

李国翠,李国平,杜成华,等.华北地区地基 GPS 水汽反演中加权平均温度模型研究[J].南京气象学院学报,2009,32(1):80-86.

华北地区地基 GPS 水汽反演中加权平均温度模型研究

李国翠¹,李国平^{2,3},杜成华⁴,苗志成⁵

(1.石家庄市气象局,河北 石家庄 050081;2.成都信息工程学院 大气科学系,四川 成都 610225;

3.中国气象局 成都区域气象中心,四川 成都 610071;4.沧州市气象局,河北 沧州 061001;

5.张家口市气象台,河北 张家口 075000)

摘要:运用几种不同的加权平均温度的算法,计算了华北地区张家口、北京和邢台的加权平均温度。结果表明,对于华北地区而言,常规的计算模型普遍存在一定的系统误差。在对加权平均温度与地面各气象要素的关系分析基础上,分别建立了华北地区基于地面气象要素的单因子和多因子回归方程,较好地满足了 GPS 遥感水汽总量实时性和高精度的要求。

关键词:加权平均温度;计算模型;地基 GPS;水汽总量;回归分析

中图分类号:P413.2 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-2022(2009)01-0080-07

Weighted Mean Temperature Models for Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water in North China

LI Guo-cui¹, LI Guo-ping^{2,3}, DU Cheng-hua⁴, MIAO Zhi-cheng⁵

(1. Shijiazhuang Meteorological Bureau, Shijiazhuang 050081, China;

2. Department of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;

3. Chengdu Regional Meteorological Center, China Meteorological Administration, Chengdu 610071, China;

4. Cangzhou Meteorological Bureau, Cangzhou 061001, China;

5. Zhangjiakou Meteorological Observatory, Zhangjiakou 075000, China)

Abstract: Weighted mean temperatures (WMT) of Zhangjiakou, Beijing and Xingtai are calculated by using different methods. Results indicate that there are some systematic errors in the WMTs of North China obtained using the common calculation methods. Based on the relationship between the WMT and local surface meteorological elements, single factor and multi-factor regression equations for WMT are developed, and these local regression equations are able to satisfy the requirements of real time use and high accuracy for the retrieval of precipitable water from ground-based GPS remote sensing data.

Key words: weighted mean temperature; calculation model; ground-based GPS; precipitable water vapor; regression analysis

0 引言

地基 GPS 气象学的核心思想是通过天顶方向上 GPS 信号的湿延迟来确定水汽总量,而这两个物理量之间的转换必须使用对流层加权平均温度,也就是说加权平均温度是决定地基 GPS 反演水汽总量的关键参数。主要表现在:在精度方面,加权平均

温度的误差可以通过湿延迟传递给 GPS 反演的水汽总量;在时间分辨率方面,实时反演水汽总量需要实时的水汽转换参数,亦即实时计算加权平均温度。

不同地区大气加权平均温度的分析和局地算法建立方面,已有不少的研究。李建国等^[1]分析了 92 a 北京探空资料,表明大气加权平均温度 T_m 与表面温度存在着很好的线性关系,并给出了适合于

收稿日期:2007-11-23;改回日期:2008-06-18

基金项目:中国气象局成都区域气象中心区域重大科研业务项目;中国气象局“京津冀地区地基 GPS 大气水汽观测资料应用研究”;成都信息工程学院自然科学与技术发展基金项目(CSRF2007d2)

作者简介:李国翠(1972—),女,河北行唐人,硕士,研究方向为 GPS 气象学和天气预报工作,liguocui@sina.com.

