

研究论文

利用 GPS 技术遥感北极黄河站可降水量的研究

张胜凯¹ 赵云^{1,2} 鄂栋臣¹ 宁新国¹ 徐优伟¹ 雷锦韬¹

(¹ 武汉大学, 中国南极测绘研究中心, 湖北 武汉 430079;

² 济南市勘察测绘研究院, 山东 济南 250013)

摘要 利用地基 GPS 的手段对北极黄河站可降水量进行了研究, 分析了影响可降水量计算的三个因素: 天顶总延迟、天顶干延迟和大气加权平均温度, 验证了天顶总延迟和天顶干延迟的可靠性, 得到了适合北极黄河站区的大气加权平均温度模型, 并且将 GPS 可降水量与无线电探空的结果进行了比较, 得到两者差值的标准差优于 2 mm。

关键词 黄河站 对流层天顶延迟 可降水量 加权平均温度 无线电探空

doi:10.13679/j.jdyj.2015.3.264

0 引言

GPS 气象学(GPS Meteorology)是近十几年来蓬勃发展起来的一门新兴边缘学科。1987 年, 美国 Askne 等^[1]在该领域做了理论奠基工作, 提出了 GPS 遥测大气的设想, 导出了大气湿延迟与可降水量的关系。1992 年, Bevis 等^[2]进行了大量研究, 提出了地基 GPS 遥感大气可降水量的原理和方法。从 20 世纪 90 年代起, 许多国家先后进行了一系列地基 GPS 遥感大气的实验和研究, 如美国著名的 GPS/STORM 实验^[3], 德国、日本和荷兰成功组织了数次较大规模的实验观测, 取得了一系列研究成果, 并被用于气象服务中^[4]。中国早在 90 年代初, 根据 GPS/MET 原理与方法, 利用地基 GPS 手段反演大气参数, 如上海地区 GPS/STORM 实验、华南地区 GPS 降雨观测实验、北京地区 GPS/VAPOR 观测实验等^[5-7]。目前 GPS 遥感大气可降水量的技术在全球范围内得到了广泛应用, 其公认的精度为 1—2 mm^[8]。

北极是地球三极之一, 是地球上的气候敏感地区, 大部分地区终年为冰雪所覆盖, 对全球气候变化有着一种指示和调控作用, 也是多个国家科学计划研究全球气候变化的关键地区^[9-11]。北极黄河站位于 78°55'N、11°56'E, 坐落于挪威斯匹次卑尔根群岛的新奥尔松, 没有明显的春季和秋季, 属于典型的苔原气候和海洋性气候, 较多雾。由于受到流经群岛的北大西洋暖流影响, 该地区的气温较北极其他地区要高, 年平均气温为 -4 °C^[12]。由于其地处北半球高纬度地区, 是全球气候变化研究板块中不可缺少的一环, 北极地区的变化, 将影响着全球环境和气候^[13], 所以利用 GPS 技术遥感北极黄河站可降水量对全球气候变化研究具有重要意义。

1 利用 GPS 数据反演黄河站的大气可降水量

为反演大气可降水量, 我们需要知道高精度的天顶湿延迟 ZWD(Zenith Wet Delay)、对流层天顶湿延迟可由天顶总延迟 ZTD(Zenith Total Delay)和天顶干延迟 ZHD(Zenith Hydrostatic Delay)之差来间

[收稿日期] 2014 年 3 月收到来稿, 2014 年 10 月收到修改稿

[基金项目] 国家自然科学基金(41176173)、南北极环境综合考察及资源潜力评估项目(CHINARE2014)、国家重大科学研究计划(2012CB957701, 2013CBA01804)和测绘公益项目(2014)资助

[作者简介] 张胜凯, 男, 1977 年生。博士, 副教授, 主要从事极地大地测量学与冰川动力学研究。E-mail: zskai@whu.edu.cn

接计算,即:

$$\text{ZWD} = \text{ZTD} - \text{ZHD} \tag{1}$$

得到 ZWD 后再经过相应的转换公式即可解算出可降水量 PWV,计算公式为^[14]:

$$\text{PWV} = \Pi \times \text{ZWD} \tag{2}$$

式中无量纲转换因子 Π 近似值为 0.15,其实际计算公式为^[15]:

$$\Pi = \frac{106}{\rho_l \frac{R}{m_w} \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2 - \frac{m_w}{m_d} k_1 \right)} \tag{3}$$

