

# 用 FY-1C 两个近红外太阳反射光通道的观测 数据反演水汽总含量\*

张弓 许健民 黄意玢

(国家卫星气象中心,北京 100081)

## 摘 要

FY-1C 极轨气象卫星扫描辐射仪第 10 通道的观测波长为  $0.90 \sim 0.965 \mu\text{m}$ , 位于弱水汽吸收区, 邻近的第 2 通道观测波长为  $0.84 \sim 0.89 \mu\text{m}$ , 位于大气窗区。该文根据 R. Frouin 提出的算法, 用 FY-1C 资料实现了近红外水汽吸收区和窗区两个通道联合反演水汽总含量。所用的反演关系式为  $r = \exp(B - A\sqrt{m})$ 。其中, 水汽吸收区与窗区两个通道的反射率之比  $r$  可以从卫星测值中求出; 在探空站所在的地方, 沿光路的水汽总含量  $m$  为已知量, 可以用统计方法求出系数  $A$  和  $B$ ; 在没有探空站的地方, 可以根据系数  $A$  和  $B$ , 用反演关系式求  $m$ 。影响系数  $A$  的因素主要是大气的温、压、湿廓线和仪器的通道响应函数, 影响系数  $B$  的因素是地表反射率。由于这些对反演关系式中的系数取值有影响的因素随时间和地点有变化, 对不同地区和时段的探空站分别进行统计, 得到不同的系数进行反演, 取得了较好的效果。另外, 还用质量控制手段控制了定位误差可能带来的影响。独立样本真实性检验表明, 反演值和探空测值之间的偏差约为  $15\% \sim 20\%$ , 相关系数在  $90\%$  以上。

关键词: FY-1C 气象卫星 水汽总含量 太阳反射光通道

## 引 言

水汽是地球大气的一种微量成分。其含量随时间和空间变率很大。水汽体积混合比的变化范围一般在  $0\% \sim 4\%$  之间, 最大可达  $7\%$ <sup>[1]</sup>。水汽在红外区的某些波段对辐射有强烈的吸收, 通过吸收, 水汽使地面射出辐射不能逸出到外空, 而是贮存在大气层。所以, 水汽是一种重要的温室气体。在大气的温度变化范围内, 水汽是唯一可以发生相变的成分。随着大气温度、压力的变化, 水汽的相态可以发生变化, 生成雨、雪、云、雾等天气现象, 同时向大气释放热量; 云、雾消散时, 又从大气吸收热量。通过这样的热力过程, 水的相变影响着大气的运动。大气中以不同相态存在的水与辐射之间, 还存在着更复杂的相互作用。一旦水汽凝结成云, 大气的辐射性质立即发生变化。不同性质的云, 其辐射性质差异很大。水汽特有的这些物理性质, 它对大气热力、动力过程的影响, 它对形成天气现象的作用, 以及它特别大的时空分布变率, 使监测水汽的工作在天气和气候研究中占有重要的位置<sup>[2]</sup>。

大气中的水汽绝大部分位于对流层最底部的边界层, 大气中水汽的总含量基本上是

\* 2002-06-10 收到, 2002-11-21 收到修改稿。

由边界层中水汽的含量决定的。因此,边界层水汽的监测是水汽分布监测的重点。然而,其中含有大气中大部分水汽的边界层,其温度与下垫面相差不大。从地物射出的热辐射,被边界层中的水汽吸收和再发射以后,其份额的改变也不会大。这就使得无论边界层中水汽的含量多还是少,从地物射出的热辐射在穿越边界层前后基本上保持不变。因此,用地物自身发射的红外热辐射,难以测量边界层中的水汽<sup>[3]</sup>。