中国东部地区和不同季节的 T_m 和表面温度的线性回归方程。谷晓平等^[2]利用广东清远 1996—2001 年探空资料,建立了 GPS 水汽遥感中的 T_m 局地算法。刘旭春等^[3]对 T_m 的获取方法进行了列举和比较。刘焱雄等^[4]利用逐步回归方法,建立了香港地区的 T_m ,较好满足了地基 GPS 气象应用中实时性和高精度的要求。李国平等^[5]验证了 T_m 的 Bevis 经验公式在成都地区的适用性。章红平等^[6]指出武汉地区的 T_m 与 Bevis 公式存在着一定的差异,并提出了校正对流层干分量延迟的方法。Ross 等^[7-8]对 T_m 的估算进行了分析和研究。但华北地区相关问题的研究还很少见。针对加权平均温度的区域性差异,本文应用张家口、北京和邢台 3 个无线电探空站 2004—2005 年的地面和高空资料,对华北地区的 T_m 进行分析,试图探寻适合华北地区的 T_m 计算方案,更好地满足地基 GPS 遥感水汽总量实时性和高精度的要求。

1 加权平均温度

大气水汽总量 (precipitable water vapor, P_{wv}) 定义为单位面积上空的所有水汽凝结成液态水时的等效水柱高度。湿延迟 (zenith wet delay, Z_{wd}) 与水汽总量的转换关系 (亦即地面 GPS 系统遥感大气水汽的基本方程) 可表示为

$$P_{wv} = \Pi \cdot Z_{wd} \quad (1)$$

其中无量纲系数 Π 为湿延迟到水汽总量的转换系数,其计算公式为

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho_w R_v [(k_3/T_m) + k'_2]} \quad (2)$$

式中: ρ_w 为液态水的密度,为 $1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; R_v 是水汽气体常数,为 $461.495 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; k'_2 和 k_3 是大气物理参数,它们的经验值通常取为 $k'_2 = 22.13 \pm 2.20 \text{ K/hPa}$, $k_3 = (3.739 \pm 0.012) \times 10^5 \text{ K}^2/\text{hPa}$ ^[9]; T_m 是大气加权平均温度,单位为 K,它可由测站上空水汽压和绝对温度沿天顶方向的积分值得,其定义为

$$T_m = \frac{\int_z (e/T) dz}{\int_z (e/T^2) dz} \quad (3)$$

式中: e 和 T 分别为测站天顶方向上某点的水汽压和绝对温度。

由误差传播定律可得出,大气加权平均温度 T_m 的误差和转换系数 Π 的误差基本相同^[10],加权平

均温度最大误差与转换参数最大误差之间的计算公式^[4]为

$$\Delta F = 0.5595 \times 10^{-3} \sqrt{1.2075 + \sigma_{T_m}^2} \quad (4)$$

其中: ΔF 为转换参数最大误差; σ_{T_m} 为加权平均温度最大误差。假定湿延迟 $Z_{wd} = 500 \text{ mm}$, 要保证水汽总量的转换精度优于 1 mm , 则加权平均温度的精度必须优于 3.4 K ^[4]。也就是说,只有正确地确定 T_m 值,才能确保转换系数的精度。所以,如何实时、高精度地计算出对流层加权平均温度,就成为地基 GPS 遥感水汽中需要注意的重要问题之一。

2 加权平均温度的计算方法

目前加权平均温度 T_m 的常规获取途径主要有以下 4 种:

(1) 常数法

由于转换参数 Π 在 $1/6.5$ 附近波动, Baker 等^[11]建议将 Π 当作常数,即 $\Pi = 1/6.5$, 将 Π 的值回代到 (2) 式,可求得 $T_m = 269.7 \text{ K}$ 。这表明,如果 Π 为常数, T_m 也为常数。另外,王小亚等^[12]、谷晓平等^[2]认为, $T_m = 281 \text{ K}$ 。常数法不能反映 T_m 的时空变化,只适合精度较低的水汽总量估计。

(2) 近似积分值

近似积分法是 Askne 等^[13]在 3 个假设条件下,对 (3) 式近似积分的结果。但由于假设条件很不精确,另外不同地区、不同季节递减参数 (λ) 的变化非常大,确定非常困难,因此实际应用中这种方法很少被采用。

(3) Bevis 经验公式

Bevis 经验公式是根据美国的气象探空观测资料拟合的经验公式^[9]

$$T_m = 70.2 + 0.72T_s \quad (5)$$

式中: T_s 为地面温度 (K); T_m 为加权平均温度 (K)。Bevis 经验公式可以满足加权平均温度实时性要求,但由于区域差异,利用 Bevis 公式在我国进行 GPS 水汽反演时可能产生局域模型的系统误差,使获得的水汽总量值可能并非最优。

