

大气水汽的红外遥感

宋正方 魏合理 吴晓庆

(中国科学院安徽光学精密机械研究所 合肥 230031)

摘要 本文讨论了利用差分吸收法来遥感大气中的水汽。水汽透过率用辐射计测量,水汽含量由我们自行编制的红外辐射大气透过率计算程序计算。在此同时还观测了气象参数,以确定光路上的水汽含量。结果表明,水汽长度的计算值和测量值非常吻合,回归曲线的相关系数达0.97,均方根偏差为 $0.015\text{g}/\text{cm}^2$ 。文中最后讨论误差来源和改善精度的途径,并指出对其它气体分子的吸收和气溶胶的消光进行修正的必要性。

关键词 大气水汽, 红外辐射, 遥感

1 引言

大气中的水汽是全球环境研究中的重要角色,也是造成红外辐射衰减的主要因素之一,在各种红外工程的设计与应用中都需顾及它的影响。因此对水汽的测量和遥感历来是十分重视的一个课题。应用遥感技术来探测水汽较为方便和代价低廉,而其中的红外遥感技术备受人们瞩目。

水汽红外遥感的研究已有多年的历史,理论上已经相当成熟^[1],实验上也已有不少的演示^[2,3]。然而遥感的精度有多高,如何得到?这是遥感工作者所关注的一个大问题。本文通过实验测量和红外辐射大气透过率计算软件对上述问题作了探讨。结果表明,等价吸收水汽量(水汽长度)的计算值和测量值非常吻合,平均只相差 $0.013\text{g}/\text{cm}^2$,回归曲线的相关系数达0.97,均方根偏差为 $0.015\text{g}/\text{cm}^2$,但必须对其它气体分子的吸收和气溶胶的消光进行修正。

2 波长选择

正确地选择吸收波长 λ_{on} 和非吸收波长 λ_{off} 是差分吸收技术成功的关键。实际应用中大都侧重于近红外区($0.7\text{—}1.0\mu\text{m}$)的一对波长(或多个波长),这是因为近红外波段的探测技术相当成熟,易于实施。但该波段内水汽吸收很弱而气溶胶的消光又比较强。前者会限制探测的灵敏度,而后者将引起较大的测量误差。为此我们分析了 $0.7\text{—}4.0\mu\text{m}$ 区间内在水平 1km 距离上的透过率谱(图1)。在这个区间内存在3个强吸收带,不仅水汽有强烈的吸收,而且 CO_2 的吸收也相当严重,显然不宜选为工作波长。在 $1.2\mu\text{m}$ 以下有3个水汽弱吸收带,在 $3\mu\text{m}$ 以上也存在一些吸收带。为了定量地进行比较,

收稿日期: 1995年3月3日; 收到修改稿日期: 1995年8月7日

我们选择3对波长, 带宽分别为 $2.5\% \lambda$, 计算了它们在水平1 km路程上和通过整层大气的光学厚度 τ 。结果见表1, 其中水平路径上的气象参数相当于合肥七月份的平均条件。我们可以看到第3对波长 ($\lambda_{on}=3.2 \mu\text{m}$, $\lambda_{off}=3.86 \mu\text{m}$) 具有以下特点:

(1) 光学厚度的差 $\Delta\tau = \tau(\lambda_{on}) - \tau(\lambda_{off})$ 最大, 从差分吸收探测原理可知, $\Delta\tau$ 越大意味着探测灵敏度越高;

(2) 水汽吸收的光学厚度 τ_w 相对于总光学厚度 τ_{Σ} 的比例最大, 这意味着其它因子的影响最小;

(3) 气溶胶光学厚度 τ_a 在这对波长上的差别最小, 这说明遥感水汽时对气溶胶条件的变化最不敏感;

(4) 其它吸收分子的光学厚度 τ_{other} 虽然绝对值较另两对要大一些, 但相对于总光学厚度的比例则差不多。此外, 由于这些分子的含量变化不大, 很容易对其作出修正, 所以不会成为影响遥感精度的重要因素。

