户仅需提供时间和测站位置即可获取高精度的对流层延迟。

UNB 系列模型

UNB (University of New Brunswick, Canada)的 Collins et al. (1997)提出了 UNB 系列模型，包括 UNB1、UNB2、UNB3、UNB4，UNB 系列模型设计的初衷为给北美地区的 WAAS（广域增强系统）用户提供便捷而精确的对流层延迟改正。模型使用时仅需要输入测站的纬度、高程和时间。四种模型的主要区别在于使用的气象数据不同，各个模型使用的气象数据详见下表。其中 UNB3m 为 Leandro et al. (2006) 在 UNB3 基础上进一步优化构建。

表 2-1 UNB 系列模型的气象元素来源

Table 2-1 Sources of meteorological elements for UNB series models

模型名称	UNB1	UNB2	UNB3	UNB4/UNB3m
气象数据来源	标准气象元素 (STP)	纬度分段平均	美国标准大气 1966	UNB3 基础上优化温度剖面

UNB 系列模型应用最广泛的是 UNB3 和 UNB3m。UNB3 及以上版本考虑了气象元素的季节性变化，将海平面上的气象元素表达为纬度 φ 和年积日 doy 的余弦函数：

$$X(\varphi, \text{doy}) = \overline{X_s} + A_s \cdot \cos\left(\frac{\text{doy} - D}{365.25} \cdot 2\pi\right) \quad (2.16)$$

式中 $\overline{X_s}$ 为气象元素的均值， A_s 和 D 分别为幅值和相位。Leandro et al. (2006) 用北美地区 223 个探空站 6 年（1990-1996）的数据验证 UNB3m 的天顶延迟计算的平均偏差为 -0.5 cm，均方根误差为 4.9 cm。

TropGrid 系列模型

最初的 TropGrid 模型是作为与欧洲航天局伽利略用户接收器模型 (ESA GAL TROPO) 共同进行的工程努力而开发的。TropGrid 基于 3.5 年的 NOAA NCEP GDAS (全球数据同化系统) 天气场，考虑了年变化和日变化，水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ (Krueger et al., 2004)。TropGrid2 模型是 Schiler (2014) 在 TropGrid (Schueler et al., 2001) 基础上发展起来的模型，利用德国慕尼黑联邦武装部队大学 (University of the Federal Armed Forces Munich) 的 GDAS 提供的 9 年（1999~2008）的气象场数据建立，将全球划分为许多格网点。某一格网点上的任一气象元素均表达为：

$$X = a + b \cdot \cos\left[\frac{2\pi}{24} \cdot (t - c)\right] \quad (2.17)$$

式中， t 为 UTC 时间， a 、 b 和 c 为系数，每个系数又可以表达为：

$$k = k_0 + A_k \cdot \cos\left[\frac{2\pi}{365.25}(doy - D)\right] \quad (2.18)$$

式中 k_0 为均值, A_k 为振幅, D 为相位。这些系数均采用最小二乘拟合获取。此外, TropGrid2 还给出了输出参数的 5 个标准偏差值, 每一个的时间跨度为 2.4 个月。通过全球 290 个 IGS 站的 10 年 (2001~2011) 的 ZPD 产品评估结果表明, 模型的平均偏差为 -0.3 cm, 均方根误差为 3.8 cm。

ITG 模型

ITG 模型为武汉大学的 Yao et al. (2015) 对 GPT2 模型 (Lagler et al., 2013) 和 TropGrid2 模型进行整合优化后的改进模型。其模型表达式为:

$$X = X_0 + A_1 \cdot \cos\left(\frac{doy - D_1}{365.25} 2\pi\right) + A_2 \cdot \cos\left(\frac{doy - D_2}{365.25} 4\pi\right) + A_3 \cdot \cos\left(\frac{hod - t}{24} 2\pi\right) \quad (2.19)$$

式中 X 代表温度、气压等参数, X_0 表示均值, A_1, A_2, A_3 表示年、半年和日周期变化幅值, D_1, D_2, t 代表年、半年和日变化的相位, doy 和 hod 分别为年积日和小时数。日变化幅值 A_3 和相位 t 又进一步表达为:

$$Y = Y_0 + B_1 \cdot \cos\left(\frac{doy - D_3}{365.25} 2\pi\right) + B_2 \cdot \cos\left(\frac{doy - D_4}{365.25} 4\pi\right) \quad (2.20)$$

ITG 模型基于 ECMWF 提供的 9 年 (2001-2010) 的 ERA-Interim 再分析数据, 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间分辨率为 6h。以 280 个 IGS 站的 ZTD 为参考的评估结果表明, ITG 模型的 RMSE 为 1.86~6.46 cm, 优于 GPT2 的 1.80~8.55 cm 和 GPT2w($1^\circ \times 1^\circ$) 的 1.92~6.52 cm。

IGGTrop 系列模型

中国科学院测量与地球物理研究所 (IGG) 的 Li et al. (2012) 基于 NCEP 提供的 4 年 (2006-2009) 的再分析数据, 利用积分法计算全球 $2.5^\circ \times 2.5^\circ \times 1\text{km}$ (高度至 25 km) 格网点上的 ZTD 时间序列, 然后根据下式拟合出格网点的函数系数:

$$ZTD(\varphi, \lambda, h, doy) = \begin{cases} \overline{ZTD}_s - A_{1s} \times \cos\left(\frac{doy - D1_s}{365.25} 2\pi\right) - A_{2s} \times \cos\left(\frac{doy - D2_s}{365.25} 4\pi\right), & |\varphi| < 15^\circ \\ \overline{ZTD}_s - A_s \times \cos\left(\frac{doy - D}{365.25} 2\pi\right), & |\varphi| \geq 15^\circ \end{cases} \quad (2.21)$$

式中, φ, λ, h 为经度、纬度和高程, doy 为年积日; $\overline{ZTD_s}$ 为 ZTD 均值, A_s, A_{1s}, A_{2s} 为变化幅值, D 为相位, 在南半球和北半球分别取值 210 和 28。用户使用该模型时, 首先根据公式计算出测站附近格网点 ZTD 值, 再内插出测站位置的 ZTD。使用中国境内 5 个 IGS 站的评估结果表明 IGGTrop 模型表现由于 UNB3m。

由于 IGGTrop 模型的格网过于庞大, Li et al. (2015) 给出了其简化版本:

$$ZTD(\varphi, \lambda, h, doy) = \begin{cases} \overline{ZTD_s} - A_s \times \cos\left(\frac{doy - D}{365.25} 2\pi\right), & |\varphi| \geq 10^\circ \\ \overline{ZTD_s}, & |\varphi| < 10^\circ \end{cases} \quad (2.22)$$

简化版本提供了多种策略对全球格网进行稀疏处理, 简化后模型系数仅有原模型的 3.1%-21.2%, 根据全球 125 个 IGS 站的检验结果, 最简模型(IGGTrop_r3) 的 ZTD 平均偏差为 -6.4~4.3 cm, 均方根误差为 2.1~8.5 cm。

2.1.2.3 基于 GNSS 数据类模型

这类模型直接采用 GNSS 计算的 ZTD 为建模数据源, 与气象参数无关, 可以最大程度保证在 GNSS 应用中的自治。

Mao 模型

毛健等人 (2013) 利用 2000-2011 年全球 299 个 IGS 站 5 分钟分辨率的精密对流层数据建立了一种新的全球对流层延迟模型。模型的表达式如下:

$$ZTD(doy) = a \times \cos((doy - b) \times \pi / 182.625) + c \quad (2.23)$$

式中系数 a 和 c 在不同纬度有不同的取值:

$$a = \begin{cases} 0.0005137\varphi - 0.07712, & 45 \leq \varphi \leq 90 \\ -0.0005788\varphi - 0.02589, & 15 \leq \varphi < 45 \\ -0.0035974\varphi - 0.00456, & -15 \leq \varphi < 15 \\ 0.001714\varphi + 0.08808, & -45 \leq \varphi < -15 \\ 0.00058\varphi + 0.05311, & -90 \leq \varphi < -45 \end{cases} \quad (2.24)$$

$$c = \begin{cases} 0.0000425\varphi^2 - 0.006714\varphi - 0.0002839h + 2.628, & \varphi \geq 0 \\ 0.004608\varphi - 0.0002839h + 2.628, & \varphi < 0 \end{cases} \quad (2.25)$$

通过 66 个 IGS 站的评估验证, Mao 模型精度优于 UNB3 模型。

SHAtrop 系列模型

Chen et al. (2019) 对中国陆态网 223 个 2012-2017 共 6 年的 ZTD 时间序列进行了时空规律提取, 分析了各个测站数据随大地高的指数衰减, 以年周期+半年周期三角函数对 ZTD 时间序列进行拟合, 在中国大陆区域以提供 $2.5^\circ \times 2^\circ$ 分辨

率的格网，建立了经验模型 SHAtrop。模型表达式如下：

$$Z_h = Z_0 \times e^{\beta h} \quad (2.26)$$

$$Z_0(d) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25} d - d_1\right) + A_2 \cos\left(\frac{4\pi}{365.25} d - d_2\right) \quad (2.27)$$

式中 β 为高程衰减系数，以纬度区间形式提供， Z_0 为归算到椭球面后的 ZTD， A_0, A_1, A_2 分别为常数项、年周期和半年周期振幅， d_1 和 d_2 分别为年周期和半年周期相位。

Chen et al. (2020) 对 SHAtrop 进行了扩展，扩展后的模型称为 SHAtropE。SHAtropE 加入了部分 NGL 测站对陆态网数据进行加密和补充，除了提供衰减系数和拟合函数系数外，还对拟合残差进行拟合，通过提供残差拟合的系数来提供 ZTD 的不确定性，目的在于为精密单点定位提供 ZTD 约束。通过在静态 PPP 中应用 SHAtropE 模型，与 UNB3m 模型相比，单 GPS 和单 BDS（北斗卫星导航系统）方案的收敛时间分别减少了 8.1%和 14.5%，而 GPT3 模型的收敛时间分别减少了 6.9%和 11.2%。

2.1.3 对流层映射函数

根据映射函数表现形式的不同，可以将映射函数分为三类，第一类是发展早期简略形式的，这类映射函数表现简单，不区分干湿部分，也并不区分季节和位置；第二类是一般形式的，这类映射函数开始区分干湿延迟映射函数，部分开始以简略的表格提供不同季节以及纬度的映射函数参数（或者将纬度和时间作为函数输入参数）；第三类为格网形式，将全球划分为若干个网格，然后在格网点上提供映射函数系数。

2.1.3.1 简略形式

Saastamoinen 映射函数

Saastamoinen (1972) 使用了最简略的形式，即天顶距的正割函数，

$$mf(\epsilon) = \sec 90^\circ - \epsilon = \frac{1}{\sin \epsilon} \quad (2.28)$$

Black & Einser 映射函数

Black and Einser (1984) 给出了映射函数为：

$$mf(\epsilon) = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{\cos \epsilon}{1 + 0.001}\right)^2}} \quad (2.29)$$

MOPS 映射函数

在 EGNOS 等系统中采用的映射函数 (MOPS, 1999)为:

$$mf(\epsilon) = \frac{1.001}{\sqrt{0.002001 + \sin^2 \epsilon}} \quad (2.30)$$

2.1.3.2一般形式

Marini 映射函数

Marini (1972) 函数表现形式如下:

$$\begin{aligned} mf(\epsilon) &= \frac{1 + \kappa}{\sin \epsilon + \frac{\kappa}{(1 + \kappa)(\sin \epsilon + 0.015)}} \\ \kappa &= \frac{B}{A} \\ A &= \frac{0.002277 [P + 1255/T_K + 0.05 e]}{f(\varphi, h)} \\ B &= \frac{2.644 \times 10^{-3}}{f(\varphi, h)} e^{-0.14372h} \\ f(\varphi, h) &= 1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.28 \times 10^{-6} h \end{aligned} \quad (2.31)$$

式中, P 为气压 (hPa), T_k 为气温 (K), e 为水汽压, φ 和 h 分别为测站纬度和高程。

Chao 映射模型

Chao (1974) 模型根据无线电探空资料建立, 其与射线距离改正相比误差在 1%之内。Chao 映射函数定义如下:

$$mf(\epsilon) = \frac{1}{\sin \epsilon + \frac{a}{\tan \epsilon + b}} \quad (2.32)$$

对于干延迟分量, $a=0.00143$, $b=0.00035$; 对于湿延迟分量, $a=0.0445$, $b=0.0170$ 。

Ifadis 映射函数

Ifadis (1986) 函数的表现形式如下:

$$\begin{aligned} mf(\epsilon) &= \frac{1}{\sin \epsilon + \frac{A}{\sin \epsilon + \frac{B}{\sin \epsilon + C}}} \\ A &= a_1 + a_2 P_s - 1000 + a_3 T_C - 15 + a_4 \sqrt{e_0} \\ B &= b_1 + b_2 P_s - 1000 + b_3 T_C - 15 + b_4 \sqrt{e_0} \end{aligned} \quad (2.33)$$

对于干湿分量, $C_d=0.07800$, $C_w=0.05917$ 。A 和 B 系数如下表:

表 2-2 Ifadis 映射函数系数
Table 2-2 Coefficients of Ifadis mapping function

	干分量	湿分量
a ₁	0.1237×10^{-2}	0.5236×10^{-3}
a ₂	0.1316×10^{-6}	0.2471×10^{-6}
a ₃	0.1378×10^{-5}	-0.1724×10^{-6}
a ₄	0.8057×10^{-5}	0.1328×10^{-4}
b ₁	0.3333×10^{-2}	0.1705×10^{-2}
b ₂	0.1946×10^{-6}	0.7384×10^{-6}
b ₃	0.1040×10^{-5}	0.3767×10^{-6}
b ₄	0.1747×10^{-5}	0.2147×10^{-4}

MTT 映射函数

MTT (Herring, 1992)映射函数利用北美 11 个测站 2 年的大气轮廓线资料建立, 使用时需要提供测站表温度 T_s , MTT 函数的定义如下:

$$mf(\epsilon) = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + \frac{a}{\sin \epsilon + \frac{b}{\sin \epsilon + c}}} \quad (2.34)$$

对于干分量, 系数为:

$$\begin{aligned} a &= [1.2320 + 0.0139 \cos \varphi - 0.0209 h_s + 0.00215 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \\ b &= [3.1612 - 0.1600 \cos \varphi - 0.0331 h_s + 0.00206 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \\ c &= [71.244 - 4.293 \cos \varphi - 0.149 h_s + 0.0021 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (2.35)$$

对于湿分量, 系数为:

$$\begin{aligned} a &= [0.583 - 0.011 \cos \varphi - 0.052 h_s + 0.0014 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \\ b &= [1.402 - 0.102 \cos \varphi - 0.101 h_s + 0.0020 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \\ c &= [45.85 - 1.91 \cos \varphi - 1.29 h_s + 0.015 T_s - 283.15] \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (2.36)$$

式中 φ 和 h_s 分别为测站纬度和高程。

NMF 映射函数

NMF 映射函数 (Niell, 1996) 基于 26 个全球 (大部分位于北半球) 探空站数据建立, 采用和 MTT 映射函数相同的三级连分形式, 其中干延迟部分映射函数

系数采用测站纬度 ψ 和年积日 doy 的余弦函数表达:

$$a_h(\varphi, doy) = a_{avg}(\varphi) + a_{amp} \cos(2\pi(doy - 28) / 365.25) \quad (2.37)$$

式中, a_{avg} 和 a_{amp} 为与测站位置相关的均值和振幅。NMF 按照 15° 纬度间隔以参数表形式提供了 a 、 b 和 c 三个映射函数系数的均值和振幅, 用户可根据测站纬度内插获取。

此外, NMF 给出了干映射函数的高程改正, 改正式如下所示:

$$mf(\varepsilon) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin \varepsilon + \frac{a}{\sin \varepsilon + \frac{b}{\sin \varepsilon + c}}} + \left(\frac{1}{\sin \varepsilon} - \frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\sin \varepsilon + \frac{a_{ht}}{\sin \varepsilon + \frac{b_{ht}}{\sin \varepsilon + c_{ht}}}} \right) \times h \times 10^{-3} \quad (2.38)$$

式中, $a_{ht}=0.0000253$, $b_{ht}=0.00549$, $c_{ht}=0.00114$, h 为测站高程。

IMF 映射函数

IMF (Isobaric Mapping Function) 映射函数 (Niell, 2001) 采用与 NMF 相同的三级连分形式, 是首个通过数值天气模型射线追踪来计算得到的映射函数模型, 实现了精度的飞跃。对于干延迟映射函数, 各个参数计算公式为:

$$\begin{aligned} a &= a_0 + a_1 \cos 2 \varphi - \varphi_a + s_0 + s_1 \cos 2 \varphi - \varphi_s \quad z(\varphi, \lambda) - z_0 + z_1 \cos 2 \varphi - \varphi_z \\ b &= b_0 \\ c &= c_0 + c_1 \cos 2 \varphi - \varphi_c \end{aligned} \quad (2.39)$$

湿延迟映射函数计算公式为:

$$\begin{aligned} a &= a_0 + a_1 \frac{R - R_0}{R} + \frac{\partial a}{\partial h} h \\ b &= b_0 + b_1 \frac{R - R_0}{R} \\ c &= c_0 + c_1 \frac{R - R_0}{R} \end{aligned} \quad (2.40)$$

式中各参数可从 Niell (2001) 文中获取。

UNBabc 和 UNBab 映射函数

UNBabc 和 UNBab 通过射线追踪方法从北美地区 51 个探空站 5 年 (1992-1996) 的气象数据建立。是一种适用于低高度角的函数模型。UNBabc 函数形式与 MTT 相同, 参数定义如下:

$$\begin{aligned}
a_h &= \frac{1.18972 - 0.026855h + 0.10664 \cos \varphi}{1000} \\
b_h &= 0.0035716 \\
c_h &= 0.082456 \\
a_w &= \frac{0.61120 - 0.035348h - 0.01526 \cos \varphi}{1000} \\
b_h &= 0.0018576 \\
c_h &= 0.062741
\end{aligned} \tag{2.41}$$

UNBab 为不含 c 系数的简化的二级连分形式，参数定义如下：

$$\begin{aligned}
a_h &= \frac{1.53804 - 0.039491h + 0.17020 \cos \varphi}{1000} \\
b_h &= \frac{50.0724 - 0.814759h + 2.35232 \cos \varphi}{1000} \\
a_w &= \frac{0.73537 - 0.041172h - 0.00202 \cos \varphi}{1000} \\
b_w &= \frac{32.5627 - 0.670636h - 0.15502 \cos \varphi}{1000}
\end{aligned} \tag{2.42}$$

式中， ψ 和 h 分别为测站纬度和正高。

GMF 映射函数

为了进一步简化使用，Boehm et al. (2006) 将 VMF1 中的 a_h 和 a_{nh} 系数的全球格网形式采用 9 阶 9 次球谐函数代替， b 和 c 直接采用 VMF1 的结果。基于 ERA-40 3 年 (1999.9-2002.8)、空间分辨率为 $15^\circ \times 15^\circ$ 的月平均剖面数据，在初始高度角为 3.3° 方向通过射线追踪方法计算了各个格网点的 a 值，并归算到海平面上。在时间维度 a 的表达式如下：

$$\begin{aligned}
a &= a_0 + A \cdot \cos \left(\frac{2\pi}{365.25} (doy - 28) \right) \\
a_0 &= \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin \varphi) [\bar{A}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{B}_{nm} \sin(m\lambda)]
\end{aligned} \tag{2.43}$$

2.1.3.3 格网形式

VMF1 映射函数

Boehm and Schuh (2004) 采用快速射线追踪方法，基于欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的数值天气模型 (NWM)，在格网点上拟合了 NMF 映射函数的 a_h 和 a_{nh} 系数， b 和 c 沿用了 IMF (h 分量) 映射函数和 NMF 在 45° 纬度 (nh 分量) 的经验值，建立了 VMF 映射函数。Boehm and Schuh (2004) 的实验表明在 VLBI 基线重复率上 VMF 要好于 IMF。

Böhm et al. (2006) 基于 ECMWF 提供的 ERA-40 2001 年的数据, 对流体静力学映射函数 b_h 和 c_h 进行了重新拟合, 得到 $b_h=0.0029$, c_h 不在像 NMF 一样认为南北半球对称, 表达式变为:

$$c_h = c_0 + (1 - \cos \varphi) \cdot \left[\cos \left(\frac{2\pi}{365.25} (doy - 28) + \psi \right) + 1 \right] \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \quad (2.44)$$

根据提供的映射函数系数形式的不同, VMF1 分为两种版本, 第一种是以 $2.5^\circ \times 2^\circ$ 格网形式提供的 Grid-wise VMF1, 另一种是在测站站点上提供的 Site-wise VMF1, 根据站点不同, 又分为 DORIS、GNSS 和 VLBI。Grid-wise VMF1 在椭圆面上提供, VMF1 沿用了 NMF 的高程校正方法, 提供了含高程校正的版本 VMF1_ht。两种版本均可在官方网站 <https://vmf.geo.tuwien.ac.at/codes/> 下载获取。

VMF3 映射函数

为了消除经验系数 b 和 c 以及特定的 3° 高度角下的缺陷, Landskron 和 Böhm (2018) 设计了 VMF3。VMF3 系数通过 7 个高度角的最小二乘法调整确定。斜路经延迟的对比实验表明, 在低高度角时, VMF3 比 VMF1 能够更接近射线追踪延迟。在 5° 高度角, 延迟平均提高了 1.3 mm, 这相当于提高了 0.25 mm 的站高。

VMF3 和 VMF1 一样包含 Site-wise 和 Grid-wise 两种版本, 其中格网版本的 VMF3 包含两种分辨率分别为 $5^\circ \times 5^\circ$ 和 $1^\circ \times 1^\circ$ 。

TMF 映射函数

Zhang et al. (2021) 利用 ECMWF 提供的 ERA5 数据, 采用 WHURT 软件计算射线追踪延迟, 发现了静力学延迟和湿延迟的不对称性。基于对流层天顶方向和几何天顶方向之间存在偏差的假设, 设计了一个新的取决于高度角和方位角的映射函数 TMF。TMF 系数由 Levenberg-Marquardt 非线性最小二乘法拟合。与基于 VMF3 概念的映射函数相比, TMF 在 5° 高度下斜路经延迟的精度提高了 73%、54% 和 29%。通过采用 VMF3 的 b 和 c 系数, TMF 可以用较少的计算成本保持其较高的精度。

Zhou 映射函数

Zhou et al. (2021) 认为 VMF1 方法中的“快速”方法不是严格的最小二乘, 应用严格的最小二乘, 提出了一种新的映射函数建模方法, 即根据最小二乘拟合的收敛性, 自适应地确定映射函数持续分数中的待估系数。新方法的建模精度在 2020 年的 905 个 GNSS 站被评估, 发现新方法对“快速”方法有明显的改进, 新方法的静力学和湿映射函数建模的平均绝对误差 (MAE) 分别为 1.6 mm 和 1.3 mm, “快速”方法为 3.6 mm 和 3.0 mm。

2.2 射线追踪对流层延迟原理与实现

射线追踪 (Ray-tracing) 能够模拟无线电波穿过大气最真实的路径, 被认为是获取最准确的对流层延迟的方法之一。在大气领域, 通常将大气层划分为若干个单元, 假设在一个单元内部大气的折射率是不变的, 通过在相邻单元之间进行递推计算, 最终获取整个传播路径上的总延迟 (Hofmeister A, 2016; 章迪, 2017)。

2.2.1 基本原理

GNSS 信号从卫星出发穿越大气进入接收机, 实际上是一个自上而下的过程, 但是在计算过程中为了避免不停迭代来匹配接收机位置, 射线追踪通常是从接收机端自下而上逆向进行 (章迪, 2017)。大地测量学界较为成熟的射线追踪软件如下表所示:

表 2-3 当前主要的射线追踪软件
Table 2-3 Softwares of ray-tracing

软件名	方法	机构	作者
GFZ	2D	GFZ (German Research Centre for Geosciences)	Florian Zus and Jens Wickert
Horizon	Eikonal (2D)	GRGS (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale)	Pascal Gegout
KARAT	Thayer (2D) and Eikonal (3D)	NICT (National Institute of Information and Communications Technology)	Thomas Hobiger and Ryuichi Ichikawa
UNB-bent	2D and 3D	UNB (University of New Brunswick)	Landon Urquhart, Marcelo Santos, Felipe Nievinski
VIE	2D and 3D	Vienna University of Technology	V ahab Nafisi, Johannes Böhm, Dudy D. Wijaya
WHURT	2D	Wuhan University	Di Zhang
RADIATE	2D	Vienna University of Technology	Armin Hofmeister

根据对大气状态的假设不同, 射线追踪可分为一维、二维和三维三。其中一维和二维的算法本质是相同的, 但一维射线追踪认为大气是球对称的, 因此只在一个方位角上进行计算, 包括 VMF1 在内的几乎所有的现有映射函数都是基于这一原理获取的; 二维射线追踪则在不同的方位角上进行运算, 但假设某一个方位角上的射线轨迹始终保持在同一个平面上; 而三维射线追踪则考虑了因水平梯度可能产生的射线跃出平面效应 (Hofmeister A, 2016; 章迪, 2017)。

2.2.2 气象数据

射线追踪需要气象数据作为输入, 以下简要介绍无线电探空和数值天气模型

两类气象数据获取方法。

2.2.2.1探空气球

无线电探空仪是一个小型、可消耗的仪器包（重 250 至 500 克），悬挂在一个用氢气或氦气充气的大气球下面。当无线电探空仪以大约 300 米/分钟（大约 1000 英尺/分钟）的速度上升时，无线电探空仪上的传感器每秒钟传送压力、温度、相对湿度和 GPS 位置数据。这些传感器与一个电池供电、300 毫瓦或更少的无线电发射器相连，该发射器将传感器的测量值发送到一个敏感的地面跟踪天线，无线电频率通常在 1676 至 1682 兆赫或 403 兆赫左右。高空风速和风向也可以通过使用 GPS 或无线电测向天线跟踪飞行中的无线电测向仪的位置来获得。追踪天线接收到的无线电信号被转换为气象学数值，从这些数据中选择出重要的等级，放入特殊的代码形式，然后传输给数据用户(National Weather Service, 2023)。

一个典型的探空气球探测可以持续两个多小时。在这段时间里，无线电探测仪可以上升到超过 35 公里（约 115,000 英尺）的高度，并从释放点漂移超过 300 公里（约 180 英里）。无线电探测仪被悬挂在气球下面 25 到 35 米（约 80 到 115 英尺），以尽量减少气球表皮脱落的热量对温度测量的污染。在飞行过程中，无线电探测仪暴露在低至 -90°C (-130°F) 的温度和低于地球表面的 1% 的气压下。如果无线电探测仪进入一个强大的喷气流，它可以以超过 400 公里/小时（250 英里/小时）的速度飞行(National Weather Service, 2023)。

当被释放时，气球的直径约为 1.5 米（约 5 英尺），由于气压的降低，气球在上升过程中逐渐扩大。当气球的直径达到 6 至 8 米（20 至 25 英尺）时，它就会爆裂。一个小型的、橙色的降落伞减缓了无线电监测仪的下降速度，将对生命和财产的危险降到最低。目前，在无线电探空仪下降的过程中没有收集数据。

尽管飞行的所有数据都被使用，但从地面到 400 hPa 压力水平（约 7 公里或 23000 英尺）的数据被认为是国家气象局业务的最低可接受数据。因此，如果气球在到达 400 hPa 压力层之前就爆裂，或者在地面和 400 hPa 之间缺少超过 6 分钟的压力和/或温度数据，那么一次飞行可能被视为失败，并释放第二个无线电探测仪。

全世界有 800 多个高空观测站，并通过国际协议在各国之间进行数据交换。大多数高空观测站位于北半球，所有的观测通常在每天的同一时间进行（最多在 00:00 和/或 12:00 UTC 前一小时），一年 365 天。当预计出现恶劣天气时，可能会在一些特定的站点进行额外的探测。

2.2.2.2数值天气模型

NWM（数值天气模型）相当于一个数据库，能够输出给定时间的气象信息，如果是未来时刻的，则称之为“预报”；如果是历史时刻，则称为“分析”。NWM

可用于短期的天气预报,也可用于中长期的气象预测,后者被广泛应用于气候变化的研究。NWM 最早出现于 20 世纪 20 年代的欧洲,那时采用手工计算的方法,预测 6 小时内的天气情况需要花费 6 周的时间进行计算。到了 20 世纪 50 年代,电子计算机的发展促进了 NWM 的实用化。

NWM 的数据来源主要包括探空气球、地面观测站、气象卫星等。NWM 可提供的信息包括气压、气温、湿度等,通常以球谐函数或者格网的形式给出。其坐标系统、水平方向通常采用经纬度格式,而垂直方向则使用正高(海拔高)。下表为当前主要的一些机构提供的数值天气模型信息,内容包含最高分辨率、同化算法和发布机构等(姚宜斌和赵庆志, 2022; 周要宗等, 2023):

表 2-4 当前主要数值天气模型信息

Table 2-4 Current information on major numerical weather models

数据集	数据时段	最高时空分辨	同化算法	发布机构
ERA-Interim	1979-2019.08.31	6h, 0.125°×0.125°	CY31R1-4DVAR	ECMWF
ERA5	1950 至今	6h, 0.25°×0.25°	CY41R2-4DVAR	ECMWF
NCEP1	1948 至今	6h, 2.5°×2.5°	GDAS	NCEP
NCEP2	1979 至今	6h, 2.5°×2.5°	GDAS	NCEP
CFSR	1979-2010	1h, 0.313°×0.313°	GEOS-5	NCEP
MERRA-1	1979-2016.03.01	1h, 0.5°×0.667°	GEOS-5 DAS	NASA
MERRA-2	1980 至今	1h, 0.5°×0.625°	GEOS 5.12.4	NASA
CRA40	1979-2018	6h, 0.3125°×0.3125°	GFS/GSIG-3Dvar	CMA

2.2.3 关键算法

2.2.3.1 一维/二维射线追踪

电磁波穿越大气时遵循费马原理 (Fermat's Principle), 因而可得:

$$\delta \int_{atm} n(s) ds = 0 \quad (2.45)$$

式中 n 为折射系数。在大气球对称假设的情况下, 大气层被视为与地球同心的若干圆球。根据 snell 折射定理, 即可逐步推导射线轨迹。

将 ds 用球面坐标表示为:

$$ds = \sqrt{(dr)^2 + r^2(d\phi)^2} = dr\sqrt{1 + r^2 \phi'^2} \quad (2.46)$$

式中 $\phi' = \frac{d\phi}{dr}$ 。此球面坐标的原点为地球的中心。将上两式综合可得一个近似的拉格朗日算子:

$$L(\phi, \phi'; r) = n(r)\sqrt{1 + r^2 \phi'^2} \quad (2.47)$$

欧拉-拉格朗日方程可简化为以下形式：

$$\frac{d}{dr} \frac{\partial L}{\partial \phi'} - \frac{\partial L}{\partial \phi} = 0 \quad (2.48)$$

注意到 L 与 ϕ 无关，从而有：

$$\frac{d}{dr} \left[n(r) \frac{r^2 \phi'}{\sqrt{1 + r^2 \phi'^2}} \right] = 0 \quad (2.49)$$

根据正弦定理有：

$$\frac{\sin(\theta - \Delta\phi)}{r} = \frac{\sin \theta}{r + \Delta r} \quad (2.50)$$

方程两边均可展开为 $\Delta\phi$ 或者 Δr 的一阶近似式：

$$\frac{1}{r} (\sin \theta - \Delta\phi \cos \theta) = \frac{1}{r} \left(1 - \frac{\Delta r}{r} \right) \sin \theta \quad (2.51)$$

得到：

$$\Delta\phi = \frac{\Delta r}{r} \tan \theta \quad (2.52)$$

取极限 $\Delta r \rightarrow 0$ ，可得：

$$\phi' \equiv d \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{\Delta\phi}{\Delta r} = \frac{1}{r} \tan \theta \quad (2.53)$$

根据上式求解 $\sin \theta$ 可得：

$$\frac{r\phi'(r)}{\sqrt{1 + r^2 \phi'^2}} = \sin \theta \quad (2.54)$$

将此式带入该常数项中，得到：

$$n(r)r \sin \theta(r) = \text{constant} = n(r_0)r_0 \sin \theta(r_0) \quad (2.55)$$

其中 r_0 为参考半径。此即 snell 球面折射定律，根据此式可将电磁波路径长度式表达为：

$$L_e = \int_r^\infty d\xi \frac{n^2 \xi}{\sqrt{n^2 \xi^2 - n_0^2 r_0^2 \sin^2 \theta_0}} \quad (2.56)$$

位置圆心角的计算式为：

$$\phi(r) = n_0 r_0 \sin \theta_0 \int_{r_0}^{\infty} d\xi \frac{1}{\xi \sqrt{n^2 \xi^2 - n_0^2 r_0^2 \sin^2 \theta_0}} \quad (2.57)$$

上两式中, $n_0 = n(r_0)$, $\theta_0 = \theta(r_0)$, 并假设积分从 $r = r_0$ 处开始。对流层延迟可表达为:

$$\begin{aligned} r_a = & \int_{r_0}^{\infty} d\xi \frac{n\xi(n-1)}{\sqrt{n^2 \xi^2 - n_0^2 r_0^2 \sin^2 \theta_0}} \\ & + \int_{r_0}^{\infty} d\xi \left[\left(1 - \frac{n_0^2 r_0^2}{n^2 \xi^2} \sin^2 \theta_0 \right)^{-\frac{1}{2}} - \left(1 - \left(1 - \frac{r_0^2}{\xi^2} \sin^2 \theta_f \right)^{-\frac{1}{2}} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.58)$$

右边第二项积分为几何延迟, θ_f 为真天顶距。因为 $\xi \rightarrow \infty$ 时, $n \rightarrow 1$, 因此积分是收敛的。

假设大气被分为若干层, 每一层厚度为 Δr , 第一层大气的边界从 r_0 开始, 到 $r_0 + \Delta r$ 处结束; 第 k 层大气从 $r_0 + (k-1)\Delta r$ 处开始, 到 $r_0 + k\Delta r$ 处结束。假设第 k 层大气的折射率为 $N((k-1)\Delta r)$ 。

在每一层, 有三个数值需要进行计算, 分别是测距延迟、几何延迟和位置向量。在 $r = r_0$ 处, 测距延迟可表达为:

$$r_a^r - r_0 = 10^{-6} N(0) \Delta r \sec \theta_0 \quad (2.59)$$

几何延迟可表达为:

$$\rho_a^g - r_0 = \Delta r \sec \theta_0 \quad (2.60)$$

并有:

$$\phi(r_0 + \Delta r) = \frac{\Delta r}{r_0} \tan \theta_0 \quad (2.61)$$

根据正弦定理可得:

$$\varphi(r_0 + \Delta r) = \frac{r}{r + \Delta r} \sin \theta_0 \quad (2.62)$$

对于任意半径 r , 需要知道该处的圆心角 $\phi(r)$, 以及该层的入射角 $\psi(r)$ 。为此, 首先需要计算 $\theta(r)$ 。对于第一层, $\theta(r_0)$ 是认为给定的; 而在任意半径 r 处, 根据 snell 折射定律, 并将折射指数带入, 得到:

$$\sin \theta(r) = \frac{n(r)}{n(r - \Delta r)} \sin \varphi(r) \quad (2.63)$$

由于高度角不超过 90° ，因此 θ r 是可以被唯一确定的。有了 θ r ，便可以计算下述各项：

$$\tau_a^r(r) = \tau_a^r(r - \Delta r) + 10^{-6} N(r) \Delta r \sec \theta(r) \quad (2.64)$$

$$\rho_a^g(r) = \rho_a^g(r - \Delta r) + \Delta r \sec \theta(r) \quad (2.65)$$

$$\phi(r + \Delta r) = \phi(r) + \frac{n_0 r_0 \sin \theta_0}{r \sqrt{n^2 r^2 - n_0^2 r_0^2 \sin^2 \theta_0}} \Delta r \quad (2.66)$$

$$\sin \varphi(r + \Delta r) = \frac{r}{r + \Delta r} \sin \theta(r) \quad (2.67)$$

为了计算几何延迟，还需要计算射线两端的直线距离：

$$\rho_v^g r_f = \frac{\sin \theta r_f}{\sin \theta r_f + \phi r_f} r_f \quad (2.68)$$

合并各项，最终得到对流层延迟：

$$\tau_a = \tau_a^r r_f + [\rho_a^g r_f - \rho_v^g r_f] \quad (2.69)$$

2.2.3.2 三维射线追踪

卫星信号在大气中的传播服从 Maxwell 方程，用传播介质的导磁率和介电常数来衡量，其折射系数可以表示为：

$$n = \frac{c}{v} = \sqrt{\epsilon \mu} \quad (2.70)$$

由于 ϵ 和 μ 是位置的函数，Maxwell 方程将难以求解。因此可以使用几何光学得出近似解，从而得到 Eikonal 方程：

$$(\nabla S)^2 = n^2(\vec{r}) \quad (2.71)$$

这个偏微分方程可以重写为 Hamiltonian 正则式：

$$H(\vec{r}, \nabla L) \equiv \frac{1}{\alpha} \left\{ (\nabla L \cdot \nabla L)^{\frac{\alpha}{2}} - n(\vec{r})^\alpha \right\} = 0 \quad (2.72)$$

$$\begin{cases} \frac{d\vec{r}_i}{du} = \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \\ \frac{d\nabla L_i}{du} = -\frac{\partial H}{\partial \vec{r}_i} \end{cases} \quad (2.73)$$

$$\frac{dL}{du} = p \frac{\partial H}{\partial p} \quad (2.74)$$

上三式可用于构建射线追踪系统，只需要选择合适的 α 值。当 $\alpha=0$ 时，参数 μ 代表射线传播时间 t ；当 $\alpha=1$ 时，参数 μ 代表射线长度；当 $\alpha=2$ 时，参数 $\mu = \frac{dt}{dn}$ 。对于对流层延迟，既要确定总延迟又要确定不同的延迟分量，因此 $\alpha=1$ ，可得：

$$H(r, \theta, \lambda, L_r, L_\theta, L_\lambda) \equiv \left(L_r^2 + \frac{L_\theta^2}{r^2} + \frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^2 \theta} \right)^{1/2} - n(r, \theta, \lambda, t) = 0 \quad (2.75)$$

其中 r 为径向距离， $\theta \in [0, \pi]$ 为余纬， $\lambda \in [0, 2\pi]$ 为经度， $L_r = \partial L / \partial r$ 、 $L_\theta = \partial L / \partial \theta$ 和 $L_\lambda = \partial L / \partial \lambda$ 为射线的方向向量。

将上式带入到 Hamiltonian 正则式可得：

$$\frac{dr}{ds} = \frac{1}{B} L_r \quad (2.76)$$

$$\frac{d\theta}{ds} = \frac{1}{B} \frac{L_\theta}{r^2} \quad (2.77)$$

$$\frac{d\lambda}{ds} = \frac{1}{B} \frac{L_\lambda}{r^2 \sin^2 \theta} \quad (2.78)$$

$$\frac{dL_r}{ds} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial r} + \frac{1}{Br} \left(\frac{L_\theta^2}{r^2} + \frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^2 \theta} \right) \quad (2.79)$$

$$\frac{\frac{dL_\theta}{ds} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \theta} + \frac{1}{B} \frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^3 \theta}}{ds} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \theta} + \frac{1}{B} \frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^3 \theta} \quad (2.80)$$

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \lambda} \quad (2.81)$$

其中 $B = \left(L_r^2 + \frac{1}{r^2} L_\theta^2 + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} L_\lambda^2 \right)^{1/2} = n(r, \theta, \lambda)$ ， s 为射线的实际弧长。

根据 Hobiger et al. (2008) 和 Nafisi et al. (2012) 的研究，二维射线追踪和三维射线追踪差异最大仅为数个 mm，但是前者运算复杂度要小得多。

2.3 水汽反演理论与方法

水汽在天气和气候变化中都扮演着重要的角色，如何高效获取高精度的水汽数据一直是气象学中非常重要的工作。当前常用的水汽观测手段有无线电探空、

地面微波辐射计、卫星遥感和 GNSS 观测等。根据本文的研究内容，以下主要介绍从地基 GNSS 和探空数据中获取可降水。

2.3.1 地基 GNSS 水汽反演理论与方法

GNSS 可解算得到高精度的天顶延迟 ZTD，天顶湿延迟 ZWD 可通过 ZTD 减去静力学延迟获取：

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (2.82)$$

在 GNSS 中，通常从模型中获取 ZHD，然后将 ZWD 设为未知参数参与解算，其解算得到的 ZWD 包含了 ZHD 的模型误差。模型 ZHD 的精度影响了 ZWD 的精度但是对 ZTD 几乎没有影响，然而 GNSS PWV 的计算需要高精度的 ZWD，通常需要 GNSS 站配备气象传感器，然后通过实测气象数据获取高精度的 ZHD 用于上式 ZWD 的计算。

PWV 可以通过以下公式从 ZWD 得出 (Bevis et al., 1994)。

$$PWV = ZWD \times \Pi \quad (2.83)$$

$$\Pi = 10^6 / (k_2' + k_3 / T_m \cdot R_v \cdot \rho_w) \quad (2.84)$$

式中 T_m 为加权平均温度。其定义为：

$$T_m = \frac{\int_{h_0}^{h_1} \frac{P_w}{T} dh}{\int_{h_0}^{h_1} \frac{P_w}{T^2} dh} = \frac{\int_{h_0}^{h_1} \rho_w dh}{\int_{h_0}^{h_1} \frac{\rho_w}{T} dh} \quad (2.85)$$

加权平均温度可以根据测站出测量得到的地表温度通过以下公式获取 (Bevis et al., 1992)：

$$T_m = 70.2 + 0.72T_s \quad (2.86)$$

2.3.2 无线电探空与数值天气模型反演水汽

无线电探空仪提供从地面到大气层顶部的压力水平数据，包括气压、位势高度、温度、相对湿度、露点温度、风速和风向等。数值天气模型提供的气象数据形式与无线电探空仪相同，均为压力水平数据。区别在于无线电探空数据以离散点位方式提供，而数值天气模型以格网形式提供。从无线电探空数据和数值天气模型导出可降水的方法如下 (Bolton, 1980; Wong et al., 2015)：

$$e = 6.112 \exp \left(\frac{17.6T_d}{T_d + 243.15} \right) \quad (2.87)$$

$$PWV = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \frac{0.622e}{p-e} dp \quad (2.88)$$

式中， e 为水气压 (hPa)， T_d 为露点温度 (°C)， g 为重力加速度 (m/s²)， p 为大气压强 (hPa)， p_1 和 p_2 分别为底部和顶部气压。