(4) 探空数值积分法

此方法是利用当地探空观测的温、压、湿资料计算得到的。在具体计算时,考虑到实际探空观测得到的温度、气压和风资料是不连续的,与计算加权平均温度 T_m 的公式 (3) 要求不符。因此,假定在气球所观测的相邻层次内,温度和水汽压线性变化,将公式 (3) 离散化,用数值积分方法逼近得到

$$T_m = \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{e}_i / \bar{T}_i) (h_i - h_{i-1})}{\sum_{i=1}^n (\bar{e}_i / \bar{T}_i^2) (h_i - h_{i-1})} \quad (6)$$

式中: $\bar{e}_i$ 表示第 i 层大气的平均水汽压 (hPa); $\bar{T}_i$ 表示第 i 层大气的平均温度 (K); h_i 表示第 i 层大气层的厚度 (km)。相对来讲, 利用探空数值积分法是目前最精确的方法。但其局限性主要有两点: 一是探空站点分布稀疏, 而且每天只释放两次探空气球, 所以时空分辨率较低。在进行 GPS 观测时, 很难得到 GPS 站的高空探测资料, 无法满足加权平均温度计算的实时性要求。二是在水汽较多的低对流层探空资料间隔的高度较大, 不利于精确估计水汽的影响。

综上所述, 前两种方法计算精度低, 达不到加权平均温度的实时性、高精度的要求, 很少被采用。由于 Bevis 经验公式能够实时计算所需时次的 T_m , 探空数值积分法计算精度相对较高等原因, 而被广泛应用。基于此, 本文选取 2004—2005 年北京、邢台和张家口三个站的逐日探空资料, 利用探空数值积分法计算得到各站每日 08 时、20 时对应的加权平均温度。

3 加权平均温度的时空变化特征

加权平均温度 T_m 的变化主要受太阳辐射的影响, 白天地表吸收了太阳辐射能而逐渐加热, 通过辐射、分子运动、湍流及对流运动和潜热输送等方式将热量传递给大气, 使大气温度随之升高; 夜间地表面因放射长波辐射而冷却, 使大气温度随之降低。因而太阳辐射和地球大气热辐射的周期变化会引起 T_m 的周期变化。此外, 天气系统的变化也会引起 T_m 的局地变化, 如冷平流会使 T_m 下降, 暖平流会使

T_m 升高^[2]。

邢台、北京和张家口加权平均温度月变化曲线 (图 1a) 表明: 在时间变化上, T_m 四季变化明显, 随月份的变化表现为单峰曲线。即 T_m 在 7 月之前逐渐递增, 到 7、8 月达到最大值, 之后随着月份增加又开始下降; 在空间变化上, 邢台、北京和张家口的加权平均温度年平均值分别为 275.126、273.559 和 268.406 K, 其中邢台和北京相近, 张家口站偏低 5~7 K, 在地理位置上呈现出南高北低的特征。从加权平均温度标准差逐月变化曲线 (图 1b) 上可看出, 冬半年 T_m 标准差相对较高, 尤其是 12 月份 T_m 变化幅度大, 离散程度明显, 其对应的标准差达 9~11 K, 而夏半年相对较低。

4 加权平均温度与气象要素的关系

4.1 地面气温

图 2a 是 2004—2005 年张家口站的加权平均温度与地面气温之间的关系。由图 2a 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得很好, 且两者的升降趋势和升降幅度基本同步, 呈正相关 (相关系数达 0.889)。从两者的趋势线 (图 2b) 可看出, 所有的散点大致分布在一条直线附近, 且在趋势直线上下方波动, 说明加权平均温度与地面气温之间确实存在着较好的线性对应关系。

4.2 地面水汽压

图 3a 反映的是张家口加权平均温度与地面水汽压的时间演变关系。分析表明, 地面水汽压的高值 (低值) 对应着加权平均温度的高值 (低值), 且二者的升降趋势也基本相同, 但升降幅度有所差异。另外, 二者的散点图及趋势线 (图 3b) 也表明, 二者