综上所述, 选择第3对波长显然最合适。

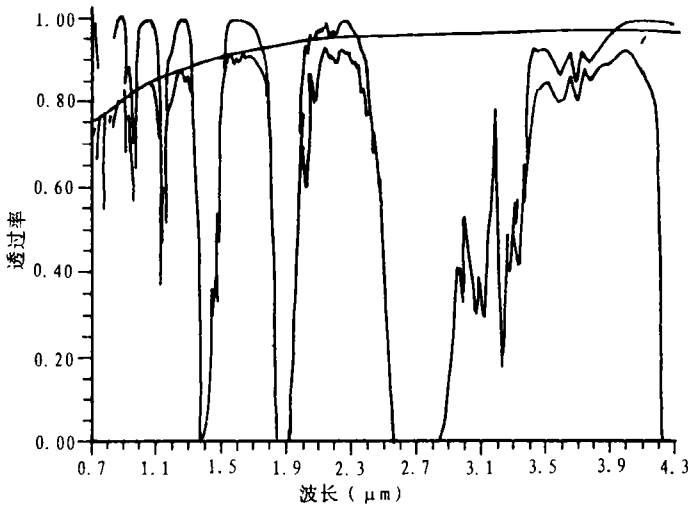


图1 0.7—4.0 μm 区间辐射的透过率 ($L=1 \text{ km}$)

1—气溶胶消光, 2—水汽吸收, 3—总透过率

Fig.1 The transmissivity of radiation in region of 0.7—4.0 μm

表1 3对波长在两种路径上的光学厚度

Table 1 The optical depth for three sets of waves on the two paths

路 径	$\lambda (\mu\text{m})$	0.715	0.7465	0.872	0.941	3.20	3.86
整层垂直大气 中纬度夏季 $V_M=10 \text{ km}$	τ_{Σ}	0.610	0.555	0.415	1.238	1.723	0.321
	τ_w	0.074	0.0465	0.002	0.871	1.552	0.222
	τ_a	0.495	0.476	0.398	0.355	0.076	0.062
	τ_{other}	0.041	0.033	0.015	0.011	0.133	0.037
水平距离 1km $P=1005 \text{ hPa}$ $T=300.2 \text{ K}$ $w=21.7 \text{ g/cm}^3$ $V_M=10 \text{ km}$	τ_{Σ}	0.109	0.074	0.034	0.854	1.577	0.237
	τ_w	0.068	0.035	0.001	0.825	1.531	0.218
	τ_a	0.038	0.036	0.031	0.027	0.009	0.006
	τ_{other}	0.004	0.003	0.002	0.001	0.052	0.014

3 水汽透过率的计算

大气气体分子对辐射的吸收是由其光谱结构决定的,以强烈的波长选择性为特征。目前已拥有相当详细的光谱参数数据库,而且也有高分辨或低分辨的光谱透过率计算程序可以使用。不过这些程序对于具体应用来说很不方便,而且代价很大。因此我们自行研制了一套红外辐射大气透过率计算软件^[4]。

我们借鉴美国 LOWTRAN7 的处理方式和光谱参数,采用单参数带模式方法来计算大气水汽的吸收。波数为 ν 的辐射传播一定距离后的透过率 $\mathcal{T}(\nu)$ 的基本计算公式为:

$$\mathcal{T}(\nu) = \exp \left\{ -[WC(\nu)]^a \right\} \quad (1)$$

式中 W 称为等价吸收量或水汽长度,是路径 $s_2 - s_1$ 中水汽吸收的总量,它决定于水汽含量 W_0 和路径分布,以及路径上的温度 T 和压强 P :

$$W = \int_{s_1}^{s_2} W_0(z) \left(\frac{P}{P_0} \right)^b \left(\frac{T_0}{T} \right)^c ds \quad (2)$$

式中, $P_0 = 1013 \text{ hPa}$, $T_0 = 273.16 \text{ K}$, 分别为标准大气条件下的压强和温度。式(1)和(2)中的 a, b, c 为经验常数,对不同波段有不同的值。 $C(\nu)$ 称为带模式吸收系数,可由最新的光谱数据通过逐线算法并同实验进行比较而给出。

