

# 利用太阳辐射计 940 nm 通道反演 大气柱水汽总量\*

胡秀清 张玉香 黄意玢 张广顺

(国家卫星气象中心, 北京 100081)

**摘要** 利用太阳辐射计 CE318 近红外 940 nm 水汽吸收通道和临近窗区通道反演大气柱水汽总量, 由于大气在 940 nm 附近有水汽吸收, 该通道不能采用通常 Langley 法处理, 而采用改进的 Langley 法。利用 MODTRAN3.7 模式模拟出太阳辐射计 940 nm 通道透过率与水汽量关系常数, 考虑了通道的光谱响应函数和不同大气模式的影响, 模拟结果表明窄通道(小于 10 nm)上述关系常数受大气模式影响不大。总消光剔除气溶胶和分子散射, 就得出水汽的透过率, 从透过率反演水汽量。处理了敦煌和青海湖辐射校正场 1999 年 7 月场地大气特性测量兼 FY-1C 辐射定标期间的数据, 反演的平均水汽量与探空水汽积分比较, 差别在 12% 以内。还计算出一天中不同时刻的水汽量, 给出了同步观测 6 天卫星过顶前后 15 min 平均水汽量, 该水汽量用于 FY-1C 卫星遥感器辐射定标时辐射传输模式的输入参数。结果表明太阳辐射计是一种便携有效测量水汽量仪器。

**关键词** 太阳辐射计 改进 Langley 法 大气柱水汽总量

## 引言

大气中的水汽是气象和气候关注的要素之一, 大气中水汽对太阳辐射的吸收直接影响到卫星观测到的信号, 在航天、航空遥感器辐射定标和大气校正时就需要大气中精确的水汽量。传统测量大气中总水汽量一般采用探空气球测出大气中每一层的湿度然后积分得到。这种方法受探空条件的制约, 在空间和时间上十分有限。

太阳辐射计是一种便携式仪器, 利用它的 940 nm 水汽吸收通道可以测量大气柱水汽总量。Thome 等<sup>[1]</sup>1992 年总结了自 1912 年以来许多科学家利用水汽吸收透过率与水汽量的关系反演水汽量工作。Goody 等 1964 年首先发现水汽透过率与水汽量的关系在强烈带近似平方根关系。Reagan<sup>[2]</sup>根据这种平方根关系利用改进的 Langley 法处理

太阳辐射计 940 nm 通道反演大气柱水汽总量, 结果与微波辐射计测量和探空比较相差 5%~10%。Thome 等在 1992 年专门开发了一个 940 nm 附近水汽透过率辐射传输模式, 用于改进的 Langley 法处理太阳辐射计 940 nm 通道反演水汽柱总量, 结果与探空和经验模式比较优于 10%。光学厚度与水汽量不完全符合平方根定律首先被 Bruegge<sup>[3]</sup>和 Halthore 等<sup>[4]</sup>发现, 并用 LOWTRAN7 模式模拟了它们之间的关系。Michalsky 等<sup>[6]</sup>(1995 年)和 Shiobara 等<sup>[7]</sup>(1996 年)使用同样技术, 但他们利用中分辨率( $2\text{cm}^{-1}$ )辐射传输模式 MODTRAN2 作为水汽透过率模式来模拟。Schmid 等<sup>[8]</sup>1996 年利用不同的辐射传输模式 LOWTRAN7、MODTRAN3、FASCOD3P 并与微波辐射计、探空及傅立叶变换光谱仪结果比较, 发现采用不同模式得到的 940 nm 附近水汽吸收透过率与水汽量

\* 本文得到重点卫星应用项目“中国遥感卫星辐射校正场”资助

关系存在微小的不同。Thome 等<sup>[9]</sup>为了遥感卫星传感器绝对辐射定标,专门使用一台三通道太阳辐射计来测量大气柱水汽总量。

本文利用最新版本 MODTRAN3.7 辐射传输模式来模拟 940 nm 带透过率与水汽量关系,结果表明:对于窄通道滤光片(小于 10 nm),不同的大气条件对透过率与水汽量关系的影响不大,而通道滤光片位置、带宽及响应对透过率与水汽量关系的影响较大。