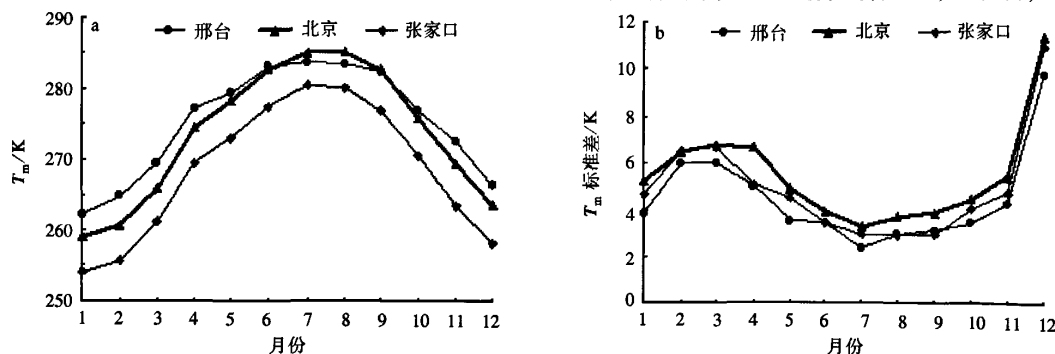


图 1 2004—2005 年月加权平均温度变化 (a) 及其标准差 (b)

Fig. 1 Annual variations of (a) monthly weighted mean temperatures and (b) their standard deviations at xingtai, Beijing and Zhangjiakou in 2004—2005

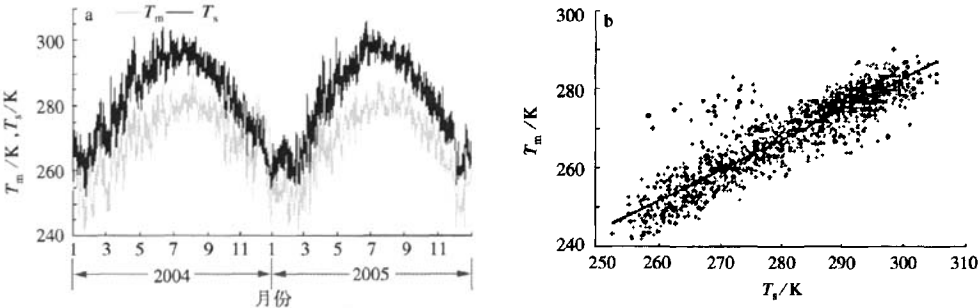


图 2 加权平均温度与地面气温随时间演变(a)和散点图(b)
Fig. 2 (a)Temporal evolution of weighted mean temperature(dash line) and surface temperature(solid line) and (b)their scatter diagram and the trendline

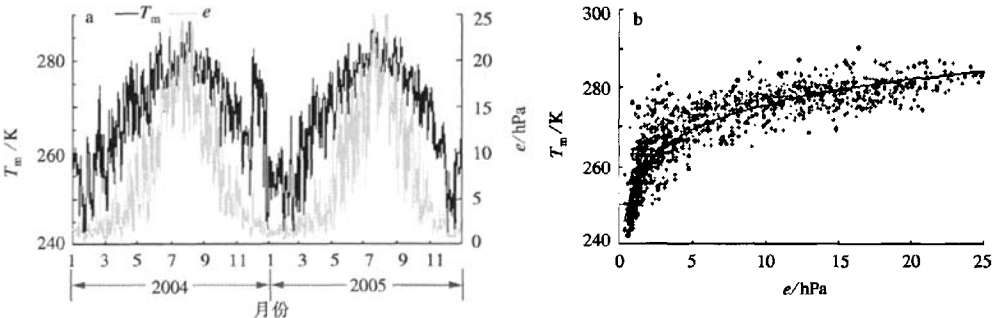


图 3 加权平均温度与地面水汽压随时间演变(a)和散点图(b)
Fig. 3 (a)Temporal evolution of weighted mean temperature(solid line) and surface water vapor pressure(dash line) and (b)their scatter diagram and the trendline