在该波段中尚存在 CO_2 、 O_3 、 N_2O 、 CH_4 等分子的谱线吸收。它们的透过率的计算公式与式(1)相似。除此之外,水汽和氮分子还存在连续吸收。对于水汽连续吸收采用下列模式:

$$\mathcal{T}(\nu) = \exp [-k(\nu)W] \quad (3)$$

$$k(\nu) = C_s P_w + C_N (P - P_w) \quad (4)$$

式中 C_s 和 C_N 分别为自增宽和外增宽系数,它们都与温度和压力有关, P_w 和 P 分别为水汽分压和总压。式(4)也适用于氮分子的连续吸收,但具有不同的参数。

当同时出现多种气体吸收时,则假设它们互不相关,总透过率等于各个透过率的乘积。

4 水汽吸收的测量

测量装置分成发射和接收两部分。发射系统包括标准黑体、斩波器和离轴准直发射

表2 测量装置的主要参数
Table 2 Main parameters of the measuring installation

标准黑体	工作温度	50 — 1000 °C
	控制精度	0.3%
	发射率	0.99 ± 0.01
	有效孔径	φ25 mm
准直发射镜	主镜	φ111 mm 离轴抛物镜, $f = 450 \text{ mm}$
	副镜	5 × 5 cm ² 平面镜
红外光谱辐射计	波长范围	2.5 — 14.5 μm
	光谱分辨率	2.5% λ
	视场	0.5 °
	等效噪声功率	10 ⁻⁸ W/cm ²

镜。接收系统由红外光谱辐射计和微计算机组成。为便于进行辐射外调制的控制和同步检测，使用了无线电收发通信模块。各部分的主要参数见表2。

水汽吸收的测量实质上就是测出给定波长上黑体辐射强度在被大气衰减后的透过率。而衰减前的辐射强度可由室内定标给出。由于实测的辐射强度还包括了其它消光因素，为了求得水汽的吸收，我们采用双波长差分吸收原理。

设水汽的光学厚度为 τ_w ，根据比耳—朗伯定律处于水汽吸收带的波长为 λ_{on} 的辐射通过大气后的透过率为：

$$\mathcal{T}(\lambda_{on}) = \frac{I(\lambda_{on})}{I_0(\lambda_{on})} = \exp(-\tau_w - \tau')$$
 (5)

同理，对不被水汽线性吸收的辐射有

$$\mathcal{T}(\lambda_{off}) = \frac{I(\lambda_{off})}{I_0(\lambda_{off})} = \exp(-\tau'')$$
 (6)

式中， I_0 和 I 分别为通过大气前后的辐射强度， τ' 和 τ'' 分别为其它吸收分子和气溶胶在这两个波长上的光学厚度。

由于其它分子和气溶胶在这两个波长上的消光相差不大，可以认为：

$$\tau' \approx \tau''$$
 (7)

则由式(5)和(6)解得水汽的透过率为：

$$\mathcal{T} = \frac{I(\lambda_{on})}{I_0(\lambda_{off})} = \exp(-\tau_w)$$
 (8)

应当指出，任何测量仪器总有特定的仪器函数 $f(\Delta\lambda)$ ，不可能直接给出单色辐射强度 $I(\lambda)$ ，所测的电压 $V(\lambda)$ 与 $I(\lambda)$ 之间存在下列关系：

$$V(\lambda) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I(\lambda') f(\lambda' - \lambda) d\lambda'$$
 (9)

因此水汽透过率的测量值实际由下式给出：

$$\mathcal{T} = \frac{V(\lambda_{on})V_0(\lambda_{off})}{V_0(\lambda_{on})V(\lambda_{off})}$$
 (10)

严格说来式(10)给出的透过率可能是不合适的，除非仪器函数在给定的波段内与波长无关，否则应该使用反演技术解出式(9)中的 $I(\lambda)$ ，才能得到正确的透过率。这个问题我们留在最后再讨论。

得到透过率后再由式(1)就可求得

$$W = \left[-\frac{\ln \mathcal{T}}{C(\nu)} \right]^{1/a}$$
 (11)