## 1 改进 Langley 法

地面测得的直接太阳辐射信号 940 nm 附近水汽吸收带不符合布格(Bouguer)定律, Bouguer 指数消光定律是对单色辐射而言。水汽吸收包括许多窄的不同强度、宽度和光谱位置的吸收线。在一个辐射谱带上这些线的作用必须通过对所有线吸收作积分来得到。这一积分可用吸收气体谱线集以数值方法或用一个适合的带模式做统计积分。水汽吸收与水汽量是非线性关系,也就是当水汽量加倍时,吸收却不加倍,因为许多吸收线已经饱和(全部吸收),增加更多的水汽量不能增加更多的吸收。另外水汽的吸收随着波长强烈变化,在这种情况下,我们必须考虑光谱带宽和滤光片的透过率廓线。依照 Bruegge (1992 年)和 Halthore(1992 年)的研究,水汽透过率用两个参数表达式来模拟:

$$T_w = \exp(-aw^b) \quad (1)$$

其中  $T_w$  是带上的透过率,  $w$  是大气路径水汽总量,  $a$  和  $b$  是常数,在给定的大气条件下,它们与太阳辐射计 940 nm 通道滤光片的波长位置、宽度和形状有关,还与大气中的温压递减率和水汽的垂直分布有关。 $a$  和  $b$  由辐射传输方程模拟来确定。为了在各种大气条件下能有效利用太阳辐射计反演水汽量,有必要研究  $a$  和  $b$  对这些条件的灵敏度。

在 940 nm 水汽吸收带,太阳辐射计对太阳直射辐照度的响应可表示为:

$$V = V_0 R^{-2} \cdot \exp(-m\tau) \cdot T_w \quad (2)$$

其中  $V$  为太阳辐射计地面观测太阳直射辐射电压输出,  $V_0$  为大气外界电压输出,  $R$  为日地距离 (AU),  $m$  为大气质量数,  $\tau$  是 Rayleigh 散射和气溶胶散射光学厚度,气溶胶光学厚度通过其他通道(如 870 nm 和 1020 nm)内插得到, Rayleigh 散射光学厚度由地面大气压计算出来。斜程水汽量  $w = m \cdot PW$ ,  $PW$  为垂直水汽柱总量。将式(1)代入式(2)并两边取对数,得

$$\ln V + m\tau = \ln(V_0 R^{-2}) - a \cdot m^b \cdot PW^b \quad (3)$$

在稳定和无云大气条件下,以  $m^b$  值为  $X$  轴,以上式左边为  $Y$  轴画直线,直线的斜率为  $-a \cdot PW^b$ ,  $Y$  截距为  $\ln(V_0 R^{-2})$ 。因为 Langley 法是以  $m$  值作  $X$  轴,所以称改进 Langley 法。

## 2 水汽量与透过率关系函数

前面已经提到 940 nm 通道是水汽吸收带,必须采用改进 Langley 法处理。在进行该通道的数据处理前必须知道大气柱水汽总量与 940 nm 通道透过率的函数关系,即要知道在不同大气模式下式(1)中的常数  $a$  和  $b$ 。研究表明,常数  $a$  和  $b$  不仅与大气模式有关,还与通道光谱响应的波长位置、带宽和形状有关。利用 MODTRAN3.7 对太阳辐射计 940 nm 通道进行模拟,最后得到两台太阳辐射计 940 nm 通道的常数  $a$  和  $b$ 。

图 1 显示了 CE318-1 和 CE318-2 太阳辐射计 940 nm 通道滤光片响应谱,以及敦煌 1999 年 7 月 17 探空廓线计算水汽吸收透过率曲线,水汽吸收透过率是利用  $2 \text{ cm}^{-1}$  分辨率 MODTRAN3.7 辐射传输模式模拟计算得出。考虑滤光片响应对常数  $a$  和  $b$  的影响,把滤光片响应函数与 940 nm 带透过率加权,

$$T_w = \frac{\int T(\lambda) f(\lambda) d\lambda}{\int f(\lambda) d\lambda} \quad (4)$$