R. Frouin 等<sup>[4]</sup>首先提出,可以利用太阳反射光为辐射源,通过近红外区中一个弱吸收区、一个窗区两个通道,测量大气中水汽的总含量。这种方法利用太阳反射光作为辐射源,从而避免了在边界层里当介质与辐射源温度相同时无法测得水汽这个问题。R. Frouin 等<sup>[4]</sup>还进行了飞机遥感实验,证实这种方法是可行的。黄意玢等曾计算过 940 nm 附近的水汽吸收对多个环境参数的敏感性,并且采用不同的通道组合作反演水汽总量的试验<sup>[5,6]</sup>。我国 FY-1C 星扫描辐射计已经设置了这样的观测通道。它的第 2、第 10 通道的特征如表 1 所示<sup>[7]</sup>。

表 1 FY-1C 星扫描辐射计第 2、第 10 通道的特征

通道	波长范围( $\mu\text{m}$ )	光谱特征	主要用途
2	0.84 ~ 0.89	近红外太阳反射光窗区	白天云图、植被
10	0.90 ~ 0.965	近红外太阳反射光水汽弱吸收区	对流层低层水汽

从表 1 可以看出,第 2 和第 10 通道都属于太阳反射光观测通道。其中第 10 通道在水汽的弱吸收区,第 2 通道在大气窗区。所以利用 FY-1C 的观测数据,可以实现 R. Frouin 等提出的大气低层水汽测量。

本项研究工作的目标是证实利用 FY-1C 星第 10 通道与第 2 通道联合观测大气中水汽总含量的可行性,探索算法中存在的问题,提出解决的办法。

## 1 物理原理

### 1.1 用水汽吸收区与窗区反射率之比反演水汽总含量的方程

在  $1 \mu\text{m}$  附近的近红外波段,从飞机或卫星上接收到的来自地物的辐射,主要是经过地气系统反射和散射的太阳辐射。在晴空陆地地区,由地表反射的直接太阳辐射,占该波段地物射出辐射的大部分;除了被地表反射的太阳辐射以外,分子散射、气溶胶散射,以及这些散射辐射在地表、海表和大气内的多次反射和散射,也对地物射出辐射有贡献。我们把它们统称为程辐射,用  $L_p$  表示。因此飞机或卫星上的传感器在某一波长  $\lambda$  所接收到的辐射可以表示为:

$$L(\lambda) = L_s(\lambda) \cdot T(\lambda) \cdot R(\lambda) + L_p(\lambda) \quad (1)$$

其中  $L_s$  是从大气外入射的太阳辐射,  $T(\lambda)$  代表沿太阳—地表—传感器光路的大气透射率,  $R(\lambda)$  为地表反射率。式中的第一项为地表反射项,第二项是程辐射。由于空气分子与气溶胶粒子和水汽一样,随着高度增加其密度迅速减少,所以程辐射主要来自低层大气,而且也受到水汽吸收的影响。即  $L_p(\lambda)$  本身就包含有大气中水汽含量的信息。

为了消除太阳对观测辐亮度谱分布的影响,同时将绝对测量问题变为相对测量问题,

在可见光与近红外波段常采用叫做反照率的物理量描述地气系统的特征。它的定义为:

$$\alpha(\lambda) = L(\lambda) / L_S(\lambda) \quad (2)$$

由公式(1)和(2)得到:

$$\alpha(\lambda) = T(\lambda) \cdot R(\lambda) + L_P(\lambda) / L_S(\lambda) \quad (3)$$

### 1.2 程辐射与反射项成比例的假定

在  $1 \mu\text{m}$  附近分子散射可以忽略。程辐射主要由气溶胶的散射辐射组成,其中包括一次散射和多次散射。在晴空,而且能见度较高(如大于  $20 \text{ km}$ )的情况下,散射辐射又以一次散射的贡献为主。因此 B.C. Gao 等<sup>[8]</sup>假定:在气溶胶较少,如能见度大于  $20 \text{ km}$  的情况下,在  $1 \mu\text{m}$  附近,程辐射可以认为与反射项成比例。若比例常数取为  $k$ ,则式(3)变为

$$\alpha(\lambda) = T(\lambda) \cdot R(\lambda) + k \cdot T(\lambda) \cdot R(\lambda) = c \cdot T(\lambda) \cdot R(\lambda) \quad (4)$$

$$c = 1 + k \quad (5)$$

在式(4)中,反照率  $\alpha$  可以由观测得到,待求未知量(水汽总含量)包含在沿光路的大气透过率  $T(\lambda)$  中。因此问题归结为两个:第一是如何求出式(4)中的另一个未知量地表反射率  $R(\lambda)$ ,从而可以求出  $T(\lambda)$ ;第二是如何从  $T(\lambda)$  中求出水汽总含量。

