

# 地基多波段遥感大气可降水量研究

刘三超<sup>1,2</sup>, 柳钦火<sup>1</sup>, 高懋芳<sup>3</sup>

(1. 遥感科学国家重点实验室,中国科学院遥感应应用研究所,北京 100101; 2. 中国科学院研究生院,北京 100039; 3. 中国农业科学院农业资源与农业区划研究所,北京 100081)

摘要:利用自动观测多波段 CE 318 太阳分光光度计,首先结合地面资料求出瑞利散射光学厚度,再用 870 nm 和 1 020 nm 非吸收通道内插出 936 nm 通道的气溶胶光学厚度。通过辐射传输模型 MODTRAN 模拟不同大气模式和观测角下的大气可降水量和透过率关系,利用改进的 Langley 法计算出大气可降水量,分析了影响结果的误差源。

关键词:大气可降水量;透过率;改进的 Langley 法

中图分类号:TP 79:P 412.13

文献标识码:A

文章编号:1001-070X(2006)04-0006-04

## 0 引言

水汽是主要集中于大气对流层下部的一种重要温室气体,是全球变化研究和数值模式中的重要参数。在定量遥感研究中,水汽是近红外到红外波段的主要吸收气体,消除水汽作用成为红外遥感大气校正需要解决的关键问题<sup>[1]</sup>。

大气可降水量(Precipitable Water,简称PW)是指垂直方向大气柱中含有的水汽总量<sup>[2]</sup>。水汽在 940 nm 附近有很强的吸收作用,因此,用 940 nm 通道测量大气对太阳直射辐射的消光作用,可反演大气可降水量。张军华等用地基遥感研究西藏当雄地区气溶胶光学特性<sup>[3]</sup>,指出设置水汽通道的重要性;Reagan 和 Frouin 等提出利用水汽通道反演大气可降水量的方法<sup>[4,5]</sup>,并分析了影响反演结果的各种因素;宋正方等对大气水汽红外遥感进行了研究<sup>[6]</sup>;黄意玢等分析认为 940 nm 近红外通道研究水汽总量是可行的<sup>[7]</sup>;胡秀清等利用太阳辐射计 940 nm 通道反演了青海湖地区大气水汽<sup>[8]</sup>;Gao B C 和 Kaufman 等提出利用 MODIS 的 940 nm 通道反演大气水汽<sup>[9,10]</sup>,并且使水汽成为 MODIS 对外发布的大气产品之一。

地基多波段太阳光度计通过设定一系列窄通道探测大气气溶胶特性和水汽含量,是研究大气物理特性和大气成分的重要手段。本文采用 CE 318 型

光度计 940 nm、870 nm 和 1 020 nm 通道,结合 MODTRAN 4.0 辐射传输模型,研究了大气可降水量的反演方法。

## 1 仪器和实验概况

实验于 2005 年 10 月初到 11 月初在江西省千烟洲生态观测站进行,观测为期一个月,所用仪器为法国 CIMEL 公司的 CE 318 型号太阳光度计,架设于千烟洲生态站主楼楼顶,光度计共有 9 个通道,其中 1 020 nm 通道设有两个滤光片,仪器增设了 1 610 nm 通道,以提高对大气中大颗粒物气溶胶探测能力。表 1 为本文反演水汽所用仪器对应通道的中心波长、半波宽度和定标系数  $V_0$ 。

表 1 CE 318 太阳光度计反演大气可降水量波段的参数

中心波长/nm	半波宽度/nm	$V_0$
870	10	23 136
936	10	24 851
1 020	10	11 143

## 2 大气可降水量的反演

### 2.1 原理

大气对辐射的消光作用主要包括散射和吸收作用。研究表明,在一般大气条件下,到达地表的太阳直接辐射与大气总光学厚度存在负指数关系,这就

是著名的 Beer 定律, 即

$$E = E_0 d_s \exp(-m\tau) \quad (1)$$

式中  $E$  为地面接受太阳直射辐亮度;  $E_0$  为大气上界太阳直射辐亮度;  $d_s$  为日地距离修正因子;  $m$  为大气质量;  $\tau$  为大气总光学厚度。Beer 定律原则上适用于单色平行光的辐射传输, 但对于吸收作用不是很强的一定带宽的辐射, 也可以进行类似应用。

水汽在波长 940 nm 左右有很强吸收, 且在此吸收带内为连续吸收, 因此, 大气在 940 nm 波长段内并不能简单适用 Beer 定律。Reagan 等系统研究了水汽强吸收波段大气水汽和大气透过率的关系<sup>[4]</sup>, 提出了改进的 Langley 法, 把水汽透过率从总消光作用中分离出来, 表示为水汽含量的函数, 即

$$E = E_0 d_s \exp(-m\tau_1) T_w \quad (2)$$

式中,  $T_w$  为水汽透过率;  $\tau_1$  为除水汽外大气光学厚度, 可表示为三部分光学厚度之和, 即

$$\tau_1 = \tau_a + \tau_r + \tau_{o_3} \quad (3)$$

式中  $\tau_a$  为气溶胶光学厚度;  $\tau_r$  为瑞利散射光学厚度;  $\tau_{o_3}$  为臭氧光学厚度, 其中大于 800 nm 通道的臭氧吸收可以忽略<sup>[12]</sup>。