其中,  $T_w$  为通道透过率,  $f(\lambda)$  为光谱响应函

数,为了模拟出常数  $a$  和  $b$  的值,将式(1)变成,

$$\ln(\ln(1/T_w)) = \ln(a) + b \ln(w) \quad (5)$$

斜程水汽量  $w = m \cdot PW$ 。以  $\ln(\ln(1/T_w))$  与  $\ln(w)$  画直线,类似于 Langley 回归,那么直线的斜率是  $b$ ,截距是  $\ln(a)$ ,由此就可以模拟出常数  $a$  和  $b$ 。表 1 列出中纬度夏季不同高度角斜程水汽量与 940 nm 通道透过率,对应就模拟出 CE318-1 和 CE318-2 太阳辐射计水汽通道的透过率与水汽量关系常数  $a$  和  $b$ ,图 2 为  $\ln(\ln(1/T_w))$  与  $\ln(w)$  直线图。同样其他大气模式会得到不同的  $a$  和  $b$ 。在反演敦煌和青海湖水汽量时,发现青海湖用 7 月 29 日探空数据和用中纬度夏季模拟出的常数  $a$ 、 $b$  相差很大,这可能是青海湖的大气模型与典型的中纬度夏季相差较大所致,所以采用 7 月 29 日探空模拟的  $a$ 、 $b$  作为反演时所用的常数。敦煌 7 月 17 日探空模拟

的常数与中纬度夏季十分相近,因此采用中纬度夏季模拟常数。

表 1 太阳辐射计 940 nm 通道中纬度夏季不同太阳天顶角水汽量与透过率

天顶角	水汽量 $10^3$ (atm·cm) STP	$T_w$	
		CE318-2	CE318-1
0	2.0499	0.4589	0.4569
10	2.0816	0.4557	0.4537
20	2.1814	0.4458	0.4438
30	2.3669	0.4287	0.4265
40	2.6755	0.4027	0.4004
50	3.1880	0.3654	0.3628
60	4.0969	0.3125	0.3094
70	5.9825	0.2358	0.2320
80	11.714	0.1210	0.1160

注:  $1 \text{ g/cm}^2 = 1.244 \times 10^3$  (atm·cm) STP

表 2 在 3 种大气条件下得到常数  $a$  和  $b$

	CE318-1		CE318-2	
	$a$	$b$	$a$	$b$
敦煌 1999 年 7 月 17 日	0.5775	0.5771	0.5809	0.5663
中纬度夏季模式	0.5868	0.5805	0.5865	0.5729
青海湖 1999 年 7 月 29 日	0.5387	0.5747	0.5378	0.5694

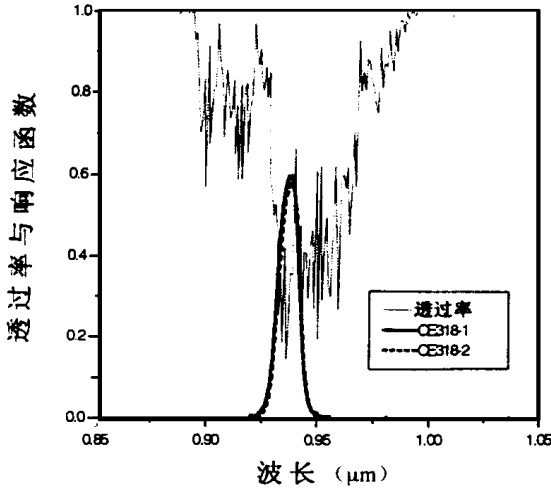


图 1 CE318-1 和 CE318-2 太阳辐射计 940 nm 通道滤光片响应谱

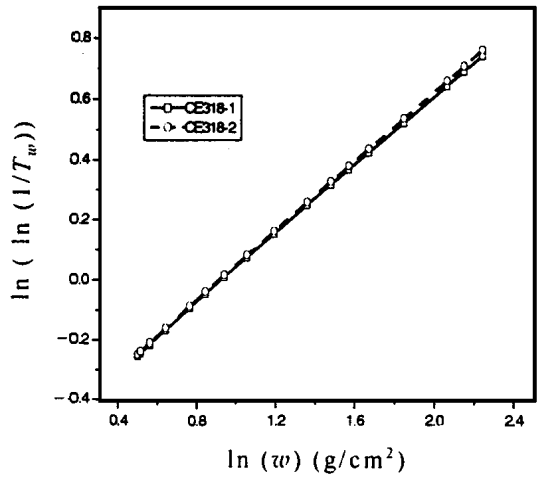


图 2 CE318-1 和 CE318-2 太阳辐射计 940 nm 通道水汽量与透过率对应曲线

### 3 处理过程

根据改进的 Langley 法,要利用 940 nm 通道反演水汽量,还必须先减去 940 nm 通道气溶胶光学厚度。通常采用其他非水汽吸收通道得到的气溶胶光学厚度外插或内插出