之间基本呈正相关关系(相关系数为 0.784),但关系的表现形式并非直线,而更倾向于对数关系。

5 加权平均温度计算方法对比

为了对照分析几种常用计算加权平均温度方法的效果,对探空数值积分法、Bevis 经验公式和常数法的计算结果进行了对比。图 4 为探空数值积分

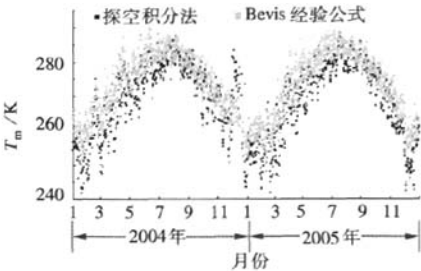


图 4 2 种计算方法得到的 2004—2005 年
张家口加权平均温度
Fig. 4 Weighted mean temperatures calculated by
two methods in 2004—2005 at Zhangjiakou

法、Bevis 经验公式得到的张家口加权平均温度时间序列对比曲线(邢台、北京类似,图略)。表 1 列出了三种计算模型得到的加权平均温度平均值及其与探空数值积分(视为真值,下同)的均方根偏差。表 1 中括号内的数值为常数法中取低值的情形。

对比发现,通过 Bevis 经验公式计算的加权平均温度普遍高于探空数值积分法,而常数法 281 K (或 269.7 K)与探空法相比,总是偏高(或偏低)。即这两种方法得到的结果普遍存在着一定的系统误差。从站点分布看,Bevis 公式与探空数值积分法的差别,在张家口相差最大,北京其次,邢台最小;从曲线变化趋势来看,利用 Bevis 公式得到的加权平均温度随时间变化明显,且变化趋势基本与探空法一致,能够反映出加权平均温度的时间变化特征,而常数法则不能反映出这种时间变化。

由以上分析可知,对某一特定地区而言,GPS 遥感水汽总量时常用的计算加权平均温度方法(Bevis 经验公式、常数法)的确存在一定的系统误差,如经验公式算出的加权平均温度普遍偏高,常数

法不能反映加权平均温度的时间变化等。考虑到对流层加权平均温度是水汽压和气温函数的积分(公式(3)),而大气水汽主要集中在距地面 4km 以内的区域,由此可推测,加权平均温度与地面气象要素

之间存在某种相关关系。为了尽可能地减小计算加权平均温度的误差,提高 GPS 反演水汽总量的精度,有必要利用地面气象参数来建立适用于相应地区、相应时段的加权平均温度的本地化计算模型。

表 1 3 种常用方法计算得到的平均加权平均温度及其均方根偏差

Table 1 Weighted mean temperatures calculated by three common calculation methods and their root-mean-square errors at Xingtai, Beijing and Zhangjiakou K

站名	平均加权平均温度			均方根偏差	
	探空积分法	Bevis 公式	常数法	Bevis 公式	常数法
邢台	275.30	277.07	281(269.7)	8.38	6.89(6.86)
北京	273.97	276.38	281(269.7)	9.72	8.47(7.99)
张家口	268.66	273.07	281(269.7)	10.07	9.70(7.51)

注:括号内的数值为常数法中取低值的情况

6 T_m 本地化计算模型的建立

6.1 基于地面气温的单因子模型

6.1.1 模型建立及显著性检验

基于加权平均温度(T_m)与地面气温(T_s)之间存在着良好的线性关系,假设回归方程形式为

T_m = a + bT_s。(7)

为探寻最优回归方程系数,根据统计学中最小二乘法的原理,求得要使样本的实际值与其相应的理论值的离差平方和达到最小的回归系数

a = (Σ T_{m_i} - b Σ T_{s_i}) / n = T_m - b T_s, (8)

b = (Σ (T_{m_i} - T_m) (T_{s_i} - T_s)) / (Σ (T_{s_i} - T_s))。(9)

