

徐桂荣,万蓉,李武阶,等.地基 GPS 反演大气可降水量方法的改进.暴雨灾害,2009,28(3):203-209.

地基 GPS 反演大气可降水量方法的改进

徐桂荣,万蓉,李武阶,陈波,冯光柳

(中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074)

摘要:利用地基 GPS 反演大气可降水量(PW, precipitable water)的方法中, GPS PW 的准确度依赖于天顶静力延迟(ZHD, zenith hydrostatic delay)的计算模型和转换系数 Π 。分析 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型、Black 模型计算的 ZHD 误差发现,其计算的 ZHD 与探空 ZHD 相比具有模型偏差,这些模型偏差换算成对 GPS PW 的影响约为 4~10 mm。通过回归建模,对 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型中的系数进行修正后,可明显减小这些模型偏差,且不影响这些模型的精度。转换系数 Π 是大气加权平均温度(T_m , atmospheric weighted mean temperature)的函数, T_m 与地面温度(T_s)高度相关,根据这一特性,利用 9 个探空站数据通过回归建模得到的 T_m 本地化模型可很好地拟合 T_m ,其模型均方差为 2.8 K,对应的相对误差为 1.0%。对地基 GPS 反演 PW 的方法进行改进后,求得的 GPS PW 的系统偏差明显减小,其中,采用改进的 Hopfield 模型和 T_m 本地化模型求得的 GPS PW,与探空廓线计算的 PW 相比,其偏差为 -1.6 mm,而与微波辐射计廓线计算的 PW 相比,其偏差为 -1.2 mm。

关键词:地基 GPS;可降水量;天顶静力延迟;天顶湿延迟;大气加权平均温度

中图分类号:P414.4 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)03-0203-07

1 问题的提出

当 GPS 卫星发出的信号穿越中性大气时,由于大气成分的折射而产生信号时延。这种信号延迟可分为静力延迟(或干延迟)和湿延迟^[1]。在天顶方向,天顶湿延迟(ZWD, zenith wet delay)近似正比于沿信号传播路径上的大气水汽含量。大气水汽含量可用可降水量(PW, precipitable water)表示,或用整层水汽含量(IWV, integrated water vapor)表示,两者关系式为 $PW = IWV / \rho_w$,其中 ρ_w 为液态水密度。根据 ZWD 近似正比于天顶大气水汽含量这一特性,Bevis 等^[2,3]推导出 PW 与 ZWD 以及大气加权平均温度(T_m , atmospheric weighted mean temperature)三者之间的函数关系式,这有力推动了 GPS 反演可降水量技术在气象上的应用;其给出的 PW 与 ZWD 以及 T_m 的函数关系式如下

$$PW = \Pi \times ZWD \quad (1)$$

式中 Π 为转换系数,其表达式如下

$$\left\{ \begin{aligned} \Pi &= \frac{10^6}{\rho_w R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2 \right)} \\ k_2 &= k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} \end{aligned} \right. \quad (2)$$

上式中 R_v 是水汽气体常数; M_w 、 M_d 分别为水汽和干空气分子摩尔质量; T_m 为大气加权平均温度,其定

义可以写成^[1]

$$T_m = \frac{\int_H^{\infty} \left(\frac{e}{T} \right) dz}{\int_H^{\infty} \left(\frac{e}{T^2} \right) dz} \quad (3)$$

式中 H 为测站高度(m), e 为水汽压, T 为绝对温度。而(2)式中的 k_1 、 k_2 、 k_3 为如下大气折射数公式中的物理常数

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (4)$$

上式中 N 为大气折射数, P_d 为干空气气压。利用大气状态方程,(4)式可进一步写成^[1]

$$N = k R_d \rho + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (5)$$

式中 R_d 是干空气气体常数, ρ 为大气总密度。(5)式中的第一项称为干项 $N_d = k R_d \rho$,对干项积分可得到天顶静力延迟(ZHD, zenith hydrostatic delay),也即天顶干延迟,第二项称为湿项 $N_w = k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}$,对湿项积分可得到天顶湿延迟。可见,根据公式(1),只要求得 GPS 的天顶湿延迟并获知转换系数 Π ,就可反演出大气可降水量。

利用 GAMIT 或 Bernese 等软件可解算求得 GPS 的天顶总延迟(ZTD, zenith total delay),而 GPS 的天顶

收稿日期:2009-01-10;定稿日期:2009-04-15

基金项目:中国气象局武汉暴雨研究所暴雨研究开放基金(IHR2007G01)、中国气象局武汉暴雨研究所科研业务项目(0803)、湖北省气象局科技发展基金(2007Z03)、国家自然科学基金(40575011)共同资助