其中, ρ_l 为液态水的密度, k_1 、 k_2 、 k_3 分别为常数, m_d 、 m_w 分别为干大气和水汽的摩尔质量, R 为普适气体常数, T_m 为大气加权平均温度,值随季节和地区(或气候区)而变,统计显示其值与地面气温呈现高度的线性相关,两者的回归关系式为:

$$T_m = a + b T_s \tag{4}$$

此式也被称为 Bevis 经验公式,是根据美国 27°N—65°N 地区两年 8 718 次探空资料统计而得到,一般取 $a = 70.2$ 、 $b = 0.72$ ^[16]。

2 GPS 反演大气可降水量精度分析

由式(1)可知,天顶湿延迟的计算精度取决于大气总延迟 ZTD、大气干延迟 ZHD 的精度,其误差关系式为:

$$m_{\text{ZWD}}^2 = m_{\text{ZTD}}^2 + m_{\text{ZHD}}^2 \tag{5}$$

由式(2)可知,可降水量的精度取决于湿延迟转换因子 Π 和天顶湿延迟 ZWD 的精度,而在式(3)

中,令 $k'_2 = k_2 - \frac{m_w}{m_d} k_1$,对其进行微分并简化后得:

$$\frac{m_{\Pi}}{\Pi} = \frac{m_k}{k} + \frac{T_m m_k}{k} + \frac{m_{T_m}}{T_m} \tag{6}$$

通过计算可知,上式中右边第三项远大于第一项和第二项^[17],因此式(7)可以简化为:

$$\frac{m_{\Pi}}{\Pi} \approx \frac{m_{T_m}}{T_m} \tag{7}$$

这表明大气加权平均温度的 T_m 的相对误差和转换因子 Π 的相对误差是基本相同的,只要能正确求出 T_m 值就能确保转换因子的精度。

因此,为评定可降水量的计算精度,需首先确保天顶总延迟 ZTD、天顶干延迟 ZHD 以及大气加权平均温度 T_m 的精度,下面对此三项分别进行分析。

2.1 ZTD 的估计及精度评定

在地基 GPS 遥感水汽过程中首先利用地基 GPS 观测数据计算高精度的对流层天顶总延迟 ZTD,因为高精度的 ZTD 是后续计算 PWV 的基础。为了检验 ZTD 估计结果的精度和可靠性,本文利用 GAMIT 软件^[18]平台估算 ZTD,并把解算结果与 IGS 分析中心的结果进行了对比。本文后续所有采用 GAMIT 解算的参数设置如表 1 所示。

表 1 GAMIT 解算 ZTD 参数设置	
Table 1. Parameters of calculating ZTD by using GAMIT	
参数	取值
模糊度解算	LC_AUTCLN
基线解类型	BASELINE
截止高度角	15°
数据采样间隔	30 s
卫星轨道	IGS 精密星历
参考框架	ITRF2008
对流层参数估计	分段线性,间隔 0.5 h
对流层改正模型	Saastamoinen
映射函数	VMF1
固体潮	IERS2003
大洋载荷	FES2004
气象模型	全球气温气压 GPT 50

本算例采用了黄河站及其周边 9 个 IGS 站 (NYAL、RESO、THU3、SCOR、HOFN、MORP、TRO1、NRIL、TIXI) 连续 10 d (年积日 2010. 002—2010. 011) 的 GPS 观测数据进行联网解算。为了检核算例 TEST 的外符合精度,将 IGS 分析中心 JPL 的 ZTD 结果作为真值参考值,以距离黄河站 1.7 km 处的 IGS 站 NYAL 站为分析对象,图 1 为本文 TEST 算例与 IGS 分析中心 JPL 计算 ZTD 的结果对比图。