940 nm 通道气溶胶光学厚度。因为 870 nm 通道几乎没有气体吸收,选用一个 940 nm 带外通道 870 nm 电压信号与 940 nm 电压通道信号之比,即

$$\frac{V_{940}}{V_{870}} = \frac{V_{940}^0 \cdot e^{-m\tau_2} T_w}{V_{870}^0 \cdot e^{-m\tau_1}} \quad (6)$$

两边同时取对数,得

$$\ln(V_{940}/V_{870}) = \ln(V_{940}^0/V_{870}^0) + m(\tau_1 - \tau_2) + \ln T_w \quad (7)$$

式(1)代入式(6),得

$$\ln(V_{940}/V_{870}) = \ln(V_{940}^0/V_{870}^0) + m(\tau_1 - \tau_2) - a(m \cdot PW)^b \quad (8)$$

由于 940 nm 和 870 nm 通道得到的气溶胶光学厚度几乎相等,相差小于 0.01,所以可以忽略不计。以  $\ln(V_{940}/V_{870})$  与  $m^b$  画直线,直线的斜率为  $-a \cdot (PW)^b$ ,截距是  $\ln(V_{940}^0/V_{870}^0)$ ,那么从斜率中就能求出大气柱水汽总量  $PW$ 。图 3 显示了敦煌 1999 年 7 月 17 日改进 Langley 法与 Langley 法比较,图 3b 为 Langley 法回归直线,可以看出  $\ln(V_{936})$  与  $m$  不成线性关系,而图 3a  $\ln(V_{940}/V_{870})$  与  $m^b$  基本成线性关系,表明 940 nm 通道不能用通常的 Langley 法处理。

#### 4 结果

表 3 和表 4 分别给出了在敦煌和青海湖 CE318-1 和 CE318-2 的 940 nm 通道处理结果,回归直线的相关拟合系数均高于 0.99,说

明改进 Langley 法非常有效。而且两台太阳辐射计 CE318-1 和 CE318-2 反演的结果都非常接近,差别在 2% 左右,而且得到的水汽量与实际的探空数据的积分值比较接近。

图 4 给出太阳辐射计 CE318-1 反演的水汽量与探空比较,差别大约 12% 左右。太阳辐射计反演结果与探空有一定偏差,笔者认为可能是探空站的数据不完全代表太阳辐射计所在位置,尤其敦煌校正场在市区十几公里的戈壁边缘,而探空站在有比较好植被的市区。另外探空的分层数据存在不足,积分得到的水汽总量可能不够真实。

我们还从改进 Langley 回归直线得出大气外界太阳辐射计电压输出常数  $V_0$ ,由  $V_0$  和不同时刻电压输出  $V$  便可计算出不同时刻的水汽量,从中知道一天中水汽量的变化情况,特别处理了同步观测 6 天的水汽,给出了卫星过顶前后 15 min 平均水汽量。

图 5 显示了 1999 年 7 月 17 日 FY-1C 星地同步观测时,太阳辐射计 940 nm 通道测量水汽量随时间的变化情况,其中标出了 FY-1C 卫星过顶时刻。