研究发现 936 nm 水汽吸收通道的大气透过率与可降水量有很好关系。图 1 为用 MODTRAN 4.0 模拟的中纬度夏季大气模式下, 天顶角分别为 0°、40° 和 60°, 包含通道相应函数影响的 936 nm 通道大气透过率与大气可降水量的关系。从图上可看出, 在相同天顶角的情况下, 大气透过率与大气可降水量存在明显负指数关系。

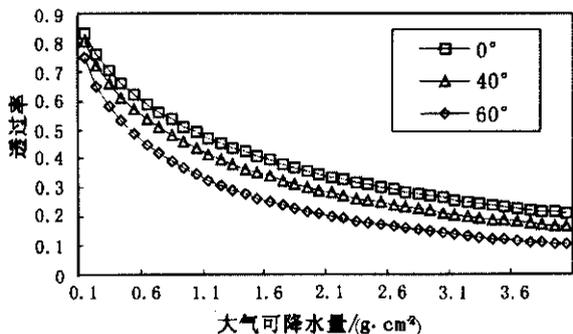


图 1 不同天顶角下大气透过率随可降水量变化情况

根据大气质量和观测天顶角之间的关系, Reagan<sup>[4]</sup>、Frouin<sup>[5]</sup>和 Hathore 等<sup>[11]</sup>研究表明,  $T_w$  和大气质量以及大气可降水量(后面公式中均用  $W$  来表示)之间关系可表示为

$$T_w = \exp(-am^b W^b) \quad (4)$$

式(4)两边取对数, 经过变换可进一步表示为

$$\ln(1/T_w) = a(mW)^b \quad (5)$$

式中  $a, b$  为系数, 其值与仪器通道的中心波长、半波宽度以及波段响应函数有关, 可用辐射传输模型模拟不同大气模式下进行取值。

由于光度计输出电压值  $DN$  正比于仪器接收的太阳辐射<sup>[12]</sup>, 设  $DN_0$  为对应大气上界太阳直射辐亮度  $E_0$  的输出电压值, 因此, 根据式(2),  $DN$  和  $DN_0$  的关系可表示为

$$DN = DN_0 d_s \exp(-m\tau_1) T_w \quad (6)$$

经过以上分析, 大气可降水量可用式(7)进行计算, 即

$$W = \frac{1}{m} \exp\left\{\frac{1}{b} \ln\left[\frac{1}{a} \left(\ln\left(\frac{DN_0 d_s}{DN} - m\tau_1\right)\right)\right]\right\} \quad (7)$$

### 2.2 气溶胶光学厚度和瑞利散射光学厚度

936 nm 水汽连续吸收非常强烈, 使得气溶胶光学厚度不能直接应用 Beer 定律, 但与 940 nm 相邻的 870 nm 和 1 020 nm 通道受吸收气体影响很小, 因此可以先求出这两个通道气溶胶光学厚度<sup>[12]</sup>, 再用 Angstrom 定律计算出式(8)中的  $\alpha$  和  $\beta$ , 最后内插出 940 nm 的  $\tau_a$ , 即

$$\tau_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (8)$$

大量研究表明, 瑞利散射光学厚度  $\tau_r$  主要与波长、测点高程和大气状况有关<sup>[12]</sup>, 计算公式为

$$\tau_r = (1 + 0.0113\lambda^{-2} + 0.00013\lambda^{-4}) \times 0.008569\lambda^{-4} e^{-0.125H} P / 1013.25 \quad (9)$$

式中  $H$  为海拔高度(km),  $P$  为气压(hPa)。

### 2.3 日地距离修正因子和大气质量

设中间变量  $x$  为日角,

$$x = 2\pi(D - 1) / 365 \quad (10)$$

式中  $D$  为儒略日天数。这样, 式(2)中的日地距离修正因子  $d_s$  可表示为

$$d_s = 1.000109 + 0.033494\cos x + 0.001472\sin x + 0.000768\cos 2x + 0.000079\sin 2x \quad (11)$$

由于大气质量主要与天顶角  $\theta$  有关, 用式(12)计算即可达到很高的计算精度<sup>[12]</sup>。

$$m = 1 \left[ \cos(\theta/180) + 0.15(93.885 - \theta)^{-1.253} \right] \quad (12)$$

太阳天顶角  $\theta$  可用下式计算

$$\theta = \arccos(\sin\delta\sin\varphi + \cos\delta\cos\varphi\cos\omega) \quad (13)$$

式中  $\omega$  为经过时间和位置订正的太阳时角;  $\delta$  为赤纬, 计算公式如下

$$\delta = 0.006894 - 0.399512\cos x + 0.072075\sin x - 0.006799\cos 2x + 0.00089\sin 2x \quad (14)$$

### 3 结果和误差分析

#### 3.1 大气可降水量日变化

整个实验期间,天空晴朗(偶有碎云),而且又是 Landsat-5 卫星过境时间(2005 年 10 月 31 日)。图 2 为用本文方法计算的大气可降水量随时间变化情况(每 2 min 一次)。

