

气象卫星的红外遥测及反演

(二)

中国科学院大气物理研究所 编著

科学出版社

气象卫星的红外遥测及反演

(二)

中国科学院大气物理研究所 编著

科学出版社

1979

内 容 简 介

本论文集讨论气象卫星利用红外方法遥测大气中水汽含量和气温的问题。共有七篇文章,分别讨论了遥测大气湿度垂直分布的问题,水汽总含量的单通道遥测和反演,低分辨率红外通道遥测气温垂直分布的问题,还讨论了与气象卫星遥测问题有关的大气光谱及红外透过率的计算问题,并给出了一些计算结果。可供设计工作参考,也可供卫星气象、大气遥测的研究和实际工作以及教学工作参考。

气象卫星的红外遥测及反演

(二)

中国科学院大气物理研究所 编著

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1979年7月第一版 开本:787×1092 1/16

1979年7月第一次印刷 印张:7

印数:0001—6,020 字数:154,000

统一书号:13031·1061

本社书号:1490·13—15

定价:1.10元

前 言

自从人造地球卫星发射成功以来,世界各国都十分注意气象卫星的发展。实践也充分表明,利用气象卫星获得的全球气象资料,不论是在监视和预报天气方面还是在大气科学研究方面正在发挥越来越重要的作用。但气象卫星和常规仪器探测不同,只能在大气层之外对大气进行间接遥测,需要通过一定的方法(即所谓反演)将遥测得到的辐射量进行变换,才能求得气象要素。因此,为了接收和使用气象卫星获得的气象资料(包括国外卫星资料),为了发展我国的气象卫星事业,都需要开展多方面的研究工作,例如遥测通道的选择问题,遥测资料的反演问题,大气中有关吸收气体的光谱特性问题,等等。

在气象卫星上使用红外技术对大气状态进行遥测,目前用得比较多,也比较成熟。在《气象卫星的红外遥测及反演(一)》中,我们已讨论过大气温度垂直分布的遥测问题和反演方法,本集仍以红外遥测为对象,是1973—1974年我们研究工作的部分结果,侧重讨论大气湿度的遥测问题和大气吸收气体的红外光谱及透过率的计算问题。

本集共收有七篇文章。“遥测大气湿度分布的红外通道选择”一文,讨论水汽(湿度)垂直分布遥测通道的选择,给出可供使用的通道;同时还指出了目前国外有关研究中存在的问题。“水汽总含量的单通道遥测”提出了在气象卫星上用—个红外通道遥测水汽总含量的通道选择,并给出了由辐射量反演水汽总含量的具体方法和数值计算结果。“红外测温低分辨率通道的选择及温度廓线的反演”讨论了在低分辨率仪器条件下遥测大气温度垂直分布的问题,给出了反演方案和数值计算结果。在气温遥测通道的选择及其气温垂直分布的反演中都要用到二氧化碳气体的有关光谱资料,因此本集最后几篇文章讨论了二氧化碳15微米和4.3微米带的光谱资料、透过率的计算方法以及有关大气红外传输的问题,所列计算结果可供有关工作参考。

卫星气象学尚比较年轻,我们从事这方面研究工作的时间还比较短,理论水平和实践知识都有限,不妥当和错误之处在所难免,希望读者提出宝贵意见。

目 录

遥测大气湿度分布的红外通道选择·····	张道民、李崇银、曾庆存(1)
水汽总含量的单通道遥测 ·····	李崇银、曾庆存(10)
红外测温低分辨率通道的选择及温度廓线的反演 ·····	袁重光(20)
大气中二氧化碳红外吸收带透过率的计算·····	袁重光、黄荣辉、刘瑞芝(23)
二氧化碳 15 微米及 4.3 微米转振光谱带的谱带强度、谱线强度及谱线位置 ·····	周凤仙、黄荣辉(60)
大气中二氧化碳 15 微米红外吸收带 Q 支吸收系数的一种计算方案及计算结果 ···	黄荣辉、刘瑞芝(87)
可见光和红外辐射在大气中的透过率 ·····	周凤仙(99)

遥测大气湿度分布的红外通道选择

张道民 李崇银 曾庆存

利用红外方法遥测大气温度的垂直分布目前已在气象业务中使用,红外方法遥测大气湿度垂直分布的试验也已取得成功。这两种方法都是利用物质与辐射场相互作用的规律性来进行气象量的遥感探测,但两者有质的差别。红外测温法是在已知吸收物质(例如二氧化碳)的空间分布条件下,通过所测量的射出辐射量间接推算温度垂直分布;而在红外测湿的时候,是在已知物质空间的温度分布条件下,通过对射出辐射量的探测间接推算出辐射物质(水汽)的垂直分布。