### 1.3 用水汽吸收区与窗区的反射率之比代替单个通道的反射率

对于第一个问题,R. Frouin 等<sup>[4]</sup>提出,虽然  $0.940 \mu\text{m}$  附近的地表反射率难以直接观测,但是可以在  $0.940 \mu\text{m}$  附近的窗区另外选一个观测通道,如  $0.865 \mu\text{m}$  或  $1.040 \mu\text{m}$ ,将水汽吸收区与窗区两个通道的反射率相比较,求出其比率。这样就避免了对单个通道反射率作绝对测量的问题。水汽吸收区与窗区两个通道的反射率之比  $r$  表示为:

$$r = \frac{\alpha(940)}{\alpha(865)} \quad (6)$$

将公式(4)代入公式(6),可以得到:

$$r = \frac{c(940) \cdot T(940) \cdot R(940)}{c(865) \cdot T(865) \cdot R(865)} \quad (7)$$

假定  $0.940 \mu\text{m}$  附近地表反射率随波长近似为线性变化:

$$b = \frac{R(940)}{R(865)} \quad (8)$$

则式(7)变为:

$$r = \left| \frac{c(940)}{c(865)} \right| \cdot \left| \frac{T(940)}{T(865)} \right| \cdot b = K \cdot \left| \frac{T(940)}{T(865)} \right| \quad (9)$$

式(9)中

$$K = b \cdot \left| \frac{c(940)}{c(865)} \right| \quad (10)$$

$K$  为比例系数。它计入了地表反射率的线性变化和气溶胶的消光。

假定  $0.865 \mu\text{m}$  通道的透过率为  $100\%$ ,式(10)变为:

$$r = K \cdot T(940) \quad (11)$$

$$T(940) = r / K \quad (12)$$

$r$  通过弱水汽吸收区和窗区两个通道测值的比求出。求准确的条件是对这两个通道进行

高质量的相对定标。 $K$ 是常数。所以第一个问题化为求两个通道上的地表反射率之比。

#### 1.4 两个通道的反射率之比与水汽总含量的关系

第二个问题是通过吸收带的透过率求水汽总含量。对于中等光谱分辨率的问题,较合适的透过率模式是 Malk mus 带模式<sup>[8]</sup>:

$$T(\Delta\omega) = \exp\left[-\pi\Gamma/2\Delta\omega \cdot \left|\sqrt{1+4S\Delta\omega m/\pi\Gamma}-1\right|\right] \quad (13)$$

式中  $\Delta\omega$  为光谱区间,  $\Gamma$  为谱线的平均半宽度,  $S\Delta\omega$  为谱线的平均线强,  $m$  为吸收成分含量。

从公式(11)、(13)式分析,水汽通道与窗区通道的反照率之比  $r$  随水汽吸收成分含量  $m$  变化的趋势大体是:  $r$  随  $m$  的平方根呈负指数变化。所以通道的反照率之比  $r$  可以表示为:

$$r = \exp(B - A\sqrt{m}) \quad (14)$$

式(14)中  $m$  为沿卫星观测光路的水汽含量。 $r$  可由卫星测值得到。用  $\theta_s$  和  $\theta_v$  分别表示获取  $r$  值那一时刻的太阳天顶角和卫星观测天顶角<sup>[8]</sup>, 当  $\theta_s$ 、 $\theta_v$  不太大的时候(如不大于  $60^\circ$ ), 则垂直大气柱的水汽含量可近似表达为:

$$U = \frac{m}{\left|\frac{1}{\cos\theta_s} + \frac{1}{\cos\theta_v}\right|} \quad (15)$$

