

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*

李建国 毛节泰 李成才

(北京大学地球物理系, 暴雨监测与预报实验室, 北京, 100871)

夏 青

(国家卫星气象中心大气辐射室, 北京, 100081)

摘 要

文中讨论了利用全球定位系统探测水汽的原理。为了反演出大气垂直积分水汽或可降水, 需要计算加权“平均温度” T_m 。 T_m 与对流层温度廓线和水汽垂直分布有关, 但从北京气象台 1992 年探空资料分析表明, 它与表面温度存在着很好的线性关系。文中应用中尺度气象模式, 给出了适合于中国东部地区和不同季节的关于 T_m 和表面温度 T_s 的线性回归方程。

关键词: 全球定位系统, 垂直积分水汽, 云顶湿延迟, 加权“平均温度”。

1 引 言

水汽在大气物理和大气化学诸多过程中起着关键作用, 它不仅是重要的温室气体, 也是影响短期降水预报的关键因子。同时, 它还影响着大气垂直稳定度, 大气风暴系统的结构和演化过程, 以及大气能量平衡。因此, 历来气象学者都十分重视对水汽含量及其分布的探测。

水汽是大气成分中变化最大的因素, 其时空变化尺度要比温度和风精细得多, 使得目前的一些探测手段, 如台站的无线电探空难以分辨水汽的这种时空变化, 而地基微波辐射计在有浓云时穿透能力下降, 特别是在有降水时, 难以提供可靠的资料, 卫星微波辐射计由于受背景温度的影响, 其应用仅较适宜于海洋上空。因此, 用 GPS (Global Positioning System) 系统遥感大气中水汽含量及分布将会成为一种很有前途的探测手段。

GPS 系统原本设计为导航和时间转换系统, 但现已被许多学科领域的科学工作者作为研究本学科的有力工具。如大地测量、电离层物理、地球物理、气象等。GPS 大地测量学家们将大气对电波传播的影响做为噪音而设法去排除, 气象学家们恰恰相反, 开发 GPS 正是利用这个影响, 从而将 GPS 系统作为研究大气, 特别是对流层大气特征(如折射率和

* 初稿时间: 1997 年 1 月 27 日; 修改稿时间: 1998 年 5 月 21 日。

资助课题: 国防科工委卫星应用项目。

温、湿、压、风)的工具。气象学家和 GPS 专家一道设计了一些用来描述对流层详细特征的方法,逐渐形成了一门新的学科——GPS 气象学。文中首先从理论上讨论用 GPS 遥感大气水汽分布及含量的可能性,并对其中的关键参数 T_m 相对于地面温度 T_s 作了统计回归分析。

2 用 GPS 系统遥感大气水汽原理

用 GPS 系统遥感大气水汽的方法首先由 Michael Bevis 等人^[1]提出。毛节泰^[2]也对此法作过详细讨论。这里仅对使用 GPS 系统遥感大气水汽原理作一扼要介绍,其细节可参看文献[1, 2]。

2.1 大气传播延迟,天顶延迟和地图函数

用 GPS 系统遥感大气水汽的原理基于大气电波传播延迟物理学。由于大气影响, GPS 卫星发射的带有时间标识的无线电信号(L_1 和 L_2 波段)经大气到达地面 GPS 接收机时,会产生延迟。造成这种延迟的原因有二,一是射线弯曲效应,二是与电波在真空中传播相比,其传播速度的减慢效应,它们都与大气折射率的分布有关。这种时间上的延迟等效于传播路径的增长(相对于 GPS 卫星和 GPS 接收机间的几何距离),此路径增量或大气总延迟 ΔL 可表示为

$$\Delta L = c_0 \int \frac{ds}{c} - G \quad (1)$$

式中 G 为 GPS 卫星和地面 GPS 接收机间的几何距离, c 和 c_0 分别为电磁波在大气和真空中的传播速度,积分沿弯曲路径进行。按折射指数定义,并引入大气折射率 $N(s) = [n(s) - 1] \times 10^6$, 同时忽略弯曲路径长度与几何距离之差(其值一般小于 1 cm), 则式(1)可写为