2.4 本章小结

本章系统性地介绍了 GNSS 对流层延迟的基本原理、天顶延迟模型以及映射函数模型的分类和发展、射线追踪的基本原理以及水汽反演的理论与方法等理论。相应的理论方法为本文后续研究奠定了理论基础。

第3章 GNSS 全球可降水时空特性分析

低成本、高精度、高时空分辨率、全天候运行以及近实时获取等优势使得 GNSS 成为最主流以及最有发展前景的可降水 (PWV) 获取技术之一。本章基于全球近二十余年上万个 GNSS 站点的对流层数据展开了实验, 分析了 GNSS 全球 PWV 的时空分布特征。本章内容分为三个部分: 第一部分以 IGRA2 的全球探空 (RS) 数据为参考, 提取了 GNSS PWV 与 RS PWV 的系统误差, 分析了误差随距离变化的分布特征, 评估了 NGL 产品的可靠性; 第二部分对南极洲和格陵兰岛 GNSS PWV 的年平均、标准差和年际变化等时空特征进行了提取、分析和讨论; 第三部分对全球 GNSS PWV 的时空分布特征进行了提取和分析, 并与温度异常和海面高程异常数据进行了比较, 讨论了 PWV 变化对气候的影响。

3.1 引言

在全球气候变暖的背景下, 极端降水的频率增加, 严重影响了地球环境和人类的生产生活 (Zhou and Yu, 2005; Zhao et al., 2006; Allan and Soden, 2008; Luber and McGeekin, 2008; Knapp et al. 2008; Huang and Cui, 2005)。了解水汽变化不仅对全球能量循环和了解全球变暖具有重要意义, 而且对监测气候变化和保护人类生命财产安全也具有重要意义。

传统的 PWV 测量方法有无线电探空仪 (RS)、地基微波辐射计、天气雷达等 (Pacione et al., 2002; Kern et al., 2008; Renju et al., 2015; Gui et al., 2017; Zhang et al., 2018; Zhao et al., 2020)。然而, 由于这些方法成本高昂, 除 RS 方法外, 大多数方法并没有被大范围使用。RS 作为最经典的水汽采集手段, 历史数据记录时间最长, 被认为全球覆盖范围最广、最全面 (Zhao et al., 2012; Zhang et al., 2018; Zhou et al., 2021), 因此 RS PWV 数据是最适合进行全球分析的数据之一。此外, 由于探空数据具有较高的准确性和可靠性, 它经常作为验证其他仪器观测结果的标准 (Wang, 2019)。然而, 由于维护成本高, 探空仪观测的时空分辨率仍然较低, 全世界仅有两千多个 RS 测深站, 通常每天只进行两次观测, 主要是在 UTC 时的 0:00 和 12:00 (Chrysoulakis et al., 2003; Pralungo et al., 2014)。此外, 这些探测站大多分布于发达地区, 欠发达地区和极端天气条件的地区严重缺乏探空数据。这些因素限制了探空仪在高时空分辨率水汽监测和分析中的应用。

可降水 (PWV) 作为一个气象学术语已经有一个多世纪的历史 (Abbot, 1928), 但作为一个 GNSS 术语, PWV 只有二十多年的历史 (Bevis, 1992)。虽然只有几十年的历史, 由于具有高精度、高时空分辨率、全天候运行和低获取成本等优势, GNSS 已经成为获取 PWV 最主流的方式之一 (Wang et al., 2018)。特别是近年来, GNSS 数据的爆炸式增长为提取高时空分辨率 PWV 分布特征带来了可能

(Blewitt, 2018)。基于 NGL 海量的对流层延迟产品，本章对近二十余年的 PWV 数据展开了实验。

3.2 数据与方法

本节主要介绍了美国内华达大地测量实验室 (NGL) 的对流层延迟产品以及由美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 国家环境信息中心 (NCEI) 研制的全球站点无线电探空资料数据集 IGRA2。此外，本节还介绍了 PWV 时空特征的提取方法。

3.2.1 NGL 对流层延迟产品

2017 年底，NGL 公布了从 1.6 万多个站点获取的超过 3400 万天次的对流层产品（自 1996 年至今 5 分钟分辨率的对流层天顶总延迟、北方向梯度和东方向梯度），数据处理策略为精密单点定位 (PPP)。NGL 产品在 2020 年 3 月经历了一次重大更新，更新后的产品数据起始时间推前到了 1994 年，测站数量突破 1.9 万，数据量突破 4600 万天次 (Blewitt, 2018; Ding and Chen, 2020)。在此次更新中，产品的生成采用了更先进的模型和数据处理方法，其中天顶湿延迟、可降水和加权平均温度首次被添加到产品中。更新后的 NGL 产品使用 JPL 的 GipsyX 1.0 软件解算，采用 JPL 的 Repro 3.0 轨道和钟差、VMF1 网格产品的天顶延迟和映射函数参数作为输入，产品格式遵循 IGS SINEX_TRO 标准。NGL 产品对流层延迟解算策略见表 3-1，更详细的信息可以从 NGL 的解算策略文件中获取：<http://geodesy.unr.edu/gps/ngl.acn.txt>（2021 年 8 月 8 日获取）。

NGL 产品数据库每周更新一次，但数据延迟约为三周。虽然公布时间较短，但 NGL 的 GNSS 产品在数据量和时间跨度上远远超过了常用的数据库，如国际 GNSS 服务 (IGS) 和中国地壳运动观测网 (CMONOC, Crustal Movement Observation Network of China) 数据。特别是在测站数量上，NGL 超过了前两者两个数量级。此外，在大量欠发达区域和两极地区，NGL GNSS 的覆盖范围和密度比探空数据更广更大。

本章实验主要用到了 1994 至 2020 年的 NGL 对流层产品，数据库中有效测站数量（红色实线）、测站总数（红色虚线）以及数据库中产品总数（蓝色实线）信息被统计并展示在图 3-1 中。图 3-1 的子图(a)展示了这些数据随时间的变化，图 3-1 子图(b)展示了每个测站的有效时间（图中蓝色为背景色，每根黄线代表一个测站，从上到下按测站名以字母顺序排列）。从图中可以获取以下信息：(1) 2004 年 12 月 4 日，有效测站数量从约 2000 个骤降到 102 个，随后立即恢复，其原因可能是网络中断；(2) 2009 年 1 月 1 日测站总数突然增加，原因在于数据库中增加了大量来自日本的测站，编号从 J001 到 J999，此外，从 2009 年开始，测站数量进入快速增长期，每年新增测站达到约 1000 个；(3) 位于日本的 J001-J999 测

站和位于美国西海岸的 P001-P821 测站的观测质量较高,数据缺失和中断的情况比其他测站少。

表 3-1 NGL 产品对流层延迟解算策略

Table 3-1 Adopted models and strategies of NGL products

项目	属性
服务时间	2017 年 11 月 5 日-当前
数据跨度	1994 年 1 月 1 日-当前
时间分辨率	5 分钟
截止高度角	7°
对流层映射函数	VMF1 格网产品 (Boehm et al., 2006)
产品要素	对流层总延迟 ZTD, 北方向梯度 G_n , 东方向梯度 G_e , 可降水 PWV, 加权平均温度 T_m
轨道	JPL's Repro 3.0 orbits
钟差	JPL's Repro 3.0 clocks
解算软件	JPL's GipsyX 1.0 (Bertiger et al., 2020)
数据容量	>4.6 千万天次
测站数量	>1.9 万
更新频率	1 周
测站增长速率	~1000 个测站/年

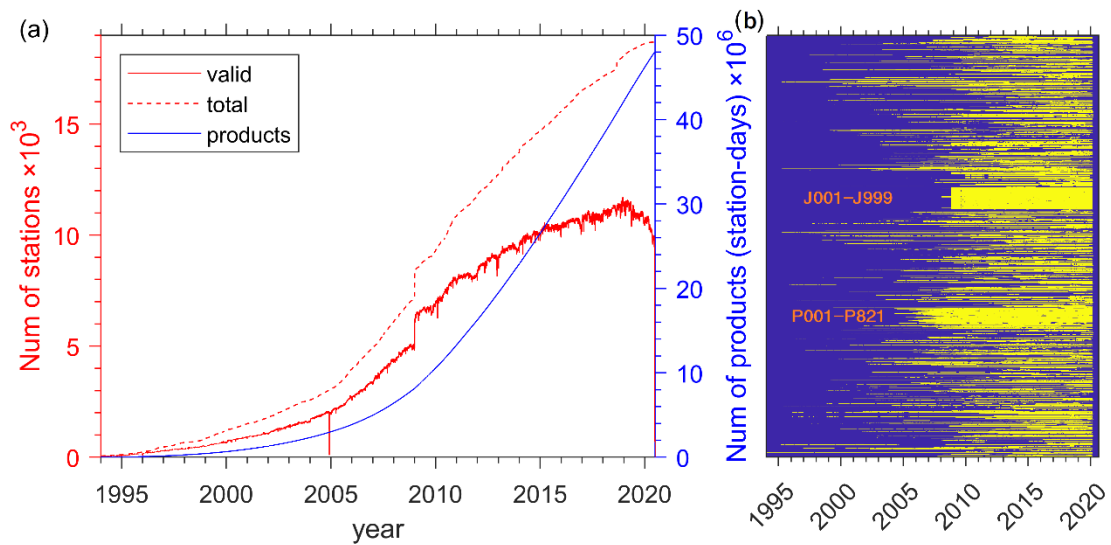


图 3-1 内华达大地测量实验室对流层产品 1994-2020 年数据可用性

Figure 3-1 Variability in the numbers of NGL stations and products

3.2.2 IGRA 探空数据集

全球综合探空仪档案 (IGRA) 是一个无线电探空数据集, 由美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 国家环境信息中心 (NCEI), 即之前的国家气候数据中心 (NCDC) 维护、存档和分发 (Durre et al., 2006)。IGRA2 是 IGRA 的第二个版

本，由各大洲 RS 站点经过严格质量控制后的观测数据组成。观测来自 30 多个不同的数据源，最早的数据年份是 1905 年，数据每日更新。数据记录的长度、高程范围和分辨率以及变量的可用性在不同的站点和不同的时间均有所不同。图 3-2 展示了 IGRA 数据库中不同年份可用 RS 站分布。数据来自 IGRA 官网（<https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>）。

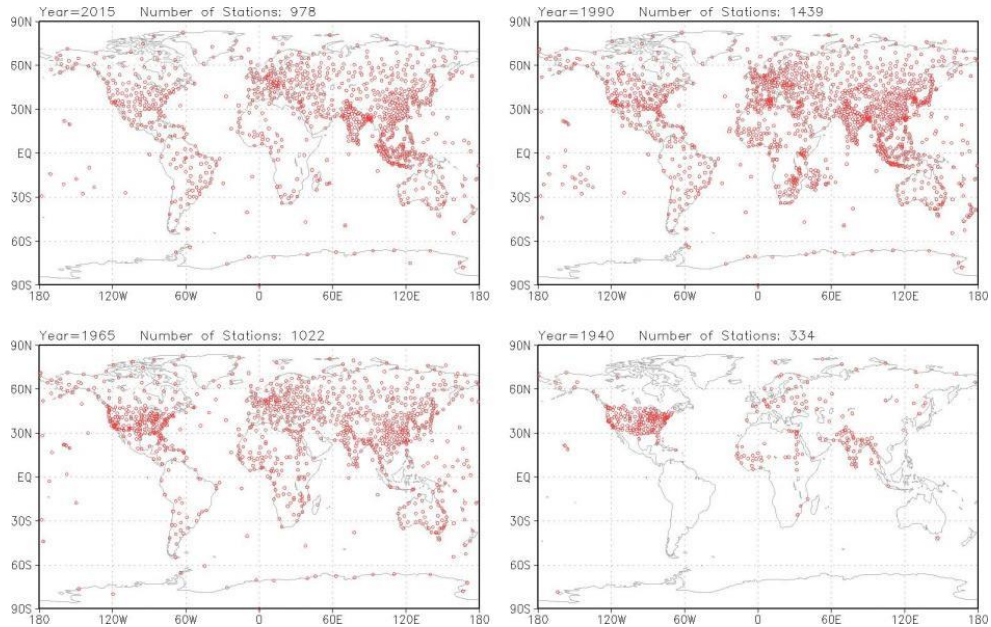


图 3-2 全球站点无线电探空资料数据集不同年份可用测站分布

Figure 3-2 IGRA available RS stations distribution in different years

3.2.3 GNSS PWV 周期特征提取

从 PWV 时间序列中可以发现显著的年周期项，但是更小的周期则无法直观地从时间序列中发现。为了获取 PWV 时间序列中的所有周期项，实验挑选了 26 个全球分布的站点，这些站点分布均匀，数据完整性高，极少出现数据缺失，可用数据长度均超过 20 年。实验使用快速傅里叶变换（FFT）计算了这些站点的 PWV 时间序列的功率谱密度（PSD），并绘制在图 3-3 中。在图 3-3 中，一根灰线为一个测站的 PSD，红线为 26 个站点的平均 PSD。从图中可以发现，除了年周期项之外，PWV 系列中还有一个显著的半年周期项。Li et al. (2021) 从再分析数据中提取到了对流层天顶延迟的日周期和半日周期，但是本实验中并未发现。理论上本实验采用的实测数据比再分析数据具有更高的时间分辨率，理论上应当更容易发现对流层数据的小周期变化。笔者认为有两个原因可能导致了这一结果：第一，这种日周期和半日周期来源于静力学延迟，本实验采用的 PWV 来导出自湿延迟，而湿延迟中并没有这种周期；第二，这种日周期和半日周期的振幅非常小，在数值很小的 PWV 时间序列中被观测噪声所掩盖，无法通过功率谱密度方法发现。

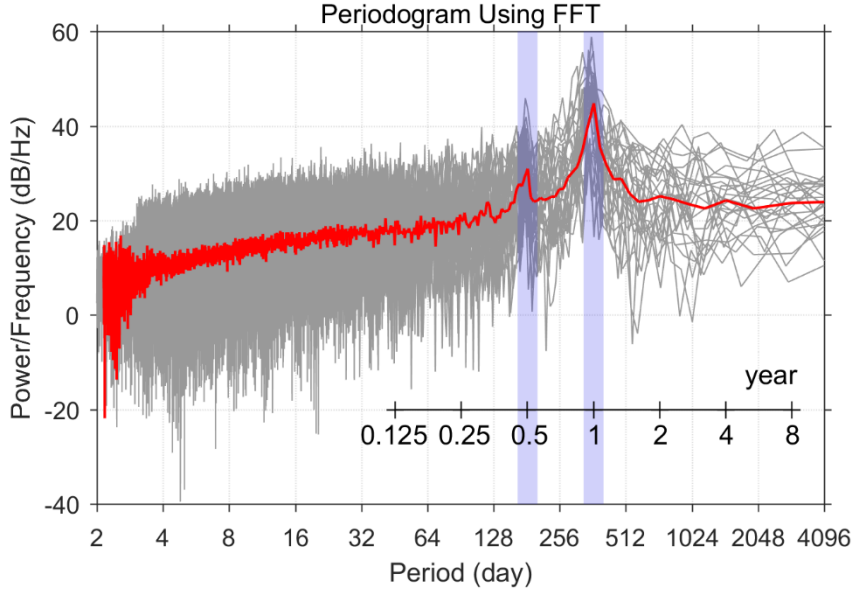


图 3-3 可降水时间序列的功率谱密度

Figure 3-3 Power spectral density (PSD) of PWV time series

根据 PSD 结果中发现的年周期和半年周期，实验采用以下年周期+半年周期拟合模型对所有 GNSS 站的 PWV 序列进行拟合，以获取所有测站的拟合参数。

$$PWV(doy) = A_1 \cos(2\pi \frac{doy + P_1}{365.25}) + A_2 \cos(4\pi \frac{doy + P_2}{365.25}) + C$$

式中， A_1 和 P_1 分别为年周期振幅和相位， A_2 和 P_2 分别为半年周期振幅和相位， C 为常数项， doy 为年积日。图 3-4 展示了在南北半球中、高纬度各挑选一个站点的拟合效果（蓝色点为 GNSS PWV，红色线为拟合值）。本章实验的第三部分全球 PWV 时空分布特性中将以该 5 各参数以及拟合残差的均方根误差来展示和分析。

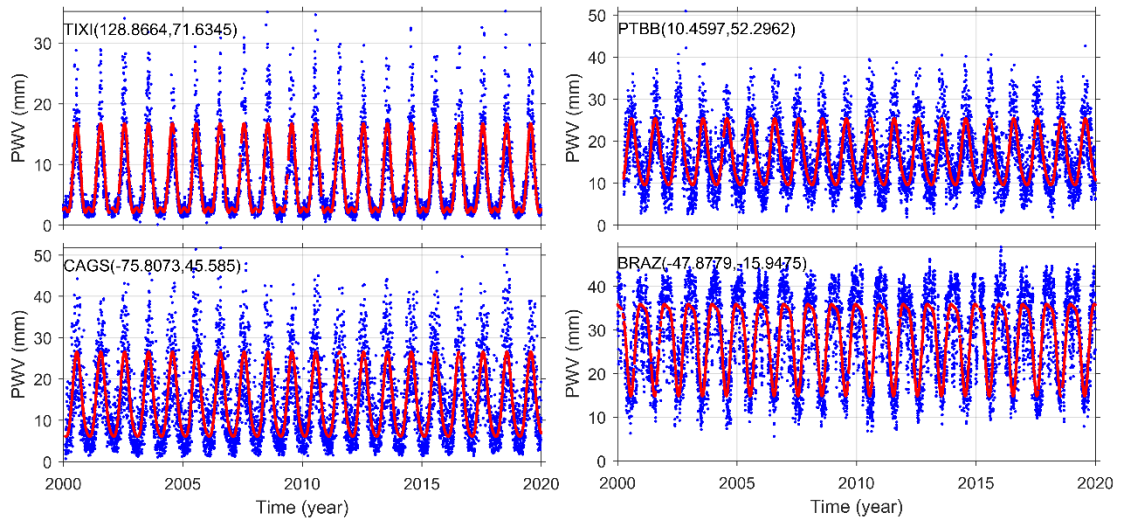


图 3-4 四个 GNSS 测站的 PWV 时间序列的年+半年周期拟合

Figure 3-4 Annual + semi-annual fitting of PWV time series from four GNSS stations

3.3 PWV 数据质量评估

一些研究已经证明了通过 GNSS 方法可以获取高精度的 PWV (Wang et al., 2007; Zhang et al., 2019), 但是 NGL 的 GNSS 产品作为新发布的数据, 其精度并未被评估和验证, 所以该数据的可靠性首先需要被确定。

评估新产品的可靠性通常以已有数据中公认精度最高的为参考, 在已有的 PWV 的研究中, 通常以无线电探空数据为参考。然而, 全球仅有约两千余个无线电探空站 (Wang and Liu, 2020), GNSS 用户通常难以找到并址的探空站, 从而只能选择其中最近的一个, 而该探空站可能在几十到几百公里之外。这种空间距离造成的误差在高精度的数据处理中是不可忽视的, 评估 GNSS PWV 之前, 需要先获取空间距离带来的误差的大小和变化特征, 然后使用合适的方法予以削弱或消除, 从而尽可能地降低其给数据评估带来的影响 (Ding and Chen, 2021)。

基于此, 实验首先从 IGRA2 无线电探空站和 NGL GNSS 站中筛选出 28 个站群, 每个站群包含一个中心探空站和其 100 公里以内的数十到上百个 GNSS 站。随后实验探究了两类数据误差与空间距离的关系, 分析了距离给评估带来的影响的量级, 最后选取合适的距离, 对 IGRA2 测站进行挑选, 评估了 NGL GNSS PWV 的精度。

3.3.1 数据选取及预处理

由于 GNSS 站和探空站的高程通常不一致, 这种由于高程差异造成的 PWV 误差相比于平面距离带来的误差更大, 需要首先被校正。考虑到 PWV 与 ZTD 的强相关性, 实验使用与 ZTD 相同的指数函数高程校正方法 (Chen et al., 2020) 将所有测站数据校正到同一椭球面。

图 3-5 展示了本节实验所选择的无线电探空站和 GNSS 站的全球分布。图中共 28 个站群, 每个站群包含一个中心无线电探空站 (蓝点) 和若干个 GNSS 站 (红点), GNSS 站在中心无线电探空站的 100 km 内。由于欧洲区域站群较为集中, 图 3-5 的左半部分展示了欧洲地区的局部放大图。

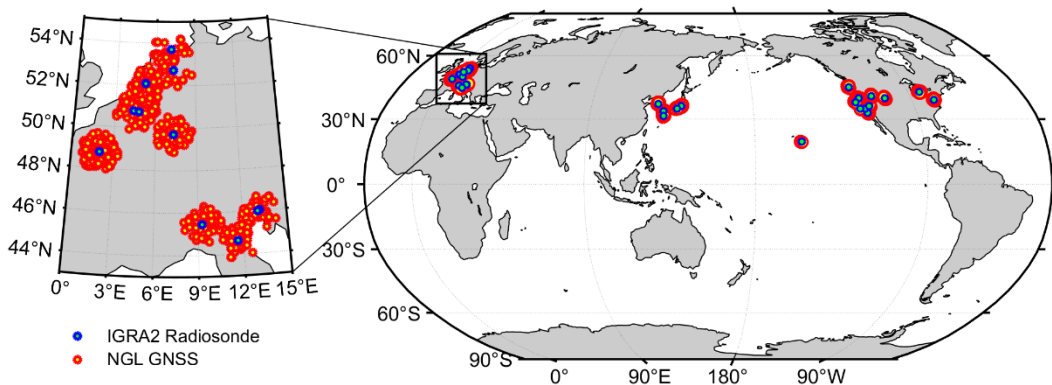


图 3-5 28 个测站群 (IGRA2 探空站与 NGL GNSS 站) 的全球分布

Figure 3-5 Global distribution of 28 station clusters

3.3.2 系统误差与精度变化的空间特征

高程改正后的所有 GNSS PWV 被校正到与中心无线电探空站相同的椭球面上，基本上消除了由高差造成的影响。图 3-6 展示了无线电探空站（蓝点）USM00072694 和其周围五个 GNSS 站（红点）在不同距离上的可降水时间序列，这些距离分别代表了近、短、中、长和极长的距离，图中展示了这些距离时 GNSS PWV 的均方根误差。可以发现，随着距离的增加，平均偏差 BIAS 值的大小和距离没有显著相关性，但 RMSE 与距离存在显著的正相关。

为了探明这种正相关特征，实验对 28 个站群进行了统计，结果绘制在图 3-7 中，图中每个子图代表一个站群，每个红点代表一个 GNSS 站，横坐标代表从该站到中心的距离，纵坐标代表 RMSE 值。图 3-7 中 28 个站群的线性拟合平均斜率为 0.0127 mm/km ，平均截距为 2.14 mm 。其中斜率代表了距离带来的影响，而截距则代表了两类数据的系统误差。经转换可得，平均约 78 km 的距离可能带来 1 mm 的精度误差。

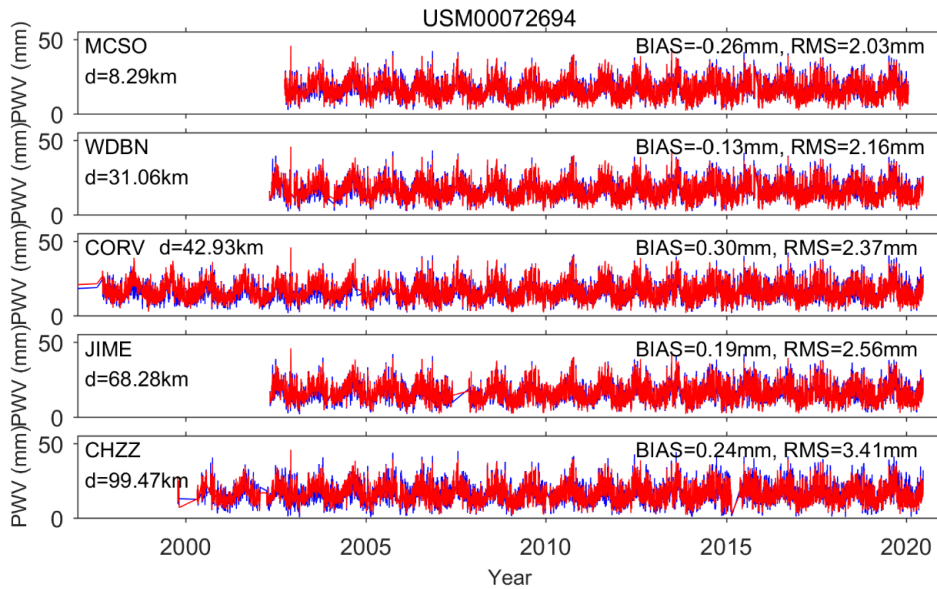


图 3-6 RS 站 USM00072694 及其周围不同距离的 5 个 GNSS 站的 PWV

Figure 3-6 PWV of radiosonde station USM00072694 and 5 GNSS stations with different distances around it

考虑到该结果为平均值，仅能代表整体情况，有必要对特殊情况单独分析。在大多数站群中，斜率的值都在平均值 0.0127 mm/km 附近，但也有一些站群的值与平均值相差甚远。例如，图 3-7 中的子图(17)和(28)，它们的斜率分别为 0.029 mm/km 和 0.024 mm/km ，这已经是平均值的两倍。查阅这两个站群的位置，可以发现这两个站群的纬度分别是所有站群中最低和第二低的。子图(17)位于美国西海岸的圣地亚哥，子图(28)位于太平洋的夏威夷岛。这一结果表明，低纬度地区和海洋或近海地区的水汽异常活跃，在这些地区，40 公里的距离就可以在 PWV

精度上产生 1 mm 的误差。

此外,图 3-7 中子图(23)和(25)的斜率只有 0.004 mm/km 和 0.005 mm/km,表明即使在超过 100 公里的距离上,这两个站群引起的 PWV 误差也可能不超过 1 mm,这两个站群分别是所有站群中离海洋最远的和第二远的。这两个位置位于美国内陆,该位置由于落基山脉的阻隔,具有典型的沙漠气候,水汽含量低。这一结果表明,在气候干燥的地区,可以使用超远程无线电测站作为参考,其对精度影响很小。

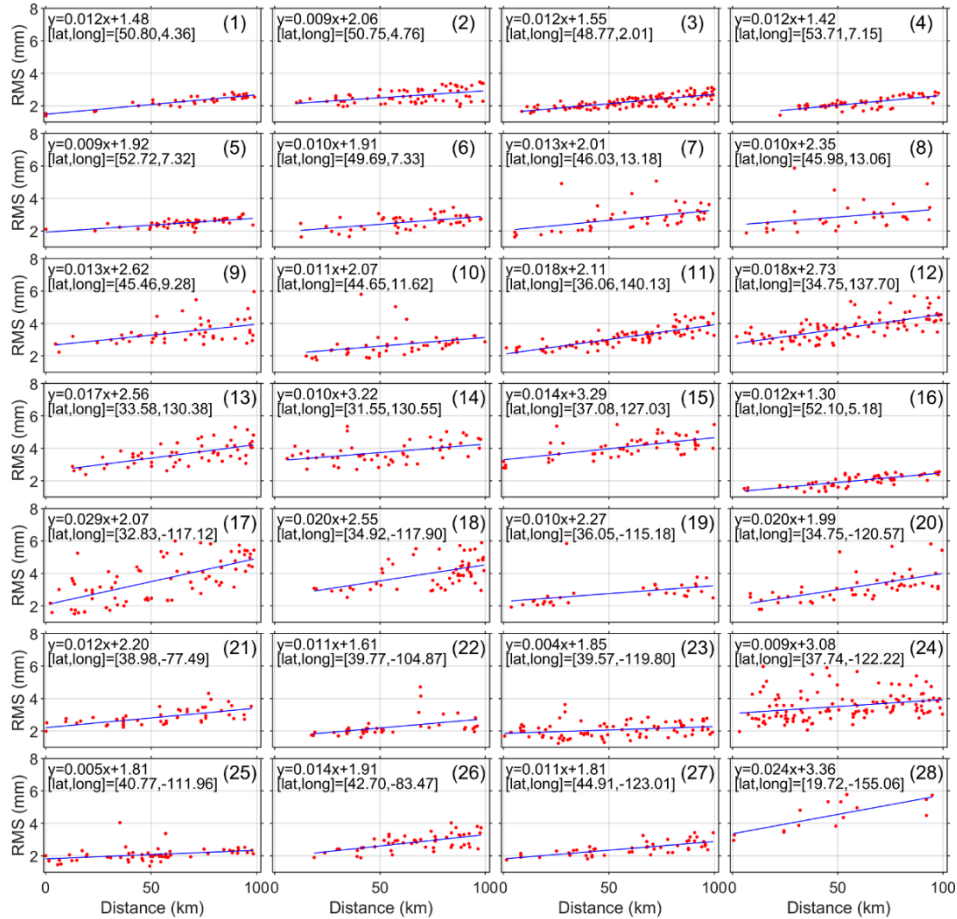


图 3-7 28 个测站群的 PWV 偏差与距离的线性拟合

Figure 3-7 Linear fit of 28 clusters

3.3.3 NGL GNSS PWV 数据质量评估

根据上一节的实验结果,实验以 40 km 距离为限制条件共筛选出 1534 对 NGL 和 IGRA2 测站,每对测站相同可用数据时间超过一年。这些站点对的 PWV 数据的偏差值、相对偏差、RMSE 值和归一化 RMSE 值被展示在图 3-8 中。从图中可以发现,大多数测站的偏差为正值,偏差值为负值的测站(GNSS PWV 小于 RS PWV)主要集中在美洲西海岸和欧亚大陆的内陆。RMSE 值表现为与纬度负相关,即随着纬度的增大而减小。对于相对偏差和归一化 RMSE,较大值大多出

现在极区，这表明在 PWV 含量低的高纬度地区，两种 PWV 获取方法的差异比其他地区大。

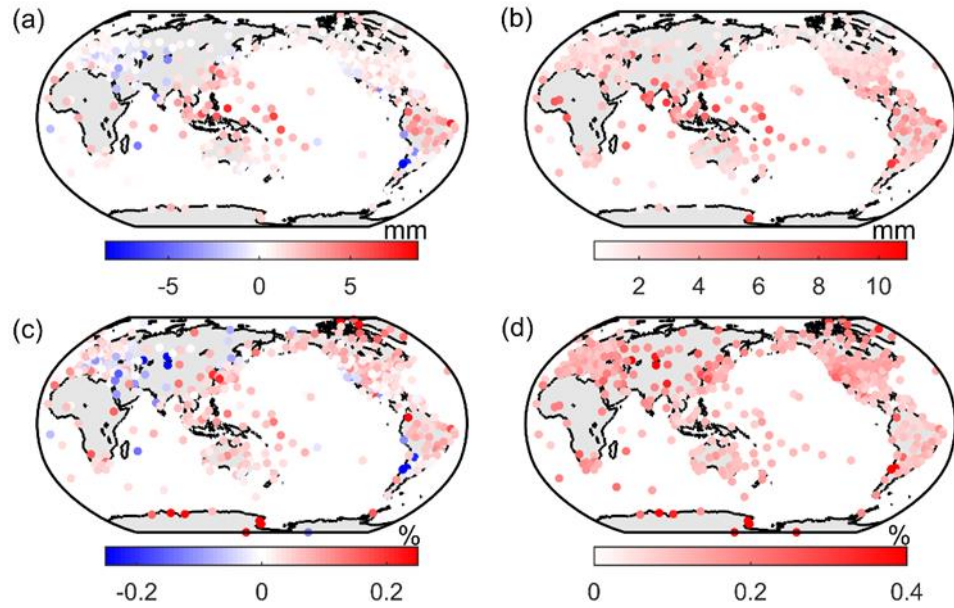


图 3-8 1534 组 GNSS 和 RS 测站对的 PWV 偏差、相对偏差、RMSE 和归一化 RMSE

Figure 3-8 Bias , relative bias, RMSE, and normalized RMSE of 1534 pairs of NGL GNSS and IGRA2 RS stations

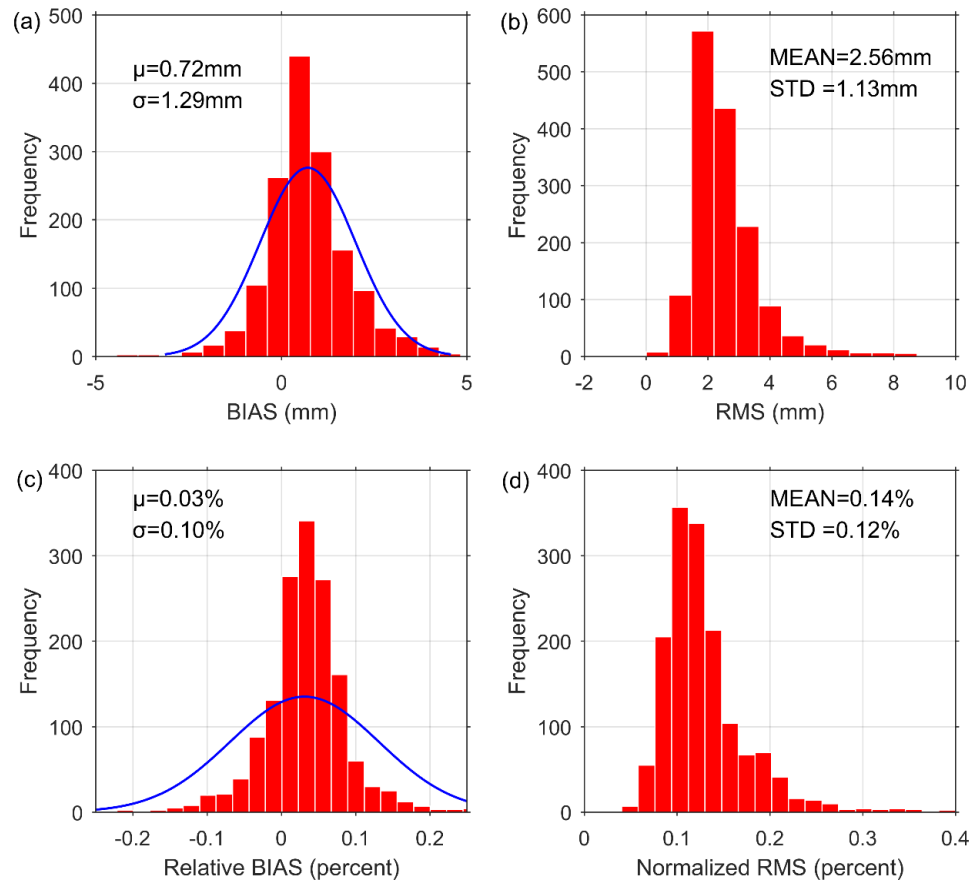


图 3-9 1994-2020 年期间 1534 个测站对的偏差、RMSE、相对偏差和归一化 RMSE 的频率直方图及正态拟合

Figure 3-9 Frequency histograms and normal fittings of bias, RMSE, relative bias, and normalized RMSE of 1534 stations during 1994–2020

数据的统计结果展示在图 3-9 中。通过对图 3-9 所示的频率直方图进行正态分布拟合, 实验发现, 以 IGRA2 RS PWV 为参考, NGL GNSS PWV 的全球平均偏差为 0.72 ± 1.29 mm, 平均 RMSE 为 2.56 ± 1.13 mm, 全球平均相对偏差为 $\sim 0.03\%$, 归一化平均 RMSE 为 $\sim 0.14\%$ 。需要注意的是, 这里的比较只是为了分析 NGL 产品与主流的 PWV 产品的差异, 并不认为 RS 产品具有更高的精度。事实上, 尽管 NCEI 的科学家们应用了一套综合的质量控制程序, 但 IGRA 数据仍然受到仪器变化等因素的影响而出现跳跃, 未同质化的 RS 数据甚至影响了大部分的再分析数据 (Zhang et al., 2018)。但在 GNSS 的方案中, 对流层延迟和站点坐标是一起估算的, 这些问题造成的误差主要由站点坐标吸收, 几乎不影响对流层延迟。此外, 由于 GNSS 卫星距离地面超过 20,000 公里, 它们覆盖了水汽路径的全长度, 不需要像 RS 数据那样对顶层大气进行外推, 所以 GNSS PWV 可能精度更高。

3.4 南极洲与格陵兰岛 PWV 时空特性分析

考虑到大气变暖和公海增多, 预计极地地区 PWV 将相应增大, 这被认为是进一步变暖的反馈 (Serreze et al., 2012)。然而, 由于观测困难, 有关极地 PWV 时空特征的研究很少。以往获得 PWV 的方法可分为两类。第一类方法是再分析数据集, 它是基于大气环流模式将各类观测同化为动态相干数据集而产生的 (Dessler and Davis, 2010; Zhang et al., 2013)。再分析数据具有全球覆盖、空间完整性高和同质记录的优点, 但对于没有或有限的数据同化观测的地区, 再分析数据可能并不可靠 (Liu et al., 2015; Sherwood et al., 2010)。另一类是直接从气象站、卫星遥感和无线电探空仪等各种传感器测量的观测结果, 这些方法的优点是在每个站点获得的测量结果精度高, 但由于观测完整性不高、站点和全局分布不均匀等原因, 往往难以分析 PWV 的长期变化 (Dee et al., 2011; Wang et al., 2017)。

幸运的是, 随着近年来 GNSS 的快速发展, 地基 GNSS 测站的数量和可获取数据出现了爆炸式增长 (Bevis et al., 1992; Blewitt, 2018)。地基 GNSS 观测的建造和维护成本较低, 一旦设备部署, 就可以直接用于观测, 无需校准和校正, 实现大规模、高密度的组网 (Zhang et al., 2018; Wang et al., 1999)。由于观测的精度不受天气变化的影响, 可以在各种不利天气条件下高精度地连续监测 PWV, 时间分辨率可以满足许多气象研究的需要。特别是在极地地区, 大量 GNSS 测站的出现使得分析两极地区高精度 PWV 的时空变化成为可能 (Ding et al., 2022)。

3.4.1 数据选取及预处理

本节实验为了保持两类数据的一致性，对 1994 年之前的探空数据进行了截断。此外，一些数据质量较差、数据记录长度不足、数据记录跳跃或偏差较大的站点被剔除。图 3-10 展示了本实验选区的在南极洲和格陵兰岛上站点的分布情况。在南极洲，IGRA2 站（蓝点）和 NGL 站（红点）分别有 12 个和 55 个；在格陵兰岛，IGRA2 站和 NGL 站分别有 8 个和 50 个。

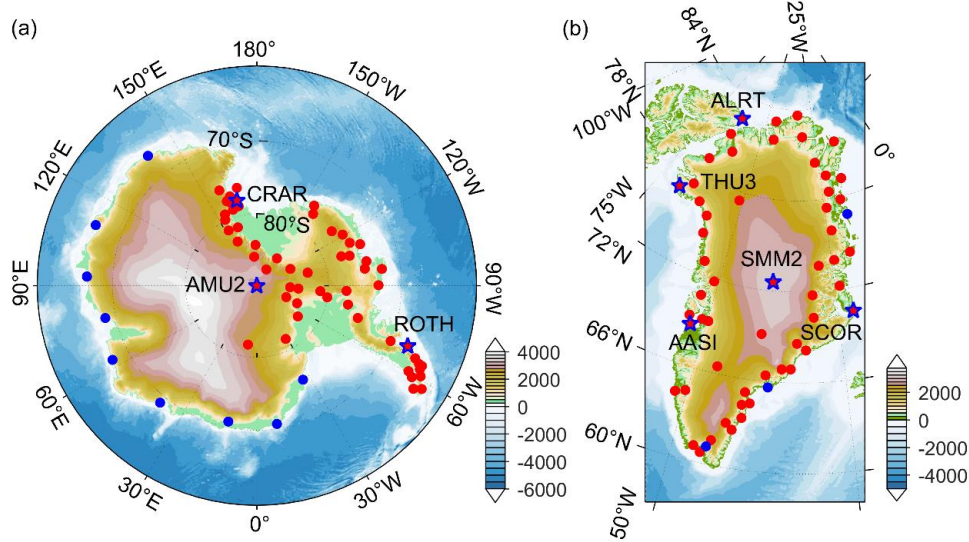


图 3-10 南极洲和格陵兰岛的 GNSS 和无线电探空站点分布

Figure 3-10 GNSS (red dots) and radiosonde (blue dots) sites on Antarctica and Greenland

图 3-10 中的 colorbar 代表高程，从图中可以看出，无论是南极洲还是格陵兰岛，RS 站点几乎均位于低海拔的陆地的边缘区域（AMU2 高程为 2835 m，其余站点平均高度为 36 m；SMM2 站高程为 3255 m，其余站平均高程为 51 m），而 GNSS 站的加入（GNSS 站在南极洲和格陵兰岛的平均高程分别为 970 m 和 711 m）极大地改变了这一状况，它不仅丰富了极地地区 PWV 记录的平面覆盖范围，而且丰富了极地地区 PWV 记录的高程。

尽管 GNSS 站要比 RS 站多，但是在南极洲，RS 站的覆盖范围却比 GNSS 更广，因此本节实验同时用到了 GNSS PWV 和 RS PWV。通过上一节的数据质量评估可知两类数据存在系统差，所以，在同时使用两类数据进行分析时，需要对数据进行同化。尽管大多数 RS 和 GNSS 站点并不重叠，但仍有少数站点位于同一位置（图 3-10，蓝边五角星），其中南极洲有 3 对，格陵兰岛有 5 对。

由于 GNSS 数据的时间分辨率为 5 分钟，而 RS 每天只有两次观测，所以先进行时间匹配。在时间匹配时，保留与 RS 同一时刻的 GNSS 观测值，对于无法严格匹配的 GNSS 观测值，则采用对应前后时刻的平均值代替。

图 3-11 展示了 AMU2、CRAR、SMM2 和 AASI 四个站点两种类型的 PWV 数据的比较，它们分别代表格陵兰岛和南极洲的中部和边缘地区。在这些测站对中，位于南极洲中部的 AMU2 由于纬度和海拔较高，其 PWV 非常小，其时间序

列几乎没有周期性特征,两种观测类型之间的相关系数要比其他测站小得多。其他测站的相关系数均大于 0.9,均方根误差在 2 mm 以内。虽然该误差很小,但仍然说明这两种方法得到的 PWV 存在系统差异,将这两种数据一起使用进行分析时,需要消除这个误差。因此,实验根据这些并址站的平均误差,将周围 GNSS 站的 PWV 同化为 RS PWV。这里的同化指 GNSS PWV 均值减去两类数据的系统差。