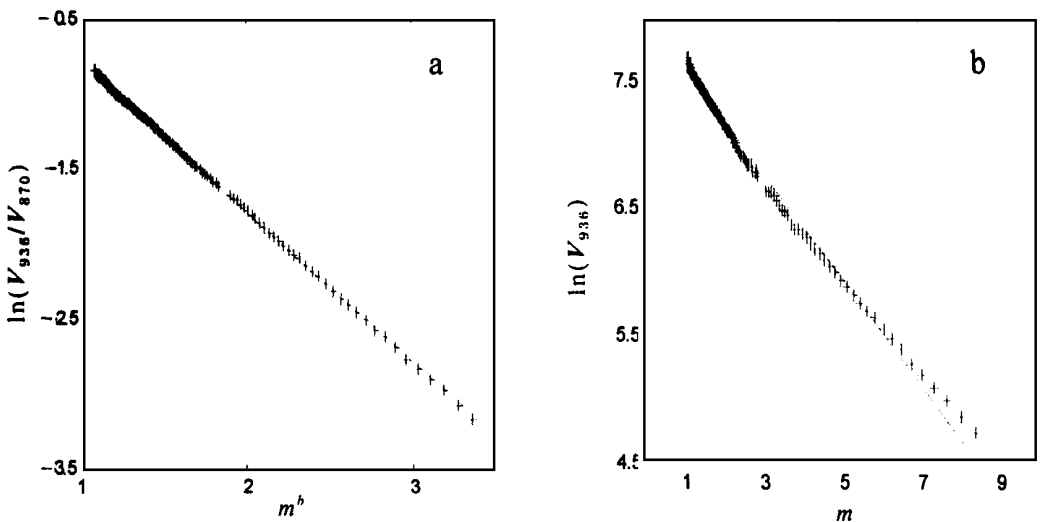


图 3 敦煌 1999 年 7 月 17 日太阳辐射计 940 nm 通道改进 Langley 法(a)与 Langley 法(b)比较

表 3 敦煌 1999 年 7 月太阳辐射计 940 nm 通道测量处理得到的水汽量

	时	间	$V_{870}^0$	$V_{940}^0$	平均水汽量( $g/cm^2$ )	探空水汽量( $g/cm^2$ )	相关系数
CE318-1	6 日	14.96 ~ 19.73	5432	6991	1.4206	1.3843	0.9934
	7 日	11.95 ~ 19.91	5133	5528	0.9929	1.4269	0.9916
	8 日	8.22 ~ 13.00	4937	5538	1.3642	1.8111	0.9973
	11 日	7.77 ~ 10.41	5236	5839	1.8910	2.4017	0.9990
	16 日	8.39 ~ 14.09	5083	5914	2.9494	3.0106	0.9976
	17 日	7.13 ~ 12.50	5224	6234	2.4218	2.5153	0.9996
	19 日	7.46 ~ 12.03	5269	6358	2.3592		0.9986
CE318-2	6 日	14.52 ~ 19.32	6413	10539	1.2589	1.3843	0.9883
	7 日	14.16 ~ 19.95	5513	6204	1.0326	1.4269	0.9912
	8 日	8.27 ~ 12.03	5054	5628	1.3006	1.8111	0.9954
	11 日	8.02 ~ 10.38	5654	6538	1.9409	2.4017	0.9970
	16 日	8.88 ~ 12.32	5564	6525	2.9452	3.0106	0.9963
	17 日	7.10 ~ 12.05	5602	6920	2.4956	2.5153	0.9997
	19 日	7.33 ~ 12.00	5798	7144	2.3693		0.9990

注:时间为十进制“时”,下同

表 4 青海湖 1999 年 7 月太阳辐射计 940 nm 通道测量处理得到的水汽量

	时	间	$V_{870}^0$	$V_{940}^0$	平均水汽量( $g/cm^2$ )	探空水汽量( $g/cm^2$ )	相关系数
CE318-1	28 日	07.07 ~ 13.12	6383	8609	1.9948	1.7894	0.9984
	29 日	07.10 ~ 13.01	5881	6846	1.3100	1.4775	0.9984
	30 日	07.23 ~ 13.70	6204	7337	1.4057	1.5213	0.9924
CE318-2	28 日	07.05 ~ 13.25	6246	8064	1.9457	1.7894	0.9990
	29 日	07.03 ~ 13.52	5789	6621	1.3370	1.4775	0.9983
	30 日	07.17 ~ 13.84	5975	6613	1.2806	1.5213	0.9927