$$\Delta L = 10^{-6} \times \int N(s) ds \quad (2)$$

大气总延迟 ΔL 可分为“流体静力学延迟” ΔL_h 和“湿延迟” ΔL_w 两部分。前者是大量,与地面气压有关;后者是小量,与水汽分布有关。在天顶方向延迟最小,令 ΔL^0 表示天顶总延迟,有

$$\Delta L^0 = 10^{-6} \times \int_0^{\infty} N(z) dz \quad (3)$$

对平面平行分层大气,显然 $\Delta L = \cos \epsilon \times \Delta L^0$, 这里 ϵ 是发送无线电波的 GPS 卫星的高度角。一般情况下可写为

$$\Delta L = m(\epsilon) \Delta L^0 \quad (4)$$

这里 $m(\epsilon)$ 称为“地图函数”。引入“天顶流体静力学延迟” ΔL_h^0 和“天顶湿延迟” ΔL_w^0 , 则有

$$\Delta L = m_h(\epsilon) \Delta L_h^0 + m_w(\epsilon) \Delta L_w^0 \quad (5)$$

上式中 $m_h(\epsilon)$ 和 $m_w(\epsilon)$ 分别是流体静力学地图函数和湿地图函数。GPS 大地测量学家们

已给出各种形式的地图函数表达式。如 Davis 等^[3]给出如下形式的 $m_h(\epsilon)$ 的表达式:

$$m_h(\epsilon) = \frac{1}{\sin \epsilon + \frac{a}{\tan \epsilon + \frac{b}{\sin \epsilon + c}}} \quad (6)$$

其中 $a = 0.001185[1 + 0.6071 \times 10^{-4}(P_0 - 1000) - 0.1471 \times 10^{-3}e_0 + 0.3072 \times 10^{-2}(T_0 - 20) + 0.1965 \times 10^{-1}(\beta + 6.5) - 0.5645 \times 10^{-2}(h_t - 11.231)]$
 $b = 0.001144[1 + 0.1164 \times 10^{-4}(P_0 - 1000) + 0.2759 \times 10^{-3}e_0 + 0.3109 \times 10^{-2}(T_0 - 20) + 0.3038 \times 10^{-1}(\beta + 6.5) - 0.1217 \times 10^{-1}(h_t - 11.231)]$
 $c = -0.0090$

这里 P_0 是地表气压 (hPa), e_0 是地表水汽分压 (hPa), T_0 是地表温度 (K), β 是对流层温度递减率 ($K km^{-1}$), h_t 是对流层顶高度。 $m_w(\epsilon)$ 有类似的形式。

2.2 大气折射率, 天顶流体静力学延迟和天顶湿延迟

由式(3)可以看出, 欲确定天顶总延迟 ΔL^0 , 需要知道大气折射率的分布。Thayer^[4]给出了一个与大气温、湿、压有关的较为精确的三项式折射率表达式:

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} \quad (7)$$

式中 P_d 和 P_w 分别是干空气和水汽分压, 单位为 hPa, T 为温度 (K), Z_d 和 Z_w 分别是干空气和水汽的可压缩系数, k_1, k_2, k_3 为实验常数, 分别为

$$k_1 = (77.604 \pm 0.014) K hPa^{-1}$$

$$k_2 = (64.79 \pm 0.08) K hPa^{-1}$$

$$k_3 = (377600 \pm 400) K^2 hPa^{-1}$$

需要指出的是, 对 k_2 和 k_3 不同人有不同的测量值。Birnbaum 和 Chatterjee^[5]测量值为 $k_2 = (71.4 \pm 5.8) K hPa^{-1}$, $k_3 = (3.747 \pm 0.029) \times 10^5 K^2 hPa^{-1}$, 而 Boudouris^[6]发现 $k_2 = (72 \pm 11) K hPa^{-1}$, $k_3 = (3.75 \pm 0.03) \times 10^5 K^2 hPa^{-1}$ 。对于可压缩系数, Owens^[7]通过用最小二乘法拟合热力学资料发现:

$$Z_d^{-1} = 1 + P_d \left[57.97 \times 10^{-8} \left(1 + \frac{0.52}{T} \right) - 9.4611 \times 10^{-4} \frac{t}{T^2} \right] \quad (8)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650 \left(\frac{P_w}{T^3} \right) (1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4} t^2 + 1.44 \times 10^{-6} t^3) \quad (9)$$