为了同实际的大气水汽含量进行比较，我们在测量辐射透过率的同时，还测量了两端当时的气象参数——温度 T 、压强 P 和湿度 $RH(\%)$ 。通过下式计算水汽密度 $w^{[5]}$ ：

$$w = \exp \left[18.9766 - 14.9595 \frac{T_0}{T + T_0} - 2.4388 \frac{T_0}{T + T_0} \right] \frac{T_0}{T + T_0} RH$$
 (12)

经气态方程换算成标准状况下水汽密度：

$$w_0 = \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T + T_0} \right) w \quad (13)$$

则一定距离 L (km) 内的水汽长度为

$$W_{mea} = 0.1w_0 L \quad (\text{g/cm}^2) \quad (14)$$

5 测量结果

测量工作是在 1993 年 12 月 6 日至 1994 年 1 月 14 日期间进行的，环境温度在 $-1 - 13^\circ\text{C}$ 之间，气压在 1018 - 1038 hPa 之间。前一段 (12 月 6 日至 12 月 17 日) 测量距离为 500 m，后一段 (12 月 18 日至 1 月 14 日) 为 370m。每 5 分钟测一组数据，总共取得了 652 组数据，当时的大气能见度也作了记录，以便分析气溶胶消光的影响。

图 2 是水汽吸收率测量值 $A_{mea} (= 1 - \rho)$ 与实际大气水汽长度之间的关系，根据 Elsasser 的周期模式，在强吸收时谱带 $\Delta\nu$ 内的平均吸收率服从平方根近似。我们可以看到实验结果很符合此假设。全部数据经最小二乘法拟合的曲线为

$$W_{mea}^{1/2} = 1.234 A_{mea} - 0.0137 \quad (15)$$

相关系数达 0.95，标准差为 0.013。

为了同上述数据进行比较，我们用实测的吸收率由计算软件计算了水汽长度，结果见图 3，拟合表达式为

$$W_{cal} = 1.14 W_{mea} - 0.00454 \quad (16)$$

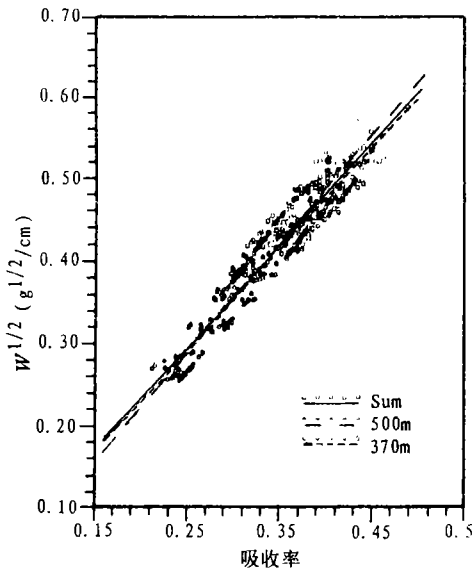


图2 水汽吸收率与水汽长度之间的关系

Fig.2 Relationship of water vapour absorptivity with water vapour depth

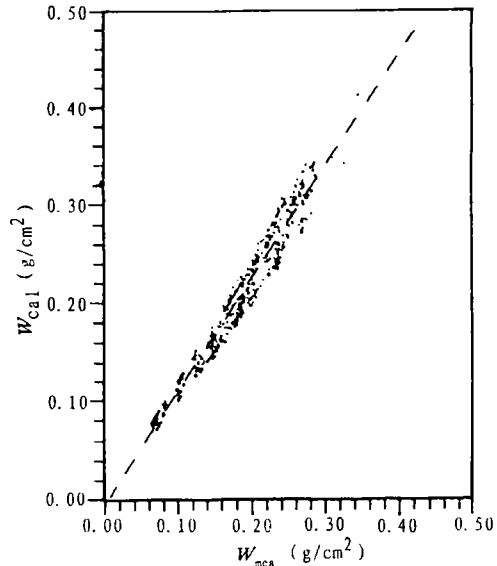


图3 水汽长度计算值与测量值的比较

Fig.3 Comparison between the calculated and measured of water vapour depth

相关系数为 0.98, 标准差为 0.014。

6 讨 论

上述结果表明, 水汽的吸收符合 Elsasser 规则模式在一定的 Δv 范围内的平方根近似理论。但实验值与计算值之间存在一定的偏差, 虽说所出现的偏差不大, 但也值得探究其原因, 以便提高水汽遥感的精度。下面分别讨论造成实验与计算有一定偏差, 而且数据离散的主要原因:

6.1 其它气体分子吸收和气溶胶消光在所选的两个波长上不一致, 即式(7)不成立

严格说来水汽吸收以及其它吸收分子和气溶胶所致的光学厚度在这对波长上是不相同的, 因此式(8)应改写为

$$\mathcal{T}' = \exp [-(\tau''_w - \tau'_w) - (\tau' - \tau'')] \quad (17)$$

式中上标 ' 和 '' 分别表示在 λ_{on} 和 λ_{off} 上的数值。表 3 列出了对 $L=500$ m, $P=1040$ hPa, 温度分别为 -2 °C 和 30 °C, 相对湿度分别为 30% 和 90%, 能见度分别为 1 km 和 15 km 的 8 种条件下计算的结果, 在计算其它吸收分子光学厚度时主要考虑了水汽连续吸收、 CH_4 和 N_2O , 其它气体的贡献可以忽略不计。 CH_4 和 N_2O 的含量按照模式大气计算 (CH_4 为 1.6×10^{-6} , N_2O 为 0.28×10^{-6})。

由表 3 可知, 通常情况下由波长不一致所造成的透过率的差别大致在 10% 以下, 而在高温高湿情况下二者的差别可达 20% 左右。应当说实测的透过率相当于 \mathcal{T}' 而不是 \mathcal{T} , 这意味着由实测的透过率推算的水汽含量将偏小。鉴于此, 有必要对其它吸收和消光因子进行修正。图 4 给出了修正后的结果, 其中直线由下述经验公式表达:

$$W_{cal} = 1.00487 W_{mea} - 8.3 \times 10^{-4} \quad (18)$$

显然, 这时水汽长度测量值与计算值平均说来非常一致, 相关系数达 0.97, 标准差只有 0.015 g/cm²。此外计算还表明, 即使忽略“截距”按其“斜率”(比例系数)为 1 计算, 平均相差也只有 0.013 g/cm²。

式(18)与式(17)的主要差别在于“斜率”, 而斜率不为 1 的原因通常解释为仪器常数(当然也包括仪器函数), 实际上地区性的特点也应包含在内。现在我们得到斜率等于 1, 这是否意味着修正后的结果具有比较好的普遍性, 仪器函数也没有多少影响, 反演

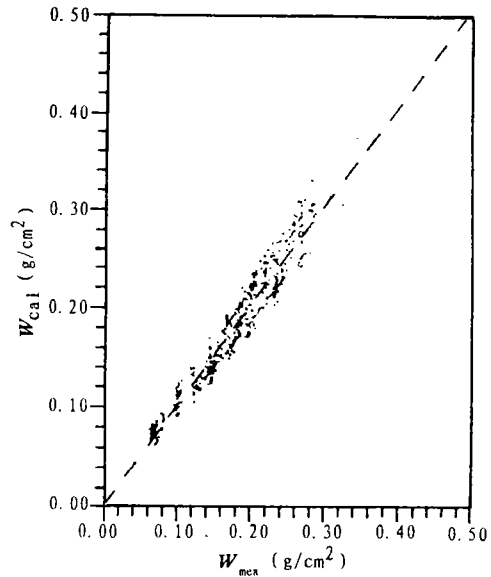


图 4 修正后水汽长度计算值与测量值的比较
Fig.4 Comparison between the corrective calculated and measured of water vapour depth