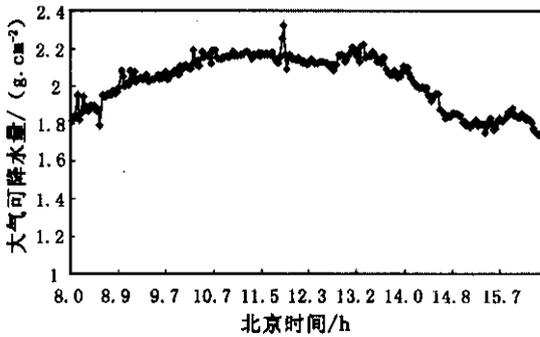


图 2 2005 年 10 月 31 日大气可降水量随时间的变化

经统计,2005 年 10 月 31 日大气可降水量平均值为  $2.03 \text{ g/cm}^2$ , Landsat-5 卫星过境时间为上午 10 32 左右,地基测量的大气可降水量为  $2.14 \text{ g/cm}^2$ , 这些结果对 TM6 热红外波段反演地表温度非常重要<sup>[1]</sup>。

从图 2 可看出,虽然实验时间在秋季,但大气可降水量的日变化较明显,相对变化幅度可达到 30% 以上。从图上还可以大致分析大气可降水量的日内变化规律:上午大气水汽呈增加趋势,而下午的水汽含量则开始下降。由于风场变化和大气环流运动,大气水汽含量会产生一定波动。

#### 3.2 误差源分析

定标系数是影响气溶胶光学厚度和大气水汽反演精度的主要因素<sup>[11]</sup>。利用 10 月 31 日观测数据对仪器进行了初步标定,发现定标结果和所提供的数据差别在 1% 以内,因此,认为采用的定标数据是可靠的。

大气模式是影响公式(4)中系数  $a$ 、 $b$  的重要因素。表 2 为用 MODTRAN 4.0 模拟的中纬度夏季、冬

表 2 三种大气模式下  $a$ 、 $b$  系数和相关系数

大气模式	$a$	$b$	$R^2$
中纬度夏季	0.711 5	0.57	0.998 7
中纬度冬季	0.715 1	0.552 7	0.998 3
热带大气	0.717 4	0.551 8	0.998 7

80° 不同大气可降水量所拟合的  $a$ 、 $b$  值和相关系数。

从表 2 可以看出  $a$ 、 $b$  值随大气模式变化影响较小,这表明仪器波段设计比较合理,本文采用的方法是可行的。

云是影响大气水汽反演的主要干扰因素,从图 2 可看出 2 min 一次的测量数据存在一定锯齿,可能是视场内出现薄云造成的。观测没有同步的云测量数据,只能通过人工判别或者平滑方法减少云的影响。

### 4 结论

(1) 结合多通道窄波段的非水汽吸收波段,利用 Angstrom 定律可计算出 936 nm 通道气溶胶光学厚度,针对 936 nm 水汽强吸收波段,结合 MODTRAN 辐射传输模型,利用改进的 Langley 法可求出大气可降水量。

(2) 即使在秋天,大气可降水量日内变化也较大,影响本方法水汽反演结果精度的主要干扰因素是云。

(3) 由于云对太阳辐射影响很大,在测量时应尽量进行同步的云量观测,以剔除云污染的数据。

致谢:感谢中国科学院遥感应用研究所柳钦火老师和顾行发老师小组成员在干烟洲实验的协作和帮助。

#### 参考文献

[1] 刘三超,张万昌. 张掖绿洲城市热效应的遥感研究[J]. 国土资源遥感, 2003(4): 17-21.

[2] 杨景梅,邱金桓. 用地面湿度参量计算我国整层大气可降水量及有效水汽含量方法的研究[J]. 大气科学, 2002, 26(1): 9-22.

[3] 张军华,刘莉,毛节泰. 地基多波段遥感西藏当雄地区气溶胶光学特性[J]. 大气科学, 2000, 24(4): 549-558.

[4] Reagan J A, Pilewskie P A, Scott-Fleming I C, et al. Extrapolation of Earth-based Solar Irradiance Measurements to Exoatmospheric Levels for Broad-band and Selected Absorption-band Observations[J]. IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens., 1987, 25(6): 647-653.

[5] Frouin R, Deschamps P Y, Lecomte P. Determination from Space of Atmospheric Total Water Vapor Amounts by Differential Absorption Near 940 nm: Theory and Airborne Verification[J]. J. Appl. Meteorol., 1990, 29: 448-460.

[6] 宋正方,魏合理,吴晓庆. 大气水汽红外遥感[J]. 环境遥感, 1996, 11(2): 130-137.

[7] 黄意玢,董超华. 用 940 nm 通道遥感水汽总量的可行性试验[J]. 应用气象学报, 2002, 13(2): 184-192.

[8] 胡秀清,张玉香,黄意玢,等. 利用太阳辐射计 940 nm 通道反

季和热带 3 种大气模式下,太阳天顶角从 0° 变化到