所以只要求出  $m$ , 垂直大气柱的水汽含量  $U$  可以用公式(15)推出。

#### 1.5 以测站探空观测为辅助,用统计方法求大气中的水汽总含量

用 940 nm 卫星观测值推算整层大气水汽含量的关键在于求出式(14)中的系数  $A$  和  $B$ 。

$A$  和  $B$  可以用统计方法求出。在探空站所在的地方,垂直大气柱的水汽含量  $U$  是已知量,用  $U$  可以求出沿卫星观测光路的水汽含量  $m$ 。 $r$  当然也是已知量。用公式(14),在探空站所在地方进行统计,可以求出系数  $A$  和  $B$ 。最后用  $A$  和  $B$  两个系数作为已知量,又可以推算出图像上其它地方的水汽总含量  $U$ 。

## 2 误差因素分析和为减少误差所采取的措施

### 2.1 传感器定标误差的影响

仪器直接测量的是辐射能量值,然后利用辐射能量的比值导出水汽含量。因此,仪器的定标精度将影响反演水汽的精度。Y. J. Kaufman 等认为,当仪器的定标精度为 1% 或更好时,相应的水汽反演误差可以达到 2%~4%<sup>[21]</sup>。但是,对于实际仪器而言,定标精度较高时也只能达到 3%~5%。现在讨论定标系数的变化对反演结果的影响。定标公式写为:

$$a = x \cdot N + \beta \quad (16)$$

式中  $N$  为观测计数值,定标得到的斜率为  $x$ ,截距为  $\beta$ 。表 2 为 1999~2000 年辐射校正场外定标的结果<sup>[9]</sup>。

表 2 1999 ~ 2000 年辐射校正场外定标的结果<sup>[9]</sup>

时间 (年-月-日)	通道 2 定标系数		通道 10 定标系数	
	斜率( $\chi$ )	截距( $\beta$ )	斜率( $\chi$ )	截距( $\beta$ )
1999-07-07	0.0892	- 0.9821	0.0902	- 1.0820
2000-09-20	0.1072	- 1.1795	0.1094	- 1.3121

从表 2 可以看出, FY-1C 仪器的定标系数在一年之内发生了较大的变化。由式(6)可以求出每个观测像元水汽通道与窗区两个通道的反照率之比  $r$  为:

$$r = \frac{a(940)}{a(865)} = \frac{\chi_{10} \cdot N_{10} + \beta_0}{\chi_2 \cdot N_2 + \beta_2} \quad (17)$$

公式(17)中变量的含义前面已经注解过,变量的下标为通道序号。式(17)中,  $\chi_{10} \cdot N_{10} \gg \beta_0$ ,  $\chi_2 \cdot N_2 \gg \beta_2$ 。因此,定标系数中的截距  $\beta$  对通道反射率之比  $r$  的影响是不大的。式(17)可以简写为:

$$r = \frac{\chi_{10} \cdot N_{10}}{\chi_2 \cdot N_2} \quad (18)$$

为了考察定标系数的变化以及将定标公式简化对通道反射率之比计算结果的影响,我们将通道 10 和通道 2 的典型观测计数值 150 和 202,分别用 1999 年 7 月 7 日和 2000 年 9 月 20 日的定标系数,以公式(17)和(18)代入,计算出这两个通道的典型反射率之比。计算结果列在表 3 中。

表 3 水汽通道与窗区两个通道的典型反照率之比  $r$  的计算结果

时间(年-月-日)	用公式(17)算出的通道反射率之比 $r$	用公式(18)算出的通道反射率之比 $r$
1999-07-07	0.73	0.75
2000-09-20	0.73	0.758