作者简介:徐桂荣,男,1973年生,博士,主要从事暴雨监测技术与应用研究。E-mail: grxu2007@gmail.com

静力延迟可通过 Saastamoinen 模型^[4]、Hopfield 模型^[5]或 Black 模型^[6]求解。即

$$\begin{cases} ZHD_S=0.227\frac{P_s}{F(\varphi, H)} \\ F(\varphi, H)=1-0.0026\cos(2\varphi)-0.00028H \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} ZHD_H=1.552(h-H)\frac{P_s}{T_s} \\ h=40.082+0.14898(T_s-273.16) \end{cases} \quad (7)$$

$$ZHD_B=0.2343(T_s-4.12)\frac{P_s}{T_s} \quad (8)$$

公式(6)–(8)中, ZHD 的单位是 cm, 其下标 S、H、B 分别代表 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型, P_s 为地面气压 (单位为 hPa), T_s 为地面绝对温度, φ 是测站纬度(单位为弧度), 而测站海拔高度 H 的单位为 km。求得 ZTD 和 ZHD 后, 天顶湿延迟 $ZWD=ZTD-ZHD$, 再利用公式(1)就可求得 PW 。

然而, 在利用地基 GPS 反演 PW 的实际应用中, 反演得到的 PW 与利用探空球或微波辐射计温湿廓线资料计算得到的 PW (以下简称为探空 PW) 存在有明显偏差^[7], 这种偏差可能与反演方法有关。由于大气折射数 N 与大气成分状态有关^[8], 因此(4)式中的物理常数并非恒定, Smith 等^[9]在 1953 年给出的折射数公式为

$$\begin{cases} N=N_d+N_w \\ N_d=77.6PI/T \\ N_w=3.73\times 10^5(e/T^2) \end{cases} \quad (9)$$

Thayer^[10]在 1974 年给出的(4)式中物理常数 $k_1=(77.604\pm 0.014)K\cdot hPa^{-1}$, $k_2=(64.79\pm 0.08)K\cdot hPa^{-1}$, $k_3=(3.776\pm 0.004)K^2\cdot hPa^{-1}$ 。2002 年, Rueger^[8]认为(4)式中物理常数应采用 $k_1=77.6890K\cdot hPa^{-1}$, $k_2=71.2952K\cdot hPa^{-1}$, $k_3=375463K^2\cdot hPa^{-1}$ 。而公式(6)–(8)在推导时均采用了 Smith 和 Weintraub 在 1953 年给出的折射数公式并进行了理想大气和静力平衡假定^[4-6], 由于 Smith 和 Weintraub 给出的折射数公式存在偏差^[8], 加上理想大气和静力平衡的假定条件, 造成公式(6)–(8)的系数不准确, 因而可能会有模型误差出现^[11]。另外, 公式(1)中的转换系数 II 为无量纲数, 其值与 T_m 有关, 由于难以求得 T_m 的严密积分值, 一般常取转换系数 $II\approx 0.15$ ^[3], 或利用温湿廓线资料对(3)式中的 T_m 进行数值积分, 然后利用地面温度 T_s 对 T_m 进行回归建模^[2]。因此, T_m 模型的好坏会直接影响转换系数 II , 进而影响到反演的可降水量的准确度。

本文将针对上述问题, 利用湖北地基 GPS 水汽监测网的观测数据及相关气象资料, 对天顶静力延迟的计算模型进行改进, 并对大气加权平均温度进行本地化建模, 以期建立适合湖北及长江中游的 GPS 水汽反演方法, 提高 GPS 反演大气可降水量的准确度。

2 数据来源和方法

湖北地基 GPS 水汽监测网从 2006 年开始建设, 至 2008 年已建成 19 个 GPS 站并进行水汽监测试验, 待其监测网完全建成, 网中 GPS 站将达到近 30 个, 届时可对湖北及长江中游的大气水汽状况进行监测。考虑到宜昌、咸宁两站 GPS 观测数据较多, 同时宜昌又是探空站, 而咸宁布设了中国气象局武汉暴雨研究所从美国购买的 35 通道 MP-3000 型地基微波辐射计, 可获得地面至 10 km 高度温湿廓线等数据, 因此, 为便于检验 GPS 反演可降水量的准确度及反演方法的改进效果, 本文选取宜昌、咸宁的 GPS 数据作为分析样本。另外, 湖北地基 GPS 水汽监测网中有近 30 个台站, 而湖北境内只有 3 个探空站, 为建立一个适用湖北的 T_m 模型, 本文选取湖北及其周边省份的 9 个探空站(见本文 3.2 节)气象数据来进行 T_m 本地化建模。在本文分析中, GPS 数据年限为 2007—2008 年, 气象数据年限为 2002—2008 年, 微波辐射计数据时段为 2008 年 6—12 月。

在应用大气折射数公式(4)时, 物理常数 k_1, k_2, k_3 选用 Rueger^[8]在 2002 年给出的值。由于天顶静力延迟模型(6)–(8)的模型误差可能与采用 Smith 等^[9]在 1953 年给出的折射数公式有关, 本文拟对天顶静力延迟模型(6)–(8)进行改进, 将其中的系数改为待修正系数:

$$\begin{cases} ZHD_{S,m}=\gamma_{S0}+\gamma_{S1}\times\frac{P_s}{F(\varphi, H)} \\ F(\varphi, H)=1-0.0026\cos(2\varphi)-0.00028H \end{cases} \quad (10)$$

$$\begin{cases} ZHD_{H,m}=\gamma_{H0}+\gamma_{H1}\times(h-H)\frac{P_s}{T_s} \\ h=40.082+0.141898(T_s-273.16) \end{cases} \quad (11)$$