其中: T_m = 1/n Σ T_{m_i}; T_s = 1/n Σ T_{s_i}。根据上述原理,采用华北地区张家口、邢台和北京三个探空站 2004—2005 年逐日 08 时、20 时资料,按月、季、年以及区域划分的原则,分别计算了同一站点及华北地区不同月份、季节及年加权平均温度及线性回归方程系数。其中华北地区逐月加权平均温度回归系数如表 2 所示,表 2 中同时给出了标准差(d_s,单位:K)、均方根偏差(σ,单位:K)、相关系数(R)和样本数(n)。按季节或站点划分时的加权平均温度回归系数如表 3 所示。

在建立回归方程时,考虑到自由度 f = n - 2 > 100,当显著性水平 α = 0.001 时,相关系数的临界值 r_α(f) = 0.321 1。则当线性相关系数 R ≥ r_α(f) 时,表示在 0.001 的显著性水平下,相关系数能通过显

著性检验,反之则不能通过显著性检验。

表 2 华北地区逐月加权平均温度回归系数及标准差、均方根偏差、相关系数及样本数

Table 2 Regression coefficients, d_s, σ, R and n of monthly weighted means temperature in North China

月份	a	b	d _s /K	σ/K	R	n
1	35.06	0.83	5.69	5.32	0.72	338
2	7.97	0.93	7.33	6.59	0.80	334
3	17.89	0.89	7.32	6.62	0.77	372
4	67.39	0.72	6.47	5.90	0.64	357
5	68.76	0.71	5.14	4.71	0.60	370
6	79.30	0.68	4.41	4.37	0.69	359
7	128.06	0.52	3.47	3.49	0.51	370
8	68.25	0.72	3.81	3.67	0.65	365
9	47.72	0.80	4.24	4.18	0.74	358
10	61.15	0.75	4.87	4.58	0.68	317
11	13.14	0.92	6.08	5.37	0.73	335
12	-131.26	1.46	11.22	8.77	0.72	315

表 3 按季节或站点划分的加权平均温度回归系数及标准差、均方根偏差、相关系数及样本数

Table 3 Regression coefficients, d_s, σ, R and n of weighted mean temperature sorted by season(top) or station point(bottom)

季节或站点	a	b	d _s /K	σ/K	R	n
冬季	-16.988 5	1.028 5	8.53	7.09	0.693 9	987
春季	39.795 0	0.811 2	7.99	7.43	0.815 7	1 099
夏季	95.713 8	0.626 8	4.00	3.90	0.608 5	1 094
秋季	38.168 3	0.828 4	7.15	6.78	0.867 1	1 010
邢台	65.421 0	0.730 3	8.86	8.38	0.888 8	1 425
北京	36.235 1	0.830 1	10.88	10.15	0.869 3	1 343
张家口	49.326 7	0.778 3	10.59	10.16	0.916 6	1 422
全部样本	45.222 2	0.797 4	10.54	10.05	0.895 0	4 190

通过对上述计算得到的回归系数的对比分析统计,结果表明:对于单站不同月份的回归方程,相关系数普遍偏低,有时甚至不能通过相关系数的显著性检验,如北京 7 月、10 月的相关系数分别只有 0.25、0.31,低于临界水平;而对于样本较多的情况, $R > r_{\alpha}(f)$, 即回归系数均能通过显著性检验。

6.1.2 结果分析

通过对同一站点或华北地区不同月份、不同季节和年回归方程系数(表 2、表 3)的分析,可以看出:对于单站或区域(所有站)不同季节来讲,春、秋季相关性普遍好于冬、夏季。春、秋季相关系数除北京春季为 0.73 外,其余均在 0.8 以上,而冬、夏季则位于 0.5~0.7 之间,相对较低。另外,区域的季节或月相关优于单站的相关,单站的年相关优于月或季节相关。由此说明,回归方程相关性的好与不好在很大程度上取决于样本数的多少,当样本数较少时,相关性较差,样本数越多越能较好地描述加权平均温度的变化与地面气温之间的关系,可以预计利用单站长时间资料建立的加权平均温度计算模型的优势会更加明显。因此,为提高 GPS 反演大气水汽总量的精度,应该利用当地长期气象资料确定出适宜的加权平均温度的计算公式。