从表 3 中我们看到,无论用公式(17)还是用公式(18)进行计算,水汽吸收区与窗区两个通道典型反照率之比的计算结果都有很好的时间连续性。再来考察表 2,从 1999 年 7 月 7 日到 2000 年 9 月 20 日定标系数已经发生了很大的变化。但是 1999 年 7 月 7 日  $\chi_{10}/\chi_2 = 0.988$ , 2000 年 9 月 20 日  $\chi_{10}/\chi_2 = 0.981$ , 两者相当一致。另外,用简化公式(18)与全公式(17)算出的通道反照率之比的差别大约为百分之二。以上事实说明:两个通道间的相对定标变化不大,它们的通道反射率之比也就变化很小,简化公式(18)也是可以用的。

## 2.2 温 压 湿廓线,云和气溶胶的影响

由于吸收带的形状依赖于温度,所以同样多的水汽处于不同温度时,吸收辐射的量是不同的。B. C. Gao 等预计由于大气温、压、湿廓线不准确带来的误差不超过 5%<sup>[31]</sup>。Lorentz 加宽依赖于气压,大气压随高度增加单调下降,因此仪器视场内的地面气压或高程可以影响反演精度。

大部分水汽处于云层以下,有云层存在时,云下的反射辐射被云遮挡,在计算模型中没有计入,致使估算的水汽含量偏低。Y. J. Kaufman 等认为由此造成的误差与图像内的云量有关<sup>[2]</sup>。另外,云区所在像元下垫面的反射率偏离地表反射率,对计算结果也有影响。

在气溶胶较少,如能见度大于 20 km 的情况下,可以认为在  $1 \mu\text{m}$  附近程辐射项与反射项成比例。这是用通道反射率之比反演水汽总含量的基本假定。但是,在气溶胶很多时这个假定不成立。这也是误差来源之一。

考虑到以上可能带来误差的因素,为了减少误差,本项研究工作取 2000 年 6~7 月这一特定季节的探空及卫星资料作为样本,按区域对样本分别统计系数  $A$  和  $B$ ,以消除由于在不同地点,大气廓线差别较大带来的误差,这样做也可以消除地表反射率随地点不同引起的误差。

由于近红外通道对于云而言是不透明的,所以必须进行云检测,利用第 4 第 5 红外通道计算地面亮温,将它与该日期的地面温度观测报告做比较,亮温高于地面气温视为无云。

为了在反演中避免气溶胶的影响,用同时间同地点地面报表资料中的能见度观测作为气溶胶含量的一个指标。当能见度小于 20 km 时,这一天的样本不参与统计。

### 2.3 定位误差的影响

如引言中所述,大气中水汽含量的空间变化率是很大的,所以如果卫星资料的定位精度不高,探空资料与卫星资料在空间上不匹配,就可能造成较大的计算误差。为了抑制定位不准所造成的误差,在数据处理中采用了对像元求平均的算法。取探空站所在地点周围  $15 \times 15$  像元的区域内对图像进行平均处理;以 3 个像元为步长,将  $15 \times 15$  像元组成的区域分为 25 个子区域,对每个子区域求平均,分别反演水汽总含量。然后对 25 个子区域反演出的水汽总含量求标准差。若标准差大于某一阈值,则意味着此地水汽总含量的空间梯度很大。在这个地方,定位的偏差可能会造成较大的影响,这个探空站的数据不参与系数  $A$  和  $B$  的统计。下面以敦煌站为例,说明采取这个措施以后的计算结果。

图 1 是站号为 52418 敦煌站的统计结果。在图 1 中,纵坐标为通道反射率之比  $r$  的自然对数值,横坐标为沿整个光路的水汽总含量。图 1a、b、c 的区别就是所取的标准差门槛值不同。所得统计结果的相关系数也不同。标准差门槛值越严格,统计结果的相关系数越高。图 1a 标准差门槛最大(最不严格)为 0.1,统计结果的相关系数为 60%;图 1b 标准差门槛为 0.05,统计结果的相关系数为 91%;图 1c 标准差门槛最小(最严格)为 0.04,统计结果的相关系数为 97%。敦煌站的统计结果表明,采用区域标准差,可以有效地过滤掉水汽总含量空间梯度大时,定位不准可能带来的计算误差。