$$ZHD_{B,m}=\gamma_{B0}+\gamma_{B1}\times(T_s-4.12)\frac{P_s}{T_s} \quad (12)$$

上述各式中, 下标 S_m、H_m、B_m 分别代表改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型, γ_{S0} 、 γ_{S1} 、 γ_{H0} 、 γ_{H1} 、 γ_{B0} 、 γ_{B1} 为各自模型中的待定系数。GPS 天顶总延迟由 GAMIT 软件解算得到, 利用温湿廓线数据对公式(5)中的湿项进行数值积分可求得天顶湿延迟, 天顶总延迟减去天顶湿延迟得到的数值可当作天顶静力延迟的“观测值”(以下简称探空 ZHD)。利用探空 ZHD 对公式(10)–(12)进行回归建模, 可求得待定系数 γ_{S0} 、 γ_{S1} 、 γ_{H0} 、 γ_{H1} 、 γ_{B0} 、 γ_{B1} 。文中用宜昌 2007 年的 GPS 数据和气象数据对公式(10)–(12)进行回归建模, 用宜昌 2008 年的 GPS 数据和气象数据以及咸宁 2008 年 6—12 月的 GPS 数据和微波辐射计数据对回归模型的建模效果进行检验。

在对 T_m 进行本地化建模时, 可利用探空站温湿廓

线数据对公式(3)进行数值积分求得 T_m , 求得的 T_m 可当作大气加权平均温度的“观测值”(以下简称探空 T_m)。由于探空 T_m 与地面温度 T_s 具有高相关性, 因此, 可以利用地面温度 T_s 和探空 T_m 来构建 T_m 本地化模型。文中用湖北及周边省份的 9 个探空站 2002—2007 年的气象数据构建 T_m 本地化模型, 用宜昌 2008 年的气象数据以及咸宁 2008 年 6—12 月的微波辐射计数据对 T_m 本地化模型的建模效果进行检验。

完成天顶静力延迟模型的改进和 T_m 本地化模型的构建后, 文中分别用改进前后的 GPS 水汽反演方法求解宜昌 2008 年和咸宁 2008 年 6—12 月的 GPS PW , 并分别用同期宜昌的气象资料以及咸宁的微波辐射计资料计算的探空 PW 来与 GPS PW 进行对比分析, 用以评估 GPS PW 的准确度及 GPS 反演水汽方法的改进效果。在利用探空站气象资料以及微波辐射计资料计算探空 PW 时, 对如下公式进行数值积分即可求得探空 PW ^[12]:

$$PW = \frac{1}{\rho_w g} \int_0^{p_s} q dp \quad (13)$$

式(13)中 q 为比湿, 随气压 p 变化; g 为重力加速度; p_s 为地面气压。

文中物理量的偏差(Bias)及其均方差(RMSE, root-mean-square error)的计算公式如下:

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_{\alpha})}{n} \quad (14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_{\alpha})^2}{n}} \quad (15)$$

上述式子中, n 为样本容量; y_i, y_{α} 分别为第 i 个样本的物理量(如 ZHD 、 T_m 、GPS PW 等)及其对比值(如探空 ZHD 、探空 T_m 、探空 PW 等)。

3 分析结果与讨论

3.1 天顶静力延迟模型的改进

为考查利用温湿廓线数据计算天顶静力延迟和天顶湿延迟的可靠性, 图 1(a)、(b)给出了利用宜昌 2007 年 12 月 10 日 08 时的加密观测资料(数据垂直分辨率为 10 m), 对公式(9)的干项和湿项分别进行数值积分求得 ZHD 和 ZWD 随高度的变化。

从图 1 中可以看到, ZHD 从地面往上至 30 km 高处, 其随高度的变化一直较大。 ZHD 在 10 km 高处为 1.6 778 m, 而在 30 km 高处为 2.2 604 m, 其变化幅度为 34.7%。而 ZHD 在 7 km 高度以下随高度的变化较大, 在 7 km 高度以上随高度的变化很小。 ZHD 在