这里 t 和 T 为温度, 分别以 °C 和 K 为单位, P_d 和 P_w 分别是干空气和水汽分压 (hPa)。

若按式(7)对折射率进行积分,应预先知道 P_d , P_w 和 T 的垂直廓线和混合比。Davis 等^[3]使用状态方程,将式(7)右边前两项改写为

$$k_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} = k_1 R_d \rho_d + k_2 R_w \rho_w = k_1 R_d \rho + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} \quad (10)$$

这里 $\rho = \rho_d + \rho_w$ 是大气总质量密度,其中 ρ_d 为干空气成分的质量密度,而系数 k_2 为

$$k_2 = k_2 - k_1 \frac{R_d}{R_w} = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} \quad (11)$$

其中 R_d 和 R_w 分别为干空气和水汽的比气体常数, M_d 和 M_w 分别为其分子量。这时总折射率可写为

$$N = k_1 R_d \rho + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} \quad (12)$$

因 ρ 为总质量密度,对 N 作分发自可不必考虑混合比。在满足流体静力学平衡条件下,对右边第一项积分, Davis 等^[3]得到天顶流体静力学延迟为

$$\Delta L_h^0 = (2.268 \pm 0.0005) \frac{P_0}{f(\lambda, H)} \quad (13)$$

其中 P_0 为地面气压(hPa),而 $f(\lambda, H) = (1 - 0.00266 \cos 2\lambda - 0.00028H)$, 其中 λ 为地理纬度, H 为测站高度(km)。这里 ΔL_h^0 以 mm 为单位。因为上式是在满足流体静力学平衡条件下得到的结果,且总质量密度中包含着水汽质量密度,这就是为什么 ΔL_h^0 称“天顶流体静力学延迟”而不称“干延迟”的缘故。物理上这一项包括了水汽分子感应偶极矩对折射率的贡献。对干空气使用不同常数后, Elgered 等^[8]得到了与上式稍有不同的表达式:

$$\Delta L_h^0 = (2.2779 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\lambda, H)} \quad (14)$$

式(12)右边后两项是折射率的湿项,即

$$N_w = \left[k_2 \frac{P_w}{T} + k_3 \frac{P_w}{T^2} \right] Z_w^{-1} \quad (15)$$

由此得天顶湿延迟

$$\begin{aligned} \Delta L_h^0 &= 10^{-6} \int_0 N_w dz \\ &= 10^{-6} \int_0 \left[k_2 \frac{P_w}{T} + k_3 \frac{P_w}{T^2} \right] Z_w^{-1} dz \\ &= 10^{-6} Z_w^{-1} \left[k_2 + \frac{k_3}{T_m} \right] \int_0 \frac{P_w}{T} dz \end{aligned} \quad (16)$$

其中 T_m 为

$$T_m = \frac{\int_0 P_w dz}{\int_0 \frac{P_w}{T^2} dz} \quad (17)$$

令 $k_3 = \frac{k_3}{T_m} + k_2$, 考虑到 Z_w^{-1} 很接近于 1 (与 1 仅相差千分之几), 则式(16)可重写为

$$\Delta L_w^0 = 10^{-6} k_3 \int_0 \frac{P_w}{T} dz \quad (18)$$

2.3 大气水汽遥感

Bevis 等^[1]使用状态方程, 并注意到

$$\int_0 \frac{P_w}{T} dz = R_w \int_0 \rho_w dz = R_w \times IWV \quad (19)$$

这里 IWV (Integrated Water Vapor) 为地面 GPS 接收机上方垂直积分水汽, 表示单位面积上水汽质量, R_w 为水汽的比气体常数, 则式(18)可写为

$$\Delta L_w^0 = 10^{-6} \left[\frac{k_3}{T_m} + k_2 \right] \cdot R_w \cdot IWV \quad (20)$$