### 2.4 地表反射率的影响

将公式(7)与(14)联立,得:

$$\left| \frac{c(940) \cdot R(940)}{c(865) \cdot R(865)} \right| \cdot \left| \frac{T(940)}{T(865)} \right| = |\exp(B)| \cdot |\exp(-A \sqrt{m})| \quad (19)$$

式(19)等号的左右两端都是乘式。其中乘数  $\left| \frac{T(940)}{T(865)} \right|$  代表大气透过率,乘数  $|\exp(-A \sqrt{m})|$  代表沿光路的水汽总含量。这两个量的物理意义是相同的。被乘数  $\left| \frac{c(940) \cdot R(940)}{c(865) \cdot R(865)} \right|$  代表地表反射率。由此我们可以推论,被乘数  $|\exp(B)|$  的物理意义也与地表反射率有关。也就是说,地表反射率会造成系数  $B$  的变化。

我国地形复杂多样,各地区的地表反射率有很大差异,地表反射率随季节变化也很

大。如果把不同地区、不同季节的数据放在一起统计,对整幅图像都采用相同的系数进行水汽总含量反演,可能会造成较大偏差。表 4 是对个别探空站分别统计所得的水汽总量反演系数  $A$  和  $B$ 。

表 4 个别探空站分别统计所得的水汽总量反演系数  $A$  和  $B$

站号	站名	系数 $A$	系数 $B$	站号	站名	系数 $A$	系数 $B$
51463	乌鲁木齐	-0.25	0.17	50527	呼伦贝尔	-0.22	0.12
51777	若羌	-0.19	0.05	50745	齐齐哈尔	-0.23	0.12
52323	马鬃山	-0.23	0.10	50953	哈尔滨	-0.27	0.22
52418	敦煌	-0.24	0.14	54161	长春	-0.21	0.09
52533	酒泉	-0.24	0.11	54135	通辽	-0.21	0.03
52652	张掖	-0.24	0.12	54218	赤峰	-0.23	0.08
52681	民勤	-0.27	0.17	54342	沈阳	-0.19	0.05
53068	二连浩特	-0.23	0.09	54337	锦州	-0.16	-0.01
53614	银川	-0.24	0.10	54401	张家口	-0.23	0.14
53845	延安	-0.22	0.13	57083	郑州	-0.20	0.00
53772	太原	-0.20	0.05	57127	汉中	-0.17	-0.03
57036	西安	-0.20	0.06	58238	南京	-0.18	-0.03
56029	玉树	-0.20	0.17				

从表 4 中对个别探空站分别统计所得的系数来看,斜率  $A$  的可变性并不很大,最大值为 0.27,最小值为 0.16。而截距  $B$  的可变性相当大,最大值为 0.22,最小值为 -0.03。本节中前面的分析已经指出,截距  $B$  与地表反射率关系密切。因为长江以南地区经常有云覆盖,有效样本很少,以上的分析主要依据东北、华北、西北地区的站点得出。

为了尽可能减少把地表反射率有很大差异的样本放在一起统计对计算结果的影响,我们把探空资料样本划分为几个不同的区域和时段,分别对通道反射率之比以及沿整个光路的水汽总含量两个物理量作统计回归,求出不同区域和不同时间段的系数  $A$  和  $B$ 。根据各地区的地理情况并参照以上个别探空站点的统计结果,自北向南分成 5 块:

①  $33^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ ,  $100^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{E}$ : 该区域北边是内蒙古高原西部,海拔在 1000 ~ 2000 m,地表起伏和缓多为戈壁和沙漠,如腾格里沙漠,毛乌素沙地都在此区域内,西边是青藏高原的东端,东边是吕梁山与太行山,南边有岷山、秦岭和大巴山,中间是黄土高原。

②  $40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$ ,  $110^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ : 是内蒙古高原东部。东边是大兴安岭,森林茂密,西部是广阔的草原。海拔在 1000 m 上下,地势起伏和缓。