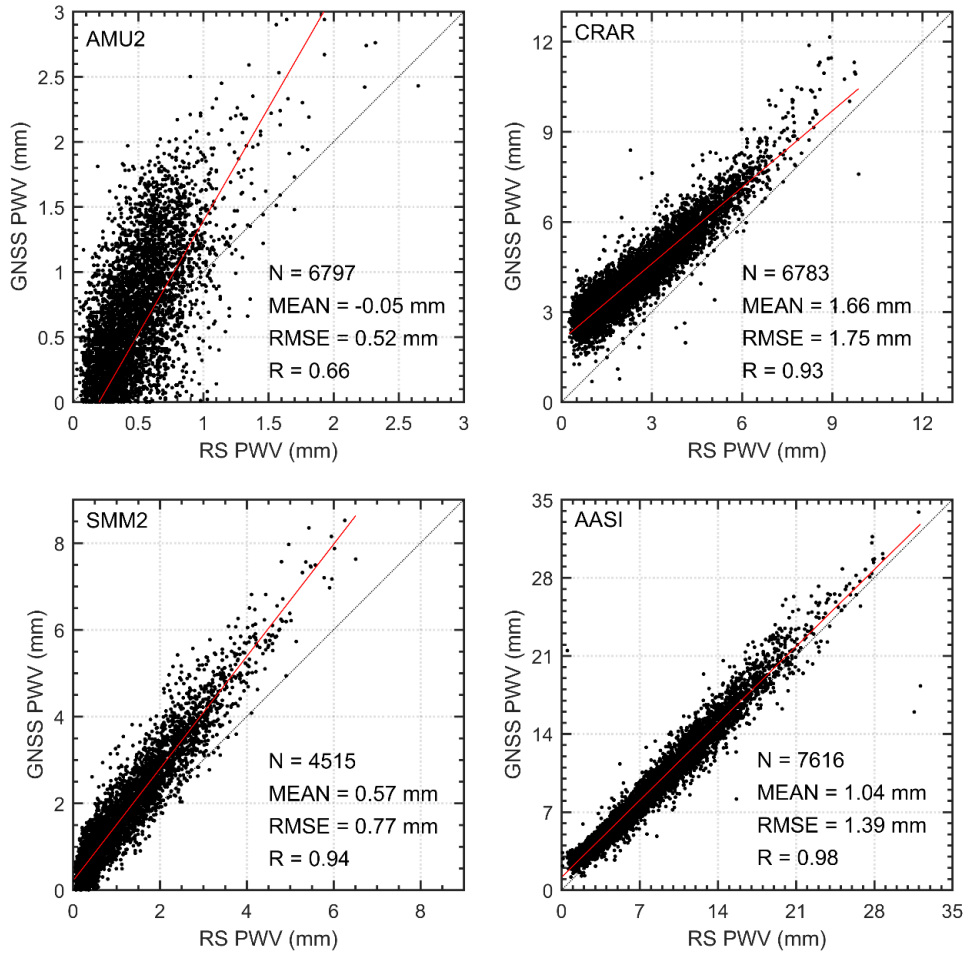


图 3-11 四个测站 AMU2、CRAR、SMM2 和 AASI 的两类 PWV 数据的比较

Figure 3-11 Comparison of two types of PWV data from four sites AMU2, CRAR, SMM2 and AASI

3.4.2 多年平均可降水及其标准差空间分布

平均值代表测站所在地 PWV 的平均水平,而标准差代表该站所在地一年内 PWV 波动的剧烈程度。由于 PWV 均值受纬度和高程的综合影响,实验首先根据指数模型将各站点的 PWV 均值归化到相同椭球高。基于该区域各站点的 PWV 均值和椭球高建立了指数模型。在南极洲和格陵兰岛,指数模型的常数项分别为 5.548 和 7.599,指数系数分别为 -9.541×10^4 和 -4.764×10^4 。这也表明格陵兰岛比南极洲纬度低(和实际情况相符),而且南极洲的 PWV 随高度下降的速度比格陵

兰岛快。

经过上述处理后，PWV 均值和标准差如图 3-12 所示。图 3-12 的子图(a)和(b)分别展示了南极洲和格陵兰岛的平均 PWV 值。从子图(a)可以看出，南极洲平均 PWV 值在 2~9 mm 范围内，大于 7 mm 的较大值大部分集中在低纬度的南极半岛地区，小于 5 mm 的较小值大多集中在莫德皇后地和威尔克斯地近海区域。相比之下，罗斯冰架、朗尼冰架和南极洲西部地区的平均 PWV 值的分布范围很广，并不集中特定数值。子图(b)展示了格陵兰岛的平均 PWV 值，这些值在 5-10 mm 的范围内。从子图(b)可以看出，PWV 随纬度的增加而减小。此外，等高线显示，格陵兰岛整体上类似于一座“平顶山”，即海拔在岛的边缘明显上升，在岛的中部平缓。从同一纬度的观测站看，海岛边缘远离海洋的 PWV 比靠近海洋的 PWV 高，而岛屿中心的 PWV 并不高，尽管观测站远离海洋。

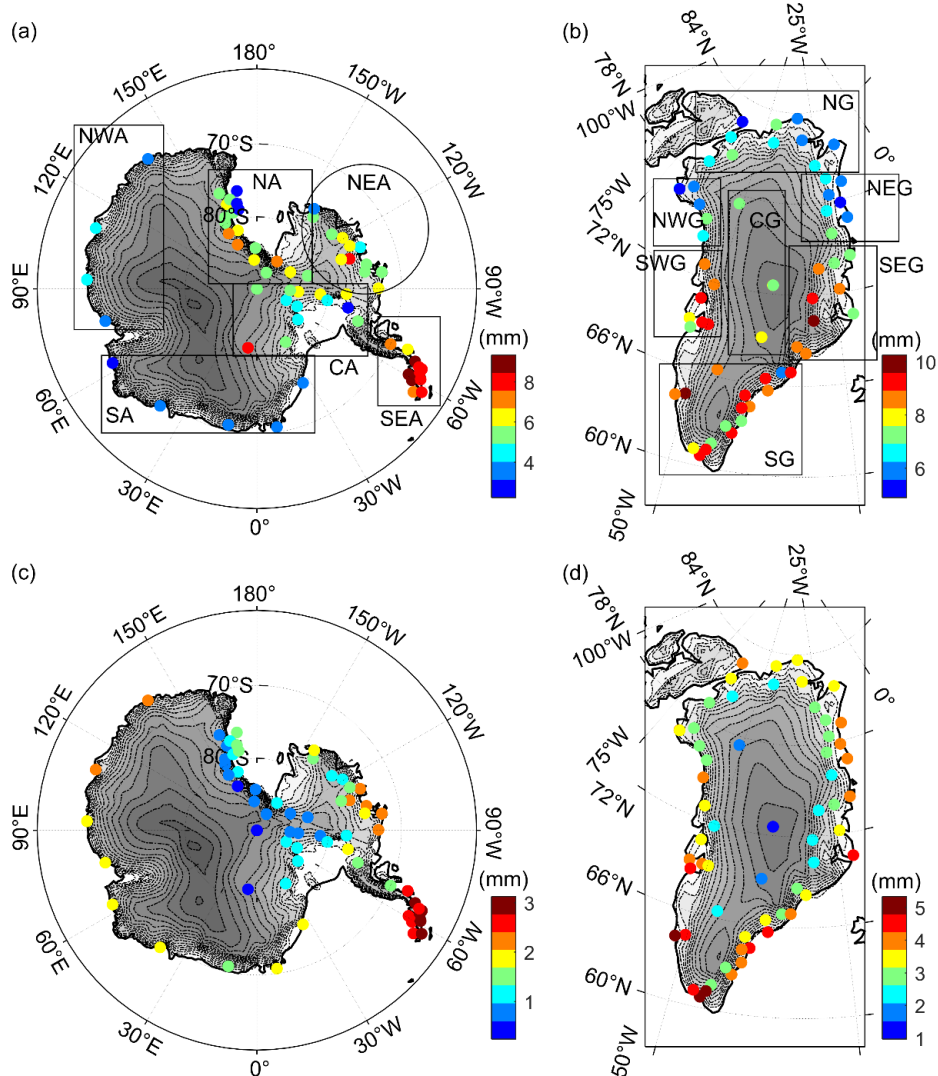


图 3-12 南极洲和格陵兰岛的年平均 PWV 和 PWV 标准偏差

Figure 3-12 Annual mean PWV and standard deviation PWV of Antarctica and Greenland

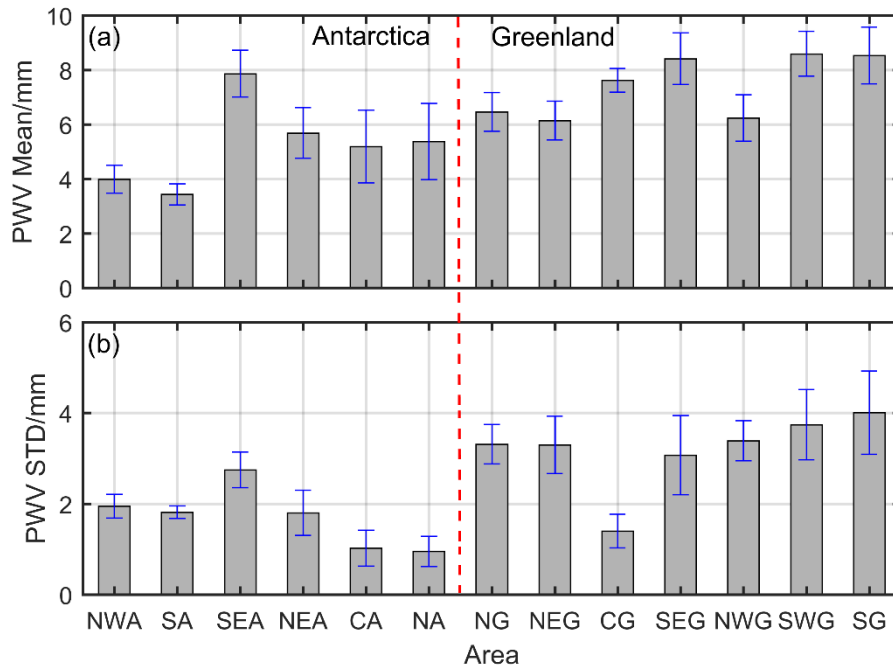


图 3-13 南极洲和格陵兰岛各分区 PWV 平均值和标准差

Figure 3-13 PWV mean and PWV standard deviation in each area of Antarctica and Greenland

图 3-12 的子图(c)和(d)分别展示了南极洲和格陵兰岛的 PWV 标准差, 南极洲的标准差为 0-3 mm, 格陵兰岛的标准差为 1-6 mm。可以显著发现, 在南极洲, PWV 的标准差随着纬度的增加而减小, 而在格陵兰岛, PWV 的标准差随纬度的变化不显著, 但可以显著发现, 距离海岸线越远, PWV 的标准差越小, 最小的标准差出现在格陵兰岛的中心。而最大的标准差出现在格林兰岛最南端的沿海地区。

通过以上的分析和讨论, 实验还发现该地区的 PWV 均值和标准差都比较稳定, 因此实验根据 PWV 的值和位置将各测站划分为区域。区域划分的结果见图 3-12 的子图(a)和(b)。每个方框(或圆圈)中的站点被划分为一组, 图中也标注了区域名称。需要注意的是, 这里的区域命名是基于图中的方向(英文首字母), 并不代表实际的方向。

分组后, 统计各区域的 PWV 均值和标准差, 结果如图 3-13 所示。图 3-13 中红色虚线的左侧展示了南极洲的 6 个分区, 右侧展示了格陵兰岛的 7 个分区。结合图 3-13 和图 3-12 的子图(a)和(b)可以发现: (1) 位于冰架上的南极洲 NA 和 CA 区域的 PWV 平均值并不低, 但区域 STD 是所有区域中最小的; (2) NEA 区域的 STD 与 NWA 和 SA 区域的 STD 基本相同, 但平均值显著大于后者, 但位置相似, 方向不同; (3) 格陵兰岛中部地区的 CG 均值与其他地区差异不显著, 但 STD 在所有地区中最小; (4) 格陵兰岛南部的三个区域 SWG、SEG 和 SG 在平均值上无显著差异, 但 STD 为 $SG > SWG > SEG$ 。

3.4.3 可降水周年趋势及空间分布

平均值和标准差反映了多年的平均状态，年增长率则反映了年际变化。在得到各站各年的 PWV 平均值后，计算各站的线性趋势。考虑到站点间 PWV 均值差异较大，相对线性趋势更能代表站点的年际变化，实验同时因此也计算了相对线性趋势（线性趋势与 PWV 均值之比），如图 3-14 所示。

图 3-14 的子图(a)和(c)展示了南极洲的线性趋势和相对线性趋势。结合这两个子图可以发现：(1) 绝大多数站点的线性趋势在 ± 1 mm/十年以内，且正数值的站点数量显著多于负数值的站点数量；(2) 除 NEA 和 NA 地区部分站点外，绝大多数站点的相对线性趋势与线性趋势一致；(3) NEA 地区气象站的线性变化趋势较其他地区大。

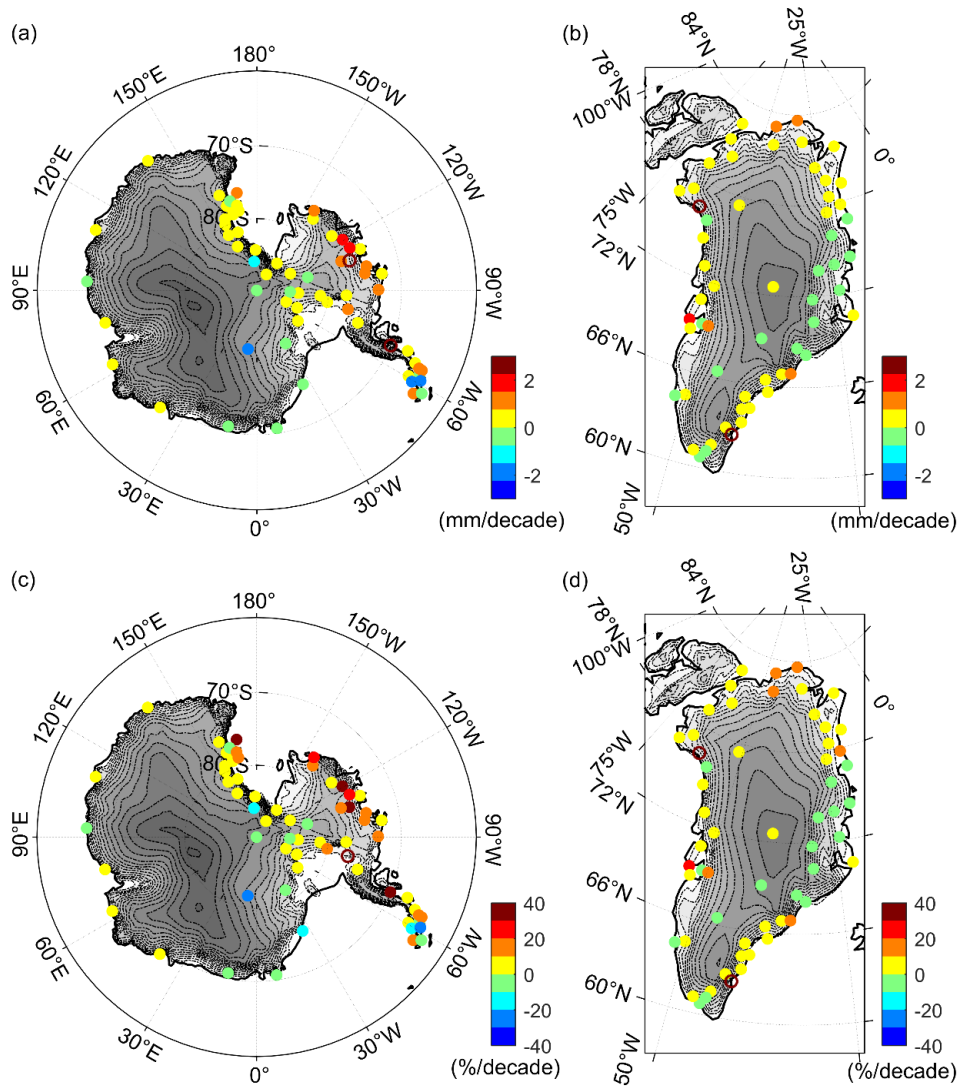


图 3-14 各测站 1994-2020 期间 PWV 趋势和趋势增长率

Figure 3-14 Spatial pattern of PWV trends and PWV trend rates during 1994–2020

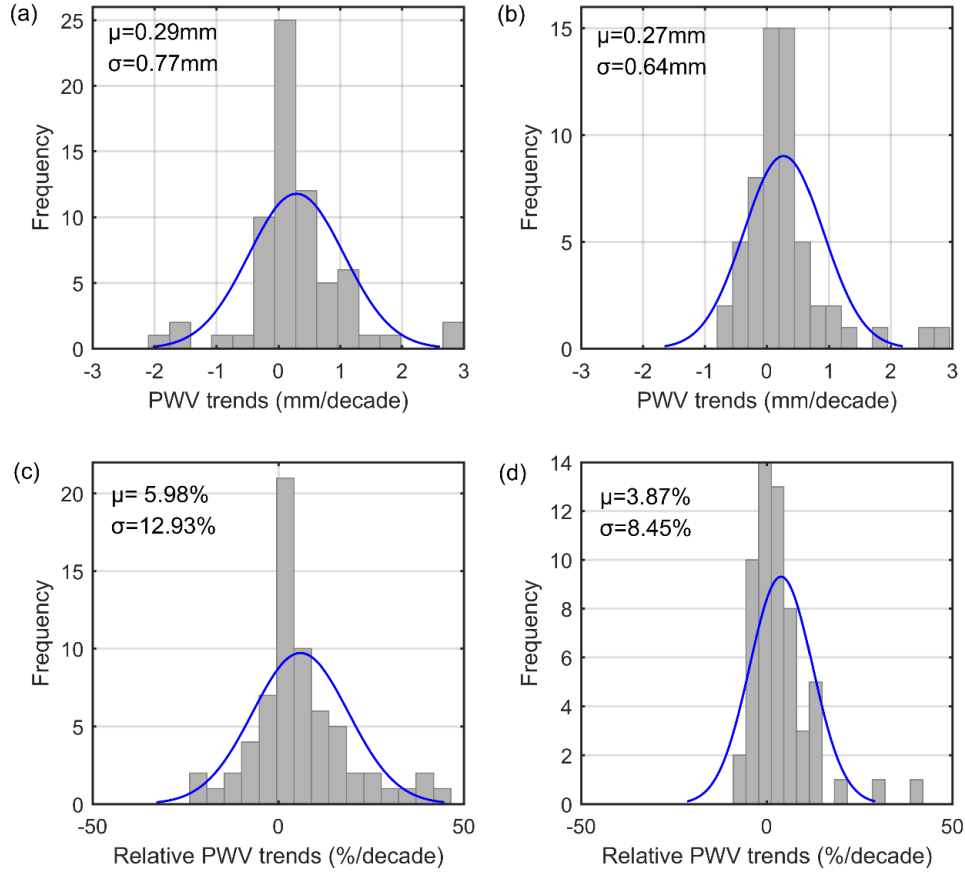


图 3-15 南极洲和格陵兰岛 1994-2020 年的 PWV 趋势和相对 PWV 趋势直方图
Figure 3-15 Histogram of PWV trends and relative PWV trends of Antarctica and Greenland during 1994–2020

图 3-14 的子图(b)和(d)展示了格陵兰岛的线性趋势和相对线性趋势，这两个子图的组合表明：(1) 与南极洲一样，格陵兰岛 PWV 的线性趋势也大多在 ± 1 mm/十年之内，且正数值测站多于负数值测站，但不像南极洲那么显著；(2) 具有负线性趋势的站点主要分布在格陵兰岛东部和鞍部区；(3) 相对线性趋势较区域间线性趋势平滑。

为了更具体地量化南极洲和格陵兰的整体线性趋势，图 3-15 绘制了线性趋势的直方图，并进行了高斯拟合。由图 3-16 可知，南极洲和格陵兰的总体线性趋势分别为 0.29 ± 0.77 mm 和 0.27 ± 0.64 mm，相对线性趋势分别为 $5.98 \pm 12.93\%$ /十年和 $3.87 \pm 8.45\%$ /十年。这表明：(1) 南极洲和格陵兰岛的 PWV 总体趋势为正。这表明，在过去两年多的时间里，两极的 PWV 含量一直在增加；(2) 格陵兰岛的线性和相对线性趋势总体上小于南极洲，站间差异也较小，说明格陵兰岛的 PWV 总体上较强。

3.5 全球 GNSS PWV 时空变化特征

早在 1992 年，Bevis 等人 (Bevis et al., 1992) 就提出了 GPS 气象学的概念，

并通过实验验证了 GPS 反演水汽的可行性。地基 GPS 可以全天候运行,几乎不受极端天气的影响,可以以较低的维护成本在相当长的一段时间持续工作,这使得使用该技术获取的 PWV 数据具有非常高的连续性和完整性 (Ding et al., 2022)。随着 GLONASS、北斗卫星导航系统、伽利略等全球和区域卫星导航系统的发展和完善,越来越多的相关领域的学者开展实验,评估该技术的可靠性,验证 GNSS PWV 的准确性。Rocken et al. (1995)评估了科罗拉多州、堪萨斯州和俄克拉荷马州 6 个 GPS 接收器测量的 PWV,并得出 GPS 和水汽辐射计 (WVR) 估算值的均方根误差为 1-2 mm。Haseet et al. (2001)利用西地中海地区一年半的数据,获得了 RS 和 GNSS 天顶总延迟之间 1.2 cm 的标准偏差差异,这相当于 PWV 差异 2 mm (Haase et al., 2003)。Zhang et al. (2018)在 2011-2013 年法属波利尼西亚的大溪地获得了 GPS PWV 和 RS PWV 之间的 STD 为 3.27 mm,该地区位于热带中南部太平洋。越来越多的 GNSS PWV 研究为利用 GNSS 分析高时空分辨率 PWV 提供了可能。然而,受实验材料的限制,这些研究往往只在少数到几十个站点的区域进行 (Wang et al., 1999; Wang and Zhang, 2008; Roman et al., 2012; Isioye et al., 2017; Liu et al., 2017; Wang et al., 2017; Chen et al., 2018; Wang et al., 2018), NGL 对流层产品的公布解决了这一困境,本节基于 NGL 上万个测站近二十余年的数据,对全球 GNSS PWV 的时空变化展开了研究。

3.5.1 PWV 多年均值空间特性分析

GNSS PWV 数据从对流层天顶湿延迟中提取,同时保留了湿延迟的大部分空间特征。因此,实验按照测站纬度和椭球高对 PWV 进行了统计分析,以获取 GNSS PWV 的空间分布特征。实验首先计算了每个测站的 PWV 均值 Mean 和 PWV 标准差 STD,然后根据纬度和椭球高对测站进行分组,纬度分组中以 1° 为间隔,高程分组中以 100 米为间隔。分组后对每组中的测站数据求平均值以及标准差,结果见 3-16,图中灰色点为测站值,红色点为分组内测站均值,灰色柱为分组内的标准差。

图 3-16 的子图(a)和子图(b)分别是 PWV 均值和标准差随纬度的变化。从图中可以发现: (1) PWV 均值在北半球和南半球呈对称分布,与纬度呈负相关,其与纬度的关系可由分段线性函数拟合,其中 0-35 度纬度的斜率绝对值大于 35-90 度纬度的斜率绝对值; (2) 纬度分组的 STD 随纬度增加而减少,这表明同一纬度不同地区的 PWV 均值的波动随纬度减少而增加; (3) 在纬度大于 35 度的地区, PWV STD 平均值随纬度增加而下降,但在纬度小于 35 度的地区没有显著的相关性,说明 PWV 波动在中低纬度地区达到极限; (4) 在最大值所在组,即近 35 度处波动的变化程度最大,这也说明该分组周围的区域中 PWV 的变化最大。

图 3-16 的子图(c)和子图(d)分别是 PWV 均值和标准差随高程的变化。可以发现: (1) 平均 PWV 和 STD 与各站的高程呈指数负相关,在高程区域各站之间

的 PWV 值差异很大, 随着高度的增加, 差异减小; (2) 随着高程的增加, PWV 的下降率减小, 这是因为水汽主要集中在地球表面, 随着高程的增加, 水汽含量逐渐稀薄。

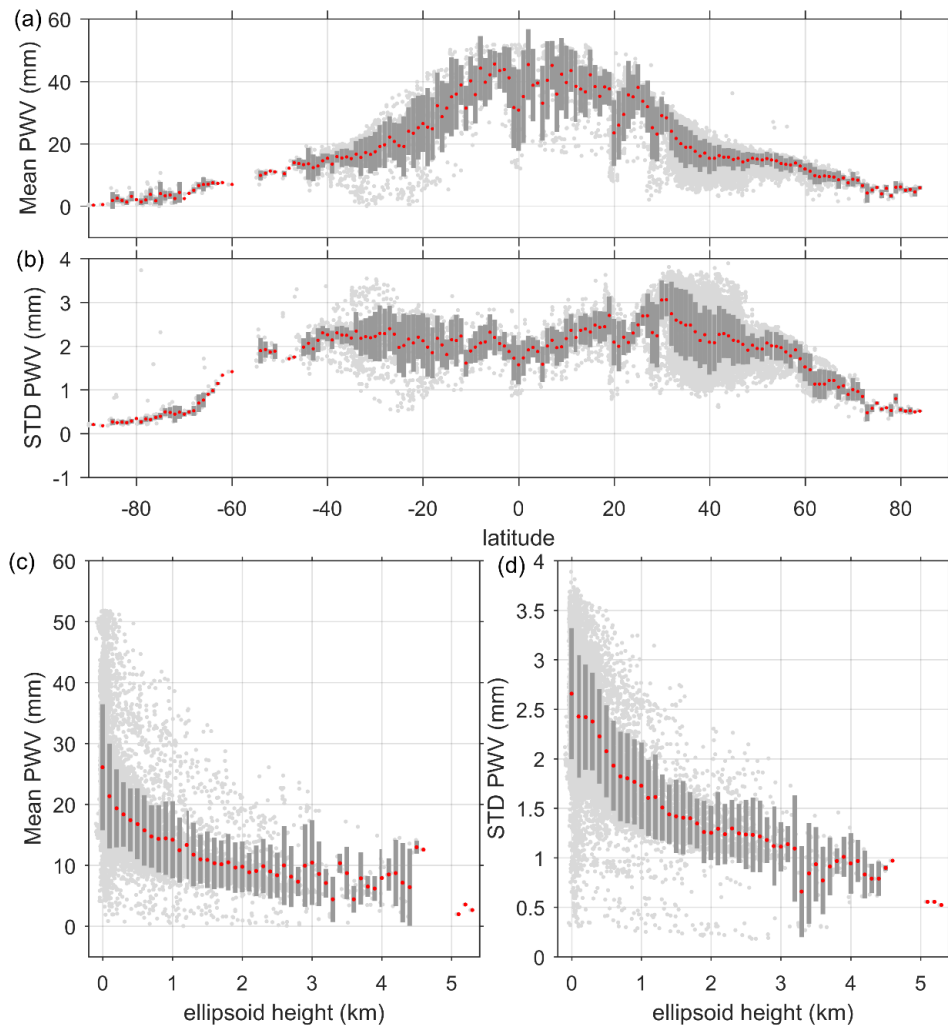


图 3-16 PWV 均值及标准差与纬度和高程的关系

Figure 3-16 Distribution of mean PWV and PWV standard deviation (STD) with latitude and ellipsoid height

3.5.2 PWV 季节性周期分析

季节性周期是 PWV 序列所表现出的最直观和最重要的时间特征。实验用年周期+半年周期函数来拟合 PWV。需要注意的是, 考虑到只有从具有足够时间跨度的数据中才能提取准确的周期性, 实验剔除了数据少于两年的测站, 图中展示的为其余符合条件的 1.4 万个站点的结果。

图 3-17 子图(a)和子图(b)分别展示了年振幅 A_1 和相位 P_1 , 子图(c)和子图(d)分别显示了半年度振幅 A_2 和相位 P_2 。从图中可以发现, 年振幅分布范围在 0 至 22 mm 之间, 整体表现为从高纬度到低纬度的逐渐降低趋势。然而, 最大值不是出现在赤道地区, 而是在北回归线附近, 特别是在该地区的沿海地区。这是因为

这些地区水汽充足，全年温差大，而赤道地区全年温差小，水汽含量波动相对较小。

年周期相位可以反映一年中水汽含量最高的时间和最低的时间。如图 3-17 子图(b)所示，北半球和南半球的相位是相反的。相位值在北半球集中在 5 月下旬到 6 月上旬之间，在南半球集中在 11 月下旬到 12 月上旬之间，半年周期相位与年度相位相似。为了获得相位的分布特征，所有站点的相位值的频率分布统计图见图 3-18。从图中可以发现，年周期相位和半年周期相位在北半球和南半球都呈现出向不同数值聚集的现象。北半球各站年周期相位的平均值约为~152.1，半年周期相位的平均值约为~61.6，而南半球周期相位的平均值为~34，半年周期相位的平均值为~40。可以得出结论，北半球的水汽含量在 8 月 1 日（一年中的第 213 天）左右达到高峰，在每年 1 月 31 日左右达到低谷，而南半球的水汽含量在 2 月 3 日（一年中的第 34 天）左右达到高峰，在每年 8 月 5 日左右达到低谷。这表明，大气中的水汽含量在一年中太阳辐射达到最大值（夏至日）后约 40 天达到峰值。这些结果对于全球水和能量循环研究来说，可能比一些仅通过地表传感器数据进行的全球温度研究更有参考价值 (Benestad et al., 2019; Blesić et al., 2019; Huang et al., 2017)。

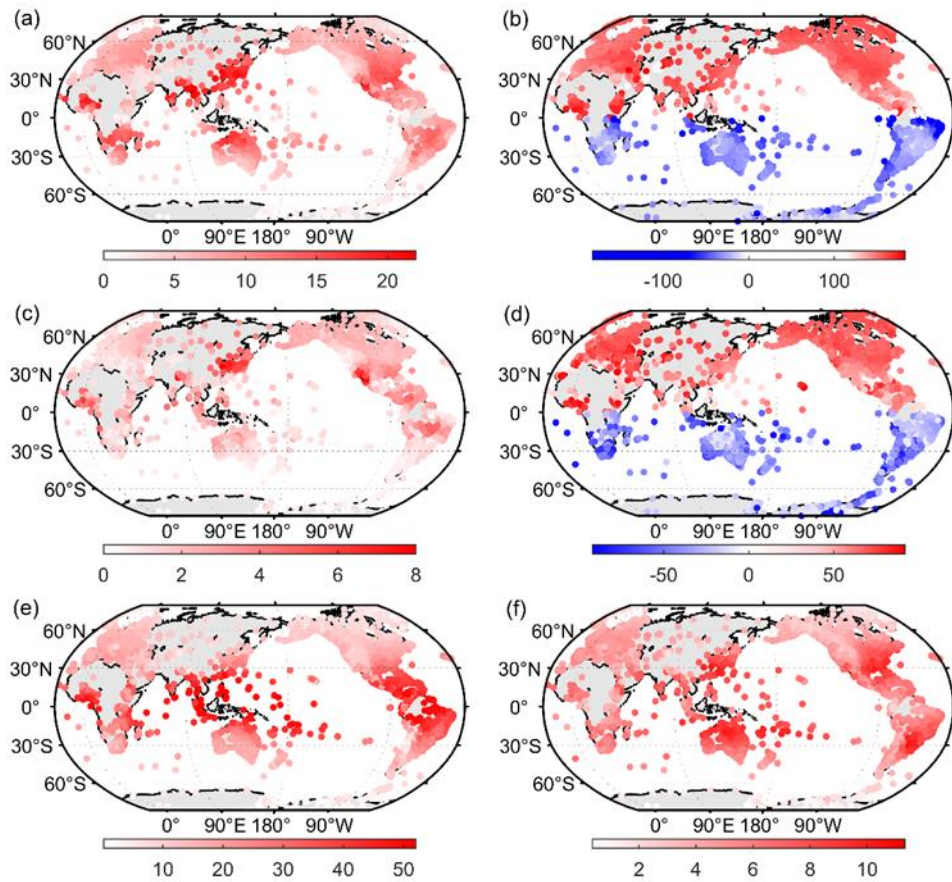


图 3-17 可降水时间序列拟合参数的全球分布

Figure 3-17 Global distribution of PWV fitting parameters and residuals

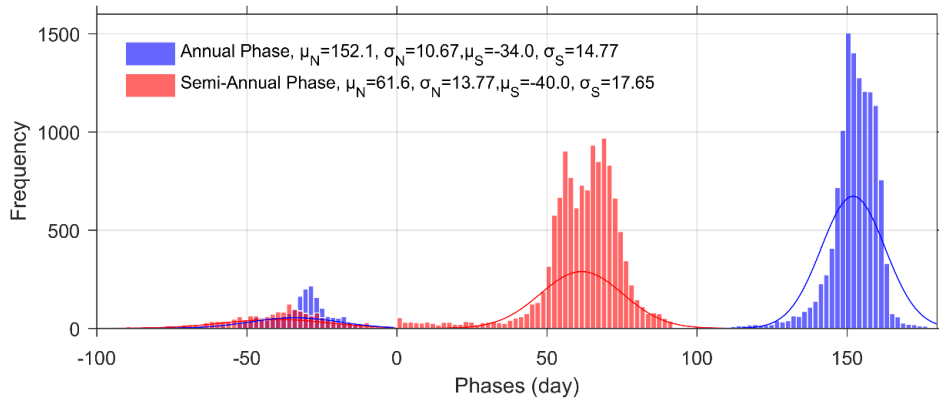


图 3-18 南北半球相位参数的统计直方图和正态拟合

Figure 3-18 Statistical histogram and normal fitting of the annual phase and semiannual phase in the northern and southern hemispheres

半年周期振幅在 0-8 mm 之间，比年周期振幅小得多，而且随着纬度的增加而减少的幅度不像年度振幅那样明显。半年振幅在中国-日本东南沿海和美国西海岸的加利福尼亚中部地区比其他地区大得多。

常数项 C （图 3-17(e)）为 PWV 的年平均值，从中可以发现 PWV 的年平均值在 0-50 mm 之间，其数值随着纬度的增加而减少，在热带地区的可达 40 mm 以上，而在极地地区小于 10 mm。图 3-17(f)展示了拟合残差的 RMSE 值，从中发现极地地区的 RMSE 值较小，较大的 RMSE 值出现在太平洋和大西洋的西海岸，全球平均 RMSE 为 5.72 ± 1.89 mm。这表明这些地区的季节性变化较大，这些地区也是经常发生台风和暴雨等恶劣天气的区域。

3.5.3 PWV 年际趋势分析

趋势信号可以反映时间序列在一段时间内的变化，考虑到并不是所有的测站都具有足够长的可用数据计算年际趋势，挑选了满足在 2009 年至 2020 年间具有足够可用数据的 5000 多个 NGL 站，计算了 PWV 时间序列的线性趋势。所有被选中的站点都有十年以上的可用数据（有轻微数据缺失的站点用年周期+半年周期模型进行补全，而有严重数据缺失的站点被剔除）。在计算了各站年均值的年际变化后，实验发现 PWV 趋势没有显著的区域分布特征。考虑到 PWV 值在季节间的巨大变化，实验按照四个季节进行统计。春季（北半球为 3-4-5 月，南半球为 9-10-11 月），夏季（北半球为 6-7-8 月，南半球为 12-1-2 月），秋季（北半球为 9-10-11 月，南半球为 3-4-5 月），以及冬季（北半球为 12-1-2 月，南半球为 6-7-8 月）。结果展示在图 3-19 中。此外，图 3-19(e)和图 3-19(f)分别展示了在所有四个季节趋势都为正值的站点和所有四个季节趋势都为负值的站点。

从图 3-19(a)-(d)中，可以发现在所有四个季节中，趋势为正值的站点多于趋势为负值的站点。四个季节趋势均为正值(e)的站点，远多于四个季节均为负值(f)的站点。此外，还发现了以下特征：(1) 南极洲、南美热带地区和阿拉斯加的 PWV

增长率几乎都是正值，表明这些地区的 PWV 值在逐年增加；(2) 加拿大和南非地区的大量站点在所有四个季节的 PWV 增长率都是负值，而很少有站点是正值，表明这些地区的 PWV 值在逐年下降。

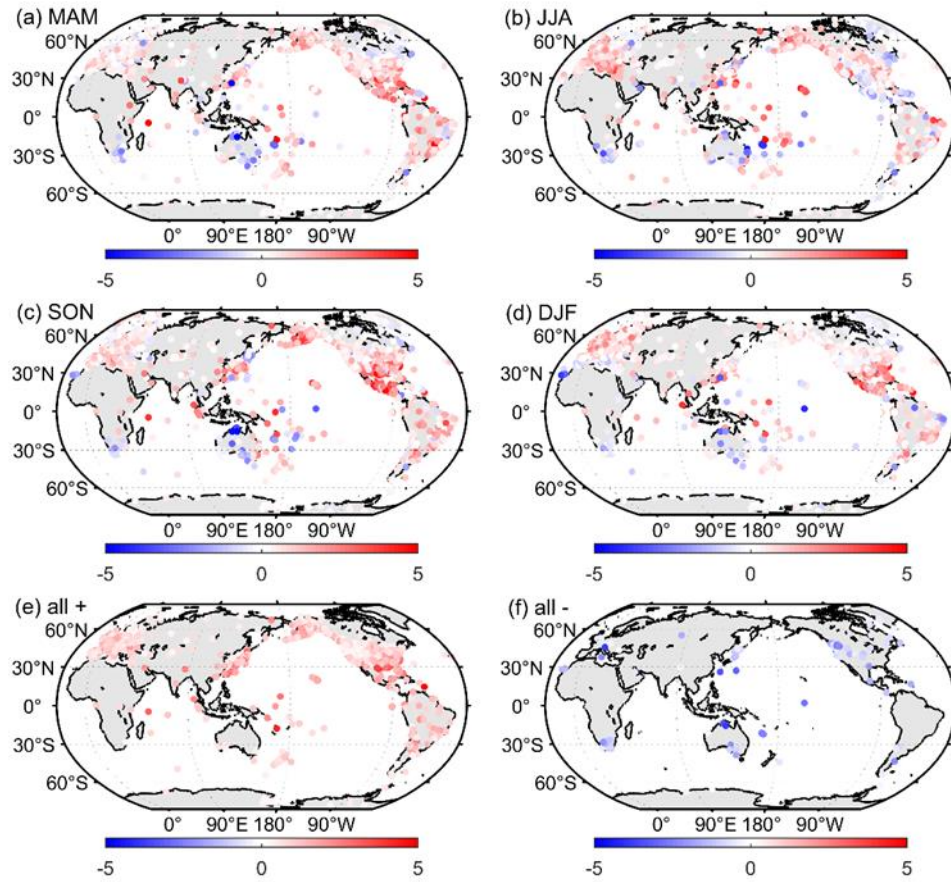


图 3-19 可降水季节性趋势全球分布（1994-2020）

Figure 3-19 Spatial pattern of seasonal PWV trends during 1994–2020

图 3-20 展示了四季中所有站点的 PWV 增长率的频率分布。从图中可以看出，四季都符合正态分布，通过拟合正态分布，实验得到春、夏、秋、冬四季的 PWV 增长率的数学期望值分别为 0.68 ± 0.92 mm/十年、 0.43 ± 1.14 mm/十年、 0.80 ± 1.36 mm/十年和 0.64 ± 1.02 mm/十年。这一结果在数值上与使用再分析数据（Rinke et al., 2019）、RS 数据（Imke et al., 2009）、MODIS（中等分辨率成像光谱仪）数据（Kwon et al., 2016）等来源的研究一致。这表明：(1) 全球 PWV 含量在四个季节都呈现逐年增加的趋势，其中秋季最明显，夏季最不明显；(2) PWV 增长率在春季、夏季和秋季各站之间的离散度（标准差）逐渐增加，但冬季最低。

此外，从结果中发现，PWV 的增长有很大的不确定性，在一些地区其空间分布是不连续的。这种现象在用其他方法获得的 PWV 波速度长期趋势的一些研究中也被发现（Kwon et al., 2016; Ziv et al., 2021）。综合这些研究，实验列出了这种现象的以下可能原因：(1) PWV 与土地覆盖类型高度相关（Ma et al., 2022），而离散的 GNSS 站的密度仍然很低；(2) 数据跨度和空间覆盖的差异可能是造成这

些差异的原因 (Imke et al., 2009)。

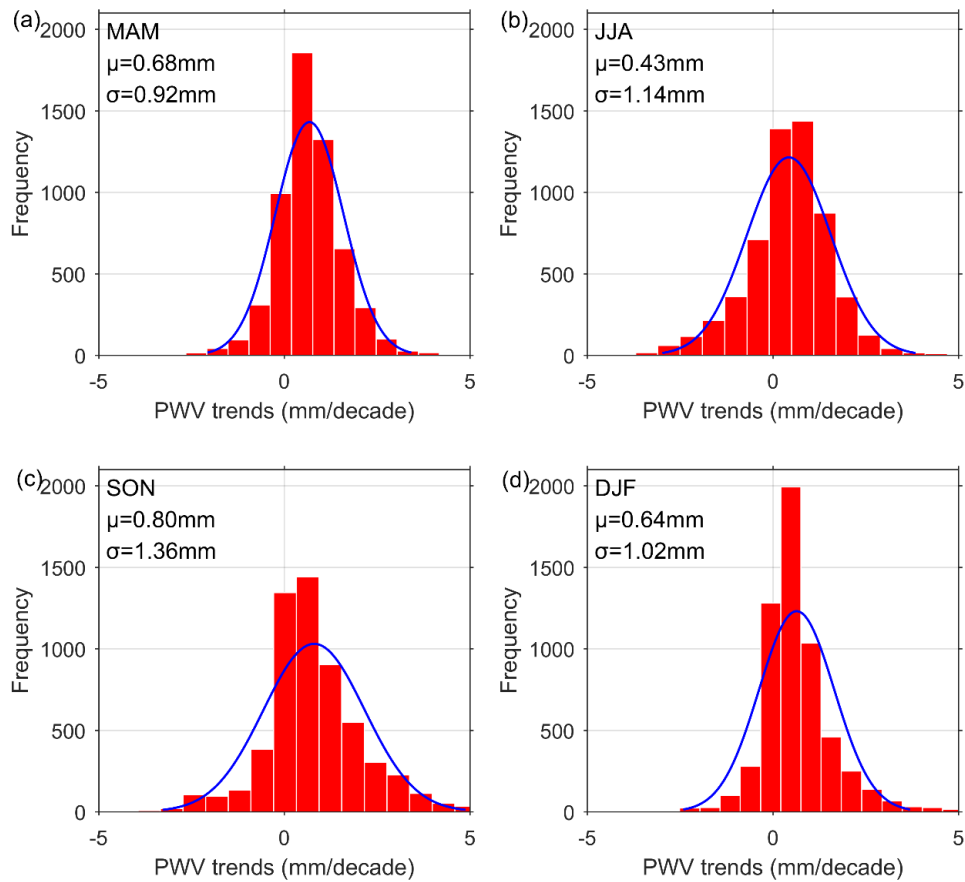


图 3-20 可降水趋势的季节趋势频率柱状图 (1994–2020)