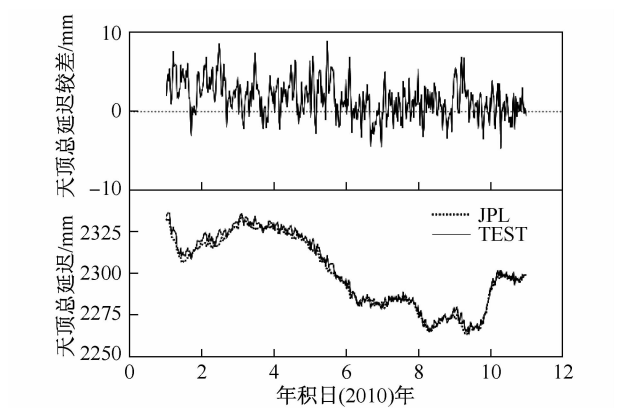


图 1 NYAL 站 TEST 与 IGS 分析中心 JPL 计算 ZTD 的比较
Fig. 1. Comparison of ZTD calculated by TEST and IGS analysis center JPL in NYAL Station

经统计分析可得 TEST 算例与 IGS 分析中心 JPL 估算 ZTD 结果的误差如表 2 所示。

表 2 ZTD 误差统计结果
Table 2. Error statistical results of ZTD

时间	样本数	平均绝对 偏差/mm	标准差 /mm	相关 系数
2010.002—2010.011	480	2.253 3	2.848 1	0.994 6

从结果上看,两者计算的 ZTD 具有相同的趋势,且精度优于 3 mm,这就使得计算 PWV 的精度可以优于 1 mm。因此可以认为本文采用 GAMIT 解算的 ZTD 是可靠的,可以用作后续的实验研究和数据分析。

2.2 ZHD 的估计及精度评定

在 GPS 反演大气可降水的过程中,一般采用的是“普适性”模型,如 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型。在这些模型中,干延迟的改正公式都是在理想化的大气条件下推导出来的,如假设气温以常数随高度递减,水汽压随高度减小服从指数定律等。“普适性”模型计算出的 ZHD 值精度如何,特别是在高纬度地区能否适用,这是我们需要验证的问题。

大气干延迟的实际计算公式可表示为:

$$\text{ZHD} = c_1 \int_{s_0}^s \frac{P}{T} ds \tag{8}$$

式中 c_1 为常数, P 为压强(hPa), T 为温度(K), ds 为积分路径(m),有了实测探空资料后,就可以利用式(8)进行干延迟计算了。

本文选取了 NYA 气象站 2010 年的探空数据,数据包括 2010 年每天 1—2 次各等压层的气象资料。大气干延迟主要是由对流层引起的,但是对流层以上的平流层大气对干延迟订正也有 15% 左右的贡献^[19]。在计算实际干延迟时,一般需要从地面计算到 100 km 高度处,但是探空气球只能到达 30 km 左右的高空,因此需要根据标准大气进行实测探空资料的续补^[20]。

Saastamoinen 模型计算干延迟的表达式为^[21]:

$$\text{ZHD} = (2.2779 \pm 0.0024) \times \frac{P_s}{f(\varphi, H_s)} \tag{9}$$

式中 $f(\varphi, H_s) = 1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.00028 H_s$,其中 φ 为地理纬度, H_s 为测站海拔高度(m), P_s 为地面气压(hPa)。

我们选取了黄河站区的雨季即 7—9 月,分别用续补后的探空数据和 Saastamoinen 干延迟模型计算了 ZHD,绘成图 2。

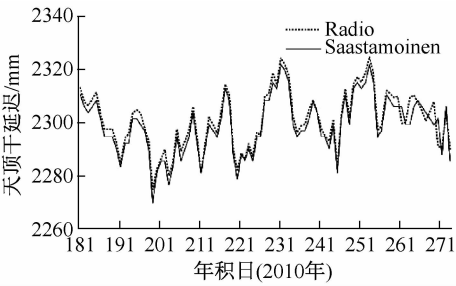


图 2 2010 年 7—9 月 Saastamoinen 干延迟模型与探空数据计算 ZHD 的比较
Fig. 2. Comparison of ZHD calculated by Saastamoinen Model and Radiosonde data between July and September in 2010

从图上可以看出,曲线具有相同的走势,且纵坐标差异较小,说明两者计算的结果符合得很好。继而我们计算得到了两者 2010 年全年的结果,将续补后探空数据计算的 ZHD 作为真值,计算两者的误差如表 3 所示。