③  $40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$ ,  $120^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ : 该区域的西边是大兴安岭,东边是小兴安岭和长白山,都是我国重要的林区,中间地带有嫩江、松花江与辽河,形成土壤肥沃的东北平原。

④  $33^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ ,  $115^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ : 该地区大约处于长城以南、淮河以北,西起太行山一线、东至黄、淮河入海口和山东半岛。

⑤  $30^{\circ} \sim 33^{\circ} \text{N}$ ,  $105^{\circ} \sim 112^{\circ} \text{E}$ : 该地区处于淮河与长江之间。北边是大巴山,南边是川东北的丘陵,东边有武当山和巫山,西部是四川盆地的东北部。

对 2000 年 6 ~ 7 月每个区所有的样本进行了回归分析,求出逐区回归系数如表 5 所列:

表 5 2000 年 6~7 月分区统计所得的水汽总量反演回归系数  $A$  和  $B$ 

	斜率 $A$	截距 $B$
1 区	- 0.24	0.11
2 区	- 0.20	0.04
3 区	- 0.23	0.12
4 区	- 0.20	0.02
5 区	- 0.18	- 0.02
全部	- 0.20	0.08

### 3 独立样本真实性检验

#### 3.1 偏差

用 2001 年 5 月 20 日至 30 日的卫星和探空观测资料对反演结果进行了独立样本检验,图 2 是独立样本真实性检验所得反演结果偏差。在图 2 中,纵坐标为整层水汽总含量,横坐标为观测样本序号。观测样本依用探空资料算出的水汽总含量为排序的依据,即靠近图左侧的样本探空测得的水汽总含量较低,靠近右侧较高。图 2 中有 4 条曲线:其中自左向右单调上升的曲线为探空测得的水汽值;蓝色曲线为使用单个探空站点的资料计算出的系数反演所得的水汽值,其偏差为 16%;红色曲线为使用分区资料计算出的系数反演所得的水汽值,偏差为 17%;绿色曲线为使用全国统一资料计算出的系数反演所得的水汽值,其偏差为 22%。由图 2 可见,由于全国各地的天气情况与地表状况差别很大,全国使用同一系数反演所造成的偏差较大。用分区系数使反演结果有了改进。但使用单个探空站点的资料计算出的系数与使用分区系数反演出的结果大致相当。这说明,在同一地区内使用几个站点作为样本,已经大致可以代表本区的大气与地表状况,此时反演偏差的主要来源已经不再是大气或地表状态的差别。

#### 3.2 相关

用同一组独立样本做了相关性检验。图 3 是独立样本真实性检验所得反演结果与实况之间的相关系数。图 3 中纵坐标为探空测得的水汽总含量,横坐标为反演所得的水汽总含量。图 3a 中的反演水汽值是用分区系数算出的,相关系数为 0.9013;图 3b 中的反演水汽值是用单站系数算出的,相关系数为 0.9164。

#### 3.3 反演水汽的水平分布

图 4a、b 分别为用 2001 年 5 月 13 日的探空资料算出的水汽实况(作为真值)与反演值。从图 4 中可以看出,真值与反演值两张图的大体形势是一致的,相应的高值区和低值区也能对应。而图 4b 比图 4a 显示出水汽总含量分布的更多细节。例如,在图 4b 左下角有一个高值区,这个高值区在图 4a 中没有。高值区位于喜马拉雅山南麓的平原地区,那里是地球上年降水量最多的地区之一,但是没有探空资料,我们认为反演图更加合理。

## 4 结 论

本文利用 FY-1C 资料具体实现了用太阳反射光通道遥测大气中水汽的总含量的算

法,并用独立样本与探空资料进行了比对,检验了反演结果。得出的主要结论如下:

(1) 用 FY-1C 资料中近红外水汽吸收区和窗区两个通道测值,可以反演出大气水汽总含量。反演关系式为  $r = \exp(B - A\sqrt{m})$ 。其中,  $r$  可以从卫星测值中求出;在探空站所在的地方,  $m$  可以用探空资料求出,用统计方法求出系数  $A$  和  $B$ ;在没有探空站的地方,根据系数  $A$  和  $B$  用反演关系式求出  $m$ 。