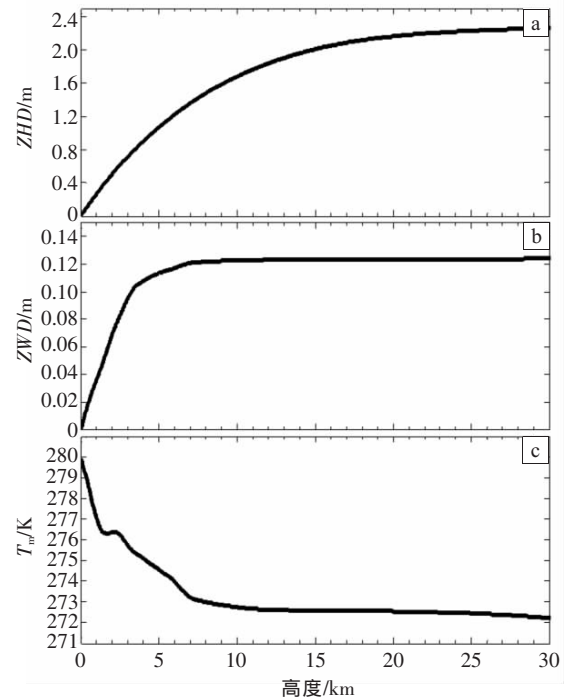


图 1 利用宜昌 2007 年 12 月 10 日 08 时加密观测资料求得的 ZHD (a)和 ZWD (b)以及探空 T_m (c)随高度的变化

10 km 高处为 0.1 229 m, 而在 30 km 高处为 0.1 242 m, 其变化幅度仅为 1.1%。由于气象探空资料的最大高度为 100 hPa(约 16 km), 因此, 用探空站的温湿廓线数据对大气折射数公式的干项进行数值积分不能准确求得 ZHD , 但可准确求得 ZHD ; 同理, 微波辐射计的温湿廓线高度可达 10 km, 利用微波辐射计的温湿廓线数据不能准确求得 ZHD , 但可准确求得 ZHD 。所以, 通过由 GAMIT 软件解算出的天顶总延迟减去由温湿廓线数据进行数值积分得到的天顶湿延迟而间接求得的探空 ZHD 是可靠的, 可当作 ZHD 的“观测值”, 用以检验天顶静力延迟模型的准确度。在下文求解探空 ZHD 时, 大气折射数公式(4)中的物理常数 k_1, k_2, k_3 选用 Rueger^[8]在 2002 年给出的最新数值。

本文以探空 ZHD 作为对比值, 对采用天顶静力延迟模型(6)—(8)求得的 ZHD 进行误差分析。图 2 给出宜昌 2007 年天顶静力延迟模型的误差分析结果。

从图 2 中看到, 与探空 ZHD 相比, Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型求得的 ZHD 偏大, 两者的偏差分别为 0.0 363 m、0.0 286 m 和 0.0 667 m, 换算成对 PW 的影响分别为 5.4 mm、4.3 mm 和 10.0 mm; 此外, 两者的均方差分别为 0.0 376 m、0.0 375 m 和 0.0 376 m, 换算成对 PW 的影响均为 5.6 mm。为减小天顶静力延迟模型(6)—(8)的模型偏差, 本文将这些模型中的系数改为待修正系数[见公式(10)—(12)], 利用 2007 年宜昌探空 ZHD 对公式(10)—(12)进行拟合建模, 得到天顶静力延迟改进模型下见(16)—(18)式:

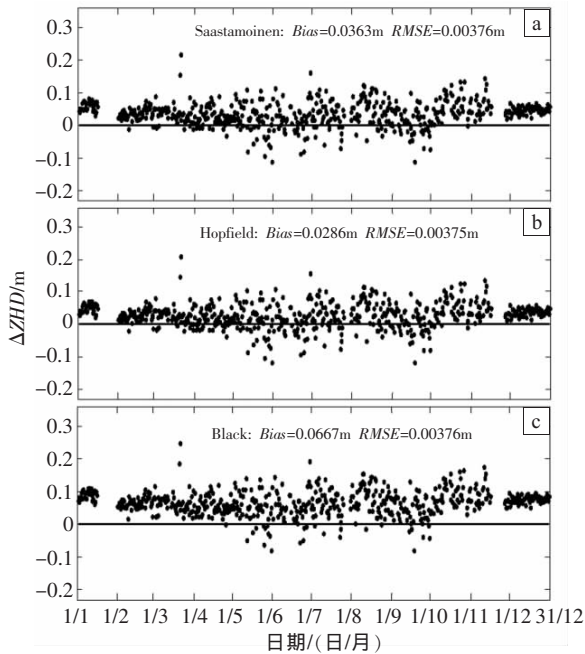


图 2 宜昌 2007 年天顶静力延迟模型的误差分析结果 (图中 ΔZHD 为模型 ZHD 与探空 ZHD 之差)
(a) Saastamoinen 模型;(b) Hopfield 模型;(c) Black 模型

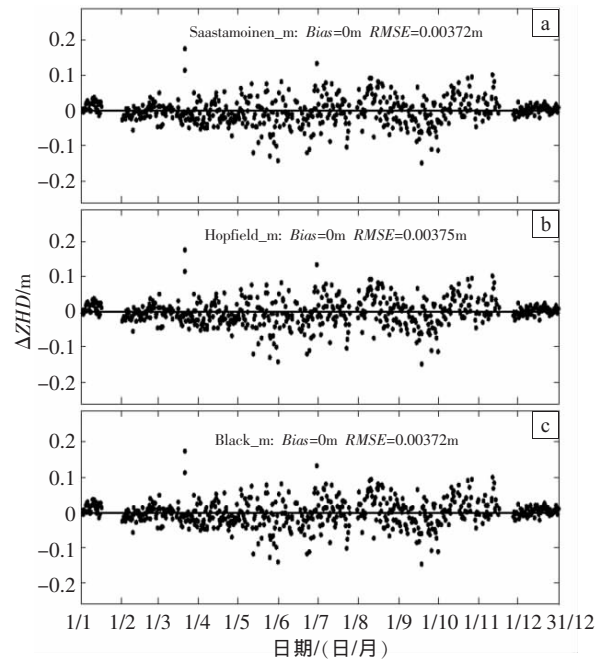


图 3 宜昌 2007 年天顶静力延迟改进模型的建模效果 (图中 ΔZHD 为模型 ZHD 与探空 ZHD 之差)
(a) 改进的 Saastamoinen 模型;(b) 改进的 Hopfield 模型;
(c) 改进的 Black 模型