表 3 ZHD 误差统计结果
Table 3. Error statistical results of ZTD

时间	样本数	平均绝对偏差/mm	标准差/mm	相关系数
2010	364	1.783 3	2.273 6	0.997 3

从统计结果可知,Saastamoinen 干延迟模型计算 ZHD 在黄河站区具有较高的精度,其标准差优于 3 mm,使 PWV 计算的精度可优于 1 mm,以满足高精度地基 GPS 反演大气可降水的要求。

2.3 加权平均温度 T_m 的局地订正模型

地基 GPS 反演 PWV 时普遍采用 Bevis 经验改正公式来计算 T_m ,但 Bevis 公式也是在特定空间范围内建立起来的,黄河站地处高纬度地区,显然不在 Bevis 公式的适用范围。因此,为了提高 GPS 反演 PWV 的精度,有必要对 T_m 进行局部订正。

目前公认的最精确的计算对流层加权平均温度的方法是探空资料数值积分法^[21],其计算公式为:

$$T_m = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} \left(\frac{e_i}{T_i} + \frac{e_{i+1}}{T_{i+1}} \right) (h_{i+1} - h_i)}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} \left(\frac{e_i}{T_i^2} + \frac{e_{i+1}}{T_{i+1}^2} \right) (h_{i+1} - h_i)} \tag{10}$$

式中, h_{i+1} 、 h_i 、 e_i 、 e_{i+1} 、 T_i 、 T_{i+1} 分别是上下观测层的高度值、水汽压和温度。

本文根据黄河站附近的 NYA 自动气象站 2008—2010 年每日 1—2 次的气象探空观测资料, 采用如式(10)所示的数值积分方法计算出这三年的加权平均温度, 通过比较分析发现, 加权平均温度 T_m 与地面气温之间 T_s 存在很好的相关性, 两者随时间的演变关系如图 3 所示:

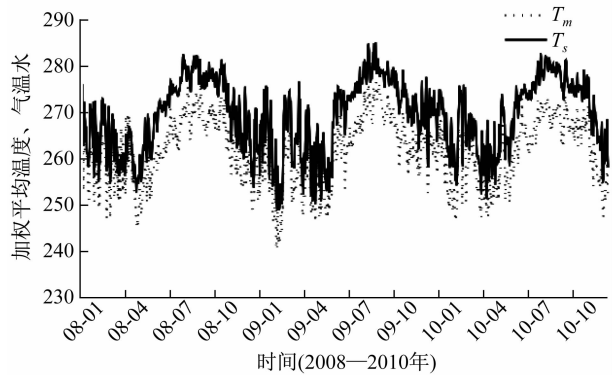


图3 NYA 气象站加权平均温度 T_m 与地面气温 T_s 随时间的演变关系
Fig. 3. The time evolution of weighted mean temperature T_m and surface air temperature T_s in NYA weather station

由图 4 可知, 加权平均温度普遍低于地面气温, 但两者的高低值对应很好, 且两者的升降趋势及幅度基本一致, 呈现明显的正相关; 而李建国等^[22-23]的研究表明, 加权平均温度和地面温度之间存在较好的线性关系。

T_m 和 T_s 的线性方程系数, 可以用一元线性回归方法求得,

$$T_m = a + b T_s \tag{11}$$

由最小二乘法, a 和 b 应使 $\sum_{i=1}^n [T_{m,i} - (a + bT_{s,i})]^2$ 等于最小值, 可导出:

$$a = \langle T_m \rangle - b \langle T_s \rangle \tag{12}$$

$$b = T_{sm} / T_{ss} \tag{13}$$

其中, $\langle T_m \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{m,i}$, $\langle T_s \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{s,i}$

而 $T_{sm} = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{s,i} - \langle T_s \rangle) (T_{m,i} - \langle T_m \rangle)}{\sum_{i=1}^n (T_{s,i} - \langle T_s \rangle)^2}$