Figure 3-20 Seasonal frequency histograms of PWV trends during 1994–2020

表 3-2 展示了四个季节中每个季节 PWV 增长率为正和负的站点占总站点数的百分比。从表中发现, 在每个季节, 正值的比例大约是负值的三倍到四倍, 所有季节中均为正值的站点是所有季节中均为负值的站点比例的 20 倍以上。这表明 PWV 在全球范围内整体趋势为逐年上升。

表 3-2 各季节年际趋势为正负值占比

Table 3-2 Percentages of positive and negative values for the four seasons and all seasons

	spring	summer	autumn	winter	all seasons
positive	82.72%	70.72%	78.22%	82.77%	45.73%
negative	17.28%	29.28%	21.78%	17.23%	2.15%

实验同样分析了 PWV 增长率与纬度和椭球高之间的关系, 纬度和椭球高的分组方式与上节相同, 结果见图 3-21。需要注意的是, PWV 的增加并不意味着这一地区的蒸发量也增加了, 而是意味着增加的水汽集中到了这些地区。图 3-21 中的结果显示, PWV 增长率与纬度和椭球高不是简单的正相关或负相关。研究发现, 水汽的增加更集中在赤道、北回归线和 60° 纬度附近, 而从椭球高来看,

水汽的增加更集中在离地面 1 公里以内的区域（这些区域的增长率都高于 0.5 mm/十年）。这表明，这些地区更有可能因水汽的不均匀增长而遭受剧烈的天气变化。

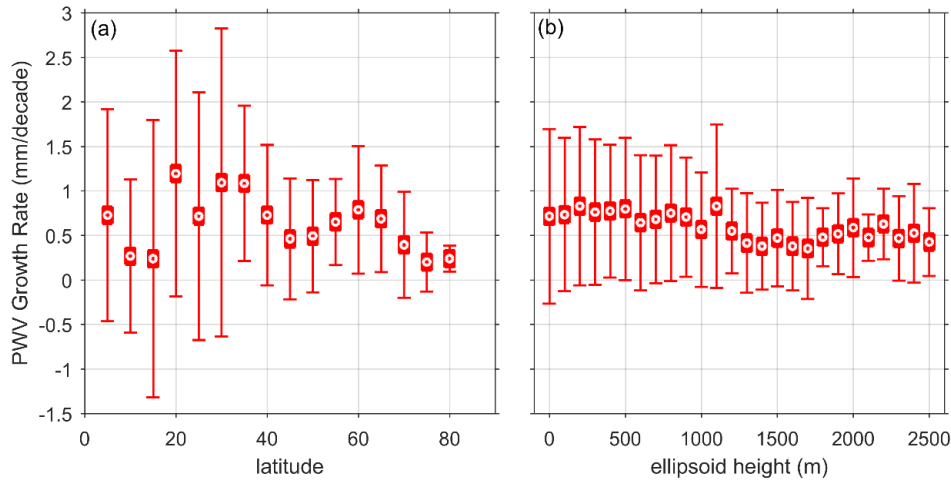


图 3-21 可降水增长率随纬度和高程的分布情况

Figure 3-21 Distribution of PWV growth rates with latitude and ellipsoid height

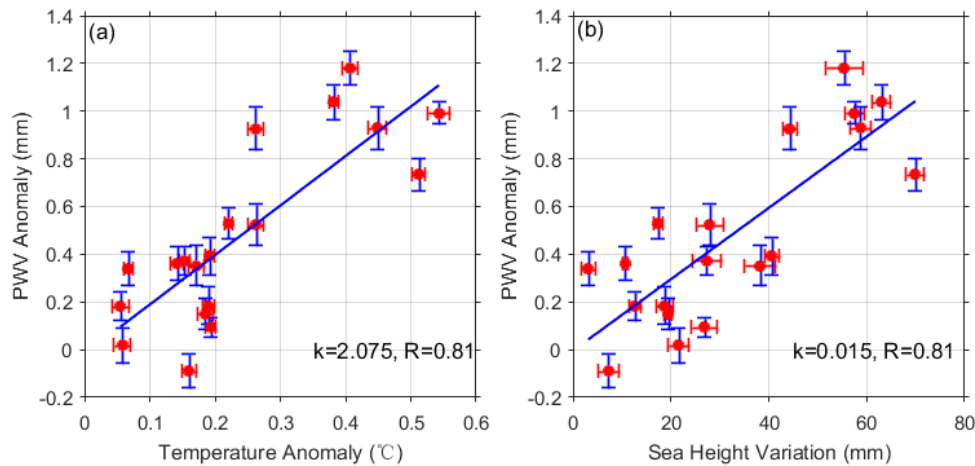


图 3-22 可降水异常与温度异常和海高变化的比较

Figure 3-22 Comparison of PWV anomalies with temperature anomalies and sea height variations

在全球变暖的前提下，温度的上升加剧了水的蒸发，而这一过程又因世界上最主要的温室气体水蒸气的上升而得到加强。为了建立 PWV 增长率与温度等之间的联系，并分析它们之间的相关性，实验从伯克利地球 (Rohde and Hausfather, 2020) 和 NASA 的戈达德空间研究所 (GISS) (Beckley et al., 2018) 分别获取了过去 20 年的全球温度异常和海平面高程异常变化，并将 PWV 异常与它们进行比较。经过数据处理后，比较结果如图 3-22 所示，其中红点代表全球年际异常值（变化），红色误差棒是温度异常和海面高异常变化的年际波动，蓝色误差棒为 PWV 异常的年际波动。PWV 异常的计算与温度异常和海平面高异常变化的计算相同，都是相对于第一个数值的差异（在本实验中，第一个数值指的是 2000

年的值)。请注意,这里使用的数据是全球数据的年平均数,是由月平均数计算出来的,年波动是这些数据的 STD。图 3-22 的结果显示, PWV 异常与温度异常和海平面变化都有很强的正相关关系,相关系数为 0.81 (这里的相关系数即线性相关系数,即两个时间序列的协方差与序列方差积的开方的比值)。这一结果与 Kwon et al. (2016)得到的结果相似,即用 MODIS PWV 与温度异常相比,相关系数为 0.8。此外,线性拟合的结果表明,温度增加 1°C 对应的 PWV 增加 $\sim 2.075 \pm 0.765 \text{ mm}$,而海平面高度增加 1 mm 对应的 PWV 增加 $\sim 0.015 \pm 0.005 \text{ mm}$ 。

3.6 本章小结

本章以 NGL 的对流层产品为实验对象,提取、评估、分析和讨论了全球 GNSS PWV 的时空分布特性。根据实验内容,本章分为三个部分:

第一部分探索了空间距离给使用探空数据评估 GNSS PWV 精度带来的影响,实验发现 40 km 以下距离可保证全球范围内给两类数据对比带来的影响小于 1 mm 。在此基础上评估了 NGL 全球数据的精度,结果表明,与 RS 数据相比, NGL GNSS PWV 的全球平均偏差为 $0.72 \pm 1.29 \text{ mm}$,全球平均 RMSE 为 $2.56 \pm 1.13 \text{ mm}$ 。

第二部分对南极洲和格陵兰岛近 20 年来 RS 和 GNSS 的 PWV 进行了统计分析,并对 PWV 的年平均值、标准差和年际变化等时空特征进行了分析和讨论。结果表明,南极洲和格陵兰岛 PWV 年均值分别为 $5.63 \pm 1.67 \text{ mm}$ 和 $7.63 \pm 1.35 \text{ mm}$,年标准差分别为 $1.60 \pm 0.77 \text{ mm}$ 和 $3.44 \pm 0.92 \text{ mm}$ 。其中 STD 均呈现从中心向边缘逐渐增加的趋势。统计结果中南极洲和格陵兰岛年际变化均呈逐年增加的趋势。分别为 $0.29 \pm 0.77 \text{ mm/十年}$ 和 $0.27 \pm 0.64 \text{ mm/十年}$,相对变化趋势分别为 $5.98 \pm 12.93\%/十年$ 和 $3.87 \pm 8.45\%/十年$ 。

第三部分实验提取并分析了全球超过 1.4 万个站点的 GNSS PWV 的空间和时间分布特征。实验结果表明:(1) 在全球范围内, PWV 值有逐年增加的趋势,全球平均增长率约为 $0.64 \pm 0.81 \text{ mm/十年}$ 。PWV 的增长与温度异常和海面高程异常显示出强相关性。每 1°C 和 1 mm 的变化, PWV 分别响应 $\sim 2.075 \pm 0.765 \text{ mm}$ 和 $0.015 \pm 0.005 \text{ mm}$ 。(2) GNSS PWV 的平均值在 0 到 50 mm 之间,与纬度呈负相关。PWV 的年周期振幅也与纬度负相关,但在北回归线附近达到最大值,特别是在该地区的沿海地区,可能是因为该区域的涡旋输送更有效,以及锋面系统将极地空气与热带空气混合。(3) 北半球和南半球的 PWV 水平分别在每年的 8 月 1 日和 1 月 3 日前后达到高峰,并分别在每年的 1 月 31 日和 8 月 5 日前后达到低谷。相对于一年中太阳辐射达到最大值的时间(夏至),有大约 40 天的延迟。

第4章 基于 GNSS 数据的对流层模型评估及偏差分析

GNSS 能够提供高精度高时空分辨率的对流层延迟,可以为经验模型或者再分析数据等方法/产品提供良好的评估参考。本章根据实验内容分为两个部分,第一部分使用全球超过一万个 GNSS 站 5 分钟时间分辨率的对流层延迟数据评估了 GPT 系列最新的经验对流层模型 GPT3 的精度,并分析了模型误差的时空分布特性。第二部分比较了目前精度最高的两类对流层延迟获取方法——GNSS 和射线追踪 2020 年在全球约 7000 个 NGL GNSS 站点的对流层延迟偏差,分析了 ZH/W/TD 偏差与纬度、高程和接收机类型及天线类型的相关性。

4.1 引言

常用的对流层模型根据建模数据的来源可以分为三类。第一类是依赖气象数据类对流层模型,如 Hopfield 模型(Hopfield, 1969)和 Saastamoinen 模型(Saastamoinen, 1972)。由于需要气象数据作为输入,这类模型的实时性能不佳。第二类是基于离散 ZTD 数据的对流层模型,如 Mao et al. (2013)中建立的全球对流层模型和上海天文台 GNSS 分析中心建立的 SHAtropE (Chen et al., 2020)。这类模型不受气象参数影响,使用方便,精度突出,但需要 ZTD 数据的时间跨度长,建模成本也是所有模型中最高的。第三类是基于标准大气或再分析数据的对流层模型,如基于美国标准大气的 UNB 系列模型(Leandro et al., 2008)和基于欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的数值天气模型(NWM)再分析产品的 GPT (Global Pressure and Temperature)系列模型 (Boehm et al., 2007; Lagler et al., 2013; Böhm et al., 2015; Landskron and Böhm, 2018),这类模型精度优良,使用方便。第三类模型中,GPT 系列模型是应用最广泛的经验模型,其中 GPT2w 自发布以来一直被认为是精度最高的经验模型之一。GPT3 是 GPT 系列模型的最新版本,相比于 GPT2w,增加了北方向梯度和东方向梯度两个输出参数。

数值天气模型(NWM)是空间大地测量技术的重要数据源,其衍生的对流层延迟被广泛用于各种大地测量技术,如甚长基线干涉测量(VLBI) (Landskron and Böhm, 2018b)、卫星激光测距(SLR) (Mendes et al., 2002),卫星测高(SA) (Vieira et al., 2022),干涉合成孔径雷达(InSAR) (Foster et al., 2006),以及全球卫星导航系统(GNSS) (Lu et al., 2017; Wilgan et al., 2017)。众多学者发现并验证了 NWM 可以增强 SA 的湿对流层校正检索 (Vieira et al., 2022),改善 SLR 中的对流层延迟 (Boisits et al., 2020),为 VLBI 提供更准确的梯度信息(Hofmeister and Böhm, 2017),减少 GNSS 定位收敛时间,并表现出更好的整体稳健性 (Lu et al., 2016, 2017; Vlacavovic et al., 2017; Deo and El-Mowafy, 2018)。众多对流层延迟模型(Schüler 2014; Li et al., 2015; Yang et al., 2021)、温度和压力模型(Böhm et al.,

2007, 2015; Lagler et al., 2013; Landskron and Böhm, 2018)、加权平均温度模型(Zhu et al., 2022)、映射函数模型 (Urquhart et al., 2014; Zus et al., 2015) 和对流层梯度模型(Boehm and Schuh, 2017) 已经基于不同的 NWM 开发; 它们通常用于校正或作为上述技术的先验输入 (Wang et al., 2022)。作为精度最高的对流层延迟获取方法之一, 获取射线追踪对流层延迟与 GNSS 对流层延迟之间的差异一直是领域研究热点。

4.2 GPT3 模型全球精度评估及误差时空特性分析

自从 GPT3 模型问世以来, 尚无相关文献有效评估其计算的 ZTD 的准确性。基于此, 本章利用 NGL 公布的全球超过 1.6 万个站点的十多年的对流层数据 (Blewitt, 2018), 以平均偏差和均方根误差作为精度指标评估了 GPT3 模型计算的 ZTD 和北方向梯度以及东方向梯度的精度, 并对模型精度在时间和空间上的分布特征进行了分析。需要注意的是, GPT 系列模型并不直接提供 ZTD, 而是提供第一类模型所需的气象参数, 然后用其计算 ZTD, 换言之, 本研究评估的 ZTD 来源于 GPT3+Saastamoinen。

4.2.1 GPT3 模型与 NGL 对流层产品

本项研究的重点是使用 NGL 的对流层产品对 GPT3 模型进行评估。在这一节中, 首先简要介绍了 GPT 系列模型和 NGL 产品, 然后评估了 NGL ZTD 产品的准确性, 以及使用 NGL ZTD 评估的可行性。

4.2.1.1 GPT3 全球气温气压模型

经验模型 GPT 基于 9 阶 9 次球谐函数, 使用 ECMWF 提供的空间分辨率为 $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ 的 40 年全球温度和气压的月平均网格数据 ERA40, 该数据能够提供地表附近任意地点的气压和温度数据 (Boehm et al., 2007)。由于 GPT 的空间和时间变化有限, Lagler 等人 (2013) 开发了 GPT2, GPT2 不仅提供了更高精度的气压和温度, 还提供了温度变化率、水汽压力和映射函数系数等参数 (Lagler et al., 2013)。在这之后, 水汽衰减系数和大气加权平均温度被添加到新版本 GPT2w 中 (Böhm et al., 2015)。作为最新的版本, GPT3 是与 VMF3 映射函数一起开发的, 它包含了从各自的 (离散的) VMF3 数据的特殊平均技术中得到的静力学和湿映射函数系数, 其气象参数和 GPT2w 标准相同。此外, 在 GPT3 的输出参数中增加了北向和东向梯度 (Landskron and Böhm, 2018; Armin, 2016)。

4.2.1.2 NGL 对流产品

由于数据量巨大, NGL 对流层产品为评估经验对流层模型提供了理想的数据源。作为新发布的产品, 需要对 NGL 对流层产品的准确性进行评估。

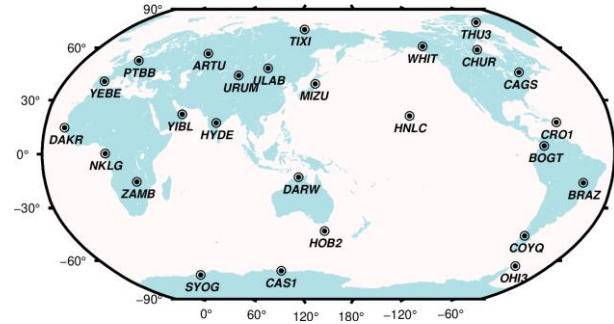


图 4-1 实验选定的 26 个评估站的全球分布

Figure 4-1 Global distribution of 26 selected IGS and NGL common stations

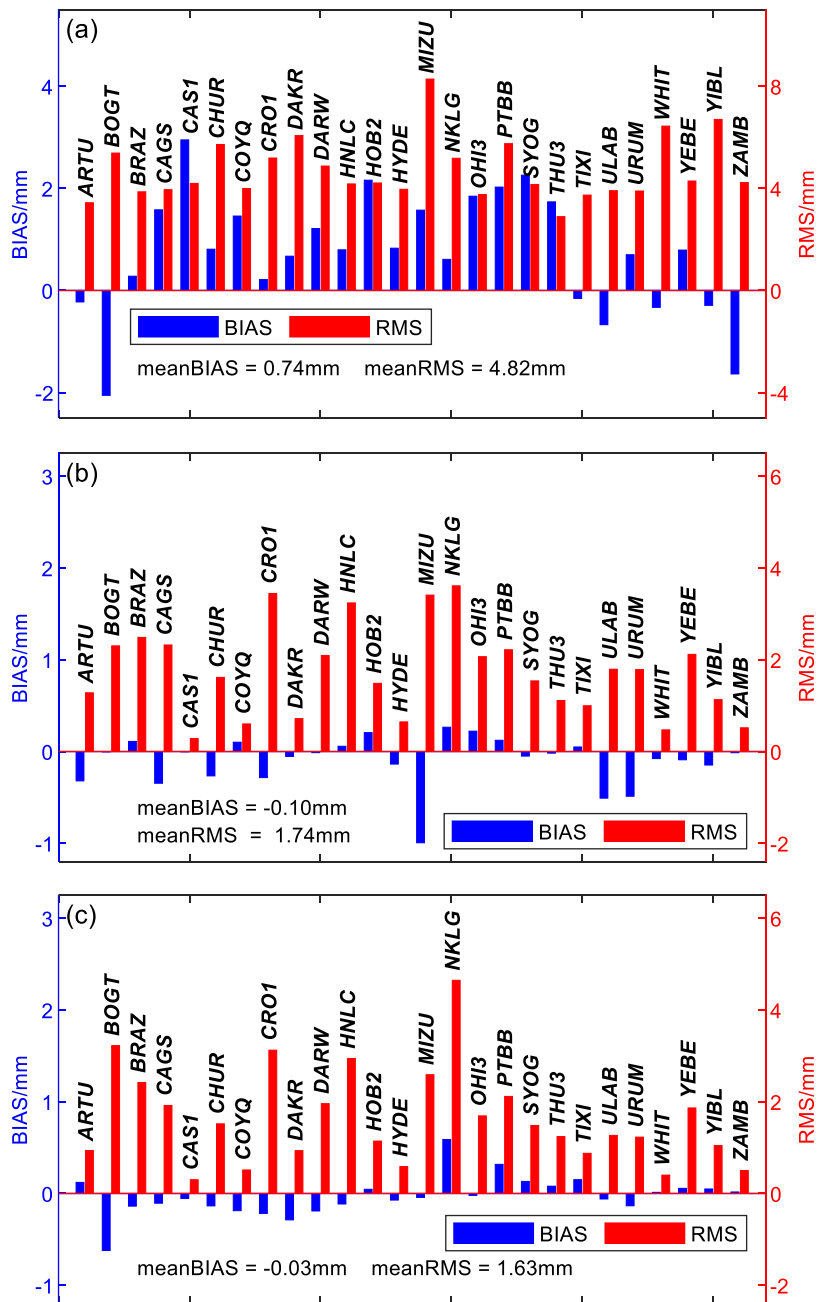


图 4-2 所选 NGL 测站的 ZTD/Gn/Ge 的平均偏差及均方根误差

Figure 4-2 Average bias and root mean square error of NGL ZTD

为了判断 NGL 对流层产品是否具有足够的精度来评估经验对流层模型, 实验选择了 26 个全球 IGS 和 NGL 共同的站点来评估 NGL 产品的精度, 数据跨度从 2009 年 1 月到 2019 年 4 月, 这些被选取的站点分布如图 4-1 所示。为保证这些选取的样本具有代表性, 在选取站点时遵循以下原则: (1) 保证全球站点的分布大致均匀, 主要是经度和纬度的分布; (2) 特别考虑特殊地区的测站, 如两极地区和海洋地区 (岛屿上的测站); (3) 确保内陆地区有足够的站点 (站点大部分分布在城市区域, 而城市大部分在大陆的临海区域)。

统计结果展示在图 4-2 中, 该图展示了各站的平均偏差 BIAS 和均方根误差 RMSE。从图 4-2 中可以发现, 各站之间 BIAS 和 RMSE 的变化范围较小, 大部分站点的 BIAS 值保持在 ± 2 mm 的范围内, 而 RMSE 值则表现为在 4 mm 左右波动。所选 26 个站点的 ZTD 平均 BIAS 和 RMSE 分别为 0.74 mm 和 4.82 mm, 北方向梯度 G_n 平均 BIAS 和 RMSE 为 -0.10 mm 和 1.74 mm, 东方向梯度 G_e 平均 BIAS 和 RMSE 为 -0.03 mm 和 1.63 mm。这些数值与 IGS ZTD 的官方标称精度一致 (<http://www.igs.org/products>), 可以得出结论, NGL ZTD 具有与 IGS ZTD 相同的精度, 可以用来评估经验对流层模型。

4.2.2 模型精度时空分布特性

本节介绍了 GPT3 的评估结果, 并分别从时间和空间维度上描述了使用该模型计算的三个参数 (天顶对流层延迟 ZTD, 北方向梯度 G_n 和东方向梯度 G_e) 的精度分布。

4.2.2.1 模型精度时间分布特征

为了获得模型精度的时间分布特征, 将 1.6 万多个测站的 ZTD、 G_n 和 G_e 的 BIAS、RMSE 和标准差 (STD) 值根据观测月份分为 12 组, 考虑到南北半球季节相反, 每组继续分为南北两个小组。然后, 计算每个小组中各个参数的 BIAS 和 RMSE 的平均值和标准差。统计结果如图 4-3 所示。

图 4-3 中 N 和 S 分别表示北半球和南半球, 其中子图 (a) 和子图 (b) 分别表示 GPT3 ZTD 的 BIAS 和 RMSE 值的月平均值。这两个子图所表达的分布特征信息可以概括为:

(1) 偏差值呈年周期正弦波动, 南北半球部分地区相位相反, 北半球波峰出现在 8 月, 波谷出现在 2 月。北半球和南半球的振幅分别约为 5 cm 和 2 cm; 南半球数据的平均值不像北半球那样接近于零, 而是在 -1 cm 左右。

(2) 均方根误差也表现为正弦波, 但周期变为半年, 南北半球趋于一致, 两个峰值分别出现在 2 月和 8 月; 北半球的振幅约为 1 cm, 平均值约 6.5 cm, 而南半球的振幅几乎为零, 平均值约 5.5 cm。

(3) 两个 BIAS RMSE 的标准差与其绝对值成正比, 表明模型在精度较高的月份比精度较低的月份更可靠。

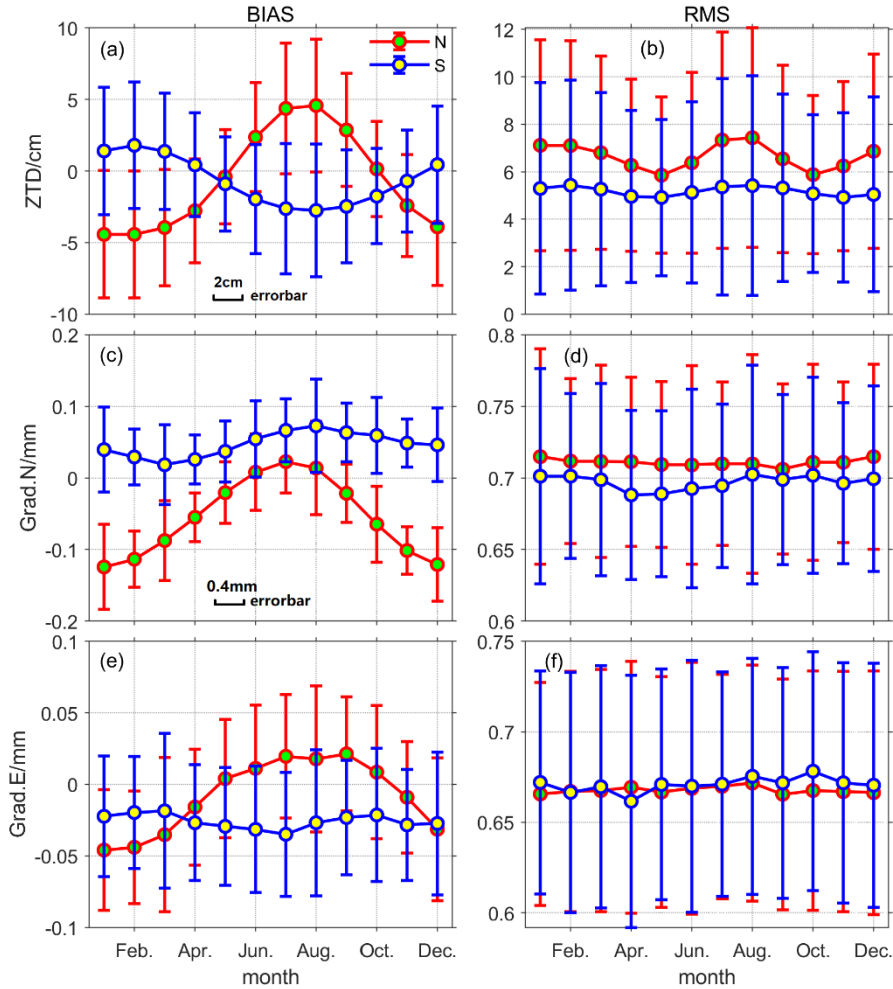


图 4-3 南北半球 GPT3 模型 ZTD/Gn/Ge 的月平均 BIAS 和 RMSE

Figure 4-3 Average monthly BIAS and RMS values of zenith troposphere delay derived from GPT3, north gradient and east gradient in the northern and southern hemispheres.

4.2.2.2 模型精度空间分布特征

模型精度空间分布特征的数据处理比时间分布特征的数据处理要复杂一些, 因为分别在空间上讨论了经度、纬度和椭球高三个维度。来自 1.6 万多个站点的 BIAS 和 RMSE 数据分别在经度和纬度上以 1 度间隔分组, 在椭球高上每 50 米分组。ZTD 数据的统计结果如图 4-4 所示, 而梯度数据的统计结果 Gn 和 Ge, 图 4-4 所示。

图 4-4 子图 (c) 给出了 ZTD 各站点的位置及其均方根均值, 颜色表示均值的大小。从子图 (c) 中可以看出, RMSE 具有显著的地形相关性特征, ZTD RMSE 在经度、椭球高和纬度方面的分布也分别在子图 (a)、(b) 和 (d) 中展示。考虑到 BIAS 的绝对值和均方根误差具有相似的波动趋势, 所以 BIAS 不再赘述, 而

是用每个子分组中立的 BIAS 均值用红点标记表示。图 4 所示信息可以总结为：

(1) GPT3 计算的 ZTD 均方根值与站点经度的相关性不显著；总体的正、负 BIAS 值与经度无关，但在西经 $0 \sim 30$ 度区域存在较小的正 BIAS 聚集。

(2) RMSE 值与椭球高呈负相关关系，即 GPT3 模型在椭球高越高的区域精度越高；椭球高大于 3 km 的区域，偏差大多为正，小于 3 km 的区域，偏差几乎总是负的。这意味着 GPT3 模式计算的 ZTD 在 3000 m 以下被低估，在 3000 m 以上被高估。

(3) GPT3 模型计算的 ZTD 精度与测站纬度有很强相关性，高纬度的 ZTD 精度高于低纬度；偏差值在所有纬度组中几乎都是负的。

(4) STD 值的大小与 RMS 值呈正相关，与经纬度和椭球高无关。

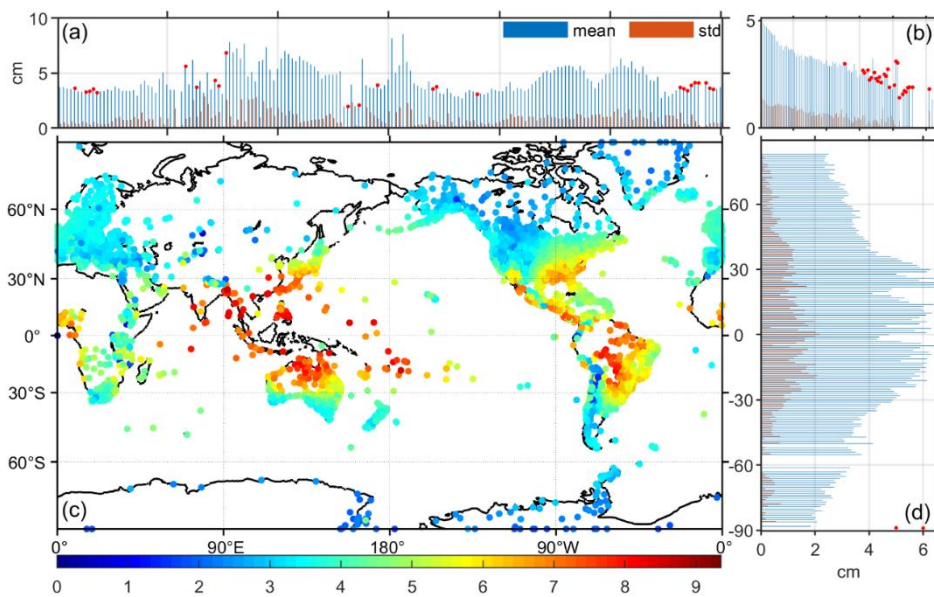


图 4-4 GPT3 模型在各 NGL 测站上的 RMSE 及其与经纬度高程的相关性

Figure 4-4 RMSE of GPT3 troposphere model at various stations, and the relationship between RMS value and longitude, ellipsoid height and latitude

图 4-5 的六个子图展示了模型梯度准确性之间的关系， G_n 和 G_e 分别与经度、纬度和椭球高的相关性特征。在这些子图中，圆圈代表每个子分组的均方根均值，半透明区域是以 STD 值表示的不确定度。 G_n 和 G_e 在每个空间维度上表现相似，这里从这三个纬度分别进行分析。第一个是纬度，RMSE 值与纬度负相关，在赤道地区变为正相关，呈现双峰的“M”形，双峰的峰值大致在南北回归线的纬度处。这可能与这两个区域都是副热带高压带有关。其次是经度，RMSE 值的大小与经度相关性不显著，但在太平洋地区可以看到较小的值。三是椭球高，RMSE 值随椭球高的增加而减小，其形状近似于对数函数，因为随高度的递减率减小，整个曲线越来越接近于常数。最后，不确定度在所有类型的分组之间变化不大，只是在低纬度地区（美洲所处的经度地区）稍微大一些。低纬度地区由于

高温有较高的水分含量，而美洲地区可能是由于亚马逊森林的影响。

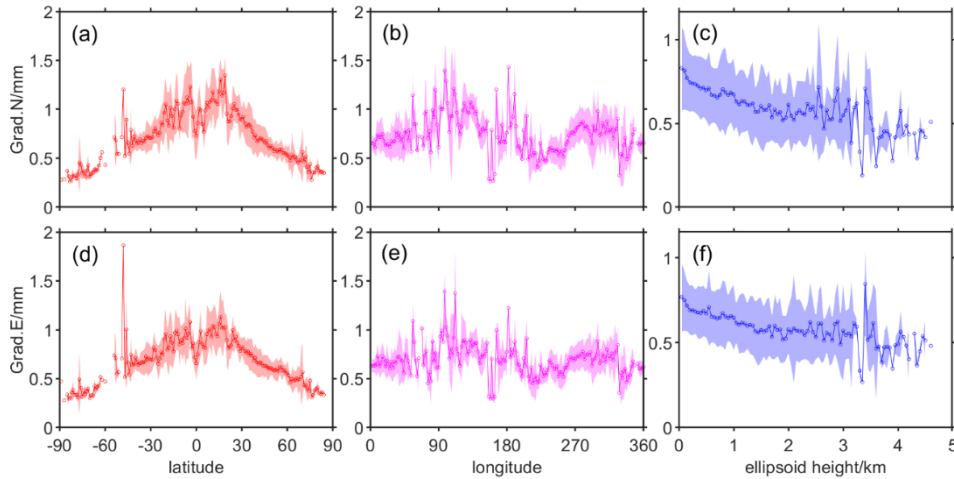


图 4-5 北-东方向梯度的 RMSE 与经纬度高程之间的相关性

Figure 4-5 The relationship between Gn and Ge RMSE with longitude, latitude and ellipsoid height.

综合图 4-5，可以发现 ZTD 和梯度之间存在强相关性。ZTD 和梯度，以及南北方向的梯度之间的相关系数的计算结果如表 4-1 所示。从表 4-1 可以发现，梯度的均方根误差之间存在很强的相关性。Gn 和 Ge 的相关系数为 0.8029，ZTD RMSE 与 Gn 和 Ge 的相关系数分别为 0.6581 和 0.5662。

表 4-1 ZTD、Gn 和 Ge 之间的关系系数

Table 3-3 Correlation coefficient

	ZTD	Gn	Ge
ZTD	1	0.6581	0.5662
Gn	0.6581	1	0.8029
Ge	0.5662	0.8029	1

4.3 GNSS 与射线追踪对流层延迟差异特性分析

通过 NWM 进行射线追踪是获取对流层延迟最精确的方法之一 (Landskron and Böhm, 2018a); 在直接计算斜路径延迟 (SPD) 或者通过映射函数将天顶延迟映射到斜路径的间接获取中都是不可或缺的 (Zhou et al., 2020)。高分辨率 NWM 射线追踪对流层延迟已被用于评估和验证 GNSS 对流层延迟 (Andrei and Chen, 2009; Li et al., 2015)。此外，比较 GNSS 对流层和 NWM 对流层延迟似乎有助于检测火山活动可能的增加 (Cegla et al., 2022)。然而，这些优势并不表明 NWM 对流层延迟比 GNSS 对流层延迟更准确。Douša 等人 (2016) 表明，GNSS 产品可以提供比最先进的数值天气模型更详细的大气结构，证明这两种技术具有非常高的相似性和互补性。GNSS 对流层延迟通常也被用来评估和比较不同 NWM 之间

的差异 (Li et al., 2015; Zhou et al., 2020)。近年来, 一些学者对两种对流层延迟进行了比较和分析, 然而, 由于数据量有限, 这些实验通常只在特定地区的几个到几十个站点上进行, 数据持续时间也只涵盖几天到几个月 (Kačmařík et al., 2017; Hordyniec et al., 2018; Lasota et al., 2020)。此外, 这些实验由于没有严格控制测站的数据质量 (Andrei and Chen, 2009; Elsobeiey, 2020; Zhou et al., 2020) (大量数据缺失的测站没有被剔除, 完整率的阈值设置得太低, 用分布不均匀的所有测站的平均值来代表全球水平, 等等。在毫米级精度比较中, 这是不能忽视的)。这些问题导致了这些研究结果之间并不一致, 而且无法可靠地分析和讨论两类数据之间差异的时空和设备相关性分布特征 (Ding et al., 2023)。

在这项研究中, 实验计算并分析了由 NGL 严格质量控制下解算的约 7000 个 GNSS 站的对流层延迟数据和相同地点的射线追踪对流层延迟数据的偏差和标准偏差 (STD) 值, 以比较两种最准确的对流层延迟之间的差异。其结果可用于提供对流层延迟及其不确定性, 用于评估使用 NWM 进行实时定位解决方案的适宜性。

4.3.1 ERA5 射线追踪与 NGL GNSS 对流层延迟

本小节介绍了 NGL 对流层产品及其预处理方法, 以及用于射线追踪的 NWM。此外, 计算和分析了两类对流层延迟的偏差和 STD 值。

4.3.1.1 ERA5 射线追踪数据

由于尽可能地近似于真实的路径, 并考虑整个大气层的影响, 通过 NWM 进行的射线追踪是获取对流层延迟最准确的方法之一 (Landskron and Böhm, 2018)。第 5 代欧洲中期天气预报中心再分析 (ERA5) 是 ECMWF 最新一代的全球气候和天气的再分析产品 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=overview>, 2022.4)。ERA5 取代了 ERA-Interim 再分析, Zhou (2020) 等人发现 ERA5 天顶对流层延迟 (ZTD) 在所有尺度上都比 ERA-Interim ZTD 表现得更好。本研究采用水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 ECMWF ERA5 小时产品进行射线追踪, 计算天顶静力学延迟 (ZHD) 和天顶湿延迟 (ZWD) 以及天顶总延迟 ZTD。

4.3.1.2 NGL GNSS 对流层延迟数据

自 2017 年 11 月 5 日以来, NGL 已经在 1.6 万多个 GNSS 站点计算了超过 3400 万个站日的对流层产品 (Blewitt, 2018)。2019 年 11 月 28 日, NGL 对数据产品进行了重新处理和更新, 改进了模型, 包括 VMF1 (维也纳映射函数 1) 映射函数, 改进的 JPL Repro 3 轨道, 以及最新的全球参考框架 IGS14。更新后的测站数量超过 1.9 万个, 数据总量超过 4300 万站日 (<http://geodesy.unr.edu/>, 2022.4)。

在这项研究中, NGL ZTD 和 NGL ZWD 来自 NGL 产品, 而 NGL ZHD 等于 NGL ZTD 减去 NGL ZWD。图 1 显示了本实验选择的大约 7000 个 NGL 站。这些测站包括 2020 年来自 80 多个接收机型号和 200 多个天线型号的数据。此外, 这些站点具有良好的数据质量, 在 2020 年, 接收器和天线均未更换过。

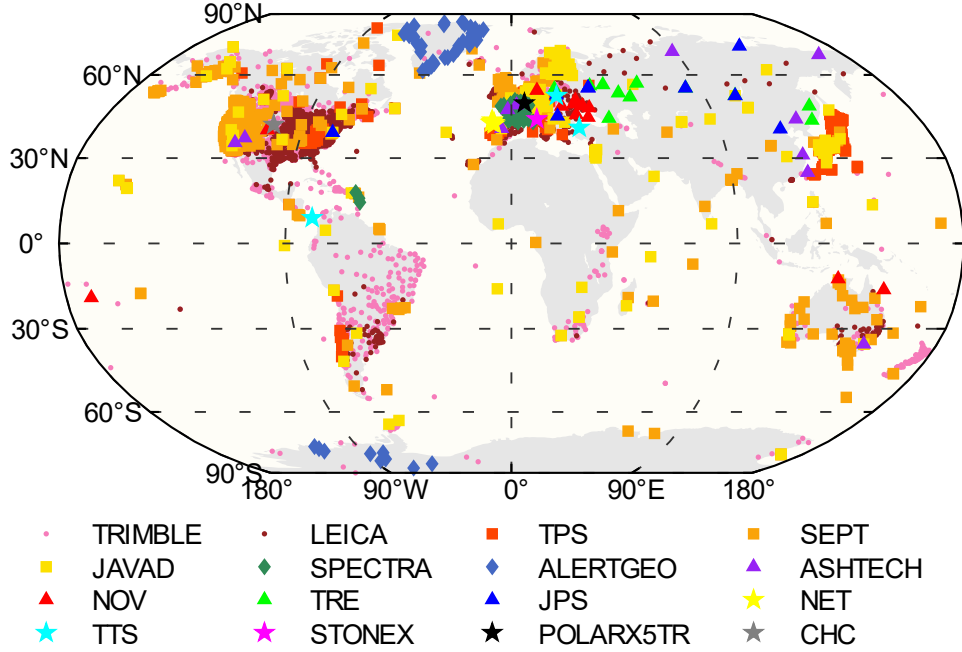


图 4-6 实验选定的 NGL 站的全球分布及相应的接收器类型

Figure 4-6 Global distribution of the selected NGL stations and corresponding receiver types

4.3.1.3 数据预处理方法

与 ERA5 等再分析数据不同, GNSS 等直接测量数据总是不可避免地存在缺失的历时数据, 不同站点的缺失时间和数量都不相等。在高精度的数据处理中, 这种缺失数据造成的误差是不能忽视的。为了尽可能地减少这些缺失数据的影响, 实验选择了数据完整率(有数据的历元数与总历元数之比)超过 95%的站点(选择 95%作为阈值的原因将在后文阐述)。此外, 实验使用年和半年周期拟合模型(Chen et al., 2020)来补全所有选定站点的缺失历元数据。

图 4-7 以 VIUA 站的 ZTD 时间序列作为一个例子。这里选择该站是因为它的数据完整率刚好达到实验设定的阈值, 而且几乎所有缺失的历元都在一端(这是所有缺失情况中最糟糕的), 意味着在数据完整性方面, 其它测站情况均优于该站。

图 4-7 左上子图展示了 NGL ZTD 时间序列的拟合情况, 其中蓝线为拟合线, 绿点为模型值。图 4-7 的右上子图展示了 NGL ZTD 和 NWM ZTD 的比较, 其中蓝线为线性拟合, 绿点是 NGL ZTD 的模型值和其对应的 NWM ZTD 的比较。从线性拟合结果来看, 斜率为 1.0142, 两个时间序列的系数为 0.98, 表明这两类数

据具有非常高的一致性和相关性。

图 4-7 的下部子图展示了 NGL-NWM 的残差时间序列及其绝对值时间序列。从图中可以发现,残差的平均值非常接近零均值,而残差序列的平均值仅为 4 mm,表明 NGL ZTD 和 NWM ZTD 之间的系统偏差非常小。ZTD 差值系列的短期变化是无序的,几乎找不到规律。然而,数据预处理后的 NGL-NWM 残差序列基本上保持近似零均值,其分布范围在全年的残差分布范围内(设置较低的阈值并不能保证这一点)。因此,实验的完整率的阈值选择得很合理,实验使用的模型优于只使用缺失历元附近的数据进行内插或外推的方法。

NGL-NWM 偏差的绝对值的时间序列呈现了显著的季节性信号。为了消除系统误差的影响,这里的绝对值是 NGL-NWM 偏差时间序列的绝对值减去其平均值。以各站数据的拟合振幅和拟合残差的平均绝对值为指标,分析其时间分布特征。