$$ZHD_{s,m} = 0.5576 + 0.0017 \times \frac{P_s}{F(\varphi, H)} \quad (16)$$

$$F(\varphi, H) = 1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.00028H$$

$$ZHD_{s,m} = 0.4752 + 0.0121 \times (h - H) \frac{P_s}{T_s} \quad (17)$$

$$h = 40.082 + 0.141898(T_s - 273.16)$$

$$ZHD_{B,m} = 0.5576 + 0.0017 \times (T_s - 4.12) \frac{P_s}{T_s} \quad (18)$$

图 3 给出宜昌 2007 年天顶静力延迟改进模型的建模效果。从中可见,采用改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型求得的 ZHD ,与探空 ZHD 相比,其模型偏差均为 0 m,换算成对 PW 的影响均为 0 mm;此外,天顶静力延迟改进模型的均方差均为 0.0 372 m,换算成对 PW 的影响均为 5.6 mm,与图 2 中给出的均方差相比基本不变。可见,天顶静力延迟改进模型(16)—(18)可以很好地拟合探空 ZHD ,减小天顶静力延迟模型(6)—(8)对探空 ZHD 的系统偏差,且不影响天顶静力延迟模型的精度(即均方差)。

为进一步检验天顶静力延迟模型的改进效果,文中分别用宜昌 2008 年的气象数据和咸宁 2008 年 6—12 月的微波辐射计数据,仍以探空 ZHD 作为对比值,对采用天顶静力延迟模型(6)—(8)及其改进模型(16)—(18)求得的 ZHD 进行误差分析。表 1 给出宜昌 2008 年天顶静力延迟模型计算的 ZHD 与探空 ZHD 相比的偏差及均方差。

从表 1 中可见,与探空 ZHD 相比,采用 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型求得的 ZHD 偏大,即

表 1 宜昌 2008 年天顶静力延迟模型计算的 ZHD 与探空 ZHD 相比的偏差及均方差

天顶静力延迟模型	偏差		均方差	
	Bias/ m	折算成 PW/mm	RMSE/ m	折算成 PW/mm
Saastamoinen 模型	0.0441	6.6	0.0288	4.3
Hopfield 模型	0.0366	5.5	0.0290	4.4
Black 模型	0.0746	11.2	0.0289	4.3
改进的 Saastamoinen 模型	0.0172	2.6	0.0297	4.5
改进的 Hopfield 模型	0.0040	0.6	0.0298	4.5
改进的 Black 模型	0.0204	3.1	0.0297	4.5

使是偏差最小的 Hopfield 模型,其偏差为 0.0 366 m,换算成对 PW 的影响可达 5.5 mm。而采用改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型求得的 ZHD 与探空 ZHD 相比,其偏差均明显减小,其中采用改进的 Hopfield 模型求得的 ZHD ,其偏差为 0.0 040 m,换算成对 PW 的影响为 0.6 mm,其数值明显小于原 Hopfield 模型。此外,天顶静力延迟模型改进前后的均方差变化不大,其值在 0.0 288~0.0 298 m 之间,换算成对 PW 的影响为 4.3~4.5 mm。

另外,表 2 给出咸宁 2008 年 6—12 月天顶静力延迟模型计算的 ZHD 与探空 ZHD 相比的偏差及均方差。

从表 2 中同样可见,与利用微波辐射计资料求得的探空 ZHD 相比,采用 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型、Black 模型计算的 ZHD 也偏大,即使是偏差最小

表 2 咸宁 2008 年 6—12 月天顶静力延迟模型计算的 ZHD 与探空 ZHD 相比的偏差及均方差

	偏差		均方差	
	Bias/ m	折算成 PW/mm	RMSE/ m	折算成 PW/mm
天顶静力延迟模型				
Saastamoinen 模型	0.0451	6.8	0.0377	5.7
Hopfield 模型	0.0396	5.9	0.0377	5.7
Black 模型	0.0757	11.4	0.0377	5.7
改进的 Saastamoinen 模型	0.0199	3.0	0.0381	5.7
改进的 Hopfield 模型	0.0074	1.1	0.0381	5.7
改进的 Black 模型	0.0222	3.3	0.0381	5.7

的 Hopfield 模型,其偏差为 0.0 396 m,换算成对 PW 的影响为 5.9 mm。而采用改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型求得的 ZHD 与探空 ZHD 相比,其偏差均明显减小,其中采用改进的 Hopfield 模型求得的 ZHD,其偏差为 0.0 074 m,换算成对 PW 的影响为 1.1 mm,其数值也明显小于原 Hopfield 模型。此外,天顶静力延迟模型改进前后的均方差基本不变,其值约为 0.038 m,换算成对 PW 的影响约为 5.7 mm。

综上所述,与探空 ZHD 相比,Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型计算的 ZHD 具有系统偏差,而对上述模型进行改进后可明显减小系统偏差,且不影响模型精度(即模型均方差)。