从而得到加权平均温度与地面气温的直线方程, 如图 4 所示。

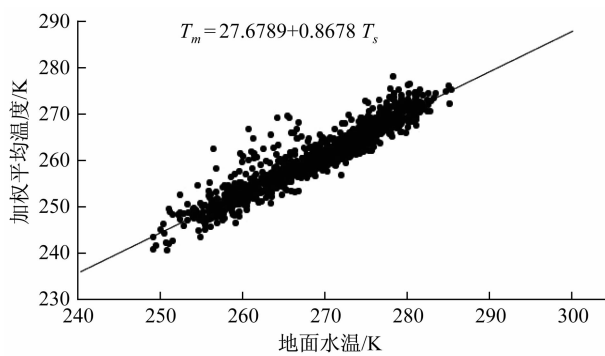


图4 NYA 气象站加权平均温度 T_m 与地面气温 T_s 的线性关系
Fig. 4. Linear relationship of weighted mean temperature T_m and surface temperature T_s in NYA weather station

高精度的 GPS 可降水反演中, 为保证湿延迟量转换为可降水量的精度优于 1 mm, 对流层加权平均温度的精度要优于 3.4 K。而以气象探空计算的 T_m 为真值, 将其与 Bevis 公式算出的 T_m 值相减可得出 Bevis 公式计算加权平均温度的误差。计算得知 Bevis 公式计算的 T_m 在黄河站区的标准差为 3.853 K, 无法满足高精度 GPS 反演的要求。

而将加权平均温度进行局地改正之后, 也以探空计算的 T_m 为真值, 计算得到局地改正模型与 Bevis 公式的精度对比如下表所示:

表4 Bevis 经验公式、局地改正模型和探空法计算加权平均温度的对比分析
Table 4. Comparative analysis of Bevis empirical formula, local correction model and Radiosonde method in calculating weighted mean temperature

	样本数	平均绝对误差/K	标准差/K	相关系数
Bevis 经验公式- 无线电探空	1 144	3.289 3	3.853 2	0.942 41
局地改正模型- 无线电探空	1 144	1.775 4	2.422 1	0.942 42

统计结果表明, 局地改正模型比 Bevis 经验公式更加接近探空计算值, 且局地改正模型的标准差小于 3.4 K, 可以满足高精度 GPS 反演可降水的要求。

3 基线解算和水汽含量对比

3.1 GPS 基线解算

本文采用了黄河站 GPS 常年跟踪站 2010 年所测得的 GPS 数据与周边的 9 个 IGS 站进行联测解

算,使用的软件为麻省理工学院研制的 GAMIT/GLOBK,黄河站及 9 个 IGS 跟踪站的位置如图 5 所示(其中 CNYR 代表黄河站,NYAL 由于距离黄河站太近在图上显示为重合在一起)。

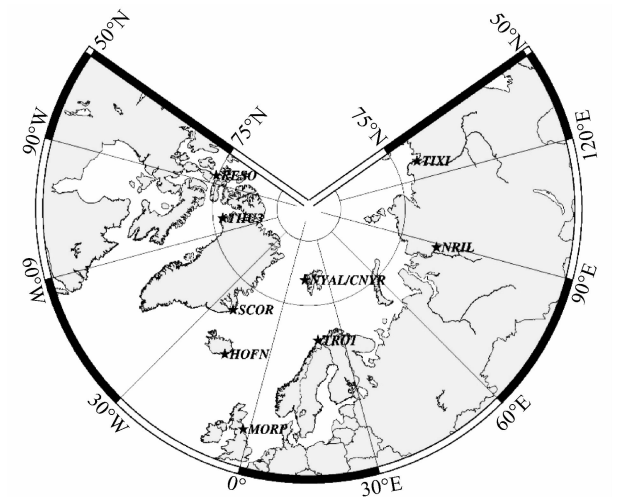


图 5 黄河站及周边 9 个 IGS 站的位置分布图
Fig. 5. Position distribution of Yellow River Station and 9 IGS Stations near it

为了验证 GPS 基线解算的精度,本文计算了基线的重复性和相对重复性,其长基线的相对精度能达到 10^{-9} 量级,短基线的精度能优于 1 mm。继而以基线重复性为观测值,用线性拟合求出重复性的固定误差和比例误差,计算结果如表 5 所示:

表 5 2010 年基线重复性统计结果				
Table 5. Statistical results of baseline repeatability in 2010				
时间	南北方向精度	东西方向精度	垂直方向精度	基线长精度
2010 年	5.2 mm + 0.8189×10^{-9}	7.1 mm + 0.2581×10^{-9}	7.2 mm + 3.1397×10^{-9}	2.6 mm + 0.8156×10^{-9}