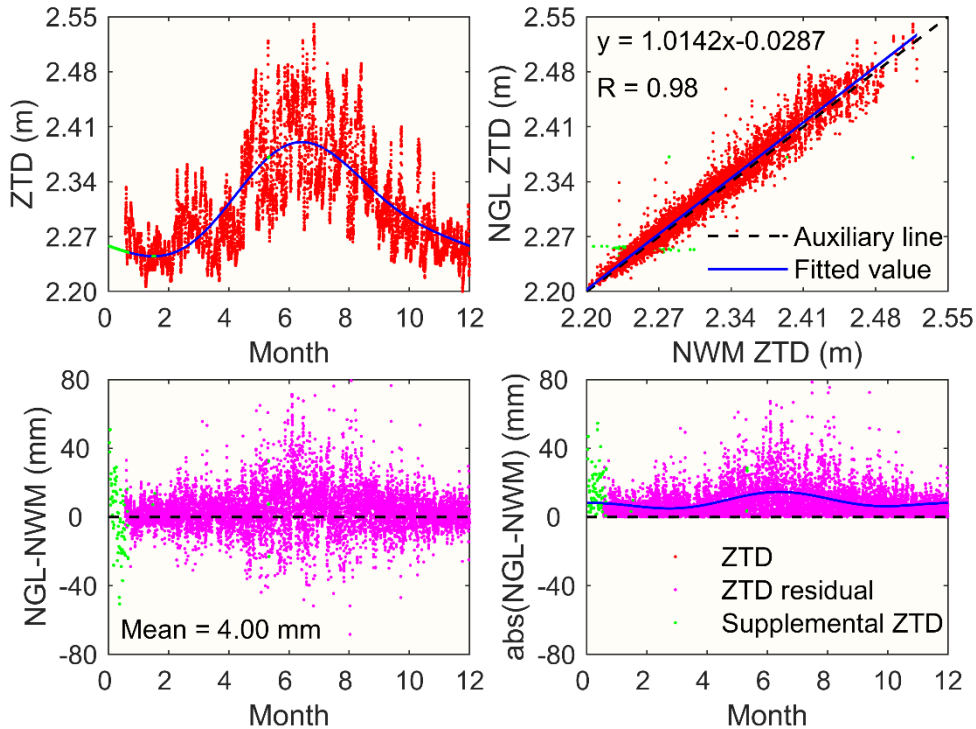


图 4-7 以 VIUA 站的 ZTD 序列为例的数据预处理方法示意图

Figure 4-7 Illustration of the data preprocessing methods using the ZTD of the station VIUA as an example

4.3.1.4 偏差全球分布

图 4-8 展示了用上述方法预处理后的 NWM 和 NGL 之间的偏差序列的平均偏差(左子图)和标准偏差(右子图)。为了更好的可视化效果,实验对超过零和小于零的偏差使用了不同的 colorbar;另外,对各子图使用了不同的比例尺。

图 4-8 的左上子图展示了 NGL 和 NWM 之间的 ZHD 的偏差。NGL 对流层产品不包括 ZHD, NGL 使用 VMF1/NWM 网格作为模式输入,这表明这里的偏

差是 NGL 和 ERA5 使用的不同 NWM 之间的差异。超过 75% 的站点呈现出负的 ZHD 偏差值；然而，在高海拔地区，如南美西部和北美、非洲北部和东部、印度北部以及南极洲的部分地区，ZHD 偏差呈现为较大的正值。这些结果表明，相对于 ERA5，VMF1 使用的 NWM 可能高估了高海拔地区的 ZHD。为了进一步证实这一现象，实验将 VMF1 的 ZHD 与 VMF3（Vienna Mapping Functions 3，VMF 模型的最新版本）的 ZHD 进行了比较。实验发现，在一些高海拔地区，两个模型之间确实存在厘米级的差异。Zhang 等人（2021）的研究也发现了这种现象，在地形变化大的地区应用上述模型时可能存在问题，而本实验计算结果更接近 VMF3。

在 GNSS 数据处理中，静力学延迟通常是通过模型获得的，而湿延迟（通常是 ZWD）是作为一个未知参数估计的。静力学延迟的模型误差被湿延迟所吸收。这种误差的吸收清楚地显示在 ZWD 的偏差上。在 ZHD 偏差的正负值较大的区域，ZWD 偏差表现为对 ZHD 的修正，其方向相反，接近于零。

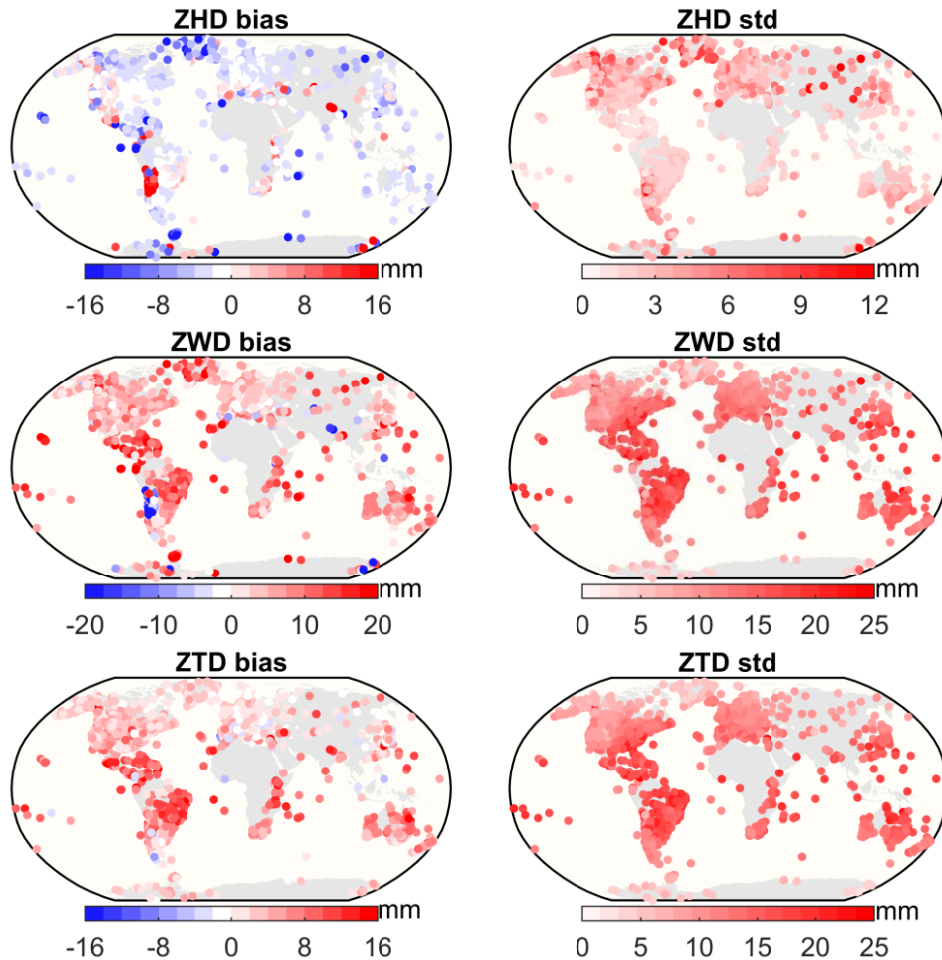


图 4-8 两类对流层延迟 2020 年平均偏差与标准差

Figure 4-8 Average ZHD/ZWD/ZTD bias and std values of the NGL tropospheric delay and NWM tropospheric delays at selected NGL GNSS stations in 2020

NGL 和 NWM 之间的 ZTD 偏差大约为-10 到 15 mm，在大多数地区，ZTD 偏差是正的；只有少数站点的偏差是负的，这表明在大多数地区，GNSS 计算的 ZTD 相对于 NWM 的 ZTD 是被高估的。此外，低纬度地区的偏差一般比高纬度地区的大。总之，由于对 ZHD 偏差的吸收，需要 GNSS ZWD 的应用，如 GNSS 气象学，需要高精确度的 ZHD 模型。然而，ZTD 偏差受 ZHD 偏差的影响较小，这表明基于 GNSS ZTD 的应用，如基于 GNSS ZTD 的对流层延迟模型，只受到轻微影响。

STD 表示残差序列向平均偏差和 NGL 与 NWM 之间季节性差异的聚集程度。STD 越大，NGL 对流层延迟和 NWM 对流层延迟之间的差异越大。大多数地区的 ZHD 标准差小于 5mm，特别是在低纬度地区，大值很少。相反，在中纬度和高纬度地区存在许多零散的 ZHD 标准差大值。此外，南极洲和南美洲东部的高海拔地区也出现了 ZHD 标准差的大值。

具有较大 STD 值的站点有较大的绝对偏差值；具有较大绝对偏差值的站点不一定有较大的 STD 值。该地区大部分地区的 ZWD 标准差约为 0-25 mm，与纬度呈显著的负相关（随着纬度的增加而减少）。较大的 ZWD 标准差主要出现在北美洲东南部和南美洲中北部。ZTD 标准差被认为是 ZWD 标准差和 ZHD 标准差值的组合。由于 ZHD 标准差相对小于 ZWD 标准差，ZTD 和 ZWD 标准差值高度相似。极地地区的测站的 ZTD 标准差值较小，其 ZWD 标准差值与 ZHD 标准差值比较接近。

4.3.2 偏差的时空与接收机天线相关性分析

本节分别从时间相关特征、空间相关特征和接收机天线类型相关性特征对拟合残差的拟合参数及 STD 进行了分析。

4.3.2.1 时间相关特性

图 4-9 展示了全球所有选定测站在年和半年周期拟合模型下 NGL 和 NWM 对流层延迟绝对值的振幅（左图，以下简称振幅）和绝对残差的平均值（右图，以下简称平均值）。关于拟合振幅和残差的平均绝对值，可参考图 4-7 的右下子图。需要注意的是，为了更好地显示不同地区的差异，不同的子图采用了不同的比例。

从图中可以发现，ZHD 的振幅大多小于 1 mm。然而，由于在中高纬度和高海拔地区存在许多分散的站点，其数值较大，因此总体振幅为 0-2 mm。ZWD 振幅在 0-6 mm 之间，没有显著的纬度相关特征，在高纬度地区几乎所有数值都非常小。数值较大的站点主要分布在北美洲和南美洲的大陆中心、日本群岛的西侧和澳大利亚的中心；此外，靠近黑海和加勒比海的一些站点振幅较大。实验认为，这种区域相关性可能是纬度相关性和 ERA5 同化的数据的异质性的结合。ZTD 振

幅被广泛认为是 ZWD 和 ZHD 振幅的综合，结合了两者的数值分布的所有特征。由于 ZHD 振幅比 ZWD 振幅小得多，因此 ZTD 偏差与 ZWD 偏差非常接近。通过结合三种延迟的振幅，可以看出，只有欧洲中北部属于三种振幅都比较小的区域；这个区域一年中的对流层变化最平缓。

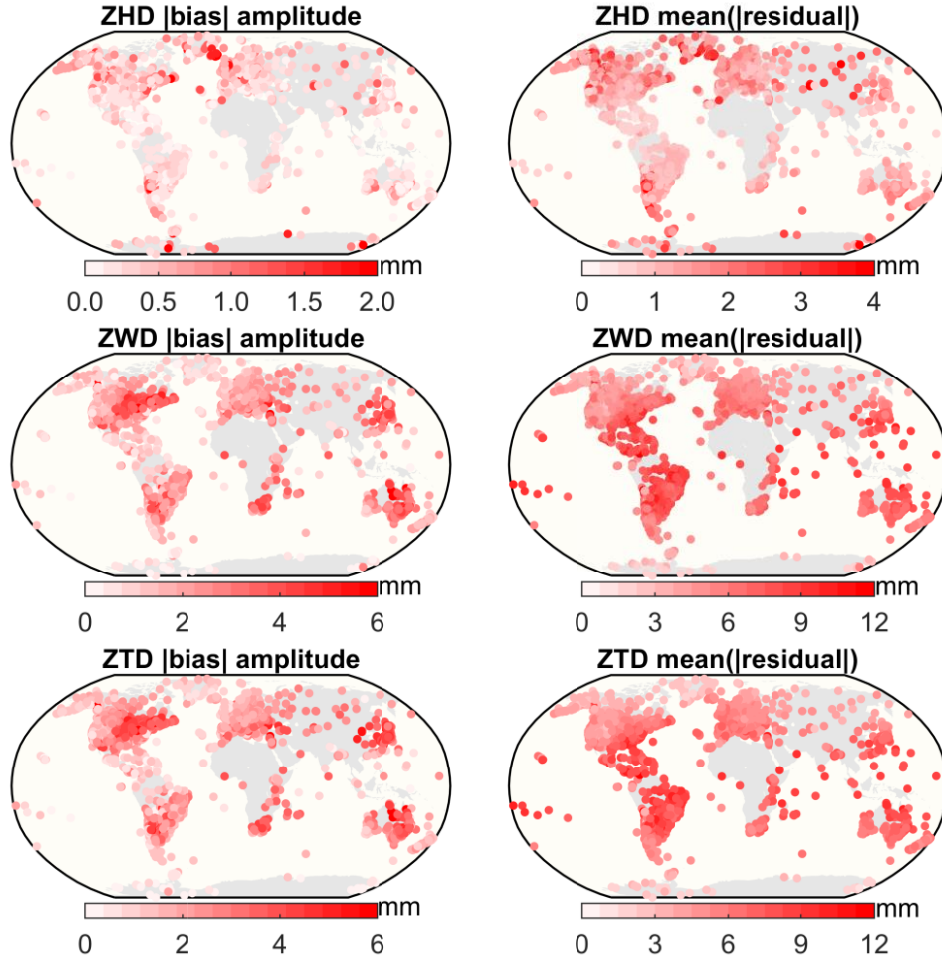


图 4-9 两类对流层延迟偏差的绝对值在周期模型下的振幅与残差绝对值

Figure 4-9 ZHD/ZWD/ZTD amplitude and mean $|residual|$ of $|bias|$ between the NGL tropospheric delay and NWM tropospheric delays under annual and semi-annual fitting model

4.3.2.2 空间相关性

为了更详细地了解偏差和标准差与测站纬度和高度的关系，实验根据测站的纬度和高度对其偏差和标准差值进行分组，结果见图 5。请注意，GNSS 测站只分布在陆地上，而且 GNSS 测站的分布是非常不均匀的（包括水平和垂直方向的）。这种现象导致高纬度和高海拔组的站点数量相对较少。如果在这些分组中存在具有离群值的测站，离群值可能会增加或减少整个分组的数值。此外，无论是高度分组还是纬度分组都不能消除另一方的影响；因此，这里的分析是从整体趋势的角度进行的。

图 4-10 的顶部子图展示了偏差和标准差的纬度相关性。ZTD 偏差在所有纬度分组中都是正的，并随着纬度的增加而减少。在低纬度地区，ZTD 偏差通常超过 5 mm；在中、高纬度地区，ZTD 偏差低于 4 mm。在大多数纬度组中，ZHD 偏差为负值，其大小和绝对值与纬度没有明显的关联。然而，在中、低纬度地区，ZHD 偏差的绝对值通常小于 ZTD 偏差；在高纬度地区，ZHD 偏差的绝对值变得比 ZTD 偏差大。由于 ZWD 吸收了 ZHD 的误差，所以 ZWD 的偏差应与 ZTD 和 ZHD 的偏差一起进行分析。图中显示，ZWD 偏差与 ZTD 偏差基本相似；在 ZHD 偏差绝对值较大的地区，为了补偿 ZHD 误差，ZWD 偏差开始增加。

与偏差不同，标准差表现出更明显的纬度相关性。图中显示，ZTD 标准差和 ZWD 标准差非常相似，都是随着纬度的增加而减少。此外，同一纬度组的数值之间的差异非常小；只有高纬度组的差异较大。从数值上看，所有纬度地区的 ZTD 标准差和 ZWD 标准差值都超过 5 mm，在低纬度地区超过 15 mm。ZHD 标准差随纬度的变化与前两者相反；即随纬度增加而增加。然而，ZHD 标准差的值是最小的，在高纬度地区也小于 5 mm，在低纬度地区通常只有 2-3 mm。

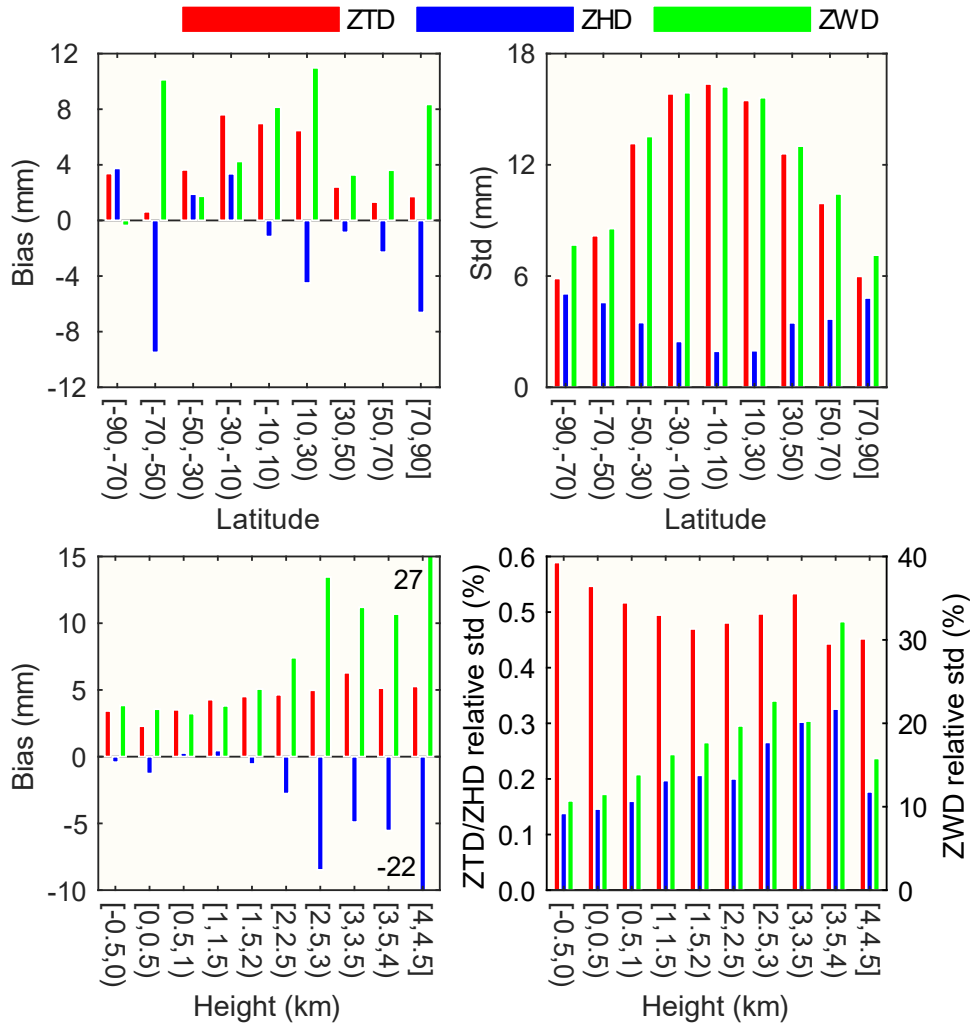


图 4-10 NGL 与 NWM 对流层延迟在不同纬度和高程的平均偏差和标准差

Figure 4-10 Average bias and std of the NGL tropospheric delay and NWM tropospheric

delay at different latitudes and heights

图 4-10 的底板展示了偏差和标准差的高程相关特征。所有高度分组的 ZTD 偏差值约为 4 mm；这些值与高程呈正相关，并随着高度的增加而缓慢增加。在高程小于 2 公里的地区，ZHD 偏差有正值和负值，这些值小于 ± 2 mm；在高程超过 2 公里的地区，所有的值都是负值，而且这些值随着高度的增加而减少。这些结果表明，在高度超过 2 公里的地区，ERA5 和 NGL 用于计算 ZHD 的 NWM 之间的一致性随着高度的增加而迅速下降。这种一致性的降低导致在高程超过 2 公里的地区，ZWD 的偏差迅速增加。

在计算标准差的高程相关性时，实验发现对流层的延迟标准差随着高程的增加而减少；这种现象显然是不合理的，因为它与水汽在地球表面附近波动较大的事实相矛盾。由于对流层延迟随高度迅速下降，实验用相对标准差（各站的标准差与对流层延迟年平均值之比）代替标准差，以消除影响。结果显示，ZTD 的相对标准差值随着高度的增加而减少。此外，ZHD 和 ZWD 的相对标准差值随着高度的增加而增加，而 ZTD 的相对标准差变化比其他两个要慢。ZTD、ZHD 和 ZWD 的相对标准差值分别约为 0.5%、0.3% 和 15%。ZWD 的相对标准值比其他两个大一个数量级，表明年内的偏差变化主要是由 ZWD 造成的。

4.3.2.3 接收机天线类型相关特性

Ejigu 等人（2019）在欧洲的实验中发现 ZWD 的平均偏差为 1.8 mm，这可能是由不同的接收设备造成的。Ejigu 等人（2019）的实验是基于双差分网络解决方案；然而，Stepniak 等人（2022）发现，双差分解决方案包含更多、更大的 ZTD 离群值。NGL 解决方案遵循精确点定位（PPP）策略，NGL 梯度受到更严格的约束；这些使得 NGL 产品更适合于探索设备依赖性的偏差。此外，大量高密度的 NGL 站点使实验能够分析对流层延迟与接收机和天线的相关性。

为了尽量减少空间距离对分析的影响，实验通过寻找两站之间的水平距离和垂直距离来选择 1411 对站。每对测站的水平距离小于 20 公里，垂直距离小于 1 米（理论上，在这个严格的约束条件下，差异应该几乎为零）。这些站对显示在图 4-11 中。需要注意的是，由于距离很近，每一对测站在地图上都表示为一个点。

这些站对根据天线和接收器的类型分为四类：相同的天线与相同的接收器（SS；红点，435 对），相同的天线与不同的接收器（SD；绿点，164 对），不同的天线与相同的接收器（DS；蓝点，263 对）和不同的天线与不同的接收器（DD；洋红色的点，549 对）。从图中可以看出，前三种类型的测站对大量分布在测站数量最多的三个地区--美国、欧洲和日本，这使得分析结果更加公平和可靠。

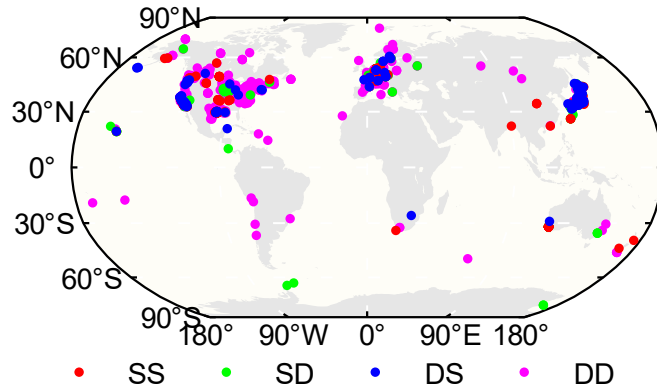


图 4-11 不同天线与接收机组测站对的全球分布

Figure 4-11 Global distribution of station pairs of different types of receivers and antenna combinations

水平和垂直距离已被约束，以减少测站空间距离的影响，NGL 的测站间对流层参数的差异（定义为单差）不受卫星相关误差的影响。然而，站对的位置差异仍将不可避免地引入对流层的偏差。为了进一步减少这些空间上的差异，实验进一步计算 NGL 和 NWM 对流层参数的单差，下面定义为双差。通过上述处理，双差的对流层参数实际上主要受设备的影响。

实验按照接收机和天线类型对每对站对流层参数的统计进行分类。结果显示，没有与特定类型的接收器或特定类型的天线直接相关的模式。实验根据上面定义的 SS、SD、DS 和 DD 组，进一步分析各站对的偏差和标准差值；结果显示在图 4-12。请注意，这里只考虑 ZTD 和 ZWD，因为 ZHD 不是 GNSS 估算的直接输出，与接收器或天线无关。

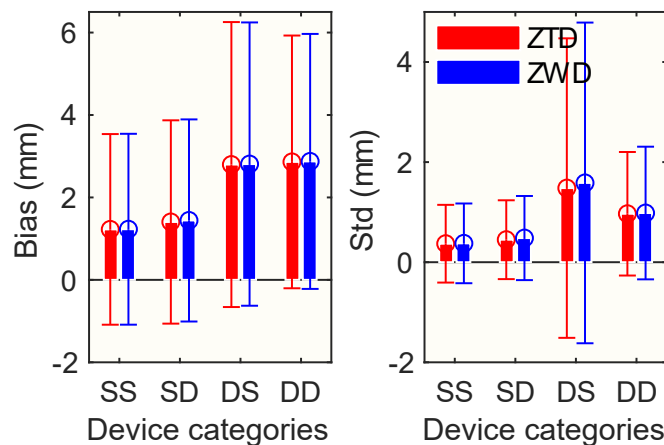


图 4-12 不同天线与接收机组的平均偏差和标准差

Figure 4-12 Average bias and std of different types of receiver and antenna combinations

图 4-12 显示，在所有的接收机和天线组合中，误差棒都超过了相应的柱，这是预期的，因为它是年度和全球平均的结果。然而，大的误差棒值表明，组合之间的偏差变化不能被忽视。图中显示，天线是造成对流层延迟差异的主要原因，

而不是接收机；这种现象导致 ZTD/ZWD 的偏差约为 1.6 mm，而接收机只导致约 0.2 mm 的偏差。平均标准差的表现与平均偏差相似，表明天线的不同导致对流层延迟偏差更大，季节性偏差波动更大。

4.4 本章小结

本章基于 NGL 海量且高质量的全球 GNSS 对流层产品，评估了 GPT 系列最新的经验模型 GPT3 的 ZTD\Gn\Ge 的精度并分析了误差的全球时空分布，对比了 NGL GNSS 与 ERA5 射线追踪 ZH/W/TD 全球偏差，分析了偏差与纬度、高程和接收机类型及天线类型的相关性。实验得到了以下结论：

GPT3 模型计算的 ZTD\Gn\Ge 的全球平均偏差分别为 -0.99 cm、0.029 mm 和 -0.016 mm，全球平均均方根误差分别为 4.41 cm、0.77 mm 和 0.73 mm。三个参数的均方根误差均表现出显著的季节变化，与椭球高和纬度呈负相关，与经度无显著相关。此外，北方向梯度和东方向梯度之间的均方根误差存在强相关性。

GNSS ZTD 与射线追踪 ZTD 偏差在大多数地区表现为正值，其值约为 4 mm，表现出显著的纬度相关性。在超过 2 km 的高海拔地区，VMF1 和 ERA5 采用的 NWM 之间的差异引起的 ZHD 偏差将迅速增加（达到厘米级），进一步增加 ZWD 偏差。这种增加的偏差可能导致在高海拔地区用 GNSS 方法得到的可降水汽（PWV）值不准确，而对 ZTD 偏差的影响不大。对流层延迟偏差的绝对值的年振幅为 0-6mm。这些结果可以用来设置 PPP 中的初始对流层方差值，以加速定位收敛时间。此外，实验发现接收机天线贡献了大约 1.6mm 左右的对流层延迟偏差，这可能是 PCO/PCV 精度的原因。

这项研究的结果有助于全面了解迄今为止精度最高的两种对流层延迟之间的差异；该结果还确定了偏差的时空和与设备有关的分布特征。此外，本研究中使用的大量测站数据有助于为定位提供具有适当不确定性的先验值；这些值有助于装饰其他参数，如测站坐标和接收时钟，以实现更好的精度和可靠性特征。

第5章 基于 GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法

基于 GNSS 观测数据的对流层模型保留了经验模型不依赖气象参数、建模简单、使用方便和精度优良等优点，同时能够最大程度保证在 GNSS 应用中的自洽，是最主要的对流层延迟模型类别之一。本章提出并建立了一套基于 GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法，综合考虑了数据量、网格分辨率和模型稳定性对模型性能的影响。选取德国及周边区域 183 个站点十年的数据对方法进行了检验，结果表明方法有效提升了此类模型的建模性能，验证了方法的精度和可靠性，对于对流层延迟建模研究具有重要参考价值。

5.1 引言

随着 GNSS 站网的加密以及数据传输速率的提升，高空间分辨率的 ZTD 数据出现爆炸式地增长，部分学者开始采用一些机构解算的 GNSS 对流层延迟数据，建立对流层延迟模型。这类模型保留了经验模型不依赖实测气象参数、建模简单、使用方便和精度优良的优点，同时能够最大程度保证在 GNSS 应用中的自洽 (Chen et al., 2020)。毛健等 (2013) 采用国际 GNSS 服务组织 (International GNSS Service, IGS) 提供的对流层天顶延迟产品，建立了一种简单的全球对流层天顶延迟模型，全球范围内 RMSE 为 4.9 cm。受限于 IGS 测站数量不足，该模型并不精细。文献 (Chen and Wang, 2015) 利用上海天文台 GNSS 分析中心解算的陆态网对流层数据建立了中国区域对流层天顶延迟网格模型 SHAtrop，该模型建模精细，精度良好。然而在整个模型的建立过程中，缺乏有效的质量控制手段，不能够给其他区域建立类似的模型提供很好的参考。同时，该模型在 ZTD 时间序列拟合中，采用了带相位的周期函数，使用该函数拟合出的初相并不稳定，可能在制作网格以及使用网格的插值过程中引入误差。

为了填补这些内容的空缺，本章提出了一套 ZTD 建模质量控制方法，采用内华达大地测量实验室解算的高时空分辨率 GNSS 对流层数据，选取了近 10 年德国及周边区域 (47°N-55°N, 5°E-15°E) 183 个测站的实测 ZTD，对该方法进行了验证。该方法从建模数据量的选择、网格分辨率对模型精度的影响和模型产品稳定度等方面对模型进行了质量控制。同时，本章提出了无相位周期拟合模型并对比分析了其相对于文献 (Chen and Wang, 2015) 中含相位模型的优势。最后，本文建立了在该质量控制方法和新拟合方法下所选区域的 ZTD 模型。新模型稳定可靠，精度优良，验证了该质量控制方法的可行性。

5.2 建模数据评估与建模方法介绍

基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型最主要的优势在于模型包含了 GNSS 信息，

在应用于 GNSS 定位时能够最大程度保证自洽。因此建立此类模型首先要保证数据源的准确性，本节主要评估了实验采用的 NGL 对流层延迟产品的可靠性，以及介绍了建模的数据处理策略。

5.2.1 数据处理策略

相比于传统模型，基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型与气象参数无关，其建模数据来源于区域或全球分布的 GNSS 永久观测站的实测 ZTD，模型建立过程中充分考虑 ZTD 的时空分布特性，能够最大程度地保证模型在 GNSS 应用中的自洽。本文中，为了使得模型网格尽可能的平滑以降低插值带来的误差，在数据处理策略上，首先剥离高程给 ZTD 带来的影响，即将测站 ZTD 归化到椭球面上，然后再网格化。

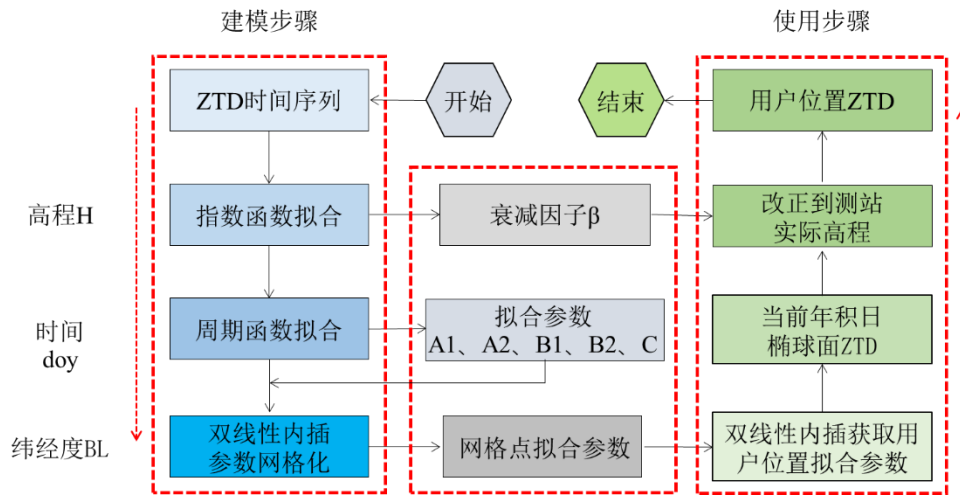


图 5-1 模型建立与使用流程图

Figure 5-1 Flowcharts for modeling and using

上图为模型的建立与使用流程示意图，其中建模步骤为：

- (1) 获取区域的 GNSS 测站坐标信息以及长时间的 ZTD 数据；
- (2) 分析测站高程与 ZTD 年均值的关系，采用指数模型计算 ZTD 随高程的衰减系数，根据计算获取的系数将 ZTD 归化到椭球面上；
- (3) 采用频谱分析方法提取测站 ZTD 时间序列里的周期信号，使用周期函数对时间序列进行拟合，获取各个测站的拟合参数；
- (4) 分析各个参数水平方向的分布特点，对各个测站的拟合参数采用双线性插值方法在经纬度上进行网格化，获取各网格点的参数，制作成网格文件。

模型的使用过程与建立过程互为逆过程，其步骤为：

- (1) 获取网格文件，通过搜索和用户最近的 4 个网格点，使用双线性插值方法获取用户所在经纬度的周期函数拟合参数；
- (2) 将参数带入周期拟合模型，获取给定年积日下用户所在经纬度椭球面

上的 ZTD;

(3) 使用指数模型, 带入衰减系数参数, 将椭球面上的 ZTD 改正到用户所在高程, 求得测站的 ZTD。

建模及使用具体流程见图 5-1, 图 5-1 上部点划线框中为模型建模过程, 下部点划线框中为模型的使用过程。对于用户而言, 仅需提供测站坐标和年积日, 代入模型, 便能获取实时 ZTD。

5.2.2 建模数据质量评估

高时空分辨率以及高精度的实测 GNSS ZTD 是模型建立的基础。2017 年 11 月 5 日, NGL 的 Blewitt 等人开放提供了自 1996 年以来全球超过 1.6 万个站点超过 3400 万天次的对流层产品 (Blewitt, 2018), 每年新增测站数量约为 1000 个。NGL 提供的对流层产品使用了 JPL/Caltech 提供的轨道和钟差, 使用 GIPSY 软件进行解算, 时间分辨率为 5min, 产品遵循 IGS 标准格式。相比于 IGS 对流层产品, NGL 对流层产品测站分布范围更广, 分布密度更大, 可用时间更长。NGL 对流层数据的开放对于对流层延迟的精细建模研究具有重要的意义。

相比于全球模型, 区域模型由于空间跨度较小, 建模更加精细, 往往能够获得更高的精度。鉴于德国区域 NGL 测站数量多且分布较为均匀, 且该区域是用于建立欧洲气象基础模型的主要观测区域之一, 为便于与 GPT2w 等基于 NWM 再分析产品的模型进行对比分析, 本文选取了 2009 年 1 月 1 日至 2018 年 12 月 31 日共十年德国及周边区域 (47°N - 55°N , 5°E - 15°E) 217 个测站的 ZTD 数据, 用于实验分析。

NGL 并未公布其对流层产品的精度, 为了评估本文使用的 NGL 对流层产品的精度, 以下以 IGS ZTD 为参考, 统计了十年期间所选测区的 10 个公共测站的 NGL ZTD 的平均偏差 (BIAS) 和均方根误差 (RMSE)。统计结果见表 5-1, 从表 5-1 可以看出, 测区内的 NGL ZTD 和 IGS ZTD 一致性良好, 10 个测站 BIAS 均值为 0.87 mm, RMS 均值为 3.88 mm。该结果表明 NGL 解算的 ZTD 具有和 IGS 解算的 ZTD 相同的精度, 可用于对流层延迟精细建模。(IGS 提供的最终 ZTD 产品精度为 4 mm; <http://www.igs.org/products>, 2019.7)

表 5-1 NGL 解算的德国区域 IGS 测站 ZTD 精度/mm

Table 3-3 ZTD accuracy of the IGS station in The German region calculated by NGL

	FFMJ	HUEG	LEIJ	POTS	PTBB	WARN	WTZA	WTZR	WTZS	WTZZ	Mean
BIAS	1.15	0.43	1.66	-0.65	1.89	0.79	0.94	0.94	0.82	0.77	0.87
RMS	4.03	3.86	4.68	4.25	4.61	3.52	3.58	3.40	3.36	3.46	3.88

5.3 建模数据特性对模型精度的影响分析

为了建立稳定可靠,精度优良的模型,本节对建模数据特性进行了探索分析,讨论了建模数据长度、网格分辨率以及模型长时间未更新等等因素对模型精度的影响。

5.3.1 数据长度对精度的影响

图 5-2 中柱状图为所选测区内各个测站数据可用时间的频数分布直方图,从图中可知各个测站之间可用数据差异较大。前人的研究中(毛健等, 2013; Chen and Wang, 2015),仅简单剔除了数据量偏少的测站,未在数据量的选择对建模精度的影响上进行深入研究。为了解决不同数据量的测站用来一起建模是否合理、数据量越多是否越有益于提高模型精度等质量控制问题,实验选取了数据量满 10 年的 15 个测站,计算了分别使用 1 年至 10 年数据量建模,测站的平均拟合 RMS 值,结果见图 5-2。可以发现,随着数据量的增多, RMS 值在增大,幅度约为 0.8mm/年,但在数据量超过 4 年后, RMS 逐渐平缓。由此可以得到结论: 1) ZTD 在年与年之间存在差异,这种差异在数据量超过 1 年的情况下会使得 RMS 值变大; 2) 这种差异的周期约为 4 年,在数据量超过 4 年后, RMS 值趋于平缓,因此在数据量的选取上,建议不超过 4 年; 3) 这种差异的幅度为毫米级,将不同数据量的测站一起建模对精度影响有限。在本文中,考虑到在时间序列拟合过程中使用了年周期拟合模型,实验对 217 个测站进行筛选,在剔除数据量不足 1 年的测站后,选取了 2015-2018 共 4 年期间 183 个测站的 ZTD 数据进行建模。

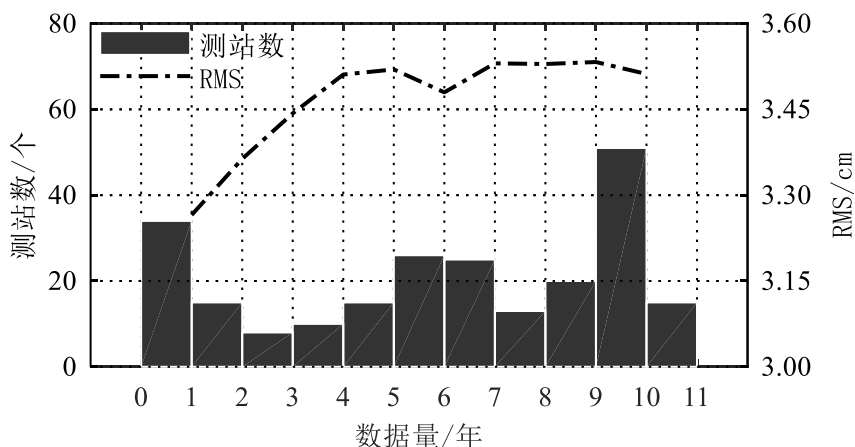


图 5-2 数据可用时间频数分布和建模数据量与模型 RMS 之间的关系

Figure 5-2 Data available time frequency distribution and Relationship between modeling data volume and model RMS

5.3.2 网格分辨率对精度的影响

测站空间分辨率的大小直接决定了模型的精细程度,而网格分辨率的选择与测站空间分辨率相关。前人的研究 (Chen and Wang, 2015) 中未阐明其网格分辨

率的选择依据,无法获知网格分辨率对模型精度的影响。为了探究网格分辨率对模型的影响,以确定合适的网格分辨率,本文统计了在使用相同的数据、相同的建模方式下划分成不同大小网格下的模型精度(BIAS 和 RMS)以及模型使用的成本(网格文件大小及计算耗时)。实验结果见表 5-2,由于网格数量与网格点分布相关,难以统计,本文中以网格点数量代替,表中平均测站密度为测区内用以建模的测站个数与网格点个数之商。从表 5-2 可以发现:1)随着网格密度的增大,网格点数量、网格文件大小呈指数增长,计算耗时前期增长不大,后期增长迅速;2)RMS 随着网格的变小逐渐变小,当分辨率小于 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 后, RMS 趋于稳定, BIAS 随着网格的变小有明显的下降。3)网格分辨率在小于 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 之后,平均测站密度小于 1。综合考虑, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格分辨率在本文中为最佳网格划分标准,在该标准下,既保证了高精度(BIAS 小于 1 mm)和高效率(耗时较低),又能保证了低成本(网格文件占用内存较小)。从以上结果可以得到网格分辨率选取的一般标准:在保证平均每个网格内至少 1 个测站的前提下选择大网格。在该标准下,能够在充分发挥测站分辨率大的优势同时控制建模及使用成本。

5.3.3 模型稳定性

由 1.3 节可知,建模数据时长的增加并不能有效地提高模型精度,可见 ZTD 具有较高的稳定性。为了验证该结论并探究模型精度在模型使用过程中随时间的变化,实验选取了数据量满 10 年的 15 个测站 2009-2012 年共 4 年的数据进行建模,然后对 2013-2018 共 6 年时间的 ZTD 进行预报。图 5-3 为 15 个测站的预报残差平均值的时间序列,图中点划线为残差序列的线性拟合,可以发现,在长时间的预报过程中残差序列存在逐渐变大的趋势,残差序列变化率为 1.42 mm/年 。考虑到模型精度为厘米级,该趋势变化并不大,模型精度整体相对稳定,无需频繁(每年)更新,该模型可以在建模后的较长一段时间以其标称精度提供服务。

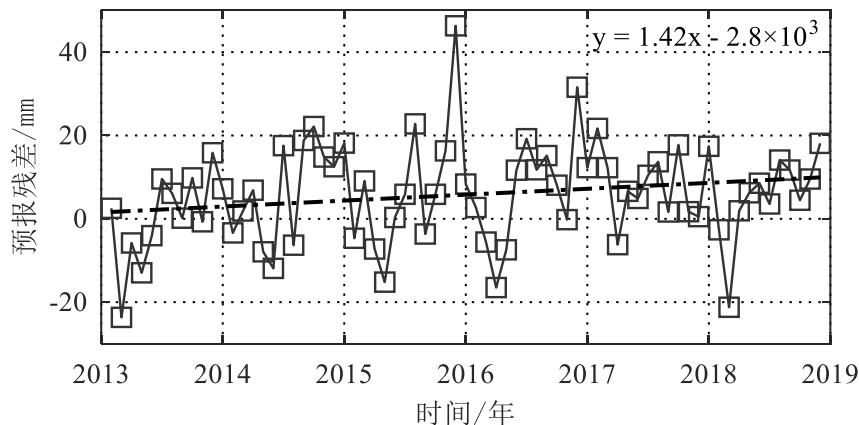


图 5-3 模型预报残差

Figure 5-3 Model prediction residual

5.4 实验评估验证

为了检验上述质量控制方法下的模型精度,本文对在该区域选取的 183 个测站数据,进行了 ZTD 时空特性分析,建立了相应的 ZTD 模型,该模型以下称为 SHAtropDE (DE 为德国的简称)。