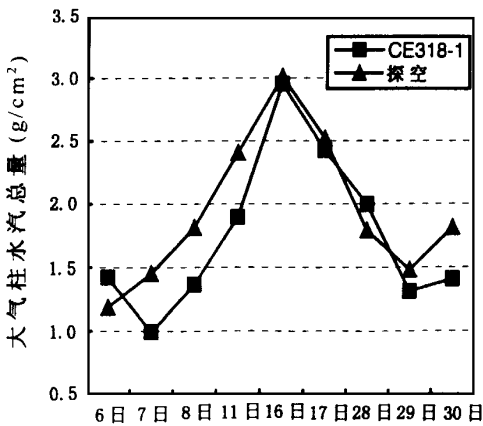


图 4 敦煌 1999 年 7 月 17 日 CE318-1 反演水汽总量与探空数据比较

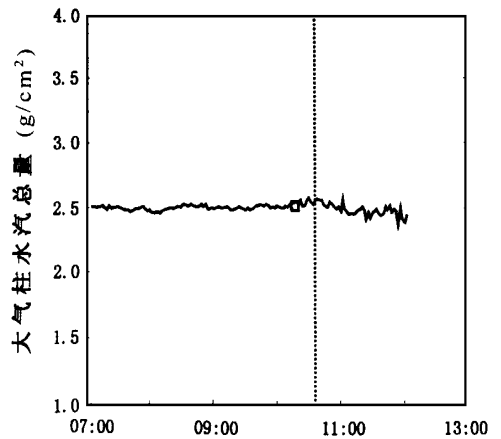


图 5 1999 年 7 月 17 日 CE318-1 反演水汽总量随时间(北京时)变化(实线:反演水汽总量,虚线:卫星过顶时间,□:探空积分水汽总量)

5 结论

利用太阳辐射计 940 nm 通道数据,实

现了对敦煌和青海湖两个遥感卫星辐射校正场 6 天大气水汽量的反演。从反演模拟过程可以看出,窄波段 940 nm 通道(小于 10 nm)

的水汽量与透过率之间的关系常数受大气条件影响不大。反演结果与探空结果相比较差别在 12% 左右,这是测量水汽可以接受的不确定性。由于太阳辐射计携带操作十分方便,而且不受时空的限制,是野外测量大气柱水汽总量的理想仪器,不过它受到多云、雨雪天气条件的制约。需要指出的是,为了精确知道太阳辐射计 940 nm 通道的光谱响应,并对大气外界常数  $V_0$  进行标定,太阳辐射计在测量之前进行精确的实验室定标,并将其拿到干洁高山大气中进行室外定标是十分必要的。

致谢:该项测量实验工作在邱康睦和方宗义研究员的精心组织和指导下完成,敦煌气象局王钟林同志参加了敦煌的观测工作,参加观测的还有王永宽、陈秀莲、王维和、王萍等,还得到敦煌和西宁气象局许多同志的支持,一并表示感谢。

## 参考文献

- 1 Thome K J, B M Herman and Reagan J A. Determination of precipitable water from solar transmission. *J. Appl. Meteor.*, 1992, 31: 157 - 165
- 2 Reagan J, Thome K J and Herman B M. A simple instrument and technique for measuring columnar water vapor via near-IR differential solar transmission measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1992, 30: 825 - 831
- 3 Bruegge C J, Conel J E, Green R R O, et al. Water vapor column abundance retrievals during FIFE. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97( D17 ): 18759 - 18768
- 4 Halthore R N, Markham B L and Deering D W. Atmospheric correction and calibration during KUREX-91, IGARSS' 92. *Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, 1992, 2: 1278 - 1280
- 5 Halthore R N, Eck T F, Holben B N, et al. Sunphotometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 nm band. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102: 4343 - 4352
- 6 Michalsky J, Liljegren C and Harrison L C. A comparison of sunphotometer derivations of total column water vapor and ozone to standard measures of same at the southern Great Plains atmospheric radiation measurement site. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100( D12 ): 25995 - 26003
- 7 Masataka Shiobata, Shinhirne D. Optical depth measurements of aerosol, cloud, and water vapor using sun photometers during FIRE cirrus IFO II. *Appl. Meteor.*, 1996, 35: 36 - 46
- 8 Schmid B, Thome K J, De moulin P, et al. Comparison of modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.94  $\mu\text{m}$  region. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101( D5 ): 9345 - 9358
- 9 Thome K J, Smith M W, Palmer J M, et al. Three-channel solar radiometer for the determination of atmospheric columnar water vapor. *Appl. Opt.*, 1994, 33( 24 ): 5811 - 5819