3.2 T_m 本地化模型的构建

本文利用温湿廓线数据对公式(3)进行数值积分求得探空 T_m 再以之当作其“观测值”,为考查探空 T_m 的可靠性,图 1(c)给出利用宜昌 2007 年 12 月 10 日 08 时加密观测资料求得的探空 T_m 随高度的变化。从中可见, T_m 在 7 km 高度以下随高度的变化较大,在 7 km 高度以上随高度的变化很小; T_m 在 10 km 高处为 272.75 K,到 30 km 高处为 272.22 K,其变化幅度仅为 0.2%。因此,利用探空站温湿廓线数据(最大高度 100 hPa,约 16 km)对公式(3)进行数值积分求得的探空 T_m 是可靠的;同理,由于微波辐射计的温湿廓线高度可达 10 km,利用其温湿廓线数据求得的探空 T_m 也是可靠的。所以,利用温湿廓线数据对公式(3)进行数值积分求得的探空 T_m 可当作其“观测值”,用以进行 T_m 本地化建模和检验 T_m 模型的准确度。

为建立一个适用湖北及长江中游的 T_m 本地化模型,文中选取湖北及周边省份 9 个探空站作为建模样本站点,表 3 给出 9 个探空站站点信息及 2002—2007 年探空 T_m 与 T_s 的相关系数。

从表 3 中可见,9 个探空站 T_m 与 T_s 相关系数均在 0.9 100 以上,其相关性很好。因此,利用 9 个探空站 2002—2007 年的 T_s 对同期探空 T_m 进行回归建模,可

表 3 湖北及周边省份 9 个探空站站点信息及 2002—2007 年探空 T_m 与 T_s 的相关系数

站点	所属省份	经度/ °E	纬度/ °N	海拔 高度/m	T_m 与 T_s 的 相关系数
南阳	河南	112.6	33.0	131	0.9189
安康	陕西	109.0	32.7	291	0.9196
达川	四川	107.5	31.2	311	0.9415
恩施	湖北	109.5	30.3	458	0.9262
宜昌	湖北	111.3	30.7	134	0.9257
武汉	湖北	114.1	30.6	23	0.9454
长沙	湖南	113.1	28.2	46	0.9133
阜阳	安徽	115.8	32.9	39	0.9415
南昌	江西	115.9	28.6	50	0.9281

得到 T_m 本地化模型为

$$T_m = 53.7754 + 0.7765 T_s \quad (19)$$

图 4 给出利用 9 个探空站构建的 T_m 本地化模型(19)的建模效果。从中可见, T_m 的拟合值与探空值具有很好的相关性,两者的相关系数为 0.9 291,而模型偏差为 0 K,模型均方差为 2.8 K(对应的相对误差为 1.0%),且模型误差分布符合正态分布。Bevis 等^[2]利用美国 13 个探空站 2 年的数据构建的 T_m 本地化模型的均方差为 4.7 K(对应的相对误差小于 2.0%)。可见,本文构建的 T_m 本地化模型(19)可很好地拟合 T_m 。

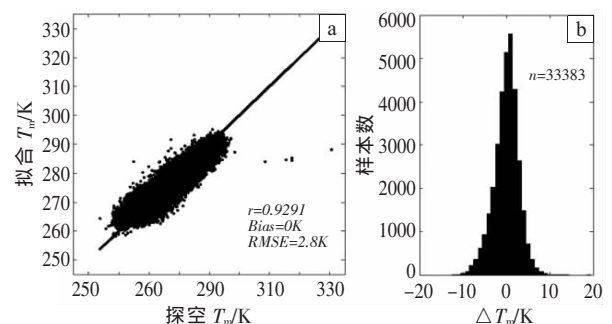


图 4 利用 9 个探空站构建的 T_m 本地化模型的建模效果(r 为相关系数, n 为样本总数)

(a) 拟合 T_m 与探空 T_m 的对比; (b) 模型误差统计频数直方图

为进一步检验 T_m 本地化模型(19)在湖北地区的适用性,文中分别利用宜昌 2008 年气象数据和咸宁 2008 年 6—12 月微波辐射计数据,以探空 T_m 作为对比值,对采用 T_m 本地化模型(19)求得的拟合值进行误差分析。图 5 给出宜昌 2008 年 T_m 本地化模型的误差分析结果。从中可见,拟合 T_m 与探空 T_m 具有很好的相关性,两者的相关系数为 0.9 220,而模型偏差为 -0.5 K,模型的均方差为 3.1 K(对应的相对误差为 1.1%),且模型误差分布符合正态分布。

此外,图 6 也给出咸宁 2008 年 6—12 月 T_m 本地化模型的误差分析结果。从中看到,拟合 T_m 与探空 T_m 也具有很好的相关性,两者的相关系数为 0.9 038,而

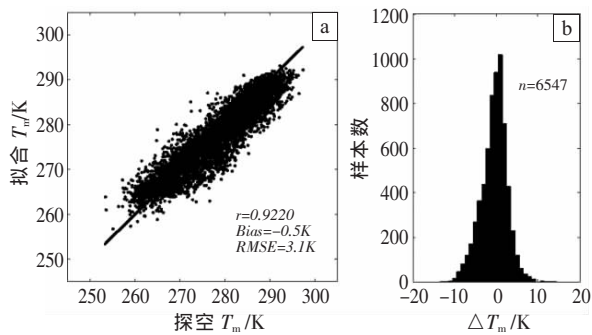


图 5 宜昌 2008 年 T_m 本地化模型的误差分析
结果(r 为相关系数, n 为样本总数)