由统计结果可知,基线重复性均达到了 10^{-9} 量级,满足高精度 GPS 数据处理的要求。

3.2 水汽含量对比

为了验证黄河站可降水量解算结果的可靠性,本文计算了离黄河站 1 700 m 的 IGS 站 NYAL 的可降水量,同时也采集了离黄河站 414 m 处的 NYA 气象站的数据,计算得到了无线电探空的可降水值。

若将无线电探空计算的可降水值视为真值,则本文实验中 GPS 反演的可降水量精度能够优于 2 个 mm。本文首先计算了 2010 年 7—9 月黄河站、NYAL 和 NYA 气象站的可降水值,如图 6 所示(粗实线为 NYAL 站可降水量)。

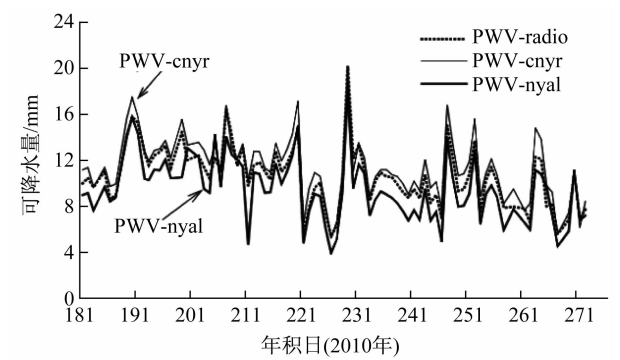


图 6 2010 年 7—9 月 CNYR、NYA 气象站和 NYAL 可降水量的比较
Fig. 6. Comparison of PWV in CNYR、NYA Weather Station and NYAL between July and September in 2010

从整体趋势上看,三者的走势保持一致,但黄河站计算的可降水量总体上大于探空计算值,而 NYAL 站计算的可降水量则小于探空计算值。

将无线电探空计算的可降水值视为真值,则黄河站和 NYAL 与探空的误差统计结果如下表所示:

表 6 CNYR、NYAL 和探空计算 PWV 值的对比分析				
Table 6. Comparative analysis of CNYR、NYAL and Radiosonde method in calculating PWV				
	样本数	平均绝对误差/mm	标准差/mm	相关系数
PWV_CNYR-Radio	85	0.8655	1.0252	0.9698
PWV_NYAL-Radio	85	1.2824	1.4978	0.9363

从统计结果可知,CNYR 与 NYAL 计算 PWV 值均达到了较高的精度,其标准差优于 2 个 mm,但从数值上看,CNYR 计算可降水的精度要略高于 NYAL。

同时,为了验证大气加权平均温度局地改正模型的可用性,我们以 CNYR 为研究对象,用大气加权平均温度局地改正模型替换 Bevis 模型,计算了 2010 年全年 CNYR(Bevis 模型)、CNYR(局地模型)和无线电探空的可降水值,如图 7 所示(粗实线代表局地模型,Bevis 模型和局地模型计算的值比较接近,在图上显示为重合在一起)。

从曲线的整体特征看,北极黄河站区的 GPS/PWV 值季节变化明显,夏季最大且峰值最高,春、秋季次之,冬季最小。从曲线的走势看,全年 PWV 值出现多次峰值,整条曲线平滑度低,预示着黄河站区全年下雨次数较多;但由于 PWV 数值不大,表明雨量较小。

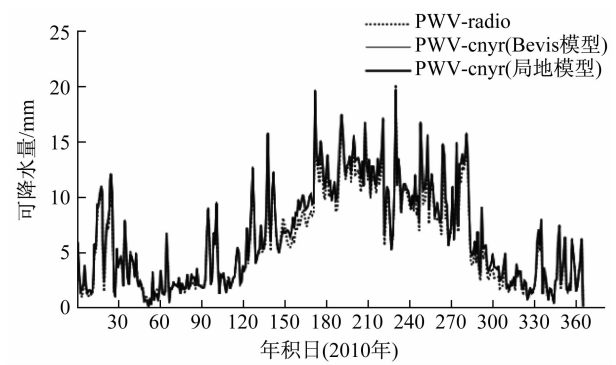


图 7 2010 年 CNYR (Bevis 模型)、CNYR (局地模型) 和探空计算可降水量的比较

Fig. 7. Comparison of calculating PWV in CNYR (Bevis Model)、CNYR (local model) and Radiosonde method in 2010