6.2 基于地面气温和露点温度的多因子模型

在建立多因子本地化的回归方程时,侧重考虑了以下几个方面:一是在选取因子方面,考虑到水汽压和露点温度均是表示大气湿度的物理量,二者的物理意义相近。同时水汽压数值比加权平均温度因子量级小很多,且二者关系更接近于对数形式(而非直线),所以选用露点温度;二是考虑到多元逐步回归要求的资料样本不宜太多,对资料应进行适当处理;三是考虑到单因子方程的比较结果,仅对三站两年的资料进行回归模拟。

对 2004—2005 年逐日气象要素及加权平均温度等因子进行拟合,得到每个月上、中、下三旬的平均值,共计样本数 72 个。在此基础上,以加权平均温度 T_m 为因变量,地面气压、气温和露点温度三个因子为自变量,在显著水平为 0.05 时 ($F_{0.05} = 2.73$),利用逐步回归分析方法分别建立了邢台、北京和张家口三站基于地面多要素计算 T_m 的方程。

邢台:

$$T_m = 0.294\ 7T_s + 0.400\ 3T_d + 79.349\ 3R = 0.943\ 7,$$

$$\sigma = 8.43;$$

北京:

$$T_m = 0.016\ 1T_s + 0.697\ 3T_d + 77.670\ 9R = 0.953\ 5,$$

$$\sigma = 10.54;$$

张家口:

$$T_m = 0.263\ 0T_s + 0.489\ 0T_d + 62.644\ 9R = 0.954\ 5,$$

$$\sigma = 10.18.$$

式中: T_m 为加权平均温度(K); T_s 为地面气温(K); T_d 为露点温度(K); R 为复相关系数; σ 为均方根偏差(K)。

6.3 本地化计算模型的效果检验

利用上述得到的单因子和多因子本地化计算模型,将张家口、邢台和北京三站 2004 年 1 月—2006 年 10 月资料(因子的历史值)代入回归方程,计算得到加权平均温度的回归值,与真值进行对比,得到两种本地化计算模型偏差随时间的分布(图 5)。

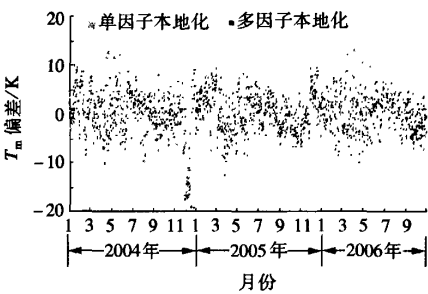


图 5 2004 年 1 月—2006 年 10 月张家口 2 种本地化计算模型 T_m 偏差对比

Fig. 5 Comparison of the departures from the true WMT of the regression WMT obtained using the single-factor/multi-factor local models from January 2004 to October 2006 at Zhangjiakou

为了进一步对上述本地化方程的实用性进行检验,分别应用单因子、多因子本地化方程对张家口 2006 年 1—10 月的加权平均温度进行模拟预报,并与探空计算出的真值以及 Bevis 经验公式的估值进行对比,得到表 4 所示的结果。

结果表明,与 Bevis 经验公式等方法相比,两种本地化计算模型算出的加权平均温度明显接近真值,与探空积分相比的均方根误差相对稳定,计算模型的误差明显减小,计算精度得到明显提高,并且多因子本地化模型的改进效果更为显著。

7 结论

(1) 华北地区加权平均温度的月变化表现为单

峰曲线,在 7 月之前逐渐递增,7、8 月达到最大值,之后随着月份增加又开始下降;在地理位置上呈现出南高北低的形式。

表 4 单因子和多因子本地化方程、Bevis 经验公式与真值的对比检验

Table 4 Comparison of the statistical characteristic values of WMTs calculated by single factor model, multi-factor model, Bevis formula with the actual WMTs calculated from the sounding data

	平均 值/K	绝对误 差/K	均方根 偏差/K	相对误 差/%	相关 系数
真值	270.11				
Bevis 经验公式	274.73	4.62	9.33	1.71	0.920 1
单因子本地化	270.42	0.31	9.36	0.11	0.920 1
多因子本地化	270.28	0.17	9.56	0.06	0.943 2