或者写为

$$IWV = k \Delta L_w^0 \quad (21)$$

其中 $\frac{1}{k} = \left[10^{-6} \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2 \right) \right] \cdot R_w$ 。如以 P_w (precipitable water) 表示可降水 (指等效水柱高度), 显然有

$$P_w = IWV / \rho \quad (22)$$

这里 ρ 为水的密度。式(21)和(22)就是用地面 GPS 系统遥感大气水汽的基本方程。

3 T_m 的确定

由式(21)可以看出, 如由 GPS 系统测出天顶湿延迟 ΔL_w^0 (一般为 $10^1 \sim 10^2$ cm 量级), 再由 T_m 计算出常数 k , 便可确定出大气垂直积分水汽 IWV。所以加权平均温度 T_m 是决定垂直积分水汽 IWV 的关键参数。由于水汽大部分集中于对流层, 特别是低对流层, 所以几乎所有的湿延迟都出现在对流层, 且其中大部分出现在低对流层, 所以 T_m 将依赖于对流层温度廓线和水汽的垂直分布。这就有可能使用对流层关于 P_w 和 T 的探空资料, 由式(17)经数值计算确定出 T_m 。但对于一个中尺度区域, 由于台站分布密度小和探空时间的限制, 使得这样确定的 T_m 时空分辨率低。另外也可以用气象预报模式按特定时间步长输出 T_m 值, 但实际操作不简便。实际上可用表面温度 T_s 将 T_m 参量化。首先, 如果地球大气是同温大气, 则 T_m 将为常数且就等于表面温度。可见, T_m 与 T_s 物理上存在某种内在联系。其次, 考虑到 $k_3 = (3.75 + 0.03) \times 10^5 \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$, 而 T_m 一般为 $3 \times 10^2 \text{ K}$ 的量级, 所以如果允许 T_m 在一个小范围内变化, 原则上不会严重影响 IWV 的精度。这种方法的优点是估算 T_m 简便, 只有一个参量 T_s , 且由 T_s 的地理和季节变化反映出了 T_m 的地理和

季节变化。选用北京气象站 1992 年全年 08 点(北京时) 可用探空资料共 98 份, 绘出了 T_m

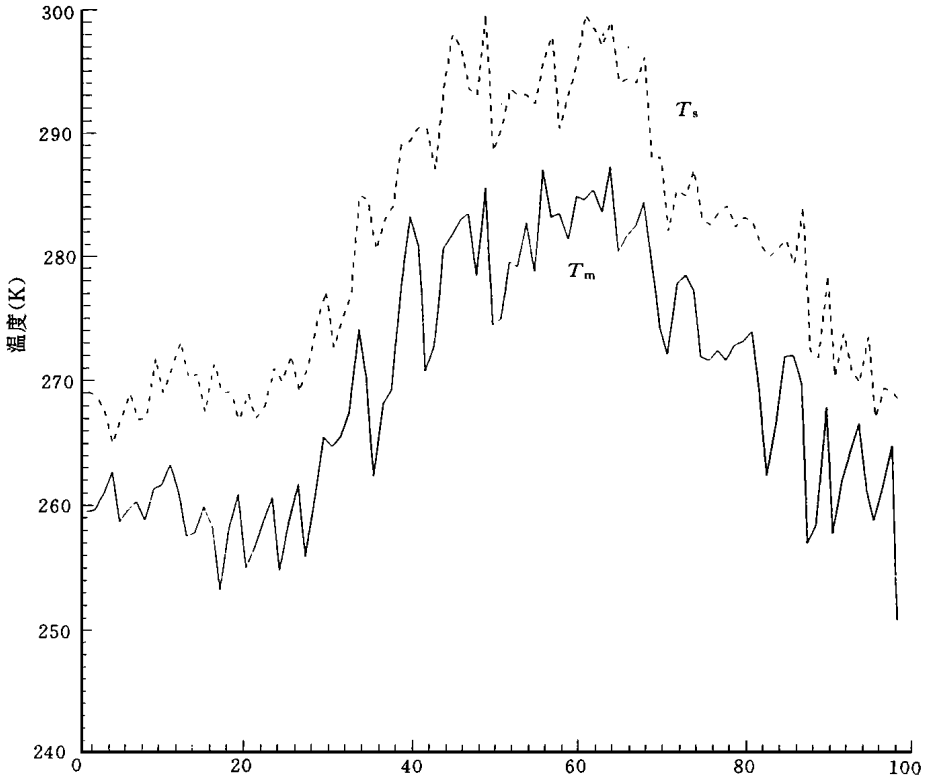


图 1 T_m 和 T_s 随时间的变化

和 T_s 的年变化曲线, 如图 1 所示。该图中的虚线表示 T_s 的变化, 实线表示 T_m 的变化。图 1 表明 T_m 和 T_s 间存在着线性关系, 可用下式表示:

$$T_m = a + bT_s \quad (23)$$

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, 得

$$b = \frac{T_{sm}}{T_{ss}} \quad (24a)$$

$$a = \langle T_m \rangle - b \langle T_s \rangle \quad (24b)$$

这里

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

而

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

为了确定利用地面 GPS 测量区域大气水汽总量的工作, 首先用中国东部地区(20 ~ 50 N, 100 ~ 130 E) 1992 年各气象站探空资料, 按月计算该地区的回归系数 a 和 b , 如表 1 所示。该表还同时给出了标准差 SD(K) 和样本数 NS。

表 1 由台站探空资料得到的回归系数 a 和 b

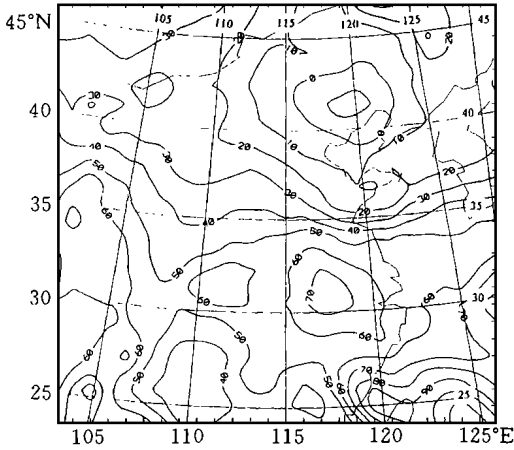
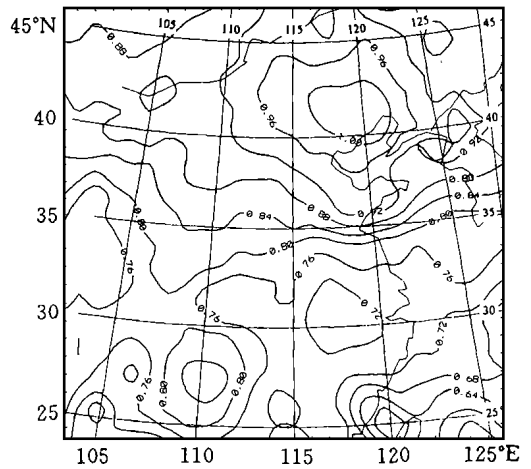
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
a	202.81	188.81	98.65	163.51	233.19	196.80	163.10	193.02	96.56	166.12	117.97	139.11
b	0.20	0.24	0.56	0.34	0.11	0.24	0.37	0.26	0.58	0.34	0.50	0.42
SD	1.65	1.92	3.60	1.89	0.97	1.24	1.46	0.86	3.12	1.96	4.32	3.69
NS	1816	1188	644	729	682	714	477	571	520	913	670	794

由表 1 可看出, 系数 a 和 b 随月而变, a 越小和 b 越大, 说明地面温度 T_s 对 T_m 的影响也越显著。使用此表, 可很容易地给出适用于中国东部地区不同月份的回归方程, 如 9 月份为 $T_m = 96.56 + 0.58T_s$, 其标准方差为 3.12 K。