(2) 影响系数  $A$  的因素主要有大气温、压、湿廓线和仪器的通道响应函数,影响系数  $B$  的因素是地表反射率。

(3) 由于这些对反演关系式中的系数取值有影响的因素随时间和地点有变化,所以针对特定的地区和时段分别进行统计,采用不同的系数进行反演,取得了较好的效果。

(4) 用质量控制手段控制了定位误差可能带来的影响。

(5) 独立样本检验表明,反演值和探空测值之间的偏差约为 15% ~ 20%,相关系数在 90% 以上。

## 参 考 文 献

- 1 许绍祖. 大气物理学基础. 北京:气象出版社,1993.18.
- 2 Kaufman Y J, Gao B C. Remote sensing of water vapor in the near-IR from EOS-MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 1992, **30**(5): 871 ~ 884.
- 3 Weldon R B, Holms S T. Water vapor imagery interpretation and applications to weather analysis and forecasting. NOAA Technical Report NESDIS No.57, 1991.
- 4 Frouin R, Deschamps P Y, Lecomte P. Determination theory and airborne verification. *J. Appl. Meteor.*, 1990, **29**(6): 448 ~ 460.
- 5 黄意玢,董超华,刘志权,等. 940 nm 水汽通道反射率计算. *应用气象学报*, 2002, **13**(4): 413 ~ 421.
- 6 黄意玢,董超华. 940 nm 通道遥感水汽总量的可行性试验. *应用气象学报*, 2002, **13**(2): 184 ~ 192.
- 7 董超华,章国材,邢福源,等. 气象卫星业务产品释用手册. 北京:气象出版社,1999.218.
- 8 Gao B C, Goetz A F H. Column atmospheric water vapor and vegetation liquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *J. Geophys. Res.* 1990, **95**(D4): 3549 ~ 3564.
- 9 张玉香,胡秀清,戎志国,等. FY-1C 和 FY-2B 卫星遥感器可见光通道在轨辐射定标. 中国遥感卫星辐射校正场 2000 年敦煌青海湖场地综合试验成果文献. 北京:国家卫星气象中心, 2001.133.

## REMOTE SENSING OF TOTAL COLUMN PERCEPTIBLE WATER VAPOR WITH TWO SUN REFLECTANCE CHANNELS OF FY-1C SATELLITE

Zhang Gong Xu Jianmin Huang Yibin  
(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

Remote sensing of the total column perceptible water vapor with the imaging spectrometer on the FY-1C polar orbiting satellite is realized based on the algorithm suggested by R. Frouin et al. (1990). With the two sun reflectance channels (a water absorption channel and a window channel), the total column perceptible water vapor is derived. The water absorption channel is at the wavelength of 0.90 to 0.965  $\mu\text{m}$ , and the window channel at 0.84 to 0.89  $\mu\text{m}$ . The basic formula used is:  $r = \exp(B - A\sqrt{m})$ . In the formula,  $r$ , the ratio of observation values between the water absorption channel and the window channel, is known. At the locations around radiosonde stations, the total water vapor amount along the observation path is also known. Coefficients  $A$  and  $B$  can be derived by means of the statistic method. At other locations far from radio sonde stations,  $m$  is calculated with coefficients  $A$  and  $B$ . Factors affecting  $A$  are the atmospheric profiles of temperature, pressure and humidity and the channel response function of the imaging spectrometer. The factor affecting  $B$  is the surface reflectance. Those factors are time- and location-related. Statistic calculation is performed respectively at different time periods and locations. The possible errors that otherwise may be introduced from the incorrect navigation of the images are limited by the quality control measure. Reality examination with independent radiosonde samples shows that the bias is about 15% to 20%, and the correlation coefficient is above 90%.

**Key words:** FY-1C meteorological satellite Total column perceptible water vapor Sun reflectance channel