技术在本例中是不必要的。

表 3 其它衰减因子的影响
Table 3 The effect of additional attenuation factors

t (°C)	-2				30			
	90		30		90		30	
V_M (km)	15	1	15	1	15	1	15	1
τ'_w	0.677	0.677	0.370	0.370	2.26	2.26	1.24	1.24
τ''_w	0.024	0.024	0.013	0.013	0.080	0.080	0.044	0.044
τ'	0.104	0.276	0.078	0.250	0.359	0.531	0.152	0.324
τ''	0.033	0.192	0.031	0.190	0.052	0.211	0.037	0.196
\mathcal{S}	0.508	0.508	0.691	0.691	0.104	0.104	0.289	0.289
\mathcal{S}'	0.485	0.479	0.668	0.659	0.083	0.082	0.270	0.266
Δ (%)	4.5	5.8	3.4	4.6	20.0	21.1	6.7	7.9

$$\Delta = (\mathcal{S} - \mathcal{S}') / \mathcal{S}$$

6.2 水汽测量的代表性

我们所用的用于计算水汽长度的气象参数是在一个地点测量的，尽管实验场地比较开阔中间无遮挡，但要代表整个光程上的值多少存在一定误差。为了减少这项误差，我们在实验中选择了天气状况比较稳定的时间，并且尽量缩短测量的间隔，实际是每 5 分钟测 1—2 次。

6.3 波长位置的重合性

我们的红外光谱辐射计是用滤波轮来选择波长的，而每次测量时滤波轮的起始位置有一定偏移。为减少这项误差，我们在处理数据时，根据水汽吸收峰位置不变的特点，将偏移量作适当调整，但这样仍不能保证正确的重合。这也是数据存在离散现象的原因之一。

6.4 计算软件的精确性

程序中所作的处理包含一定的假设和近似，必然存在误差，不可能期望与实际完全符合，何况实验本身也有误差。但同实验仅相差 5—10%，与逐线积分法或其它精确算法的精度相当，这是足以令人满意的，证明我们所作的处理是合理的。

此外，水汽吸收的大小还与环境的温度和压强有关，因而同样的含水量有可能产生稍有不同的吸收。把所有的数据不论当时环境如何都点在一幅图上，势必出现一定程度的离散。

尽管有上述不尽如人意的众多因素，我们还是可以得到如下结论：利用我们的计算软件并结合红外辐射透过率的测量，可以成功地遥感大气中的水汽长度；为了得到精度较高和普遍适用的结果对其它气体分子的吸收和气溶胶的消光进行修正是必要的。

为了进一步提高遥感精度，计算软件还应当改进，最终要提出更完美的程序，同时应在含水量范围更大的环境条件变化范围更宽的期间进行检验。在条件成熟时还准备用太阳光作为辐射源，以遥感整层大气的含水量，扩大遥感应用的范围。

参 考 文 献

- [1] 曾庆存. 大气红外遥感测量原理. 北京: 科学出版社, 1974.
- [2] 赵柏林等. 光学遥感大气气溶胶和水汽的研究. 中国科学(B辑), 1983, (10): 951.
- [3] 周旭, 钱忠钰. 近红外大气水蒸汽柱密度计. 红外研究, 1986, 5(6): 455.
- [4] 魏合理, 宋正方. 红外辐射大气透过率计算. 红外与毫米波学报, 1995, 14(2): 159.
- [5] F. X. Kneizys, E. P. Shettle, L. W. Abren, G. P. Anderson, J. H. Chetwynd, W. O. Gallery, J. E. A. Selby, and S. A. Clough. Atmospheric Transmittance / Radiance: The LOWTRAN7 Model, 1989.

作 者 简 介

宋正方, 男 1935 年 12 月出生。1961 年毕业于南京大学气象系大气物理专业。现在主要从事激光大气传输、红外辐射传输和遥感研究, 已发表论文近百篇, 专著 5 本。

Infrared Remote Sensing of Atmospheric Water Vapour

Song Zhengfang Wei Heli Wu Xiaoqing

(Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences Anhui, Hefei)

Abstract Based on differential absorption method, remote sensing of atmospheric water vapour is discussed in the paper. The water-vapour transmissivity is measured by a spectral radiometer and the water vapour content is obtained by our calculation program of infrared-radiation atmospheric transmissivity. The meteorological parameters are observed simultaneously to determine the water vapour content in the path. The result shows that the calculated water vapour content agrees well with the measured value. The correlation coefficient of regression equation is 0.97 and the RMS error is $0.015\text{g}/\text{cm}^2$. Lastly, the error sources and the way to improve remote sensing accuracy are discussed and the necessity correcting the absorption of other molecule and the extinction of aerosol is indicated.

Key words atmospheric water, infrared radiation, remote sensing