进而我们计算了 CNYR (Bevis 模型)、CNYR (局地模型) 的可降水量与探空值的误差,统计结果如表 7 所示。

表 7 2010 年 CNYR (Bevis 模型)、CNYR (局地模型) 和探空计算 PWV 值的误差统计结果

Table 7. Error statistical results of CNYR (Bevis Model)、CNYR (Local Model) and Radiosonde method in calculating PWV

	样本数	平均绝对 误差/mm	标准差/mm	相关系数
PWV_CNYR (Bevis 模型)-Radio	320	0.689 8	0.869 5	0.991 2
PWV_CNYR (局地模型)-Radio	320	0.649 7	0.825 7	0.991 3

由统计结果可知,加权平均温度局地改正模型比 Bevis 模型具有更好的精度,证明了其在北极黄河站区的可用性。

4 结论与展望

本文主要采用地基 GPS 的方法对黄河站可降水量进行了研究,主要工作分为以下几个方面:

(1) 将干延迟模型计算的天顶干延迟 ZHD 与探空数据计算的 实际 ZHD 进行了对比,表明 Saasta-

moinen 模型计算干延迟在北极黄河站区是可靠的;

(2) 对黄河站区的大气加权平均温度进行了研究,得到了适合该地区的大气加权平均温度模型,计算模型为 $T_m = 27.678\ 9 + 0.867\ 8T_s$;

(3) 将 GAMIT 计算的 PWV 值与探空值进行比较,两者的标准差 <2 mm,达到了较高的精度。

本文 GPS 反演的可降水量精度优于 2 mm,达到了较高的水平,这是由以下几个原因决定的: GAMIT 解算时采用了每 30 min 估计对流层天顶延迟的策略,保证了足够的时间分辨率;基线解算结果质量高,基线重复性达到了 10^{-9} 量级;所选气象站距离黄河站 GPS 观测站距离 <500 m,且高差相差 <40 m,无需进行高度订正即可得到符合黄河站 GPS 观测站的气象观测值,确保了干延迟计算结果的精度。

GPS 气象技术是气象预报困难或对短期预报高要求地区的有力手段,相比于无线电探空仪和水汽微波辐射计,其具有探测时空分辨率高、全天候、近实时、成本低廉等诸多优点。由于黄河站处于北半球高纬度地区,其气候特征具有明显的代表性,利用 GPS 技术遥感北极黄河站可降水量是极地气象研究的有益补充,对全球气候变化研究具有重要意义。

但同时 GPS 气象学仍然有一些亟待解决的问题,无论是理论上还是技术上都需要推陈出新的地方,如地基 GPS 与空基 GPS 气象学的融合问题、基于精密单点定位技术的 GPS 水汽反演、GPS 遥感水汽在数值天气预报资料同化中的应用等等。

可以预见,在不远的将来,GPS 气象技术必将在高空气象探测和天气预报技术的发展中扮演越来越重要的角色。

致谢 感谢全球气候变化组织及德国 Koldwey 气象站 ([http://www. awi-bremerhaven. de/MET/ NyAlesund/wettertab. html](http://www.awi-bremerhaven.de/MET/NyAlesund/wettertab.html), [ftp://ftp. bsrn. awi. de](ftp://ftp.bsrn.awi.de)) 提供的气象数据,感谢美国 Bob King 博士在 GPS 数据处理方面给予的指导和帮助。

参考文献

1 Askne J, Nordius H. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. Radio Science, 1987, 22(3): 379—386.

2 Bevis M, Businger S, Herring T, et al. GPS meteorology-Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(D14): 15787—15801.