5.4.1 高程归化

图 5-4 为各测站高程以及各测站的 ZTD 均值,本文中的测站高程均为基于椭球面的大地高。从图中可以发现,德国地势整体较为平缓,南部由于靠近阿尔卑斯山脉高程出现陡增,而 ZTD 年均值正好相反,在南部出现陡降,测站高程与 ZTD 近似呈反比关系,即测站 ZTD 年均值随着测站高程增加减小。ZTD 与测站高程的关系通常用指数模型或者线性模型来表示(王君刚,2016),以下为指数模型关系式:

$$Z(h) = Z_0 \times \exp(\beta h) \quad (5-1)$$

式中, $Z(h)$ 为测站所在高程 ZTD, Z_0 为测站在椭球面上的 ZTD, h 为测站高程(m), β 为 ZTD 随高程的衰减系数。

实验通过对测站 4 年的 ZTD 年均值与测站高程进行指数模型拟合,得衰减系数 $\beta = -1.24 \times 10^{-4}$ 。获取衰减系数后,即可将 ZTD 归化到椭球面上。

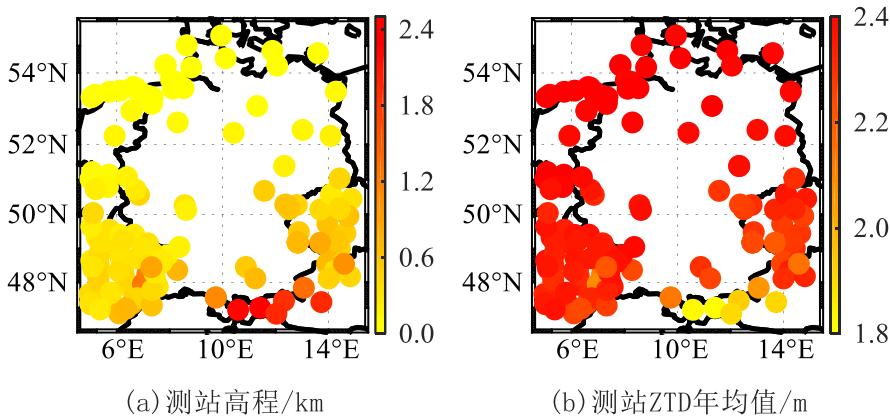


图 5-4 测站高程和测站 ZTD 年均值

Figure 5-4 Station elevation and station ZTD annual mean

表 5-2 不同网格分辨率下模型精度及使用成本

Table 5-2 Model accuracy and cost of use at different grid resolutions

网格分辨率	3°×3°	2°×2°	1°×1°	0.5°×0.5°	0.25°×0.25°	0.1°×0.1°
网格点数量/个	6	12	61	269	1112	7042
平均测站密度/个	30.50	15.25	3	0.68	0.16	0.03
网格文件大小/Byte	637	893	2794	10691	42002	260284

BIAS/mm	-1.29	-1.11	-0.57	-0.29	-0.10	-0.04
RMS/mm	33.61	33.61	33.59	33.57	33.57	33.57
耗时/s	27.82	27.80	28.12	28.93	31.19	46.41

5.4.2 时间序列周期拟合

由 5.2.1 节可知测站 ZTD 与测站高程相关,而对于单个测站而言,其高程固定,ZTD 随时间的变化规律与高程无关。图 5-5 为 PTBB 和 FFMJ 两个测站的时间序列,可以发现 ZTD 时间序列存在明显的周期信号。时间序列的周期信号通常通过傅里叶频谱分析(郑为民等,2013)来获取,实验对全部测站数据做傅里叶频谱分析后发现全部测站均存在显著的年周期信号。

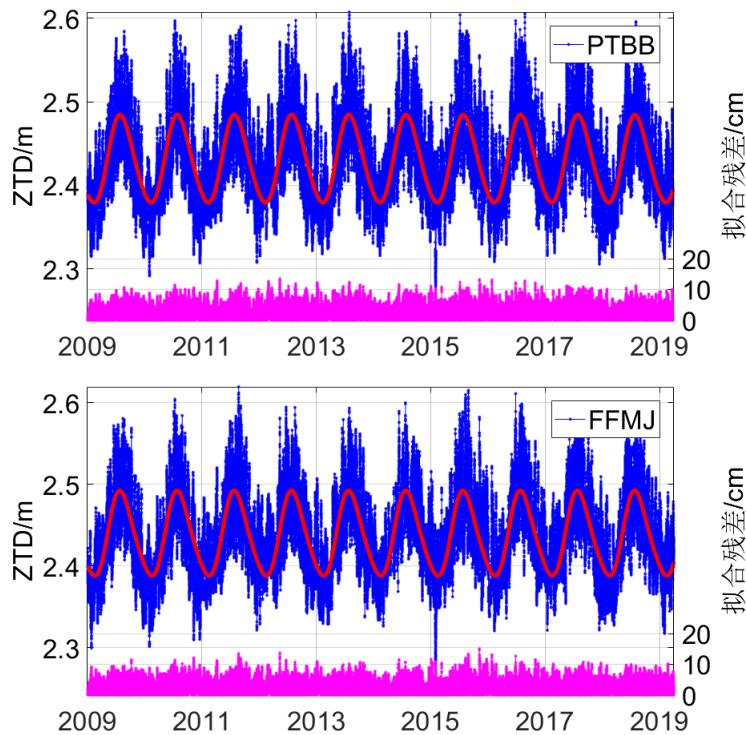


图 5-5 测站 ZTD 时间序列与周期函数拟合结果及拟合残差

Figure 5-5 Station ZTD time series and cycle function fit results and fitting residuals

在处理 ZTD 随时间的变化中,文献 (Chen and Wang, 2015) 采用了年周期+半年周期拟合模型,公式见式 (5-2)。该模型含有相位参数,为了克服由该相位参数带来的模型误差,本文提出使用无相位拟合模型。为了判断在本实验所在区域中,年周期+半年周期是否同样优于仅年周期模型,本文提出了两种无相位模型,第一种为无相位仅年周期模型,见式 (5-3);第二种为无相位年周期+半年周期模型,见式 (5-4)。

$$Z_0 = A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(\tau - P_1)\right) + A_2 \cos\left(\frac{4\pi}{365.25}(\tau - P_2)\right) + C \quad (5-2)$$

$$Z_0 = A\cos(\frac{2\pi}{365.25}\tau) + B\sin(\frac{2\pi}{365.25}\tau) + C \quad (5-3)$$

$$Z_0 = A_1\cos(\frac{2\pi}{365.25}\tau) + A_2\cos(\frac{4\pi}{365.25}\tau) + B_1\sin(\frac{2\pi}{365.25}\tau) + B_2\sin(\frac{4\pi}{365.25}\tau) + C \quad (5-4)$$

实验对式 (5-3) 和式 (5-2) 模型、式 (5-3) 和式 (5-4) 模型下的 RMS 进行了对比实验。实验结果见图 5-6。图中分别以 “H” “N” “O” 代表无相位仅年周期模型、无相位年周期+半年周期模型和含相位年周期+半年周期模型。

从图 5-6 上子图可以发现, 无相位仅年周期模型和无相位年周期+半年周期模型 RMS 序列接近, 但 RMS 差值序列全部为正, 说明在本实验所在区域内所有测站在附加半年周期模型下精度高于仅年周期模型。根据图 5-6 下子图, 使用无相位模型精度高于含相位模型, 证明了新模型的优越性。PTBB 和 FFMJ 站使用式 (5-4) 模型的拟合结果以及拟合残差也绘制在图 5-5 中, 图中对残差取了绝对值, 从图 5-5 可以发现, 拟合残差基本控制在 ± 10 cm 以内, 且残差序列呈现噪声特性, 不存在残余的周期信号, 拟合情况良好。

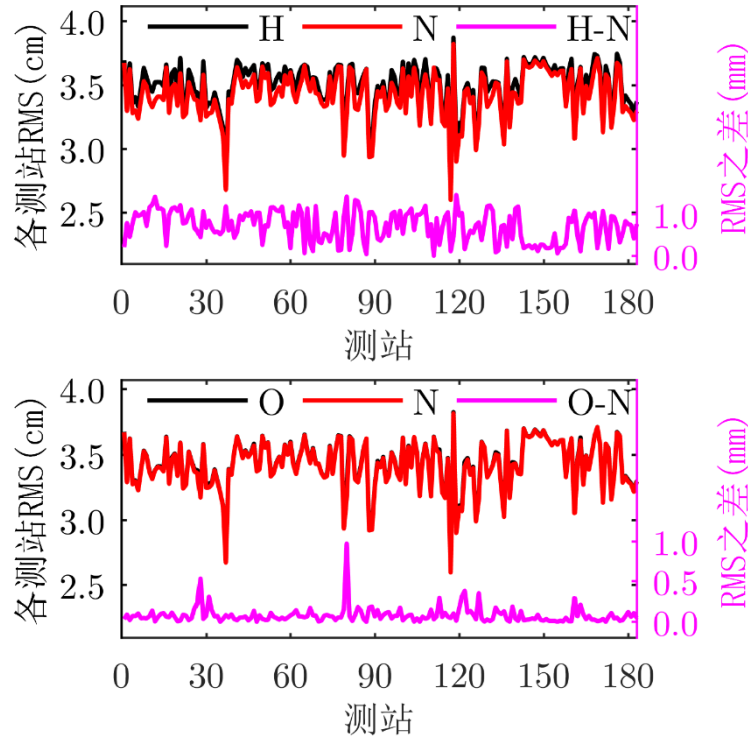


图 5-6 三种拟合模型下各个测站 RMS 比较

Figure 5-6 RMS comparison of each station under three models

5.4.3 水平方向网格化

实验选取 183 个测站中的 170 个用于建模, 剩余的 13 个用于检验。图 5-7

为建模站做年周期+半年周期拟合的 5 个拟合函数参数和拟合残差的中误差。从图中可以发现：年周期项振幅 A_1 表现为西北部大、东南部小，并有向东南方向层进减小的趋势，而 B_1 无显著地域特性；半年项振幅 A_2 可以看出存在南大北小的地域分布，而 B_2 同样无明显地域特征；常数项 C 在西南区域较大，在南边界靠近阿尔卑斯山处较小，其余区域呈现由北向南增大的特点；拟合残差中误差 RMS 呈现从临海的西北区域向靠近阿尔卑斯山脉的东南内陆逐渐减小的特点，可见水汽活跃程度极大影响拟合精度。测站中拟合残差中误差最大为 3.71 cm (VLIE: 5.09E, 53.30N)，最小为 2.90 cm (PAT2: 11.46E, 47.21N)。

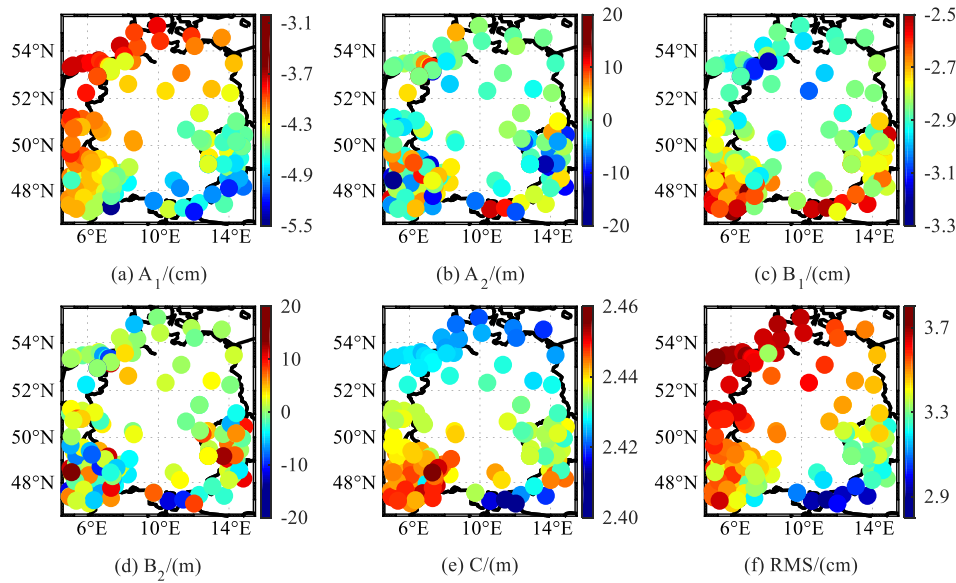


图 5-7 各测站拟合残差及拟合参数

Figure 5-7 Fitting residuals and fitting parameters of each station

为了评估 SHAtropDE 的精度，本文利用 SHAtropDE 计算了所选测区内 183 个测站 2015-2018 共 4 年的 ZTD，同时计算了 EGNOS、UNB3m 和 GPT2w 模型在相同测站、相同时间段的 ZTD，并以 NGL 解算的 ZTD 作为参考值，计算了各个模型的 BIAS 和 RMS，计算公式见式 (1)。各模型下各个测站的 BIAS 见图 5-8 (a)~(d)，RMS 见图 5-8 (e)~(h)。

从 BIAS 和 RMS 可以看出，UNB3m 模型整体精度最低，EGNOS 和 GPT2w 精度相当，SHAtropDE 模型精度最高。EGNOS 和 GPT2w 的 BIAS 以及 SHAtropDE 的 RMS 均呈现南高北低的地域特性，SHAtropDE 模型 BIAS 最小且分布均匀。

表 5-3 统计了 170 个建模站和 13 个检验站在四个模型下的 BIAS 和 RMS 信息（平均值，最小值，最大值），从表 5-3 可以得到以下结论：SHAtropDE 模型在建模站和验证站精度相当，平均 BIAS 小于 1 mm，平均 RMS 为 3.4 cm；SHAtropDE 模型的整体精度最高，建模站相对于 UNB3m、EGNOS、GPT2w+Saas 平均改善了 42.4%、35.8%、33.3%；验证站相对于 UNB3m、EGNOS、GPT2w+Saas

平均改善了 30.8%、40.7%、38.6%。SHAtropDE 模型基于实测 ZTD 建立，相对于传统经验模型有良好的精度改善，能够满足德国区域 GNSS 用户高精度 ZTD 改正需求。

表 5-3 SHAtropDE 模型的精度与其他模型的对比

Table 5-3 Comparison of the accuracy of the SHAtropDE model with other models

	Model	UNB3m	EGNOS	GPT2w	SHAtropDE
建模站	BIAS	-2.8(-4.2,-1.6)	-1.1(-2.8,0.8)	-0.7(-2.3,1.0)	0.0(-0.1,0.1)
	RMS	5.9(4.0,8.6)	5.3(3.4,8.0)	5.1(2.9,7.9)	3.4(3.0,3.7)
验证站	BIAS	-2.8(-3.9,-2.2)	-0.9(-2.3,0.1)	-0.5(-1.7,0.3)	0.0(-0.0,0.0)
	RMS	6.5(4.4,8.3)	5.9(3.7,7.8)	5.7(3.4,8.0)	3.5(3.2,3.7)

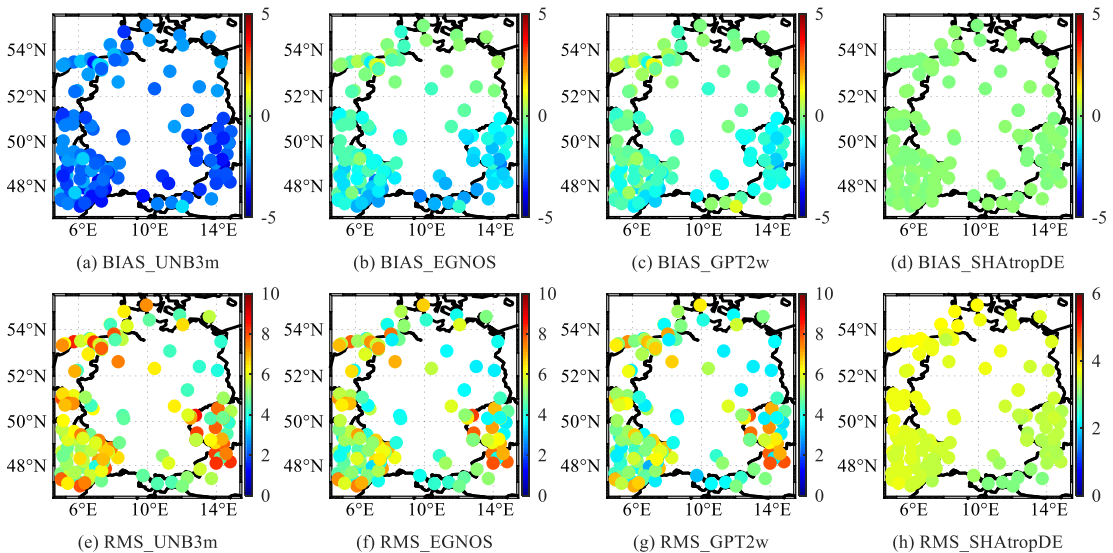


图 5-8 各测站不同 ZTD 模型的系统偏差 (cm)和 RMS 精度统计(cm)

Figure 5-8 System deviation (cm) and RMS accuracy statistics (cm) for different ZTD models at each station

5.5 本章小结

基于 GNSS 数据的对流层延迟模型不仅具备了一般经验模型的优势，还能最大程度保证在 GNSS 应用中的自治，是最有发展前景的对流层模型之一。本章提出了一套 ZTD 建模质量控制方法，并采用 NGL 解算的高空间分辨率 GNSS 对流层数据，选取了近十年德国及周边区域（47°N-55°N，5°E-15°E）183 个测站的实测 ZTD，对该方法进行了验证。

验证结果表明，ZTD 在年与年之间存在大小约为 0.8 mm/年的拟合差异，这种差异的周期约为 4 年，使用超过 4 年的数据对模型精度提升作用不明显。此外，网格分辨率的选取应以保证平均每个网格内至少一个测站为标准。在该标准

下,能够充分发挥测站分辨率大优势并控制建模及使用成本。最后,模型在长时间的使用过程中存在精度略微退化的现象,残差序列变化率为 1.42 mm/年。模型精度整体相对稳定,无需频繁(每年)更新,可以在建模后的较长一段时间以其标称精度提供服务。

在本章提出的质量控制方法下建立的新模型平均 RMSE 为 3.4 cm,相对于 UNB3m、EGNOS、GPT2w+Saas 平均改善了 42.4%、35.8%、33.3%,能够满足德国区域 GNSS 用户高精度实时 ZTD 改正需求。该方法为此类 ZTD 模型的建立制定了技术规范,能够给其他区域的建立类似模型提供良好的参考作用,对于 ZTD 建模研究具有一定的参考价值。

第6章 对流层延迟映射函数高程建模

对流层延迟映射函数是将天顶延迟映射到无线电信号入射方向的关键因子,其精度直接影响对流层斜路经延迟的准确性。本章提出了两种可扩展阶数的对流层延迟映射函数高程建模方法,弥补了现有方法在湿延迟映射函数高程修正上的缺失,发现并修正了 Niell 高程校正方法在约 6-8 km 以上高空区域精度快速下降等问题,分析了建模残差的时空分布特征,并以 TUW 的 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品为参考评估验证了新模型的全球精度。

6.1 引言

当前众多的对流层模型,经历了多次的迭代和发展,已经能够获得非常精确的对流层延迟 (Mendes et al., 2002; Tesmeret et al., 2007; Kouba, 2008, 2009; Yuan et al., 2019; Feng et al., 2020; Qiu et al., 2020)。然而,这些模型很少考虑对流层延迟的垂直信息,这意味着它们的应用大多局限于地球表面。Li 等人 (2018) 根据大气再分析数据设计了两个改进的对流层天顶延迟模型 IGGtrop_SH 和 IGGtrop_rH,这两个模型是基于经验垂直比例函数建立,评估结果显示其平均精度分别为 3.86 cm 和 3.97 cm。Zhu 等人 (2022) 在 ERA5 数据基础上,利用分段函数垂直修正对流层天顶总延迟,建立了 GZTD-P 模型,并利用 MERRA-2 大气再分析数据和探空数据验证了模型的精度。Wang 等人 (2022) 开发了一种新的方法来表示 NWM 衍生的对流层天顶静力学延迟和湿延迟,通过地表数据和额外的两到三个系数进行参数化,在 0-14 公里高度上可以达到 1-2 mm 的精度。与天顶延迟垂直建模相比,对映射函数垂直建模的研究非常少。Niell 在 1996 年首次提出了一种映射函数高程校正方法,但只针对静力学延迟部分 (Niell 1996)。Qu 等人 (2022) 发现了 Niell 模型中恒定系数的缺点,设计了一个二次多项式改进模型来改进系数表达,使其按月在全球网格上提供。然而,Qu 等人 (2022) 同样忽略了湿延迟部分,此外,建模范围只在 0-5 公里范围内,模型评估只在地球表面进行。对于海洋和高空区域,模型的准确性没有得到很好的评估和验证。而在人造飞行器活动日益增多的今天,这是不可或缺的。

在本章,实验旨在以简单有效的方式,从地球表面到 14 公里高度 (覆盖常见人造飞行器飞行高度),提供覆盖全球的映射函数高程校正模型,同时尽量减少精度损失。为了模拟对流层延迟映射函数系数 a 的垂直变化,实验提出了两种新的方法,使用户能够快速和便捷地获得精确的映射函数。

6.2 映射函数高程建模原理

本节首先从天顶对流层延迟的指数函数模型中推导出映射函数系数的可扩

展高程校正指数模型。然后展示了 Niell 高程校正方法的缺陷，之后提出一个可扩展的多项式模型。最后，选择一个格网点实验来验证这两个新模型的模型性能。

6.2.1 映射函数指数高程校正模型

无线电信号在特定观测高度角下穿越中性大气层所导致的总延迟通常通过以下公式表示 (Davis et al., 1985):

$$\Delta L(\epsilon) = ZHD \cdot mf_h(\epsilon) + ZWD \cdot mf_w(\epsilon) \quad (6-1)$$

其中， ZHD 和 ZWD 分别是天顶方向的静力学延迟和湿延迟， $mf(\epsilon)$ 是高度角为 ϵ 时的映射函数。映射函数表示了斜路经延迟与天顶延迟之比，由以下三个基本系数 a 、 b 和 c 确定。

$$mf(\epsilon) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin(\epsilon) + \frac{a}{\sin(\epsilon) + \frac{b}{\sin(\epsilon) + c}}} \quad (6-2)$$

在离散映射函数中，系数 a 是由 NWM 决定的，而系数 b 和 c 则取决于经验函数。Wang 等人 (2021) 提出了天顶延迟的垂直剖面建模方法，该方法在全球范围内能够达到 1-2 mm 的精度。天顶延迟和高程之间的关系如下：

$$ZD_h = ZD_0 \cdot e^{\sum_{i=1}^n m_i \cdot h^i}, \quad n = 1, 2, 3 \quad (6-3)$$

式中， ZD_h 和 ZD_0 分别为高程为 h 和 0 时的天顶延迟， m_i 为指数函数的系数。假设存在 $f(h)$ 使得以下高程为 h 和 0 时的斜路经延迟等式成立：

$$SD_h = SD_0 \cdot f(h) \quad (6-4)$$

为了使得等式 (6-3) 成立，则显然 $f(h)$ 为指数函数，因此，高程为 h 和高程为 0 时的映射函数可以使用以下等式表达：（注意式中指数函数系数与 (6-3) 式不同）

$$mf_h(\epsilon) = mf_0(\epsilon) \cdot e^{\sum_{i=1}^n m_i \cdot h^i}, \quad n = 1, 2, 3 \quad (6-5)$$

映射函数系数 a 可以从公式 (6-2) 反算获取：

$$a = - \frac{mf(\epsilon) \cdot \sin(\epsilon) - 1}{\frac{mf(\epsilon)}{\sin(\epsilon) + \frac{b}{\sin(\epsilon) + c}} - \frac{1}{1 + \frac{b}{1 + c}}} \quad (6-6)$$

将公式 (6-5) 代入公式 (6-6)，可以得到高程为 h 时的 a 系数和高程为 0 时的 a 系数之间的关系：

$$\frac{1}{a_h} = \frac{1}{a_0} \cdot e^{\sum_{i=1}^n a_i \cdot h^i} + \frac{e^{\sum_{i=1}^n m_i \cdot h^i} - 1}{1 + \frac{b}{1+c}}, \quad n=1,2,3 \quad (6-7)$$

在上式的等号右边，加号右边变量约比加号左边变量小两个数量级。因此，提出以下简化的系数 a 的垂直指数近似方程：

$$a_h = a_0 \cdot e^{\sum_{i=1}^n m_i \cdot h^i}, \quad n=1,2,3 \quad (6-8)$$

6.2.2 Niell 高程校正模型及其扩展模型

Niell (1996) 在 1996 年提出了经验对流层延迟映射函数高程校正方法（本文称为 Niell 模型），其系数被 VMF1 (Böhm et al., 2006) 及其后续的 VMF3 (Landskron and Böhm, 2018) 所沿用。在 VMF1 和 VMF3 中，带有高程校正的版本分别为 `vmf1_ht` 和 `vmf3_ht`。高程校正后的映射函数如下：

$$mf_h(\epsilon) = mf_0(\epsilon) + \left(\frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\sin \epsilon + \frac{a_{ht}}{\sin \epsilon + \frac{b_{ht}}{\sin \epsilon + c_{ht}}}} \right) \times \frac{h}{1000} \quad (6-9)$$

式中常数 $a_{ht} = 2.53 \times 10^{-5}$, $b_{ht} = 5.49 \times 10^{-3}$, $c_{ht} = 1.14 \times 10^{-3}$ ，这些常数通过 9 个高度角的数值进行最小二乘法计算，然后在 5 个纬度进行空间平均，并在 9 个标准剖面进行时间平均获取得到 (Niell, 1996)。此外，由于假设湿延迟映射函数与测站高程无关 (Qu et al., 2022)，Niell 模型只对静力学延迟部分进行高程校正。

Niell 模型本质上是一个线性模型，并且在全球范围内使用相同的系数。但是，它试图只用一组参数来表征全球特征，不足以解释 MF 的空间变化。本实验将湿延迟映射函数考虑在内，将建模对象定为映射函数系数 a ，然后将线性模型扩展为多项式模型：

$$a_h = \sum_{i=1}^n a_i \cdot h^i, \quad n=1,2,3 \quad (6-10)$$

由于 Niell 模型本质上是一个简化的线性模型，所以实验忽略一阶多项式，使用二阶和三阶多项式以及一至三阶的指数模型对映射函数系数 a 进行建模。这

5 个方案在下文中分别用 Poly2、Poly3、Exp1、Exp2 和 Exp3 表示。

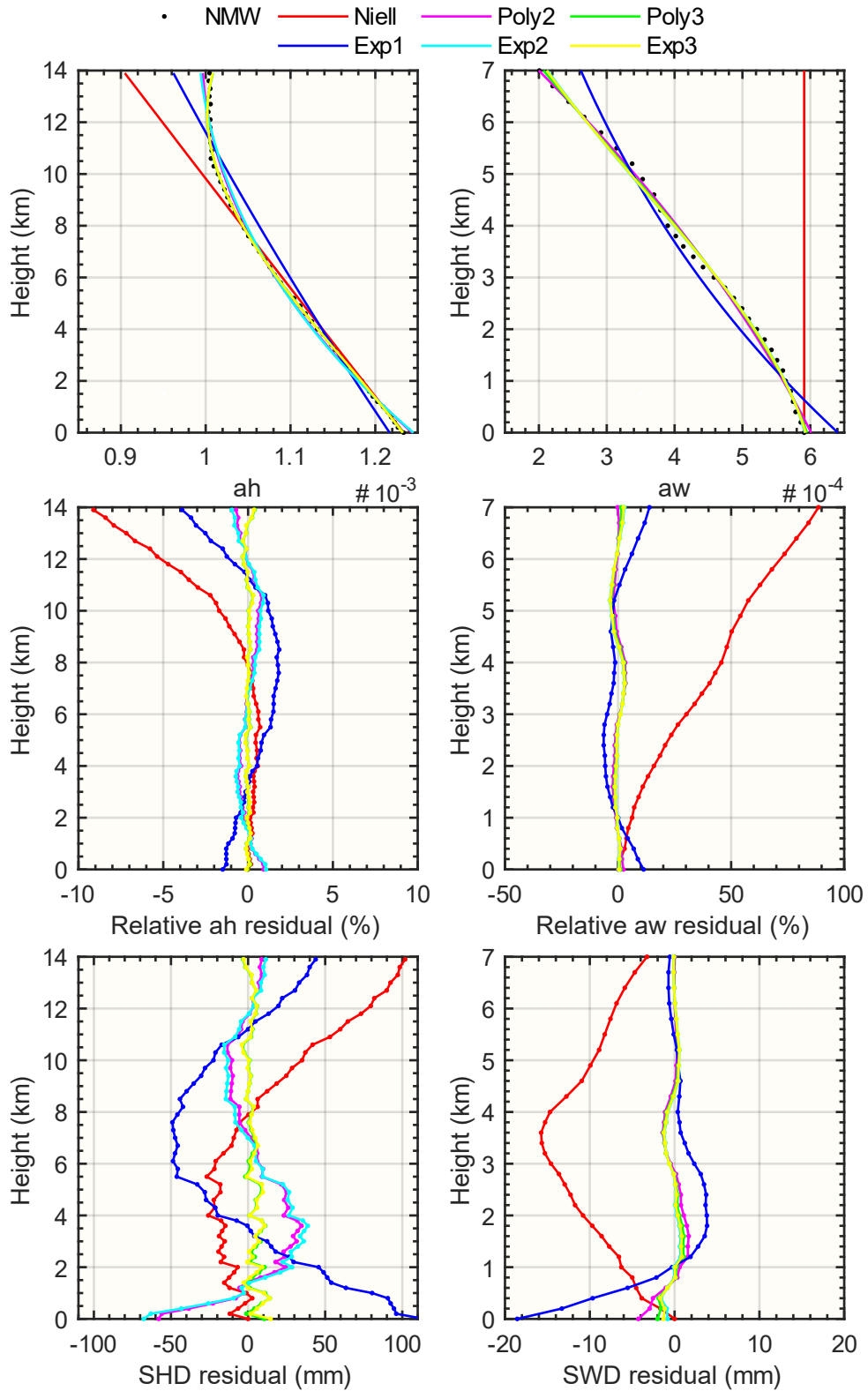


图 6-1 映射函数系数垂直剖面变化及模型拟合结果

Figure 6-1 Tropospheric delay mapping function coefficients vertical profiles (black dots) and the polynomial and exponential approximations (upper), the relative fitting residuals (middle), and the slant delay residuals at elevation angle 3° (lower).

实验选取了一个网格点 (45.5°S, 82.5°W)，计算了这个点在 0-14 公里垂直方向上间隔 200 米或 300 米共 54 个垂直高度的 MF 系数 a_h 和 a_w ，然后用 Niell 和上述的 5 种方案拟合 MF 系数。需要注意的是，每个垂直高度的 MF 系数是通过 7 个高度角的最小二乘法和 8 个方位角的平均得到的，方法为通过 ERA5 进行射线追踪。图 6-1 展示了拟合结果，上部子图为 a_h （左）和 a_w （右）的拟合结果，中间子图为拟合的相对残差，下部子图为高度角为 3°时的 SHD 和 SWD 残差。需要注意的是，由于系数 a 本身是没有物理意义的参数，残差本身的数值大小很难反映拟合效果，所以实验用相对值来表示。这里的相对残差是指模型值减去 NWM 值后的差值占 NWM 值的百分比。此外，实验发现湿延迟 MF 在超过一定数值的高度会失去连续性，变化变得不规则，在这些高度，绝大部分的 ZWD 值都小于或等于 0.1 mm，这意味着在这些地方水汽已经非常稀薄。在实验中没有使用这部分数据，因为再分析数据在这些高程的精度可能已经达到了极限。

从图 6-1 来看，当阶数为二阶及以上时，多项式和指数式方案都能很好地拟合系数 a ，相对 a_h 残差在 $\pm 1\%$ 以内，相对 a_w 残差在 $\pm 4\%$ 以内。Niell 方案在低海拔地区表现良好，因为 MF 系数在这一区域随高程的变化非常接近线性，但一旦海拔超过 8 公里，Niell 方案的精度就会迅速恶化，在 14 公里的高度， a_h 拟合的相对残差接近 10%。Exp1 方案的表现比 Niell 方案好，因为该方案考虑了整个高度数据。Exp1 方案和 Niell 方案表现类似，但是存在一个现象，即随着高度的增加， a_h/a_w 的相对残差变大，而其余的方案则没有这个现象。这种随高度分散的现象没有反映在斜路径湿延迟残差上，因为在实验选择的高度范围内，水汽逐渐变稀薄乃至消失，导致天顶湿延迟值变得非常小。从 SHD/SWD 残差可以发现，模型精度随着阶数的增加而增加，在三阶的 Exp3 和 Poly3 方案中，斜路径延迟残差已经非常接近于零。需要注意的是，由于 Niell 模型只对静力学 MF 系数的高度进行了修正，所以图中右图 a_w 的 Niell 方案是没有进行任何修正的结果。

斜路径对流层延迟 (SPD) 的精度是衡量模型性能的关键指标，因为 MF 高程校正的目标是提高其精度。然而，STD 精度与高度角之间的关系不是线性的，所以只选择某个高度角的 SPD 精度来代表模型精度是不完整的。因此，实验在下一节中直接使用相对 a_h/a_w 残差作为评估指标（另一个原因是高度角 3°的 SPD 精度没有表现出明显的时空变化特性）。需要注意的是，图 6-1 中的 SHD/SWD 残差是使用真实 ZHD/ZWD 值时的残差，如果使用模型的 ZHD/ZWD 值，这部分模型误差会被放大，无法达到图 6-1 中所展现的精度。

6.3 模型内符合精度评估

为了评估模型的内符合精度，本节将上一节中的拟合实验扩展到全球 $5^\circ \times 5^\circ$ 的格网中，统计了 6 个方案建模残差的全球分布，分析了建模残差的随纬度、高

程和时间的分布特征。需要注意的是,实验中的映射函数系数 ah 和 aw 通过 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 ERA5 小时射线追踪计算获取,在 7 个高度角最小二乘及在 8 个方位平均。实验中使用的映射函数系数 b 和 c 与 VMF3 模型相同。此外,实验中地球表面是指 ERA5 的地形高度。

6.3.1 模型残差的全球分布

考虑到相对残差在统计时存在正负抵消的问题,实验用相对残差(残差绝对值与参考值的比值)作为评估指标,用来表示建模的精度损失。Niell、Poly2 和 Poly3 方案结果的全球分布见图 6-2; Exp1、Exp2 和 Exp3 方案结果的全球分布见图 6-3。需要注意的是,由于各个方案之间结果存在数量级差异,为了更好的可视化,不同方案之间使用了不同的 colorbar 比例。

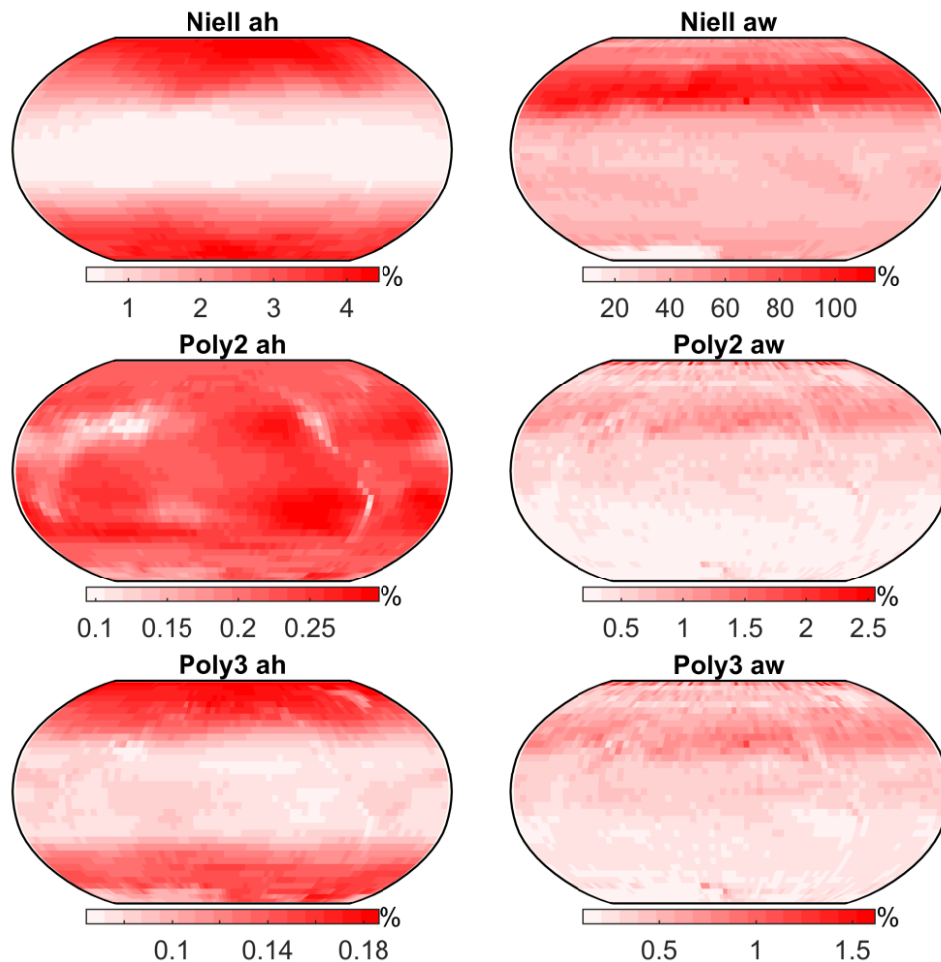


图 6-2 Niell 模型与多项式模型的建模相对残差

Figure 6-2 Relative absolute residuals of mapping function coefficients ah (left) and aw (right) under Niell (upper), Poly2 (middle) and Poly3 (lower) solution during 2021

静力学延迟映射函数系数 ah 中, Niell 方案和 Exp1 方案可以发现显著的纬度相关性,建模残差在高纬度区域显著大于低纬度区域。Exp1 方案的相对残差比 Niell 方案的数值分布范围小,数值上限分别为 1.25%和 4.33%。两个 2 阶的

方案（即 Poly2 和 Exp2 方案）的结果非常相似，都呈现了显著的地形分布特征，其中 ah 的拟合残差在高海拔区域要比低海拔区域更小。两种方案的数值分布范围也非常接近，上限分别为 0.3% 和 0.35%。三阶的两个方案，Poly3 和 Exp3 的结果同样接近，两者拟合残差均在二阶的基础上，进一步下降到了 0.19%。但是，三阶的两种方案的地形相关性开始减弱，并开始出现和 Niell 方案及 Exp1 方案一样的纬度相关特征。

与静力学延迟系数 ah 相比，湿延迟映射函数系数 aw 的相对残差在南北半球之间不再对称。从 Niell 方案的结果可以看出，在没有高程校正的情况下，残差值非常大，可达参考值的两倍，尤其是在北半球的中高纬度地区，比其它地区大得多。与此相比，尽管 Exp1 方案简单，只有两个模型系数，但其相对残差可以降到 5% 以下。二阶的两个方案 Poly2 和 Exp3 的结果非常相似，其数值分布上限分别约为 2.5% 和 3%。三阶的 Poly3 的结果降低到 1.6%，而 Exp3 的结果比 Exp2，并没有显著的降低，只有约 2.7%。aw 的结果都没有显著的的地形分布特征，高海拔地区比低海拔地区略小。

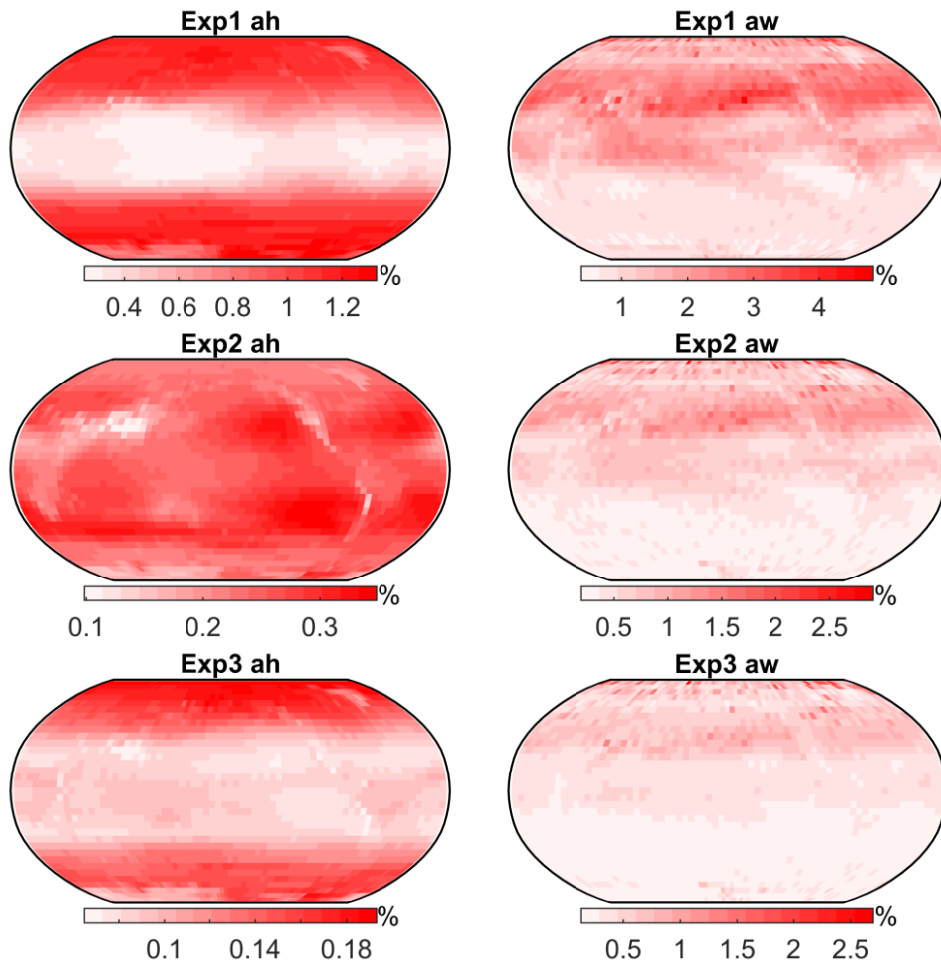


图 6-3 指数模型的建模相对残差

Figure 6-3 Relative absolute residuals of mapping function coefficients ah (left) and aw (right) under Exp1 (upper), Exp2 (middle) and Exp3 (lower) solution during 2021