(a) 拟合 T_m 与探空 T_m 的对比; (b) 模型误差统计频数直方图

模型的偏差为 -1.4 K,模型的均方差为 2.9 K(对应的相对误差为 1.0%);另外,模型的误差分布中心虽略负偏离,但其分布仍基本符合正态分布。

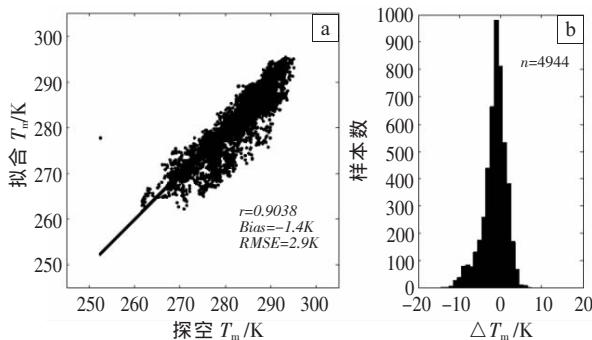


图 6 咸宁 2008 年 6—12 月 T_m 本地化模型的误差分析
结果(r 为相关系数, n 为样本总数)

(a) 拟合 T_m 与探空 T_m 的对比; (b) 模型误差统计频数直方图

综上可知,本文构建的 T_m 本地化模型(19)适用于湖北地区;利用湖北地区 T_s ,通过 T_m 本地化模型(19)可获得可靠的 T_m 。

3.3 GPS 反演可降水量的准确度分析

完成天顶静力延迟模型的改进和 T_m 本地化模型的构建后,就需要考查其改进对 GPS 反演可降水量准确度的影响。本文分别利用宜昌 2008 年气象数据和咸宁 2008 年 6—12 月微波辐射计数据,以探空 PW 作为对比值,对 GPS PW 的准确度进行分析。表 4 给出宜昌 2008 年 GPS PW 与探空 PW 的相关系数及两者相比的偏差、均方差。

表 4 宜昌 2008 年 GPS PW 与探空 PW 的相关系数及两者相比的偏差、均方差

GPS 反演 PW 的方法	相关系数	偏差/mm	均方差/mm
Saastamoinen 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9659	-9.8	4.9
Hopfield 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9654	-8.7	5.0
Black 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9656	-14.4	5.0
改进的 Saastamoinen 模型*	0.9649	-3.7	4.8
改进的 Hopfield 模型*	0.9649	-1.6	4.8
改进的 Black 模型*	0.9648	-4.2	4.8

注: * 指 T_m 本地化模型

从表 4 中看到,GPS 反演 PW 方法在改进前后得到的 GPS PW 与探空 PW 均具有很好的相关性,两者的相关系数均在 0.9 以上,但利用改进的 GPS 反演 PW 的方法可明显减小 GPS PW 与探空 PW 的偏差。当采用 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型且转换系数 $\Pi \approx 0.15$ 时,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其偏差在 $-14.4 \sim -8.7$ mm 之间,其均方差接近 5.0 mm。而当采用改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型且采用 T_m 本地化模型时,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其偏差在 $-4.2 \sim -1.6$ mm 之间,明显小于 GPS 反演 PW 方法未改进前的数值,而且 GPS 反演 PW 方法改进后,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其均方差基本不变,均为 4.8 mm,略小于未改进前的 5.0 mm。

另外,表 5 也给出咸宁 2008 年 6—12 月 GPS PW 与微波辐射计计算的探空 PW 的相关系数及两者相比的偏差、均方差。从中看到,GPS 反演 PW 方法在改进前后得到的 GPS PW 与探空 PW 也具有很好的相关性,两者的相关系数均在 0.9 以上,但利用改进的 GPS 反演 PW 的方法同样可明显减小 GPS PW 与探空 PW 的偏差。当采用 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型且转换系数 $\Pi \approx 0.15$ 时,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其偏差在 $-14.5 \sim -9.1$ mm 之间,其均方差均为 6.3 mm。而当采用改进的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型且采用 T_m 本地化模型时,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其偏差在 $-3.6 \sim -1.2$ mm 之间,明显小于 GPS 反演 PW 方法未改进前的数值,而且 GPS 反演 PW 方法改进后,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,其均方差也基本不变,均为 6.5 mm,略大于未改进前的 6.3 mm。

表 5 咸宁 2008 年 6—12 月 GPS PW 与探空 PW 的相关系数及两者相比的偏差、均方差

GPS 反演 PW 的方法	相关系数	偏差/mm	均方差/mm
Saastamoinen 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9164	-9.9	6.3
Hopfield 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9153	-9.1	6.3
Black 模型($\Pi \approx 0.15$)	0.9158	-14.5	6.3
改进的 Saastamoinen 模型*	0.9138	-3.2	6.5
改进的 Hopfield 模型*	0.9139	-1.2	6.5
改进的 Black 模型*	0.9138	-3.6	6.5