利用实测探空资料回归系数 a 和 b 的方法有其局限性, 主要有二: 一是在水汽较多的低对流层探空资料高度差较大, 不利于精确估计水汽影响; 其二是探空台站分布稀疏, 又由于部分台站探空资料不全, 使得有效可用台站数量更少, 难以较好地描述水汽的空间分布。因此, 用 MM4 中尺度气象模式输出的各网格点上的温、湿参数来计算 T_m , 然后再进行统计回归分析, 确定出系数 a 和 b 。与上面单纯使用台站探空资料统计回归相比, 这样做的好处是首先将不规则分布的气象台站探测资料内插到规则的网格点上, 并利用无辐散处理对气象场进行调整, 使得温度、湿度场更为合理。更为重要的是鉴于水汽主要集中在低对流层大气的特点, 可将低对流层划分较多的层次, 经过模式的内插, 可对其中的水汽影响作更为细致的分析。在运行 MM4 模式时, 所选网格中心位置为 35 N 和 115 E, 网格距为 100 km, 网格数为 31 × 31。这包括中国东部大部分地区。并且选择了高分辨率边界层模块, 垂直分为 15 层, 而在低层大气分层较密。利用 1992 年全年 00 点和 12 点(世界时) 网格区域及其邻近主要台站的地面和探空资料, 经客观分析和初始化, 由 MM4 预报模式输出网格区域中各层的温度(包括地面温度 T_s) 和湿度参数, 再利用式(17) 计算出 T_m , 经统计分析, 分别得到了各子网格区以及整个网格区的逐月和全年平均的 a 和 b 值。图 2 和图 3 给出了整个网格区 a 和 b 值的年平均区域分布; 而整个网格区域平均的逐月和全年的 a 和 b 值则列于表 2 中。此表中还同时给出了标准差(SD)、剩余标准差(RSD)的相关系数(R) 区域平均的逐月和全年的值。

表 2 各参量逐月和全年区域平均值

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
a	64.38	49.92	47.47	43.10	41.97	40.77	40.12	40.33	4.05	39.93	39.80	40.31	44.05
b	0.73	0.90	0.80	0.81	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.81
SD(K)	2.80	4.01	3.41	3.43	3.08	2.56	2.27	1.92	2.61	2.94	3.62	2.92	2.96
RSD(K)	1.19	1.29	1.09	1.06	0.86	0.79	0.75	0.63	0.74	1.31	1.52	1.54	1.06
R	0.91	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94	0.91	0.96	0.91	0.92	0.87	0.93

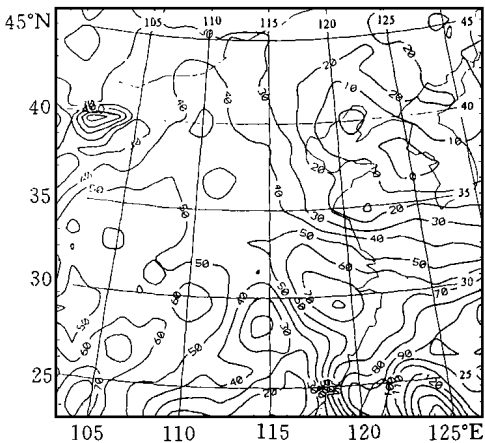
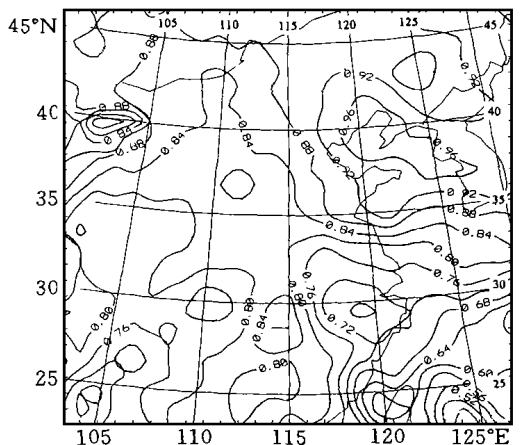
图 2 系数 a 年平均区域分布图 3 系数 b 年平均区域分布

全年和整个区域平均的参量化方程则由下式给出:

$$T_m = 44.05 + 0.81T_s \quad (25)$$

此方程的SD与RSD的相关系数 R 为0.93(表2),远高于5%甚至1%的置信度,则方程(25)很好地描述了 T_m 和 T_s 间的线性关系。由于剩余标准差为1.06K,有95.4%的 T_m 落在两条平行直线 $T_m = 44.05 + 0.81T_s \pm 2 \times 1.06$ 之间,或有99.7%的 T_m 值落在 $T_m = 44.05 + 0.81T_s \pm 3 \times 1.06$ 之间。