(2) 加权平均温度与地面气温、水汽压成正比相关,与气压呈负相关,与日降水量的相关性不明显;加权平均温度与地面气温、地面气压呈现线性关系,与水汽压呈现非线性的对数关系。

(3) 利用常数法和 Bevis 经验公式估算的加权平均温度普遍高于探空数值积分,其中张家口偏高最多,北京其次,邢台最少。利用 Bevis 公式得到的加权平均温度随时间变化明显,且变化趋势基本与探空法一致,能够反映出加权平均温度的时间变化特征,而常数法则不能反映出这种变化。

(4) 与真值相比,张家口站利用单因子、多因子本地化模型和 Bevis 模型计算得到的加权平均温度,其绝对误差分别为 4.62、0.31 和 0.17 K,相对误差分别为 1.71%、0.11% 和 0.06%,相关系数分别为 0.920 1、0.920 1 和 0.943 2,均方根偏差相对稳定。

为了提高 GPS 遥感水汽总量的精度,有必要根据测站所在地或附近站点的探空资料建立本地化加权平均温度的计算模型,其订正精度比经验公式高,并且应用因子和样本数越多,精度越高,模型的改进效果也越显著。因此,利用当地长期气象资料建立适宜的加权平均温度的计算模型,对于提高 GPS 反演大气水汽总量的精度具有重要意义。

参考文献:

- [1] 李建国,毛节奏,李成才. 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[J]. 气象学报,1999,57(3):283-292.
- [2] 谷晓平,王长耀,吴登秀. GPS 水汽遥感中的大气加权平均温度的变化特征及局地算法研究[J]. 气象科学,2005,25(1):79-83.
- [3] 刘旭春,王艳秋,张正禄,等. 地基 GPS 遥感大气水汽含量中加权平均温度获取方法的比较分析[J]. 北京建筑工程学院学报,2006,22(2):38-40.
- [4] 刘焱雄,陈永奇,刘经南. 利用地面气象观测资料确定对流层加权平均温度[J]. 武汉测绘科技大学学报,2000,25(5):400-403.
- [5] 李国平,黄丁发,刘碧全. 成都地区地基 GPS 观测网遥感大气可降水量的初步试验[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2006,31(12):1086-1089.
- [6] 章红平,刘经南,朱文耀,等. 利用地基 GPS 技术反演武汉地区大气可降水量[J]. 天文学进展,2005,23(2):169-179.
- [7] Ross R J, Rosenfeld S. Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for global positioning system applications[J]. J Geophys Res,1997,102(D18):21719-21730.
- [8] Ross R J, Rosenfeld S. Correction to “Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for global positioning system applications”[J]. J Geophys Res,1999,104(D22):27625.
- [9] Bevis M, Businger S, Chiswell S, et al. GPS meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water[J]. J Appl Meteor Climatol,1994,33(3):379-386.
- [10] 陈俊勇. 地基 GPS 遥感大气水汽含量的误差分析[J]. 测绘学报,1998,27(2):245-248.
- [11] Baker H C, Dodson A H, Moore T. The use of ground-based GPS for water vapor estimation[C]//The 9th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation. Kansas City,1996:179-186.
- [12] 王小亚,朱文耀,严豪健. 地面 GPS 探测大气的最新进展[J]. 地球科学进展,1997,12(6):519-527.
- [13] Askne J, Nordius H. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data[J]. Radio Science,1987,22(3):379-386.
- [14] 曹云昌,方宗义,夏青. 地基 GPS 探测应用研究进展[J]. 南京气象学院学报,2004,27(4):565-572.
- [15] 袁招洪,顾松山,丁金才. 数值模式预报延迟量与 GPS 测量的比较研究[J]. 南京气象学院学报,2006,29(5):581-590.
- [16] 朱男男,沈桐立,朱伟军. 一次降水过程的 GPS 可降水量资料同化试验[J]. 南京气象学院学报,2008,31(1):26-32.
- [17] 周国君,潘雄. GPS 水汽遥感中加权平均温度获取方法研究[J]. 测绘与空间地理信息,2006,29(4):14-16.

(责任编辑:刘菲)