6.3.2 模型精度与纬度、高程和时间相关性分析

在上一节的结果中误差展现出了一定的纬度和高程相关性,因此有必要分析不同纬度和海拔的精度分布特点,此外,实验还按时间进行了统计分析。图 6-4 为将六个方案的全球平均相对残差按海拔高度、纬度和年积日进行统计的结果。由于 Niell 方案的残差数值跨度比其他方案大得多,为了更好地显示, Y 轴在一些子图被折叠。

图 6-4 的顶部两个子图展示了建模精度的高程相关性。在 Niell 方案中, ah 相对残差从地表的 0%指数上升到 14 km 的 9%,而 aw 则从地表的 0%线性上升到 6 km 的 60%,然后波动增大,最后再向下。这也反映了在高海拔地区 aw 的不连续和不规则变化。Exp1 方案的 ah 精度在 0-2%范围内波动,而 aw 精度在 6-10 km 之间波动很大,在其他高程相对平稳,小于 3%。Poly2 和 Exp2 方案的 ah 精度在不同高度之间变化很小,都在 0-0.5%之间波动。相比之下, Poly3 和 Exp3 方案的 ah 精度差异不大,都在 0-0.2%之间波动。此外, Poly2、Poly3、Exp2、Exp3 方案的 aw 精度几乎没有差异,未发现 3 阶模型比 2 阶更准确。

图 6-4 的中上两个子图展示了建模精度的纬度相关性。对于 ah, Niell 方案和 Exp1 方案相似,都表现为 "U"型,即精度随着纬度的增加而降低; Niell 方案的精度在赤道地区约为 0.5%,在高纬度地区约为 4%,而 Exp1 方案的两个值分别约为 0.3%和 1.2%。Poly2 和 Exp2 方案的精度在各纬度地区非常相似, Poly3 和 Exp3 的精度在各纬度地区也非常相似,四种方案都没有显著的纬度相关性。两个二阶方案的精度约为 0.3%,两个三阶方案在大多数纬度上的精度低于 0.1%。对于 aw 来说, Niell 方案的精度从南纬 90 度的 20%左右上升到南纬 60 度的 40%左右,在南纬 60 度和北纬 30 度之间基本保持在 40%左右,然后在北纬 30 度和北纬 45 度之间上升到 100%,最后在北纬 45 度和北纬 90 度之间下降到 50%。其余五种方案的纬度的相关性非常弱, Exp1 方案稍强一些。

图 6-4 的底部 4 个子图分别为北半球和南半球两部分的建模精度,以展示模型精度的时间相关性。从图中可知,不同方案的 ah 精度在北半球和南半球之间没有显著差异。Niell 方案的 ah 精度有显著的季节性特征,在北半球夏季比冬季高,在南半球冬季比夏季高。然而,其他五个方案没有显著的季节性特征。在北半球,不同方案的 aw 精度具有显著的季节性特征, Niell 方案夏季精度高于冬季,而其他方案的夏季精度低于冬季。在南半球,只有 Niell 方案的 aw 精度表现出明显的季节性特征,其规律与北半球相同,夏季精度高于冬季精度。此外,本文提出的 5 种方案的 ah 和 aw 精度在一年中都非常稳定,而且阶数越高,精度越好。ah 在一阶、二阶和三阶的相对残差分别约为 0.8%、0.2%和 0.1%, aw 在一阶、二阶和三阶时的相对残差分别约为 1%、0.4%和 0.25%。

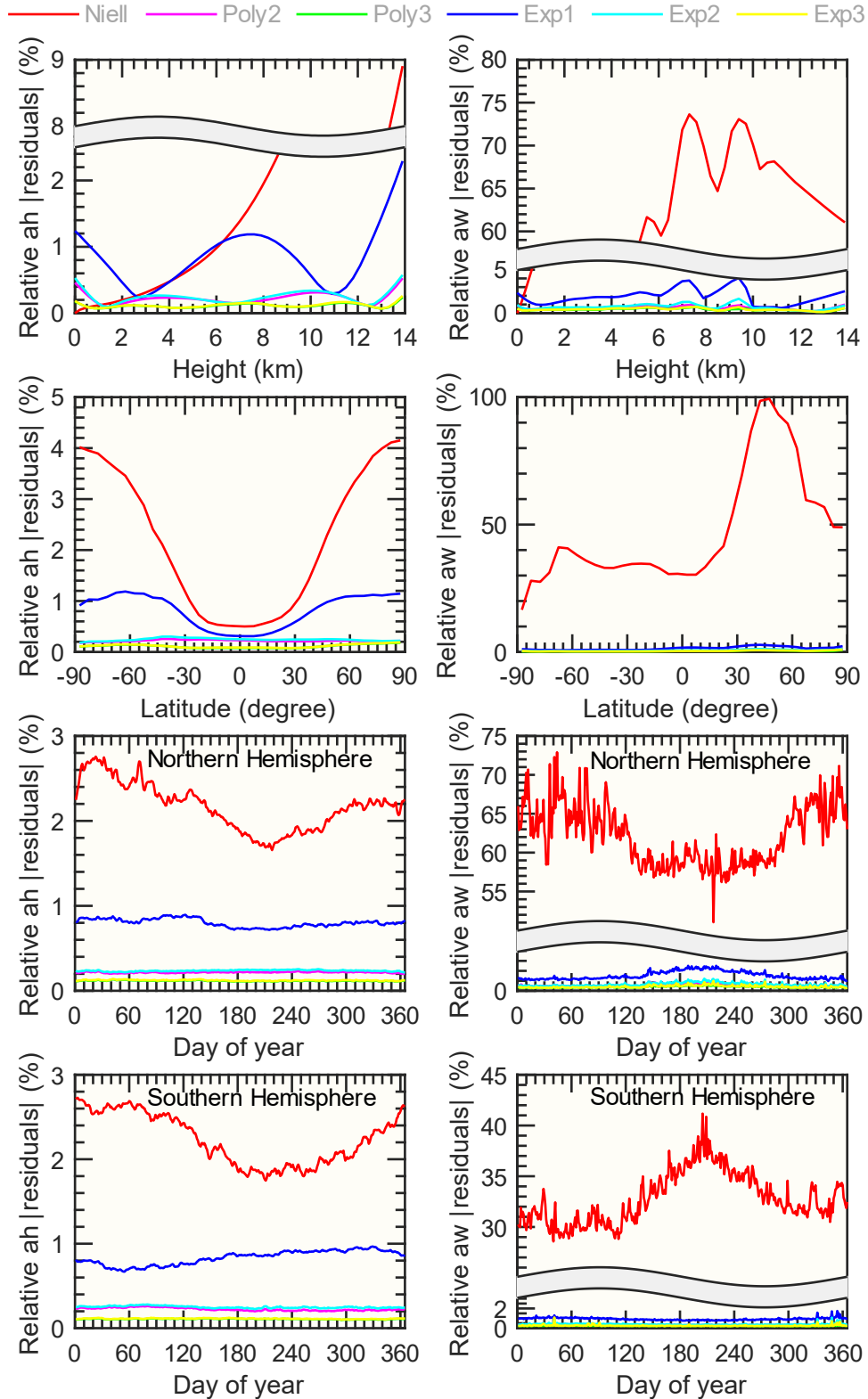


图 6-4 模型精度的高程、纬度和时间相关性

Figure 6-4 Modeling accuracy of hydrostatic MF coefficient ah (left) and wet MF coefficient aw (right) using 6 solutions at different altitudes, different latitudes and different day of year of 2021 (Northern hemisphere and southern hemisphere)

使用 ah/aw 相对残差可以比较不同模型之间的建模效果，也可以分析建模残

差的时空相关性特征。然而,读者更希望对建模效果有一个更直观的印象。因此,实验统计了不同模型在 3° 高度下的均方根误差,并将其绘制在图 6-5 中。注意,这里的均方根误差是以 ERA5 射线追踪在 3° 高度角下的斜路经对流层延迟作为参考。从图 6-5 可以发现,斜路径对流层延迟的均方根误差在不同方案之间的差异并不像不同方案之间的相对残差那样大。这里有两个原因,其一为图 6-5 中的结果是全球和所有垂直高度的平均结果。其二为天顶延迟在高海拔地区变得更小,较大的 ah/aw 残差被逐渐变小的天顶延迟所部分抵消,并不表现为较大的 SHD/SWD 残差。需要注意的是,这个结果是基于准确的天顶延迟。如果使用经验模型获得天顶延迟,则无法达到该高精度结果。

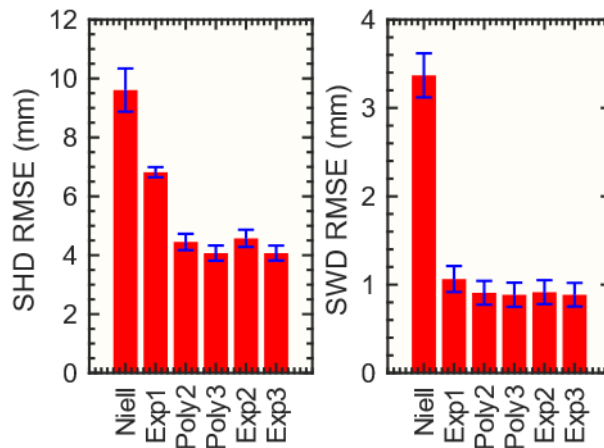


图 6-5 使用 6 种方案在 3° 高度角下的斜路经延迟均方根误差

Figure 6-5 Modeling accuracy of slant hydrostatic delay (left) and slant wet delay (right) using 6 solutions at elevation angle 3° of 2021.

6.4 模型外符合精度评估

为了获取新模型的外符合精度,需要引入外部数据来对模型进行评估。然而目前尚无机构提供垂直对流层延迟映射函数产品,因此无法在整个垂直平上进行评估。来自维也纳工业大学 TUW 的 VMF1/VMF3 站点产品通常被用来评估地表对流层延迟的准确性。实验使用新模型计算了 513 个 GNSS 站点位置的 ah 和 aw 。计算方法与 VMF3 模型相同,即首先确定离站点最近的四个网格点,然后通过新模型将格网点位置数据校正到站点高度,最后将系数内插到站点位置。由于本文没有纬度大于 87.5° N 和 87.5° S 的 GNSS 站点,所以全部采用双线性插值。Niell 模型在此不作讨论,因为它依赖于地面数据,是一个基于地面数据的模型。站点的评估结果见图 6-6 (VMF1) 和图 6-7 (VMF3),统计结果见图 6-8。为了便于与前人研究进行比较,实验用高度角为 3° 时的斜路经延迟的均方根误差 (RMSE) 作为精度指标。需要注意的是,为了严格控制变量,以 VMF1 产品为参考的评估中,均使用 VMF1 的天顶延迟,以 VMF3 产品为参考的评估中,均

使用 VMF3 的天顶延迟。

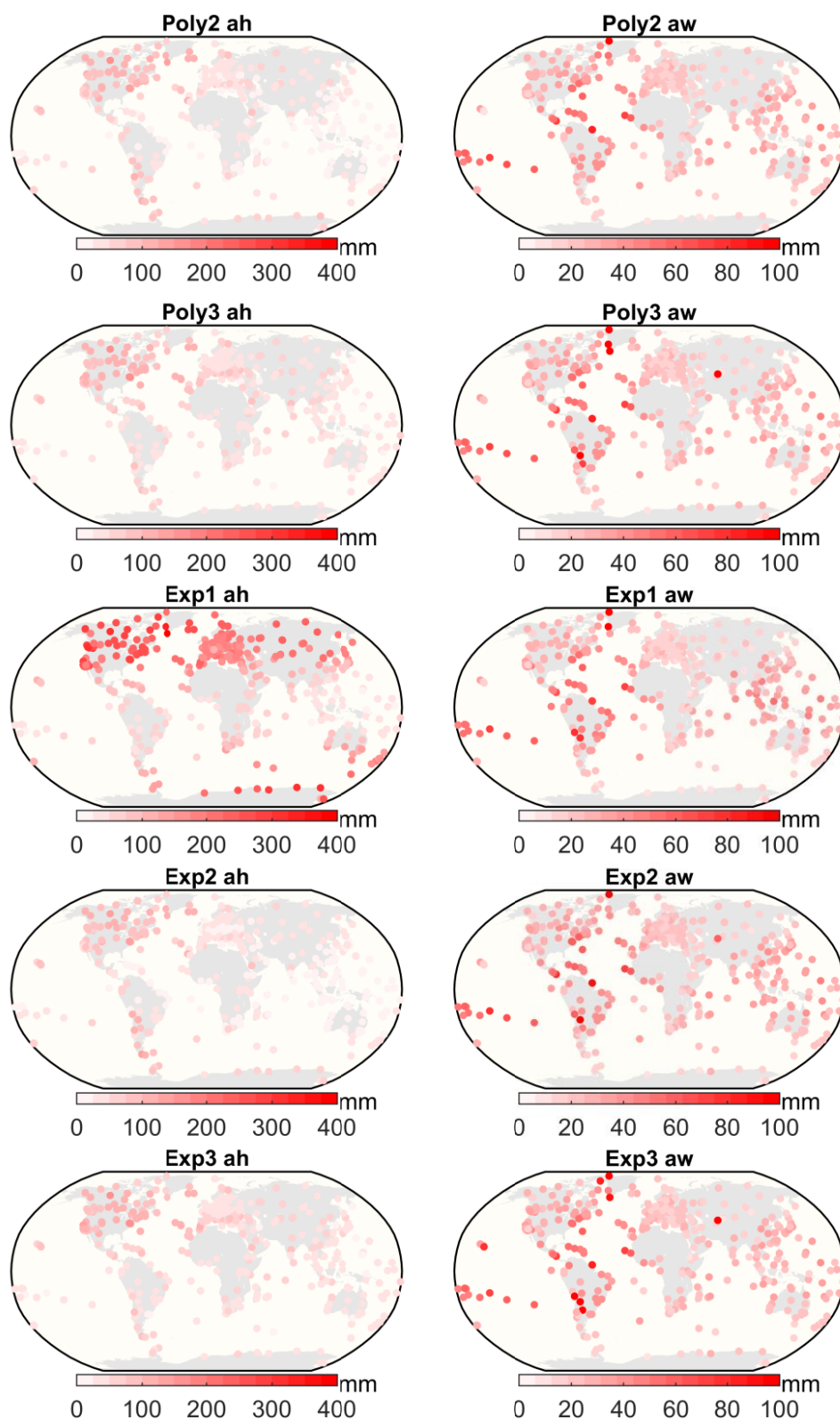


图 6-6 以 VMF1 GNSS 站点产品为参考的各模型建模精度

Figure 6-6 Modeling accuracy of hydrostatic MF coefficient ah (left) and wet MF coefficient aw (right) using site-wise VMF1 GNSS as reference

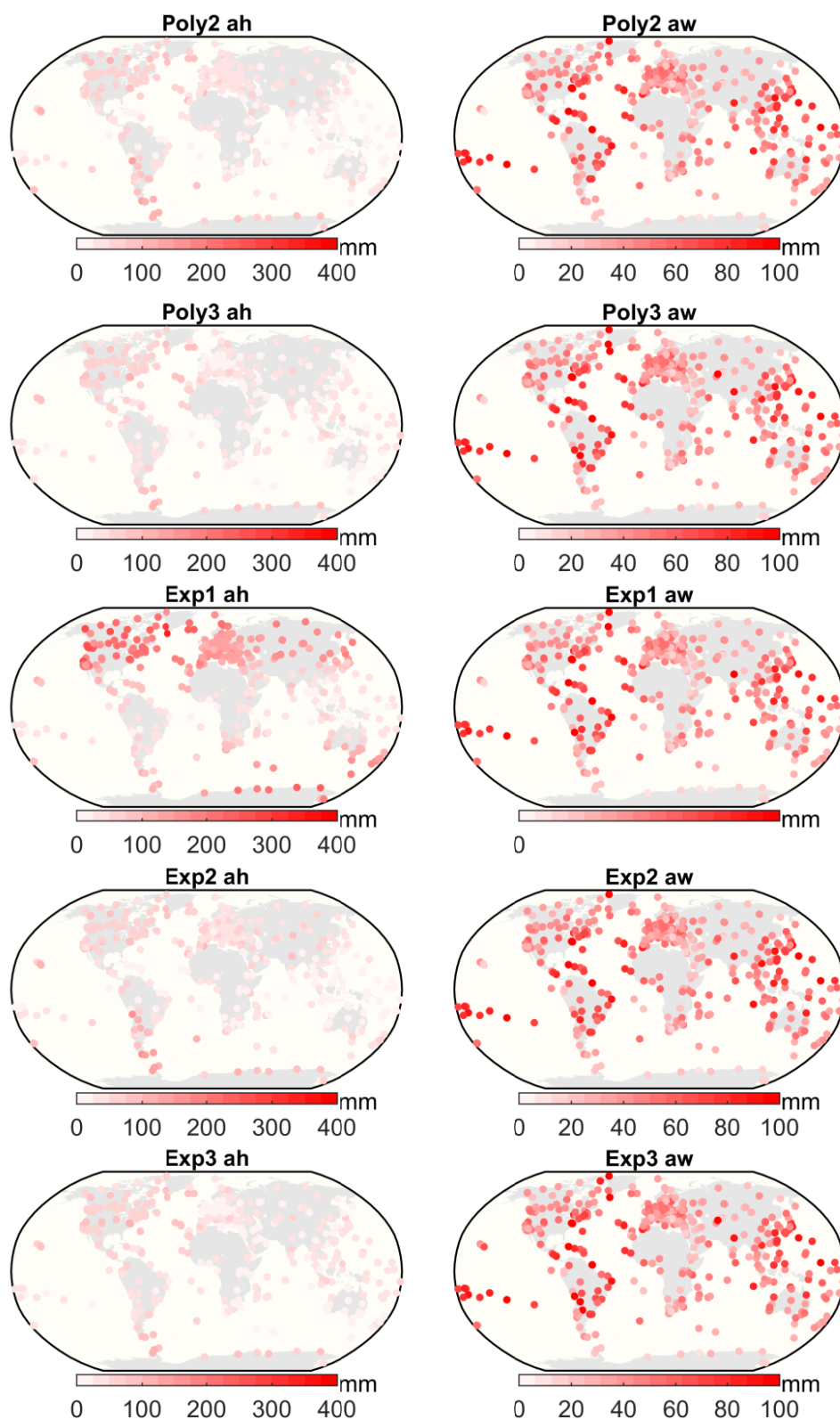


图 6-7 以 VMF3 GNSS 站点产品为参考的各模型建模精度

Figure 6-7 Modeling accuracy of hydrostatic MF coefficient ah (left) and wet MF coefficient aw (right) using site-wise VMF3 GNSS as reference

图 6-6 为五种方案以 VMF1 为参考的在各个 GNSS 站点的均方根误差。从 ah 的结果来看, Exp1 方案的精度最差, 尤其是在北半球的中高纬度和南半球的

高纬度地区。Exp1 方案中 ah 在其它地区的精度与另外四种方案没有显著区别。可以看出 Poly2 和 Exp2 方案比 Poly3 和 Exp3 方案精度略低，主要是在南美洲的西海岸和整个北美洲。aw 建模精度五种方案之间没有明显差异，精度较差的站点主要分布在格陵兰岛、北美中东部、南美中部和太平洋地区。

图 6-7 为五种方案以 VMF3 为参考的在各个 GNSS 站点的均方根误差。ah 结果与以 VMF1 产品为参考的 ah 结果非常相似，但可以看出，精度较差的站点较少，三阶方案 Poly3 比 Exp3 的精度更高一些。aw 的结果在不同模型之间的分布非常相似，总体上比以 VMF1 为参考的值大，没有显著的空间分布特征。

图 8 展示了全部站点的统计结果，以箱型图的形式呈现。从 ah 结果来看，以 VMF1 为参考的结果和以 VMF3 为参考的结果基本一致，Exp1 方案的全球平均 RMSE 约为 15 cm，而其余方案均小于 5 cm。以 VMF3 为参考的 Exp1 和两个三阶方案 Poly3 和 Exp3 的结果比，以 VMF1 为参考的结果更准确。aw 的结果显示，以 VMF1 和 VMF3 为参考的五种解决方案之间没有显著差异。以 VMF1 和 VMF3 为参考的结果的全球平均 RMSE 约为 28 mm 和 48 mm，5 种方案基本一致。以 VMF1 为参考的结果比以 VMF3 为参考的结果数值更为集中。

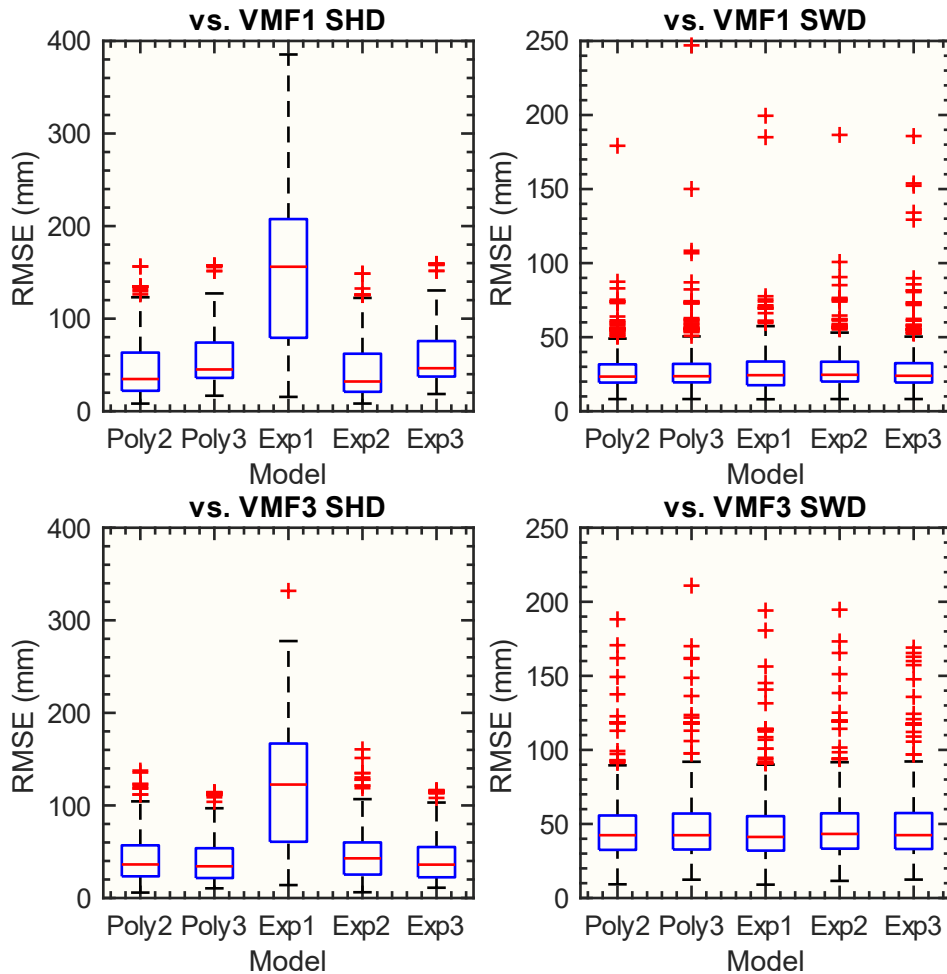


图 6-8 以 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品为参考的模型精度统计

Figure 6-8 Modeling accuracy statistics of hydrostatic MF coefficient ah (left) and wet MF

coefficient a_w (right) using site-wise VMF1/VMF3 GNSS as reference

6.5 本章小结

本章提出了两种可扩展模型（多项式模型和指数模型）来模拟从地表到 14 公里高度的对流层延迟映射函数垂直变化。在全球范围内，新模型的静力学延迟映射函数系数 a_h 的精度损失小于 0.3%，湿延迟映射函数系数 a_w 的精度损失小于 1%。与只对 a_h 进行了高程校正且对地面数据有依赖性的 Niell 模型相比，新模型增加了对 a_w 的高程校正，且不依赖地面数据，并充分考虑了映射函数系数的垂直变化和地表球面变化特征。全球平均 a_h 和 a_w 的精度损失从 Niell 模型的 2.20% 和 47.44% 下降到新模型的 0.11% 和 0.36%。

两种新模型都能在仅只用 2-4 个系数的情况下准确地模拟映射函数系数的垂直变化，在同一阶次的高程校正中两种模型没有显著差异。鉴于一阶模型的纬度依赖性较大，实验建议使用二阶及以上的模型进行高程校正。三阶模型可以在二阶的基础上进一步降低精度的损失，但改进有限。以 TUW 的 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品作为参考，新模型在地表也表现出良好的性能，二阶及以上的模型在 3° 高度角下，全球平均斜路经延迟 SHD 和 SWD 的均方根误差小于 5 厘米。

本章提出的方法可以为空间大地测量领域提供有效的映射函数高度校正产品，确保从地球表面到 14 公里高度（覆盖了一般人造飞行器飞行高度）的对流层延迟具有良好的高程校正。新的模型在二阶及以上时没有明显的时间依赖性，模型具有稳定的精度，可以满足更多用户的需求，特别是高空作业和配备了空中设备的具有实时需求的用户。

第7章 结论与展望

7.1 本文主要工作与贡献

本文主要贡献和创新如下：

1. 提出及建立了一套基于 GNSS 观测数据的 ZTD 建模质量控制方法

针对目前基于 GNSS 观测数据的对流层天顶延迟 (ZTD) 模型缺乏有效质量控制手段的现状, 提出了一套综合考虑数据量、网格分辨率以及模型稳定性的 ZTD 建模质量控制方法, 并采用内华达大地测量实验室 (NGL) 解算的高时空分辨率 GNSS 对流层延迟数据, 选取了近十年德国及周边区域 (47°N - 55°N , 5°E - 15°E) 183 个测站的实测 ZTD, 对该方法进行了验证。实验结果表明: 在该质量控制方法下建立的新模型精度稳定, 平均 RMSE 为 3.4 cm, 相对于 UNB3m、EGNOS、GPT2w+Saas 平均改善了 42.4%、35.8%、33.3%。该质量控制方法有效提升了基于 GNSS 观测数据的 ZTD 模型的性能, 对于 ZTD 建模研究具有一定的参考价值。

上述研究首次对基于 GNSS 观测数据的 ZTD 建模方法进行质量控制, 探索并提出了一套质量控制方法, 成果整理成论文“GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法”发表于《宇航学报》。

2. 评估了 GPT 系列最新的对流层延迟模型 GPT3 的全球精度及分析了偏差的时空分布特性

GPT3 是当下使用最广泛的经验对流层模型 GPT 系列模型的最新版本, 自 2018 年公布以来尚无学者评估其精度及精度时空分布。实验利用 NGL 解算的过去 10 年全球超过 1.6 万个 GNSS 站点的对流层数据, 评估了 GPT3 模型的性能。结果表明, NGL 的对流层产品具有与 IGS 产品相同的精度, 可作为评估一般对流层模型的参考; GPT3 估算的 ZTD 的全球平均 BIAS 为 -0.99 cm, 平均 RMSE 为 4.41 cm。GPT3 模型的精度与测站纬度和高程高度相关, 存在显著的季节性变化。GPT3 估算的北/东方向梯度的全球平均 RMSE 分别为 0.77 mm 和 0.73 mm, 两者之间存在强相关性, 其数值从赤道向低纬度增加, 从低纬度到高纬度减少。

上述研究首次在全球范围内使用 GNSS 数据对 GPT 系列最新的对流层模型 GPT3 进行精度评估, 并分析了偏差的时空分布特征, 成果整理成论文“Assessment of Empirical Troposphere Model GPT3 Based on NGL's Global Troposphere Products”发表于 *Sensors*。

3. 提取、评估及分析了近二十余年全球超过 1.4 万个 GNSS 站的 PWV 精度、时空分布特性及气候影响

PWV 是气候系统中的一个重要组成部分, 在全球水和能量循环中起着关键作用。多年来, 学者们设计了许多方法来准确估计 PWV, 其中, GNSS 以其高精

度、高时空分辨率、全天候运行以及近实时获取,已经成为最有潜力和发展最快的 PWV 获取方法之一。对近二十余年全球 GNSS PWV 与无线探空数据、温度异常和海面高异常数据进行了比较,在全球范围内,GNSS PWV 和 RS PWV 之间的平均偏差和均方根误差分别为 0.72 mm 和 2.56 mm。PWV 随着纬度的增加下降,在纬度大于 35° 时下降的速度减慢,标准偏差 (STD) 在纬度小于 35° 时达到最大值。全球平均线性趋势为 $\sim 0.64 \pm 0.81$ mm/十年,与温度和海平面高变化密切相关。每变化 1°C 和 1 mm, PWV 分别增加 ~ 2.075 mm 和 ~ 0.015 mm。此外,特别针对两极地区的南极洲和格林兰岛的 PWV 数据进行分析。发现南极洲和格陵兰岛的多年平均 PWV 分别为 5.63 ± 1.67 mm 和 7.63 ± 1.35 mm, PWV 的年标准偏差 (STD) 分别为 1.60 ± 0.77 mm 和 3.44 ± 0.92 mm。在南极洲和格陵兰岛, PWV 年标准差显示出从陆地中心到边缘的逐渐增加;而在格陵兰岛, PWV 平均值随着纬度的增加而下降,在南极洲则没有显著的纬度相关性。

上述研究提取、评估及分析了近二十余年全球超过 1.4 万个 GNSS 站的 PWV 精度、时空分布特性及气候影响,成果整理成论文“*Spatial - Temporal Variability of Global GNSS-Derived Precipitable Water Vapor (1994 - 2020) and Climate Implications*”发表于 *Remote Sensing*, “*Increasing Trend of Precipitable Water Vapor in Antarctica and Greenland*”发表于 *CSNC2022*。

4. 首次在全球范围内探索当下精度最高的两类方法 Ray-tracing 与 GNSS 方法获取的对流层延迟 (ZH/W/TD) 的差异

数值天气模型 (NWM) 是空间大地测量技术的一个重要数据来源。此外,全球导航卫星系统 (GNSS) 也可以提供大量的观测数据来不断改进和完善 NWM。经过严格的质量控制和数据预处理,实验计算并比较了 2020 年约 7000 个 NGL GNSS 站点的对流层延迟的偏差和标准差,以及相同站点位置的 ERA5 小时分辨率射线追踪对流层延迟。时间、空间以及与接收机和天线的相关性特征显示,在全球大部分地区, NGL ZTD (天顶对流层延迟) 相对于 NWM ZTD 有大约 4 mm 的正偏差,偏差的季节性振幅大约为 0-6 mm, NGL 对流层延迟中与天线相关的平均偏差大约为 1.6 mm。该结果可用于提供具有适当不确定度的对流层延迟的先验值,并评估使用 NWM 进行实时导航解决方案的适用性。

上述研究在全球近 7000 个 GNSS 测站位置对比了目前两类精度最高的对流层延迟获取方法,射线追踪和 GNSS 获取的 ZH/W/TD 之间的差异,成果整理成论文“*Characteristic difference of tropospheric delay between Nevada Geodetic Laboratory products and NWM ray-tracing*”发表于 *GPS Solutions*。

5. 提出了两种可扩展的对流层延迟映射函数高程建模方法,分析了模型误差的时空分布特征,评估了模型的地表精度。

对流层延迟映射函数是将天顶对流层延迟映射到无线电信号入射方向的重要因子,其精度直接影响斜路经对流层延迟的准确性。鉴于 Niell 等现有映射函

数高程校正方法在湿延迟系数校正上的缺失,以及模型覆盖范围不包括高空区域的现状,提出了两种可扩展的对流层延迟映射函数高程建模方法,建模范围从地表到 14 公里(基本覆盖一般人造飞行器活动范围)。新模型的模型误差与纬度、高程和时间的相关性特征被分析与讨论。此外,以 2021 年全年的 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品为参考,评估了模型的全球精度。结果表明,新模型二阶级以上时,在 3° 高度角下的斜路经延迟均方根误差小于 5 厘米。

上述模型在全球 $5^\circ \times 5^\circ$ 的格网上基于 ERA5 射线追踪方法建立,模型精度通过 VMF1/VMF3 GNSS 站点产品评估验证,成果整理成论文“Improving the vertical modeling of tropospheric delay mapping functions”投稿于 *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*。

7.2 下一步工作设想

在本文的研究基础上,下一步研究重点将从以下几个方面展开:

1. 全天候获取、低成本、实时、高精度和高时空分辨率是 GNSS 技术获取 PWV 的最大优势。本文分析了全球大量 GNSS 测站长时间的 PWV 变化趋势和时空分布特征,但是却少有进行气象学上的探索。下一步将扩展研究 GNSS PWV 在恶劣天气监测和预报等方面的应用。

2. 本文发现了 GNSS ZWD 和射线追踪 ZWD 在高海拔区域差值较大的现象,认为这种差异可能主要是由 VMF1/VMF3 模型获取 ZHD 所沿用的 Kouba 等人使用的格网插值方法存在缺陷导致。后续将进行实验验证这一假设,并探讨高程适用范围更广的格网插值方法,用于改善高海拔区域的 ZWD 精度,进而提升高海拔区域的 GNSS 可降水精度。

3. 本文提出了基于 GNSS 数据的 ZTD 建模质量控制方法,但是受限于现有 GNSS 测站的不均匀分布,仅能在区域构建和实施。如何构建同时拥有全球覆盖性和高 GNSS 应用自治性的融合模型是对流层延迟建模的重要挑战。后续将通过提取 GNSS ZTD 残差时间序列中的随机成分的时空分布特征研究不同数据的同化方法,来建立基于 GNSS 数据的全球模型。

4. 随着新的伪卫星概念的提出和现有硬件技术的不断完善,伪卫星在室内、地下和火星探测等等 GNSS 技术难以覆盖的区域焕发了新的生机。然而目前的伪卫星对流层延迟模型却难以满足当下高精度的定位需求。基于射线追踪技术,可以模拟高精度的点到点的对流层延迟,对于伪卫星高精度定位具有重要的意义。如何根据伪卫星的特殊布站方式构建适用于伪卫星定位的对流层延迟模型是后续重点研究方向之一。

参考文献

- Abbot C G. Variations of solar radiation[J]. Journal of Geophysical Research, 1928, 33(3): 149-150.
- Allan R, Soden B. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes[J]. Science, 2008, 321(5895): 1481-1484.
- Andrei C-O, Chen R. Assessment of time-series of troposphere zenith delays derived from the Global Data Assimilation System numerical weather model[J]. GPS Solutions, 2009, 13(2): 109-117.
- Armin H. Determination of Path Delays in the Atmosphere for Geodetic VLBI by Means of Ray-Tracing[D]. Technische Universität Wien, Vienna, Austria, 2016.
- Askne J, Nordius H. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data[J]. Radio Science, 1987, 22(3): 379-386.
- Beckley B, Yang X, Zelensky N P, Holmes S A, Lemoine F G, Ray R D, et al. Global Mean Sea Level Trend from Integrated Multi-Mission Ocean Altimeters TOPEX/Poseidon, Jason-1, OSTM/Jason-2, and Jason-3 Version 5.0 Ver. 5.0 PO. DAAC, CA, USA[R]. GSFC 2020.
- Benestad R E, Erlandsen H B, Mezghani A, Parding K M. Geographical Distribution of Thermometers Gives the Appearance of Lower Historical Global Warming[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(13): 7654-7662.
- Bertiger W, Bar-Sever Y, Dorsey A, Haines B, Harvey N, Hemberger D, et al. GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research[J]. Advances in Space Research, 2020, 66(3): 469-489.
- Bevis M, Businger S, Chiswell S, Herring T A, Anthes R A, Rocken C, et al. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1994, 33(3): 379-386.
- Bevis M, Businger S, Herring T A, Rocken C, Anthes R A, Ware R H, et al. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 1992, 97(D14): 15787-15801.
- Black H D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction[J]. Journal of Geophysical Research, 1978, 83(B4): 1825-1828.
- Black H D, Eisner A. Correcting satellite Doppler data for tropospheric effects[J]. Journal of Geophysical Research, 1984, 89(D2): 2616-2626.
- Blesić S, Zanchettin D, Rubino A. Heterogeneity of Scaling of the Observed Global Temperature Data[J]. Journal of Climate, 2019, 32(2): 349-367.
- Blewitt G, Hammond W C, Kreemer C. Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science [EB/OL]. (2018-9-24) [2022-3-25]. <https://eos.org/science-updates/harnessing-the-gps-data-explosion-for->

- interdisciplinary-science.
- Boehm J, Heinkelmann R, Schuh H. Short Note: A global model of pressure and temperature for geo-detic applications[J]. *Journal of Geodesy*, 2007, 81(10): 679-683.
- Boehm J, Kouba J, Schuh H. Forecast Vienna Mapping Functions 1 for real-time analysis of space geodetic observations[J]. *Journal of Geoddesy*, 2009, 83(5): 397-401.
- Boehm J, Niell A, Tregoning P, Schuh H. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(7): L07304.
- Boehm J, Schuh H. Vienna mapping functions in VLBI analyses[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(1): L01603.
- Boehm J, Schuh H. Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis[J]. *Journal of Geodesy*, 2007, 81(3): 403-408.
- Boehm J, Werl B, Schuh H. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium - Range Weather Forecasts operational analysis data[J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2006, 111(B2).
- Böhm J, Möller G, Schindelegger M, Pain G, Weber R. Development of an improved empirical model for slant delays in the troposphere (GPT2w) [J]. *GPS Solutions*, 2015, 19(3): 433-441.
- Boisits J, Landskron D, Böhm J. VMF3o: the Vienna Mapping Functions for optical frequencies[J]. *Journal of Geodesy*, 2020, 94(6): 57.
- Bolton D. The computation of equivalent potential temperature[J]. *Monthly Weather Review*, 1980, 108(7): 1046-1053.
- Cassel D, Thapa B. Water Cycle[J]. *Encyclopedia of Soils in the Environment*. 2005, 258-264.
- Cegla A, Rohm W, Lasota E, Biondi R. Detecting volcanic plume signatures on GNSS signal, Based on the 2014 Sakurajima Eruption[J]. *Advances in Space Research*, 2022, 69(1): 292-307.
- Chahine M. The hydrological cycle and its influence on climate[J]. *Nature*, 1992, 359(6394): 373-380.
- Chao C. The tropospheric calibration model for Mariner Mars 1971[R]. Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, Pasadena, California, USA, Technical Report, 1974, 32-1587.
- Chen B, Dai W, Liu Z, Wu L, Xia P. Assessments of GMI-Derived Precipitable Water Vapor Products over the South and East China Seas Using Radiosonde and GNSS[J]. *Advances in Meteorology*, 2018, 2018(7161328).
- Chen B, Liu Z. A Comprehensive Evaluation and Analysis of the Performance of Multiple Tropospheric Models in China Region[J]. *IEEE Transactions on*

- Geoscience and Remote Sensing, 2016, 54(2): 663-678.
- Chen J, Wang J. SHAtrop- the new tropospheric delay model over China continen[R]. Prague Czech Republic, 26th IUGG Assembly, June 2015.
- Chen J, Wang J, Wang A, Ding J, Zhang Y. SHAtropE-A Regional Gridded ZTD Model for China and the Surrounding Areas[J]. Remote Sensing, 2020, 12(1): 165.
- Chrysoulakis N, Proedrou M, Cartalis C. Variations and trends in annual and seasonal means of precipitable water in Greece as deduced from radiosonde measurements[J]. Toxicological and Environmental Chemistry, 2003, 84(1-4): 1-6.
- Collins, J P, Langley, R B. A tropospheric delay model for the user of the wide area augmentation system[R]. Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, 1997.
- Collins J P, Langley R B. The residual tropospheric propagation delay: How bad can it get? [C]. 11th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Nashville Tennessee USA, September 15-18, 1998.
- Dach R, Lutz S, Walser P, Fridez P. Bernese GNSS Software Version 5.2[M]. 2015: 854.
- Davis J L, Herring T A, Shapiro I I, Rogers A, Elgered G. Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length[J]. Radio Science, 1985, 20(6): 1593-1607.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011, 137(656): 553-597.
- Deo M, El-Mowafy A. Comparison of advanced troposphere models for aiding reduction of PPP convergence time in Australia[J]. Journal of Spatial Science, 2018, 64(3): 381-403.
- Desser A, Davis S. Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2010, 115(D19).
- Ding J, Chen J. Assessment of Empirical Troposphere Model GPT3 Based on NGL's Global Troposphere Products[J]. Sensors, 2020, 20(13): 3631.
- Ding J, Chen J. Accuracy variability of GNSS PWV in the range of small and medium scale areas[C]. The China Satellite Navigation Conference, 2021:14-22.
- Ding J, Chen J, Tang W. Increasing Trend of Precipitable Water Vapor in Antarctica and Greenland[C]. China Satellite Navigation Conference Proceedings. CSNC 2022. Lecture Notes in Electrical Engineering, vol 908, pp 286-296. Springer, Singapore.
- Ding J, Chen J, Tang W, Song Z. Spatial–Temporal Variability of Global GNSS-Derived Precipitable Water Vapor (1994–2020) and Climate Implications[J].