方程(25)适用于全年和整个网格区,从图2和图3可以得到网格区内不同地区的 a 和 b 值,从而可得到适用于不同地区的回归方程,同时还按月计算系数 a 和 b 的区域分布,如9月份 a 和 b 的区域分布分别示于图4和图5。利用这些数据,又可以得到适用于不同月份不同子网格区的 T_m 和 T_s 间的回归方程,从而提高了 T_m 的时空分辨率。

图 4 系数 a 区域分布(9月)图 5 系数 b 区域分布(9月)

4 总 结

电磁波在对流层大气中传播时, 受到与大气参数相联系的折射率时空变化的影响, GPS 气象正是利用这种影响反过来探测大气参量。

文中讨论了利用地面 GPS 系统探测大气总降水量的原理及如何确定加权平均温度 T_m 的问题。首先用北京气象台 1992 年常规气象资料验证了 T_m 和 T_s 间的强相关关系, 在此基础上使用中国东部地区各主要台站的常规气象资料, 经统计回归分析, 确定出适用于中国东部地区以及按月份变化的系数 a 和 b , 从而得到适用于中国东部地区和不同月份的关于 T_m 和 T_s 的回归方程, 如 9 月份为 $T_m = 96.56 + 0.58T_s$, 其标准方差为 3.12 K。如果台站分布较密, 这种分析方法应该是可行的。但在探空台站分布较稀时, 由于 T_m 和 T_s 间存在强相关, 又加之大部分水汽集中在 2 ~ 3 km 的低对流层大气, 使用上述方法所得到的回归方程将不会有高的时空分辨率。这时适当选择输入参数, 如网格距和垂直分层, 运行中尺度气象模式 MM4 来产生气象变量的三维场, 利用其输出的温度和湿度数据所得到的关于 T_m 的回归方程当更为合理。

参考文献

- 1 Michael Bevis, Steven Businger, Thomas A, et al. GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J Geophys Res*, 1992, 97, D14, 15787- 15801
- 2 毛节泰. GPS 的气象应用. *气象科技*, 1993, 2: 45 ~ 49
- 3 Davis J L, Herring T A, Shapiro I I, et al. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 1985, 20: 1593- 1607
- 4 Thayer D. An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 1974, 9: 803- 807
- 5 Birnbaum A L, Chatterjee S K. The dielectric constant of water vapor in the microwave region. *J Appl Phys*, 1952, 23: 220- 223
- 6 Boudouris G. On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gasses. *J Res nat Bur Stand*, 1963, 67D, 631- 684
- 7 Owens J C. Optical refractive index air: dependence on pressure, temperature and composition. *Appl Opt*, 1967, 6: 51- 58
- 8 Elgered G, Davis J L, Herring T A, et al. Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *J Geophys Res*. 1991, 96: 6541- 6555

THE APPROACH TO REMOTE SENSING OF WATER VAPOR BASED ON GPS AND LINEAR REGRESSION T_m IN EASTERN REGION OF CHINA

Li Jianguo Mao Jietai Li Chengcai

(*Department of Geophysics, Peking University, LSSR, Peking University, Beijing, 100871*)

Xia Qing

(*National Satellite Meteorological Center, Beijing, 100081*)

Abstract

The approach to remote sensing of water vapor based on the global positioning system (GPS) is described. In order to achieve the best possible retrieval of the vertical integrated water vapor (IWV) or the precipitable water (PW), the weighted “mean temperature” of the atmosphere, T_m would be estimated to the specific area and season. T_m depends not only on surface temperature, tropospheric temperature profile, and also on the vertical distribution of water vapor. The surface temperature dependence is born out by a comparison of T_m and the values of surface temperature T_s using radiosonde profiles of Beijing observatory (54511) throughout 1992. The analysis of radiosonde profiles spanning an one-year interval (1992) from sites in eastern region of China with a latitude range of $20 \sim 50^\circ \text{N}$ and a longitude range of $100 \sim 130^\circ \text{E}$ yields the coefficients a and b of a linear regression equation $T_m = a + bT_s$.

Key words: GPS meteorology, Vertical integrated water vapor (IWV), Zenith wet delay, Weighted “mean temperature”.