注: * 指 T_m 本地化模型

综上所述,对 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型改进后并采用 T_m 本地化模型,反演得到的 GPS PW 与探空 PW 相比,两者的偏差明显减小,且其均方差基本不变,其中,采用改进的 Hopfield 模型和 T_m 本地化模型求得的 GPS PW ,与探空廓线计算的 PW 相比,其偏差为 -1.6 mm,而与微波辐射计廓线计

算的 PW 相比,其偏差为 -1.2 mm。

4 结论

通过以上研究,得到如下几点结论。

(1)利用 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型计算的 ZHD 与探空廓线计算的 ZHD 相比,具有模型偏差,这些偏差换算成对 GPS PW 的影响约为 4~10 mm。通过回归建模对这些模型的系数进行修正后,可明显减小模型偏差且不影响模型精度。

(2)基于大气加权平均温度(T_m)与地面温度(T_s)高度相关,利用湖北及临近省份 9 个探空站数据,通过回归建模得到的 T_m 本地化模型可很好地拟合 T_m , 其模型均方差为 2.8 K,对应的相对误差为 1.0%。

(3)采用改进的天顶静力延迟模型和 T_m 本地化模型,反演得到的 GPS PW 的系统偏差明显减小,其中,采用改进的 Hopfield 模型和 T_m 本地化模型求得的 GPS PW ,与探空廓线计算的 PW 相比,其偏差为 -1.6 mm,而与微波辐射计廓线计算的 PW 相比,其偏差为 -1.2 mm。

上述结果显示,改进后的 PW 反演结果与探空相比,其平均误差改进明显,而相关系数和均方差改进不大,这表明对 GPS PW 反演方法进行改进可以明显减小 GPS PW 与探空 PW 的系统误差,但 GPS PW 反演方法的改进对减小 GPS PW 随机误差的贡献不大。

参考文献:

[1] Davis J L, Herring T A, Shapiro I I, et al. Geodesy of radio

interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length [J]. Radio Sci, 1985, 20:1593-1607.

[2] Bevis M, Businger S, Herring T, et al. GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system [J]. J Geophys Res, 1992, 97: 15787-15801.

[3] Bevis M, Businger S, Chiswell S R, et al. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water [J]. J Appl Meteor, 1994, 33: 379-386.

[4] Saastamoinen J. Contributions to the theory of atmospheric refraction [J]. Bull Geod, 1973, 107: 13-34.

[5] Hopfield H S. Tropospheric effect on electromagnetically measured range: Prediction from surface weather data [J]. Radio Sci, 1971, 6 (3):357-367.

[6] Black H D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction [J]. J Geophys Res, 1978, 83(B4): 1825-1828.

[7] 徐桂荣,陈波,万蓉,等.地基GPS不同水汽反演方法的误差分析[J].暴雨灾害,2008,27(4):346-350.

[8] Rüeiger J M. Refractive index formulae for radio waves [M]. FIG XXII International Congress, 19-26 April 2002, Washington D C USA.

[9] Smith E K, Weintraub S. The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies [J]. Proc IRE, 1953, 41: 1035-1037.

[10] Thayer D. An improved equation for the radio refractive index of air [J]. Radio Sci, 1974, 9: 803-807.

[11] 刘焱雄, H B IZ, 陈永奇. GPS 气象学中垂直干分量延时的精确确定 [J]. 测绘学报, 2000, 29(2):172-180.

[12] 刘健文,郭虎,李耀东,等.天气分析预报物理量计算基础[M].北京:气象出版社,2005.

Improvement on the Method for Estimating Precipitable Water from Ground-based GPS

XU Gui-rong, WAN Rong, LI Wu-jie, CHEN Bo, FENG Guang-liu

(Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074)

Abstract: In the method for estimating precipitable water (PW) from ground-based GPS, the accuracy of GPS PW depends on the zenith hydrostatic delay (ZHD) model and the parameter Π . Through the error analysis on the ZHD calculated by Saastamoinen, Hopfield, and Black models, it is found that the modeled ZHD has a system bias from the ZHD calculated from radiosonde profiles, corresponding to a bias of 4~10 mm on GPS PW . The system bias of Saastamoinen, Hopfield, and Black models can be reduced by correcting the model coefficients with a regression method, with few effects on the system root-mean-square error. The parameter Π is a function of atmospheric weighted mean temperature (T_m), and T_m has a strong linear correlation with surface temperature (T_s). According to the high correlation between T_m and T_s , a local T_m model is constructed by a linear regression based on radiosonde observing profiles at 9 observatories, with a root-mean-square error of 2.8 K, corresponding to a relative error of 1.0%. Adopting the modified ZHD model and the local T_m model, the system bias of GPS PW is reduced. Compared with PW calculated from radiosonde profiles, the GPS PW estimated with the modified Hopfield model and the local T_m model has a bias of -1.6 mm, while compared with PW calculated from radiometer profiles, the bias of GPS PW is -1.2 mm.

Key words: Ground-based GPS; Precipitable water; Zenith hydrostatic delay; Zenith wet delay; Atmospheric weighted mean temperature