- Remote Sensing, 2022, 14, 3493.
- Ding J, Chen J, Wang J, Zhang Y. Characteristic differences in tropospheric delay between Nevada Geodetic Laboratory products and NWM ray-tracing[J]. GPS Solutions, 2023, 27(1):47.
- Ding M. A second generation of the neural network model for predicting weighted mean temperature[J]. GPS Solutions, 2020, 24(2): 1-6.
- Douša J, Dick G, Kačmařík M, Brožková R, Zus F, Brenot H, Stoycheva A, Möller G, Kaplon J. Benchmark campaign and case study episode in central Europe for development and assessment of advanced GNSS tropospheric models and products[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2016, 9(7): 2989-3008.
- Durre I, Vose R, Wuertz D. Overview of the integrated global radiosonde archive[J]. Journal of Climate, 2006, 19(1): 53-68.
- Ejigu YG, Hunegnaw A, Abraha KE, Teferle FN. Impact of GPS antenna phase center models on zenith wet delay and tropospheric gradients[J]. GPS Solutions, 2019, 23(1): 5.
- Elsobeiey ME. Characteristic differences between IGS final and ray-traced tropospheric delays and their impact on precise point positioning and tropospheric delay estimates[J]. GPS Solutions, 2020, 24(4): 97.
- Feng P, Li F, Yan J, Zhang F, Barriot J P. Assessment of the Accuracy of the Saastamoinen Model and VMF1/VMF3 Mapping Functions with Respect to Ray-Tracing from Radiosonde Data in the Framework of GNSS Meteorology[J]. Remote Sensing, 2020, 12(20): 3337-3358.
- Foster J, Brooks B, Cherubini T, Shacat C, Businger S, Werner C L. Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high-resolution weather model[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(16).
- Gui K, Che H, Chen Q, Zeng Z, Liu H, Wang Y, et al. Evaluation of radiosonde, MODIS-NIR-Clear, and AERONET precipitable water vapor using IGS ground-based GPS measurements over China[J]. Atmospheric Research, 2017, 197(15): 461-473.
- Guo J, Langley R. A new tropospheric propagation delay mapping function for elevation angles down to 20[C]. In: Proceedings of the 16th ION GPS/GNSS 2003, Oregon Convention Center, Portland, OR, 2003, 368-376.
- Haase J, Ge M, Vedel H, Calais E. Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapor in the western Mediterranean[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2003, 42(11): 1547-1568.
- Haase J, Vedel H, Ge M, Calais E. GPS zenith tropospheric delay (ZTD) variability in the Mediterranean[J]. Physics and Chemistry of The Earth Part A-solid Earth and Geodesy, 2001, 26(6-8): 439-443.
- Herring T. Modeling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data[C]. In: De Munck, J.C. and Spoelstra, T.A., Eds., Proceedings of Refraction of

- Transatmospheric Simals in Geodesy, Geodetic Commission Publications on Geodesy, Netherlands, 1992.
- Herring T A, King R W, Floyd M A, McClusky S C. GAMIT Reference Manual Release 10.6 [M]. 2015, 168.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, 146(730): 1999-2049.
- Hobiger T, Ichikawa R, Koyama Y, Kondo T. Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models. Journal of Geophysical Research-Atmospheres[J]. 2008, 113(D20).
- Hofmeister A. Determination of path delays in theatmosphere for geodetic VLBI by meansof ray-tracing[D]. Vienna: Technische Universität Wien, 2016.
- Hofmeister A, Böhm J. Application of ray-traced tropospheric slant delays to geodetic VLBI analysis[J]. Journal of Geodesy, 2017, 91(2): 945-964.
- Hopfield H S. Two - quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data[J]. Journal of Geophysical Research, 1969, 74(18): 4487-4499.
- Hordyniec P, Kapłon J, Rohm W, Kryza M. Residuals of Tropospheric Delays from GNSS Data and Ray-Tracing as a Potential Indicator of Rain and Clouds[J]. Remote Sensing, 2018, 10(12): 1917.
- Huang B, Thorne P W, Banzon V F, Boyer T, Chepurin G, Lawrimore J H, et al. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons[J]. Journal of Climate, 2017, 30(20): 8179-8205.
- Huang Y, Cui X. Moisture sources of an extreme precipitation event in Sichuan, China, based on the Lagrangian method[J]. Atmospheric science letters, 2015, 16(2): 177-183.
- Ifadis I I. The atmospheric delay of radio waves: modeling the elevation dependence on a global scale[M]. GAoteborg, Sweden: Chalmers University of Technology, 1986.
- Imke D, Claude N, Williams J, Yin X, Russell S V. Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres. 2009, 115(D5): 162009.
- Isioye O, Combrinck L, Botai J. Retrieval and analysis of precipitable water vapour based on GNSS, AIRS, and reanalysis models over Nigeria[J]. International Journal of Remote Sensing, 2017, 38(20): 5710-5735.
- Kačmařík M, Douša J, Dick G, Zus F, Brenot H, Möller G, Pottiaux E, Kapłon J, Hordyniec P, Václavovic P, et al. Inter-technique validation of tropospheric slant total delays[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2017, 10(6): 2183-2208.
- Kern A, Bartholy J, Borbás E, Barcza Z, Pongrácz R, Ferencz C. Estimation of vertically integrated water vapor in Hungary using MODIS imagery[J].

- Advances in Space Research, 2008, 41(11): 1933-1945.
- Knapp A, Beier C, Briske D, Classen A T, Luo Y, Reichstein M, et al. Consequences of more extreme precipitation re-gimes for terrestrial ecosystems[J]. Bioscience, 2008, 58(9): 811-821.
- Kouba J. Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1) [J]. Journal of Geodesy, 2008, 82: 193-205.
- Kouba J. Testing of global pressure/temperature (GPT) model and global mapping function (GMF) in GPS analyses[J]. Journal of Geodesy, 2009, 83(3-4): 199-208.
- Krueger E, Schüller T, Hein G W, Martellucci A, Blarzino G. Galileo Tropospheric Correction Approachs Developed within GSTB-V1[C]. Proceedings of 2004 ENC-GNSS. Netherlands Rotterdam, 17-19 May, 2004.
- Kwon C, Lee D, Lee K S, Seo M, Seong N H, Choi S, et al. Long-term variability of Total Pre-cipitable Water using a MODIS over Korea[J]. Korean Journal of Remote Sensing, 2016, 32(2): 195-200.
- Lagler K, Schindelegger M, Böhm J, et al. GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(6): 1069-1073.
- Landskron D, Böhm J. VMF3/GPT3: refined discrete and empirical troposphere mapping functions[J]. Journal of Geodesy, 2018a, 92(4): 349-360.
- Landskron D, Böhm J. Refined discrete and empirical horizontal gradients in VLBI analysis[J]. Journal of Geodesy, 2018b, 92(2): 1387-1399.
- Lasota E, Rohm W, Guerova G, Liu C. A Comparison Between Ray-Traced GFS/WRF/ERA and GNSS Slant Path Delays in Tropical Cyclone Meranti[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2020, 58(1):421-435.
- Leandro R F, Langley R B, Santos M C. UNB3m_pack: a neutral atmosphere delay package for radiometric space techniques[J]. GPS Solutions, 2008, 12(1): 65-70.
- Lenderink G, Van M. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes[J]. Nature Geoscience, 2008, 2008(1): 511-514.
- Li T, Wang L, Chen R, Fu W, Xu B, Jiang P, et al. Refining the empirical global pressure and temperature model with the ERA5 reanalysis and radiosonde data[J]. Journal of Geodesy, 2021, 95(3): 31.
- Li W, Yuan Y, Ou J, Chai Y, Li Z, Liou Y, Wang N. New versions of the BDS/GNSS zenith tropospheric delay model IGGtrop[J]. Journal of Geodesy, 2014, 89(9): 73-80.
- Li W, Yuan Y B, Ou J K, He Y J. IGGtrop_SH and IGGtrop_rH: Two Improved Empirical Tropospheric Delay Models Based on Vertical Reduction Functions[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2018, 56(9): 5276-5288.
- Li X, Long D. An improvement in accuracy and spatiotemporal continuity of the MODIS precipitable water vapor product based on a data fusion approach[J]. Remote Sensing of Environment, 2020, 248: 111966.

- Li X, Zus F, Lu C, Ning T, Dick G, Ge M, Wickert J, Schuh H. Retrieving high-resolution tropospheric gradients from multi-constellation GNSS observations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(10):4173-4181.
- Li Z H, Huang J S. Error sources in GPS positioning[C]. In *GPS Surveying and Data Processing*, 3rd ed.; Wang, J.L., Ed.; Wuhan University Press: Wuhan, China, 2016, 4: 116-125.
- Liu N, Qin J, Gao Y, Yang K, Trenberth K E, Gehne M, et al. Trends and variability in atmospheric precipitable water over the Tibetan Plateau for 2000-2010[J]. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015, 35(7): 1394-1404.
- Liu Z, Li Y, Fei L, Guo J. Estimation and Evaluation of the Precipitable Water Vapor from GNSS PPP in Asia Region[C]. *China Satellite Navigation Office*: Beijing, China, 2017, 85-95.
- Lu C, Zus F, Ge M, Heinkelmann R, Dick G, Wickert J, Schuh H. Tropospheric delay parameters from numerical weather models for multi-GNSS precise positioning[J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2016, 9(12): 5965-5973.
- Lu C, Li X, Zus F, Heinkelmann R, Dick G, Ge M, Wickert J, Schuh H. Improving BeiDou real-time precise point positioning with numerical weather models[J]. *Journal of Geodesy*, 2017, 91(9): 1019-1029.
- Luber G, McGeehin M. Climate change and extreme heat events[J]. *American journal of preventive medicine*, 2008, 35(5): 429-435.
- Ma X, Yao Y, Zhang B, He C. Retrieval of high spatial resolution precipitable water vapor maps using heterogeneous earth observation data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2022, 278: 113100.
- Marini J W. Correction of Satellite Tracking Data for an Arbitrary Tropospheric Profile[J]. *Radio Science*, 1972, 7(2): 223-231.
- Mendes VB, Prates G, Pavlis EC, Pavlis DE, Langley RB. Improved mapping functions for atmospheric refraction correction in SLR[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(10):53-1-53-4.
- Nafisi V, Urquhart L, Santos M C, Nievinski F G, Bohm J, Wijaya D D, et al. Comparison of ray-tracing packages for tropospheric delays[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*[J]. 2012, 50(2): 469-481.
- National Weather Service. National Program Radiosonde Observation[EB/OL]. (nan) [2023-3-06]. <https://www.weather.gov/upperair/factsheet>.
- Niell A E. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B2): 3227-3246.
- Niell A E. Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS[J]. *Earth Planets Space*, 2000, 52(10): 699-702.
- Pacione R, Fionda E, Lanotte R, Sciarretta C, Vespe F. Comparison of atmospheric parameters derived from GPS, VLBI and a ground-based microwave radiometer

- in Italy[J]. *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 2002, 27(4-5):309-316.
- Penna N, Dodson A, Chen W. Assessment of EGNOS tropospheric correction model[J]. *Journal of Navigation*, 2001, 54(1): 37-55.
- Pralungo R L, Haimberger L, Stickler A, Brönnimann S. A global radiosonde and tracked balloon archive on 16 pressure levels (GRASP) back to 1905—Part 1: Merging and interpolation to 00:00 and 12:00 GMT[J]. *Earth System Science Data*, 2014, 6(1):185-200.
- Qiu C, Wang X, Li Z, Zhang S, Li H, Zhang, J, Yuan H. The Performance of Different Mapping Functions and Gradient Models in the Determination of Slant Tropospheric Delay[J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(1): 130-151.
- Qu X, Ding W, Teferle F N, Yuan Y, Tao T, Zhu Y, Li S. Improved height correction model for hydrostatic mapping functions in GNSS data processing[J]. *Journal of Geodesy*, 2022, 96(12): 99.
- Renju R, Raju C, Mathew N, Antony T, Moorthy K. Microwave radiometer observations of interannual water vapor variability and vertical structure over a tropical station[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2015, 120(10): 4585-4599.
- Rinke A, Segger B, Crewell S, Maturilli M, Naakka T, Nygard T, et al. Trends of Vertically Integrated Water Vapor over the Arctic during 1979-2016: Consistent Moistening all Over? [J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(18): 6097-6116.
- Rocken C, Hove T, Johnson J, Solheim F, Ware R, Bevis M, et al. GPS/STORM—GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1995, 12(3): 468-478.
- Rohde R A, Hausfather Z. The Berkeley Earth Land/Ocean Temperature Record[J]. *Earth System Science Data*, 2020, 12(4): 3469-3479.
- Roman J A, Knuteson R O, Ackerman S A, Tobin D C, Revercomb H E. Assessment of Regional Global Climate Model Water Vapor Bias and Trends Using Precipitable Water Vapor (PWV) Observations from a Network of Global Positioning Satellite (GPS) Receivers in the U.S. Great Plains and Midwest[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(16): 5471-5493.
- Rtcasc B. Minimum operational performance standards for global positioning system/wide area augmentation system airborne equipment[R]. No. RTCA/DO-229B, 1996.
- Saastamoinen J. Contribution to the theory of atmospheric refraction[J]. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 1972, 105(1): 279-298.
- Schüler T. The TropGrid2 standard tropospheric correction model[J]. *GPS Solutions*, 2014, 18(1):123-131.
- Serreze M, Barrett A, Stroeve J. Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses[J]. *Journal of*

- Geophysical Research-Atmospheres, 2012, 117(D10):104.
- Sherwood S, Roca R, Weckwerth T, Andronova N G. Tropospheric water vapor, convection, and climate[J]. *Reviews of Geophysics*, 2010, 48(2).
- Smith T M, Arkin P A. Improved Historical Analysis of Oceanic Total Precipitable Water[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28(8):3099-3121.
- Song S, Zhu W, Chen Q, Liou Y. Establishment of a new tropospheric delay correction model over China area[J]. *Science China Physics, Mechanics & Astronomy*, 2011, 54(12): 2271-2283.
- Sun Z, Zhang B, Yao Y. A global model for estimating tropospheric delay and weighted mean temperature developed with atmospheric reanalysis data from 1979 to 2017[J]. *Remote Sensing*, 2019, 11(16): 1893.
- Stepniak K, Bock O, Bosser P, Wielgosz P. Outliers and uncertainties in GNSS ZTD estimates from double-difference processing and precise point positioning[J]. *GPS Solutions*, 2022, 26(3): 74.
- Tesmer V, Boehm J, Heinkelmann R, Schuh H. Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI[J]. *Journal of Geodesy*, 2007, 81(6-8): 409-421.
- Thayer D. An improved equation for the radio refractive index of air[J]. *Radio Science*, 1974, 9(10): 803-807.
- Urquhart L, Nievinski FG, Santos MC. Assessment of troposphere mapping functions using three-dimensional ray-tracing[J]. *GPS Solutions*, 2014, 18(1): 345-354.
- Urquhart L, Santos M. Development of a VMF1-like service at UNB[D], Fredericton Department of Geodesy and Geomatics Engineering of University of New Brunswick, 2011.
- Urquhart L, Santos M C, Nievinski F G, Böhm J. Generation and Assessment of VMF1-Type Grids Using North-American Numerical Weather Models[C]. In *Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*; Rizos, C., Willis, P., Eds.; International Association of Geodesy Symposia; Springer: Berlin, Heidelberg, 2014, 139: 3-9.
- Vaclavovic P, Dousa J, Elias M, Kostelecky J. Using external tropospheric corrections to improve GNSS positioning of hot-air balloon[J]. *GPS Solutions*, 2017, 21(2): 1479-1489.
- Vey S, Dietrich R, Fritsche M, Rülke A, Rothacher M, Steigenberger P. Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(1).
- Vey S, Dietrich R, Rulke A, Fritsche M, Steigenberger P, Rothacher M. Validation of Precipitable Water Vapor within the NCEP/DOE Reanalysis Using Global GPS Observations from One Decade[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(7):1675-1695.
- Vieira T, Fernandes MJ, Lázaro C. An enhanced retrieval of the wet tropospheric correction for Sentinel-3 using dynamic inputs from ERA5[J]. *Journal of*

- Geodesy, 2022, 96(4):28.
- Wallace J, Hobbs P. Atmospheric Science: An Introductory Survey, 2nd ed[M]. New York: Academic Press, 2006, pp. 15-36.
- Wang J, Balidakis K, Zus F, Chang X, Ge M, Heinkelmann R, Schuh H. Improving the Vertical Modeling of Tropospheric Delay[J]. Geophysical Research Letters, 2022, 49(5): e2021GL096732.
- Wang J, Liu Z. Improving GNSS PPP accuracy through WVR PWV augmentation[J]. Journal of Geodesy, 2019, 93:1685-1705.
- Wang J, Zhang L, Dai A, Hove T V, Baelen J V. A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2007, 112(D11).
- Wang J H, Zhang L Y. Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-Based GPS Measurements[J]. Journal of Climate, 2008, 21(10): 2218-2238.
- Wang R, Fu Y, Xian T, Chen F, Yuan R, Li R, et al. Evaluation of Atmospheric Precipitable Water Characteristics and Trends in Mainland China from 1995 to 2012[J]. Journal of Climate, 2017, 30(21): 8673-8688.
- Wang R, Liu Y. Recent declines in global water vapor from MODIS products: Artifact or real trend? [J]. Remote Sensing of Environment, 2020, 247(15): 111896.
- Wang X, Zhang K, Wu S, He C, Cheng Y, Li X. Determination of zenith hydrostatic delay and its impact on GNSS-derived integrated water vapor[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2017, 10(8): 2807-2820.
- Wang X M, Zhang K F, Wu S Q, et al. The correlation between GNSS-derived precipitable water vapor and sea surface temperature and its responses to El Nio–Southern Oscillation[J]. Remote Sensing of Environment, 2018, 216: 1-12.
- Wang X, Zhu W, Yan H, Cheng Z, Ding J. Preliminary Results of Precipitable Water Vapour Monitored by Ground-Based GPS[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1999, 23(5): 605-612.
- Wang Z P, Xin P M, Liu R, Wang S J. A Method to Reduce Non-Nominal Troposphere Error[J]. Sensors, 2017, 17: 1751-1774.
- Wilgan K, Hadas T, Hordyniec P, Bosy J. Real-time precise point positioning augmented with high-resolution numerical weather prediction model[J]. GPS Solutions, 2017, 21(3): 1341-1353.
- Wong M S, Jin X, Liu Z, Nichol J, Chan P W. Multi-sensors study of precipitable water vapour over mainland China[J]. International Journal of Climatology, 2015, 35(10): 3146-3159.
- Yang F, Guo J, Meng X, Li J, Zhou L. A global grid model for calibration of zenith hydrostatic delay[J]. Advances in Space Research, 2021(D14).
- Yang F, Guo J, Shi J, Zhou L, Xu Y, Chen M. A Method to Improve the Distribution of Observations in GNSS Water Vapor Tomography[J]. Sensors, 2018, 18(8):

- 2526-2540.
- Yang F, Meng X, Guo J, Yuan D, Chen M. Development and evaluation of the refined zenith tropospheric delay (ZTD) models[J]. *Satellite Navigation*, 2021, 2(21).
- Yao Y, Xu C, Shi J, Cao N, Zhang B, Yang J. ITG: A New Global GNSS Tropospheric Correction Model[J]. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 10273.
- Yao Y B, Sun Z, Xu C, Xu X, Kong J. Extending a model for water vapor sounding by ground-based GNSS in the vertical direction[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2018, 179: 358-366.
- Yao Y B, Xu C, Zhang B, Cao N. GTm-III: a new global empirical model for mapping zenith wet delays onto precipitable water vapour[J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 197(1): 202-212.
- Yao Y B, Zhu S, Yue S. A globally applicable, season-specific model for estimating the weighted mean temperature of the atmosphere[J]. *Journal of Geodesy*, 2012, 86(12): 1125-1135.
- Yao Y B, Zhang B, Yue S Q, Xu C Q, Peng W F. Global empirical model for mapping zenith wet delays onto precipitable water[J]. *Journal of Geodesy*, 2013, 87(5): 439-448.
- Yuan Y, Holden L, Kealy A, Choy S, Hordyniec P. Assessment of forecast Vienna Mapping Function 1 for real-time tropospheric delay modeling in GNSS[J]. *Journal of Geodesy*, 2019, 93(9): 1501-1514.
- Zhang B, Yao Y. Precipitable water vapor fusion based on a generalized regression neural network[J]. *Journal of Geodesy*, 2020, 95: 1-14.
- Zhang D, Guo J, Fang T, Wei N, Mei W, Zhou L, Yang F, Zhao Y. TMF: A GNSS Tropospheric Mapping Function for the Asymmetrical Neutral Atmosphere[J]. *Remote Sensing*, 2021, 13(13): 2568-2590.
- Zhang F, Barriot J, Xu G, Yeh T K. Metrology Assessment of the Accuracy of Precipitable Water Vapor Estimates from GPS Data Acquisition in Tropical Areas: The Tahiti Case[J]. *Remote Sensing*, 2018, 10(5): 758.
- Zhang H, Yuan Y, Li W. An analysis of multisource tropospheric hydrostatic delays and their implications for GPS/GLONASS PPP-based zenith tropospheric delay and height estimations[J]. *Journal of Geodesy*, 2021, 95(6):83.
- Zhang H X, Yuan Y B, Li W, Li Y, Chai Y J. Assessment of Three Tropospheric Delay Models (IGGtrop, EGNOS and UNB3m) Based on Precise Point Positioning in the Chinese Region[J]. *Sensors*, 2016, 16(1):122-133.
- Zhang L, Wu L, Gan B. Modes and Mechanisms of Global Water Vapor Variability over the Twentieth Century[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(15):5578-5593.
- Zhang W, Lou Y, Huang J, Zheng F, Cao Y, Liang H, et al. Multiscale Variations of Precipitable Water over China Based on 1999-2015 Ground-Based GPS Observations and Evaluations of Reanalysis Products[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(3):945-962.

- Zhang Y, Cai C, Chen B, Dai W. Consistency Evaluation of Precipitable Water Vapor Derived from ERA5, ERA - Interim, GNSS, and Radiosondes Over China[J]. *Radio Science*, 2019, 54(7):561-571.
- Zhang Y, Xu J, Na Y, Lan P. Variability and Trends in Global Precipitable Water Vapor Retrieved from COSMIC Radio Occultation and Radiosonde Observations[J]. *Atmosphere*, 2018, 9(5):174.
- Zhao C, Tie X, Lin Y. A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols over eastern central China[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(11):185.
- Zhao Q Z, Ma X W, Yao W Q, Liu Y, Yao Y B. A Drought Monitoring Method Based on Precipitable Water Vapor and Precipitation[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(24):10727-10741.
- Zhao T B, Dai A G, Wang J H. Trends in Tropospheric Humidity from 1970 to 2008 over China from a Homogenized Radiosonde Dataset[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(13):4549-4567.
- Zhou C, Wang J H, Dai A G, Thorne P W. A New Approach to Homogenize Global Subdaily Radiosonde Temperature Data from 1958 to 2018[J]. *Journal of Climate*, 2021, 34(3):1163-1183.
- Zhou T, Yu R. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2005, 110(D8).
- Zhou Y, Lou Y, Zhang W, Bai J, Zhang Z. An improved tropospheric mapping function modeling method for space geodetic techniques[J]. *Journal of Geodesy*, 2021, 95(9): 98-112.
- Zhou Y, Lou Y, Zhang W, Kuang C, Liu W, Bai J. Improved performance of ERA5 in global tropospheric delay retrieval[J]. *Journal of Geodesy*, 2020, 94(10): 203.
- Zhou Y, Lou Y, Zhang W, Wu P, Bai J, Zhang Z. WTM: The Site-Wise Empirical Wuhan University Tropospheric Model[J]. *Remote Sensing*, 2022, 14(20): 5182.
- Zhu G, Huang L, Yang Y, Li J, Zhou L, Liu L. Refining the ERA5-based global model for vertical adjustment of zenith tropospheric delay[J]. *Satellite Navigation*, 2022, 3: 27.
- Zhu M, Hu W, Sun W. Advanced grid model of weighted mean temperature based on feedforward neural network over China[J]. *Earth and Space Science*, 2021, 8(8): e2020EA001458.
- Zhu M, Yu X, Sun W. A coalescent grid model of weighted mean temperature for China region based on feedforward neural network algorithm[J]. *GPS Solutions*, 2022, 26:70.
- Zhu M, Yu X, Sun W. A coalescent grid model of weighted mean temperature for China region based on feedforward neural network algorithm[J]. *GPS Solutions*, 2022, 26(2):70.

- Ziv S Z, Alpert P, Reuveni Y. Long-term variability and trends of precipitable water vapour derived from GPS tropo-spheric path delays over the Eastern Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 2021, 41(15):6433-6454.
- Zus F, Dick G, Dousa J, Wickert J. Systematic errors of mapping functions which are based on the VMF1 concept[J]. *GPS Solutions*, 2015, 19(1):277-286.
- 陈俊平, 王君刚, 王解先, 谭伟杰. SHAtrop: 基于陆态网 GNSS 数据的中国大陆区域 ZTD 模型[J]. *武汉大学学报(信息科学版)*, 2019, 44(11): 1588-1595.
- 丁君生, 陈俊平, 王君刚. GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法[J]. *宇航学报*, 2020, 41(9): 1195-1203.
- 范昊鹏, 孙中苗, 张丽萍, 刘晓刚. 顾及映射函数误差的对流层延迟两步估计法[J]. *测绘学报*, 2019, 48(3): 286-294.
- 高鹏飞, 董洋洋, 尹倩倩. 对流层投影函数改进算法研究[C]. 第三届中国卫星导航学术年会电子文集——S08 卫星导航模型与方法, 2012: 141-146.
- 李薇, 袁运斌, 欧吉坤, 李慧, 李子申. 全球对流层天顶延迟模型 IGGtrop 的建立与分析[J]. *科学通报*, 2012, 57(15): 2132-2139.
- 李征航, 黄劲松. *GPS 测量与数据处理(第三版)*[M]. 武汉: 武汉大学出版社, 2016.
- 楼益栋, 周要宗, 张卫星, 莫智翔, 白景娜, 张镇驿. 地基 BDS/GNSS 水汽精细处理及应用研究综述[J]. *测绘地理信息*, 2022, 47(5): 11.
- 毛健, 崔铁军, 李晓丽, 陈莉, 孙艳玲, 高爽, 等. 融合大气数值模式的高精度对流层天顶延迟计算方法[J]. *测绘学报*, 2019, 48(7): 862-870.
- 毛健, 朱长青, 郭继发. 一种新的全球对流层天顶延迟模型[J]. *武汉大学学报·信息科学版*, 2013, 38(6): 684-688.
- 曲伟菁, 朱文耀, 宋淑丽, 平劲松. 三种对流层延迟改正模型精度评估[J]. *天文学报*, 2008, 49(1): 113-122.
- 王君刚. GNSS 对流层建模与应用[D]. 上海: 同济大学, 2016.
- 王君刚, 陈俊平, 王解先, 章洁君, 宋雷. 对流层经验改正模型在中国区域的精度评估[J]. *武汉大学学报(信息科学版)*, 2016, 41(12): 1656-1663.
- 王明华. 基于 GPS PPP 的高时空分辨率 ZTD/PW 精度评估及气象学应用[D]. 上海: 同济大学, 2019.
- 许超铃. 实时高精度对流层关键参量建模及其应用研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2017.
- 严豪健. 映射函数对天文大气折射的改进天文学报[J]. 1998, (02)113-121.
- 严豪健, 平劲松, 陈义, 周端仙, 陈洪卿. 中性大气折射的映射函数[J]. *测绘学报*, 1996, (01): 67-72.
- 姚宜斌, 何畅勇, 张豹, 许超铃. 一种新的全球对流层天顶延迟模 GZTD[J]. 地

- 球物理学报, 2013, 56(7): 2218-2227.
- 姚宜斌, 张顺, 孔建. GNSS 空间环境学研究进展和展望[J]. 测绘学报, 2017, 46(10): 1408-1420.
- 姚宜斌, 赵庆志. GNSS 对流层水汽监测研究进展与展望[J]. 测绘学报, 2022, 51(6): 935-952.
- 殷海涛, 熊永良, 黄丁发. 一种适用于对流层干延迟的新的几何映射函数[J]. 测绘科学, 2006(01): 46-48+4.
- 章迪, 郭际明, 陈雪丰, 覃发超. 对流层延迟估计对高差较大短基线解算的影响[J]. 大地测量与地球动力学, 2014, 34(02): 146-149.
- 章迪. GNSS 对流层天顶延迟模型及映射函数研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2017.
- 郑为民, 马茂莉, 王文彬. 深空探测器被动式高精度多普勒测量方法与应用[J]. 宇航学报, 2013, 34(11): 1462-1467.
- 周要宗, 楼益栋, 张卫星, 梁宏, 施闯, 吴迪, 曹云昌. 基于 CRA40 产品的对流层延迟计算及对比分析[J]. 测绘学报, 2023, 52(1): 22-31.

附录一 缩略词参照表

BDS	BeiDou Navigation Satellite System	北斗卫星导航系统
BIAS	Mean bias	平均偏差
CMA	China Meteorological Administration	中国气象局
CMONOC	Crustal Movement Observation Network of China	中国地壳运动观测网络
COSMIC	Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate	气象电离层和气候星座观测系统
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	欧洲中期天气预报中心
EGNOS	European Geostationary Navigation Overlay Service	欧洲地球静止导航重叠服务
ERA5	the fifth generation of ECMWF ReAnalysis	ECMWF 第五代大气再分析数据
FFT	Fast Fourier Transform	快速傅里叶变换
FNN	Feedforward Neural Network	前馈神经网络
GDAS	Global Data Assimilation System	全球陆面资料同化系统
GAMIT	GPS Analysis at MIT	MIT GPS 分析软件
GFZ	Helmholtz-Centre Potsdam - German Research Centre for Geosciences	德国波茨坦地学研究中心
GISS	Goddard Institute for Space Studies	戈达德太空研究所
GLONASS	Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema	俄罗斯格罗纳斯卫星导航系统
GMF	Global Mapping Functions	全球映射函数
GNSS	Global Navigation Satellite System	全球卫星导航系统
GPS	Global Positioning System	全球定位系统
GPT	Global Pressure and Temperature	全球温度气压模型
GRGS	Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale	法国图卢兹空间测量研究小组
GZTD	Global ZTD correction model	全球 ZTD 改正模型

IGGtrop	Institute of Geodesy and Geophysics ZTD correction model	中科院测地所 ZTD 改正模型
IGPT	Improved Global Pressure and Temperature model	改进的全球温度和压力模型
IGRA2	Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) Version 2	全球站点无线电探空资料数据集（第二版）
IGS	International GNSS Service	国际 GNSS 服务组织
IMF	Isobaric Mapping Function	等值映射函数模型
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar	合成孔径雷达
ITG	Improved Tropospheric Grid	改进的对流层格网模型
JPL	Jet Propulsion Laboratory	美国喷气动力实验室
MERRA	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications	NASA 高分辨率全球大气再分析数据集
MF	Mapping Function	映射函数
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer	中分辨率成像光谱仪
NASA	National Aeronautics and Space Administration	美国航空航天局
NCDC	National Climatic Data Center	美国国家气候数据中心
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	美国国家环境预报中心
NCEI	National Centers for Environmental Information	美国国家环境信息中心
NGL	Nevada Geodetic Laboratory	内华达大地测量实验室
NICT	National Institute of Information and Communications	日本情报通信研究机构
NMF	Niell Mapping Function	Niell 映射函数
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	美国海洋与大气管理局
NWM	Numerical Weather Model	数值天气模型
PPP	Precise Point Positioning	精密单点定位
PPP-RTK	Real Time Kinematic PPP	精密单点实时动态定位
PSD	Power Spectral density	功率谱密度

PWV	Precipitable Water Vapor	可降水
RMSE	Root Mean Square Error	均方根误差
RS	Radiosonde	无线电探空仪
RTK	Real Time Kinematic	实时动态定位
SA	Satellite Altimetry	卫星测高
SHAtropE	Shanghai Astronomical Observatory Tropospheric Delay Model-Extended	上海天文台对流层延迟 模型（扩展版）
SHD	Slant Hydrostatic Delay	斜路经静力学延迟
SLR	Satellite Laser Ranging	卫星激光测距
SPD	Slant Path Delay	对流层斜路经延迟
STD	Standard Deviation	标准差
STEC	Slant Total Electron Content	斜路径总电子含量
SWD	Slant Wet Delay	斜路径湿对流层延迟
T _m	Weighted Mean Atmospheric Temperature	大气加权平均温度
TMF	Tropospheric Mapping Function for the asymmetrical neutral atmosphere	不对称中性大气对流层映 射函数
TUW	Technische Universität Wien	维也纳工业大学
UNB	University of New Brunswick	新布伦瑞克大学
VLBI	Very Long Baseline Interferometry	甚长基线干涉测量
VMF	Vienna Mapping Functions	维也纳映射函数
WAAS	Wide Area Augmentation System	美国广域增强系统
WHURT	Ray-tracing of Wuhan University	武汉大学射线追踪软件
WTM	The Site-Wise Empirical Wuhan University Tropospheric Model	武汉大学对流层延迟模 型
ZHD	Zenith Hydrostatic Delay	天顶静力学延迟
ZTD	Zenith Tropospheric Delay	天顶对流层延迟
ZWD	Zenith Wet Delay	天顶湿延迟

附录二 数据来源

IGRA 探空数据

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/>

NGL 对流层数据

http://geodesy.unr.edu/gps_timeseries/trop/

IGS 对流层数据

<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gnss/products/troposphere/zpd/>

全球温度数据

<http://berkeleyearth.org/data/>

全球海平面数据

<https://climate.nasa.gov/vital-signs/>

EAR5 再分析数据

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=form>

GPT 系列模型

<https://vmf.geo.tuwien.ac.at/codes/>

VMF 系列模型

https://vmf.geo.tuwien.ac.at/trop_products/

UNB3m 模型

<http://www2.unb.ca/gge/Resources/unb3m/unb3m.html>

RADIATE 软件

<https://github.com/Sardingfish/RADIATE>

致 谢

行笔至此，合眼，往事如胶片般一幕幕闪过，想要停下回味，却已经到了谢幕时。谨以此文，感谢每一位在我的硕博生涯里出现并帮助过我的人。

首先诚挚感谢我的导师陈俊平研究员。陈老师在我尚未入台的大四暑假就根据我的本科毕设方向安排我去中国计量院学习，这是我走向独立的第一步，也是我最难忘的经历之一。五年以来，陈老师给与了我充分的时间进行学术探索，充分肯定并认可我的每一个天马行空的学术想法和观点，引导我挖掘个人兴趣点和深拓技能树，不遗余力地为我提供各种学术资源，支持和鼓励我参加国内外各项学术会议并作口头报告，带领我参加同方向前辈们的学位论文答辩会及鼓励我发表见解，培养我的审稿能力，开阔我的学术视野，为我推荐更高的学术平台和申请人才项目。没有陈老师的悉心栽培和无私付出我无法收获今天的硕果，向您致以最真挚的谢意！

其次特别感谢张益泽副研究员和王君刚博士。益泽师兄回台之前就与我联系，帮我梳理研究方向，为我的科研生涯规划提出许多宝贵的建议。两年多以来无数次长谈和争辩让我的思维能力得到了最有效的锻炼，和益泽师兄一起完成项目是我工作能力增长最快的一段时间。和君刚师兄虽然只在一九年武汉 CPGPS 会议初识时见过一面，但是后续有过多线上交流，师兄宽广的学术视野、敏锐的科学洞察力和严肃的科学态度深深影响我。在君刚师兄的指导和帮助下我完成了硕博期间最重要的两篇论文的实验和撰写，我的研究方向也是起源于君刚师兄之前的工作，没有师兄的帮助我的科研之路无法走到今天。

特别感谢于超师兄。作为超哥的学弟兼师弟，我享受了超哥最大程度的关照和庇护，无论是国科大集中学习，还是回台后的科研学习，以及期间参与系统的建设和维护，超哥都冲在第一线并毫无保留地与我分享了最宝贵的生活和学习经验。超哥干净利落的做事风格和强大的抗压能力值得我终身学习。

感谢火锅锅锅锅群的超哥、宋子远、王茹圆、唐文杰、崔洁，以及后来加入的益泽师兄和朱红玉师妹，和你们一起打卡各个城市的学术会议和美食，一起科研学习和生活是我硕博期间度过最快乐的时光。我会永远记得我们的友谊，将这段美好的记忆用心珍藏。

感谢伍冠滨师兄和马壮师兄，两位师兄在 19 年夏天我刚入台时给与了最热情最亲切的接待，领着我完成了各项繁复的入台手续。很遗憾和两位师兄共处的时间不长，师兄们就毕业各自奔赴工作岗位和攻读博士学位，祝师兄们分别在事业上 and 学业上更上一层楼。

感谢课题组王彬师兄、谭伟杰师姐、陈倩师姐、侯阳飞师兄、周扬师兄、孟

令东师兄、柳培钊师兄、刘娇师姐、杨乾峰、刘东林师弟、程泉润师弟在学习和生活上的帮助。感谢隔壁 610 办公室的李凯师兄、陶恩哲师兄、徐可馨师姐的关心和照顾。感谢硕博期间舍友胥灿灿、杨建华、刘宇宸的宽容和理解。感谢同级入学的李朵朵、周钊冉、刘晓飞、靳许磊、肖威、涂云、杨昊、张镭、杨鹏、钟星宇、焦国强、潘鑫、闫玺、蒋建华、吕钢等同学，怀念雁西湖一起度过的时光。

感谢天文台齐朝祥研究员，非常庆幸选修了齐老师在国科大的课程，让我见识到了兴隆观测基地瑰丽的星空和北京天文馆奇幻的球幕剧场，齐老师布置的月食预测作业是我科研自信的第一块基石。感谢天文台候金良书记对我个人博客网页的认可和鼓励，感谢天文台胡小工老师和周旭华老师、同济大学王解先老师和东南大学潘树国老师为我的博后和转博以及博士后项目申请做推荐。感谢科罗拉多大学 Jade Morton 教授对我科研工作的认可，感谢香港理工大学陈剑利教授给予学业上的鼓励。感谢天文台王小亚、黄勇、王广利、周善石、曹月玲、李进、曲伟菁、王松筠等老师在学业和生活上的帮助。感谢研究生处储怡老师、马金老师和王慧老师，人事处杨俊老师在学业上的帮助和照顾。

感谢已经入职中国矿业大学（北京）的王阿昊师兄、南京信息工程大学的王明华师兄和中国卫星网络集团有限公司的武剑鸣师兄，三位师兄在我找工作期间耐心细致地为我答疑解惑并且毫无保留地给我分享经验。感谢南方科技大学的陈克杰教授在我找工作一切都悬而未定最焦虑的时候愿意成为我的后盾，向您表示衷心的感谢。感谢苏黎世联邦理工学院 Benedikt Soja 教授给予我加入您的团队的机会，非常遗憾因为错过了 Postdoc Fellowship 的申请时间未能成行，期待以后有机会再到贵单位进行学术交流。

最后，感谢我的父母和家人，感谢你们这么多年来支持和无私奉献，你们的关怀和付出是我科研路上前进的最大动力。

2023 年 4 月于上海

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与其他相关学术成果

作者简历:

2014 年 9 月——2018 年 6 月, 在长安大学地测学院获得学士学位

2018 年 9 月——2023 年 6 月, 在中国科学院上海天文台攻读博士学位

获奖情况:

[1]. 2023 年“上海市优秀毕业生”(上海市)

[2]. 2022 年“博士研究生国家奖学金”(教育部)

[3]. 2022 年“朱李月华优秀博士生奖”(中国科学院)

[4]. 2021、2022 年“中国科学院大学一等学业奖学金”(中国科学院大学)

[5]. 2020、2021、2022、2023 年“中国科学院大学三好学生”(中国科学院大学)

已发表的学术论文:

[1]. **Ding J**, Chen J, Wang J, Zhang Y. Characteristic differences in tropospheric delay between NGL products and NWM ray-tracing[J]. GPS Solutions, 2023, 27(1):47. **(SCI)**

[2]. **Ding J**, Chen J, Tang W, Song Z. Spatial-temporal variability of global GNSS-derived precipitable water vapor (1994-2020) and climate implications[J]. Remote Sensing, 2022, 14(14):3493. **(SCI)**

[3]. **Ding J**, Chen J. Assessment of empirical troposphere model GPT3 based on NGL's global troposphere products[J]. Sensors, 2020, 20(13):3631. **(SCI)**

[4]. **Ding J**, Chen J, Tang W. Increasing trend of precipitable water vapor in Antarctica and Greenland[C]. In: Yang C, Xie J (eds) China Satellite Navigation Conference (CSNC 2022) Proceedings. CSNC 2022. Lecture Notes in Electrical Engineering, vol 908. Springer, Singapore. **(EI)**

[5]. **Ding J**, Chen J. Accuracy variability of GNSS PWV in the range of small and medium scale areas[C]. The China Satellite Navigation Conference, 2021:14-22.

[6]. 丁君生, 陈俊平, 王君刚. GNSS 观测数据 ZTD 建模的质量控制方法[J]. 宇航学报, 2020, 41(09):1195-1203. **(EI)**

[7]. Song Z, Chen J, Zhang Y, Yu C, **Ding J**. Real-time multi-GNSS precise point positioning with ambiguity resolution based on the BDS-3 global short-message communication function[J]. GPS Solutions, 2023. **(SCI)**

- [8]. 陈俊平, 张益泽, 于超, 丁君生. 北斗系统精密定位报告算法与性能评估[J]. 测绘学报, 2022, 51(4):511-521. **(EI)**
- [9]. Tang W, Chen J, Yu C, **Ding J**, Wang R. A new ground-based pseudolite system deployment algorithm based on MOPSO[J]. Sensors, 2021, 21(16):5364. **(SCI)**
- [10]. Chen J, Wang J, Wang A, **Ding J**, Zhang Y. SHAtropE—a regional gridded ZTD model for China and the surrounding areas[J]. Remote Sensing, 2020, 12(1):165. **(SCI)**
- [11]. Chen Q, Chen J, Yu C, Zhang Y, **Ding J**. Comparison of BDS station clock short-term prediction models and their applications in precise orbit determination[J]. Chinese Astronomy and Astrophysics, 2020, 44(2):258-268. **(SCI)**
- [12]. 崔洁, 陈俊平, 王彬, 于超, 丁君生, 王茹圆. CAS 和 DLR 的卫星 DCB 产品特性分析[J]. 天文学进展, 2022, 40(3):429-440. **(核心)**

待发表的学术论文:

- [1]. **Ding J**, Chen J, et al. Improving the vertical modeling of tropospheric delay mapping functions[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2023. **(Under Review)**
- [2]. Tang W, Chen J, Zhang Y, **Ding J**. Refined pseudolite troposphere delay model by NWM ray-tracing and their performance assessment[J]. Measurement, 2023. **(Pending submissions)**

学术报告:

- [1]. **European Navigation Conference 2023**, 31 May - 2 June, Noordwijk, The Netherlands. **Ding J**, et al., Characteristic differences in tropospheric delay between NGL products and NWM ray-tracing. **(Poster Presentation)**
- [2]. 第十三届中国卫星导航年会, 5 月, 2022, 北京, 中国. **Ding J**, et al., Increasing trend of precipitable water vapor in Antarctica and Greenland. **(口头报告)**
- [3]. **EGU General Assembly 2022**, 23-27 May, Vienna, Austria. **Ding J**, et al., Increasing trend of precipitable water vapor in Antarctica and Greenland. **(Oral Presentation)**
- [4]. 第四届中国大地测量和地球物理学学术大会, 7 月 17-18 日, 2021, 青岛, 中国. 丁君生, 等. 1994-2020 全球 GNSS 可降水精度评估与时空特性分析. **(口头报告)**
- [5]. **IAG Scientific Assembly 2021**, June 28 - July 2, Beijing, China. **Ding J**, et al., Long-period accuracy evaluation and spatial-temporal characterization analysis of global GNSS-derived PWV. **(Oral Presentation)**

- [6]. **CPGPS 2020**, Nov. 12-15, Shanghai, China. **Ding J**, et al., Assessment of empirical troposphere model GPT3 based on NGL's global troposphere products. (**Oral Presentation**)

申请或已获得的专利：

- [1]. 国防专利《区域布站条件下的北斗全球电离层模型参数模型生成方法》申请号：202018017519.5（排名 16）

参加的研究项目：

- [1]. PPP-RTK 区域产品生成软件项目，主要成员
[2]. 卫星导航接收机数据质量评估及某系统软件适应性改造，参与
[3]. 类星导航定位，参与