- 3 Rocken C, Hove T V, Johnson J, et al. GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1995, 12(3): 468—478.
- 4 Dick G, Gendt G, Reigber C. Operational water vapor estimation in a dense German network//*Proceedings IGS Analysis Center Workshop*, June. 1999: 375—384.
- 5 王小亚, 朱文耀, 严豪健, 等. 地面 GPS 探测大气可降水量的初步结果. *大气科学*, 1999, 23(5): 605—612.
- 6 杨红梅, 何平. 用 GSP 资料分析华南暴雨的水汽特征. *气象*, 2002, 28(5): 17—21.
- 7 曹云昌, 方宗义, 李成才, 等. 利用 GPS 和云图资料监测北京地区中小尺度降水的研究. *高原气象*, 2005, 24(1): 91—96.
- 8 Kursinski E R, Hajj G A, Schofield J T, et al. Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984—2012), 1997, 102(D19): 23429—23465.
- 9 陈立奇, 赵进平, 卞林根, 等. 影响北极地区迅速变化的一些关键过程研究. *极地研究*, 2003, 15(4): 283—302.
- 10 陆龙骅, 卞林根, 逯昌贵. 北极边界层物理过程的考察与研究. *极地研究*, 2004, 16(3): 161—192.
- 11 陆龙骅, 卞林根, 效存德, 等. 极地大气科学与全球变化研究进展. *应用气象学报*, 2007, 17(6): 743—755.
- 12 陈立奇. 南极和北极地区变化对全球气候变化的指示和调控作用——第四次 IPCC 评估报告以来一些新认知. *极地研究*, 2013, 25(1): 1—6.
- 13 程振波, 石学法, 陈志华, 等. 2007 中国北极黄河站夏季科学考察及黄河站概况. *海洋科学进展*, 2008, 26(1): 112—118.
- 14 King R W, Bock Y. Documentation for the MIT GPS analysis software: GAMIT. Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 2004.
- 15 周国君, 潘雄. GPS 水汽遥感中加权平均温度获取方法研究. *测绘与空间地理信息*, 2006, 29(4): 14—16.
- 16 Rocken C, Ware R, Van Hove T, et al. Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(23): 2631—2634.
- 17 谷晓平, 王长耀, 王汶. GPS 水汽遥感中的大气干延迟局地订正模型研究. *热带气象学报*, 2004, 20(6): 697—703.
- 18 李凯锋, 欧阳永忠, 陆秀平, 等. 静态精密单点定位中对流层延迟估计. *海洋测绘*, 2011, 31(6): 12—15.
- 19 刘焱雄, 陈永奇. 利用地面气象观测资料确定对流层加权平均温度. *武汉测绘科技大学学报*, 2000, 25(5): 400—404.
- 20 Duan J, Bevis M, Fang P, et al. GPS meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, 1996, 35(6): 830—838.
- 21 Ingold T, Peter R, Kämpfer N. Weighted mean tropospheric temperature and transmittance determination at millimeter-wave frequencies for ground-based applications. *Radio Science*, 1998, 33(4): 905—918.
- 22 李建国, 毛节泰, 李成才, 等. 使用全球定位系统遥感水汽分布原理和中国东部地区加权“平均温度”的回归分析. *气象学报*, 1999, 57(3): 283—292.
- 23 包东琴, 布和, 巴特儿. 基于 MATLAB 的对流层加权平均温度模型的研究. *科学技术与工程*, 2011, 11(35): 8840—8845.

PRECIPITABLE WATER VAPOR AT ARCTIC YELLOW RIVER STATION MEASURED USING GPS TECHNOLOGY

Zhang Shengkai¹, Zhao Yun^{1,2}, E Dongchen¹, Ning Xinguo¹, Xu Youwei¹, Lei Jintao¹

(¹Chinese Antarctic Center of Surveying and Mapping, Wuhan University, Wuhan 430079, China;

²Jinan Geotechnical Investigation and Surveying Institute, Jinan 250013, China)

Abstract

A ground-based GPS method was used to measure precipitable water vapor (PWV) at Arctic Yellow River Station. Three factors that affect PWV were analyzed: Zenith Total Delay, Zenith Hydrostatic Delay, and weighed mean temperature. The reliability of Zenith Total Delay and Zenith Hydrostatic Delay was proven, and the model of weighed mean temperature was applicable for Yellow River Station in the Arctic. In a comparison of GPS-measured PWV and radiosonde data, the root mean square was less than 2 mm.

Key words Arctic Yellow River Station, Troposphere Zenith Delay, precipitable water vapor, weighed mean temperature, radiosonde