对于红外测温和红外测湿的原则差别,国外一些研究者并未充分注意到,他们笼统地把温度遥测问题和湿度遥测问题等同起来,总是把关于温度遥测中的方法硬搬到湿度遥测上去。曾庆存关于大气温度和湿度红外遥测问题的研究中指出了两者的差别,提出了湿度分布红外遥测的一些特殊问题。

在测温问题中,辐射传递方程可以写成

$$I_{\nu} = I_{\nu s} \tau_{\nu s} + \int_0^{\infty} B_{\nu}(\zeta) \frac{\partial \tau_{\nu}}{\partial \zeta} d\zeta \quad (1)$$

其中 ν 表示遥测通道(波数), I_{ν} 为卫星上测得的某通道的辐射量, $B_{\nu}(\zeta)$ 为普朗克函数, $\tau_{\nu}(\zeta)$ 为由 ζ 高度至卫星所在高度间的透过率, $\zeta = \ln \frac{p_s}{p}$,脚标“s”表示海平面值。上式右端第一项表示地表辐射经过大气吸收后到达卫星的辐射量,第二项表示大气辐射经过大气自身吸收后到达卫星的辐射量。可以看到,如果吸收物质存在并且分布为已知,即 $\frac{\partial \tau_{\nu}}{\partial \zeta}$ 可视为已知,只要吸收物质有吸收作用(非全透明),总有 $\frac{\partial \tau_{\nu}}{\partial \zeta} \neq 0$,则气体自身的辐射总可以提供出关于温度分布 $B_{\nu}[T(\zeta)]$ 的信息,红外遥测温度也就总是可能的。

对于水汽垂直分布的遥测问题,辐射传递方程可写成

$$I_{\nu} = [I_{\nu s} - B_{\nu}(0)] \tau_{\nu s} + B_{\nu}(\infty) - \int_0^{\infty} \tau_{\nu}(\zeta) \frac{\partial B_{\nu}(\zeta)}{\partial \zeta} d\zeta \quad (2)$$

若地面近于黑体,则上式右边第一项近于零,因此水汽垂直分布的信息 $q(\zeta)$ 就只包含在积分号下的透过率 $\tau_{\nu}(\zeta)$ 中。由(2)式可见,只有当 $\frac{\partial B_{\nu}(\zeta)}{\partial \zeta} \neq 0$ 时, I_{ν} 才能提供 $\tau_{\nu}(\zeta)$ 的信息,也就是说遥测辐射物质垂直分布的问题是有条件的,只有在 $\frac{\partial T}{\partial \zeta} \neq 0$ 的条件下才有可能利用不同通道的辐射测量求出不同高度的 $\tau_{\nu}(\zeta)$,即求出水汽垂直分布 $q(\zeta)$ 。在实际大气中,对流层内绝大多数情况下都有 $\frac{\partial T}{\partial \zeta} < 0$,这就使红外法遥测湿度垂直分布成为实际可能。

本文基于红外测湿与测温的差别,并考虑大气中水汽垂直分布的一般概况,具体地就红外遥测通道问题进行了一些讨论。

一、水汽垂直分布的统计分析

利用红外方法遥测大气中水汽垂直分布,首先遇到的问题是需要几个参数,即用几个通道进行遥测才能较好地描写出水汽垂直分布的特征。对此我们就实际大气中水汽的垂直分布进行一些统计分析。

大气中水汽的分布比较复杂,时空变化也比较大,但大部分水汽集中在对流层中下层,随高度迅速减少,平流层水汽甚少。作为初级近似,一般可以将对流层中水汽的垂直分布写成指数的形式:

$$q(p) = q_s \left(\frac{p}{p_s} \right)^\gamma \quad (3)$$

其中 $q(p)$ 是气压为 p 的高度处水汽的混合比, q_s 和 p_s 分别为地面的混合比和气压, γ 为某一常数。不难看出,只要 q_s 已知,则水汽垂直分布就依赖于指数 γ , 如果由气候平均找到 γ 值,那么水汽垂直分布即可由(3)式极简单地表征出来。

我们对北京、上海、广州三个站冬季和夏季各90次探空资料进行了分析,用公式(3)在最小二乘意义上拟合实际探空的湿度曲线,从而求得每次探空的 γ 值。表1和表2分别给出了计算得到的冬季和夏季三个站的平均 γ 值和极端 γ 值。对于不同的地方和不同的季节,有不同的 γ 平均值。同时, γ 的极端值偏离平均值还不小,但它们为数不多,图1给出了北京冬季 γ 值的频谱分布,可以看到,绝大多数 γ 值还是在平均值附近,因此用平均 γ 值作已知参数来描写大气中的水汽垂直分布有一定意义,尤其是这种描写比较简单。图2给出了用平均 γ 值由(3)式算出的水汽垂直分布同实际探空曲线的比较,虽然不能反映水汽垂直分布的细微结构,但水汽分布的基本形式还是大致符合的。

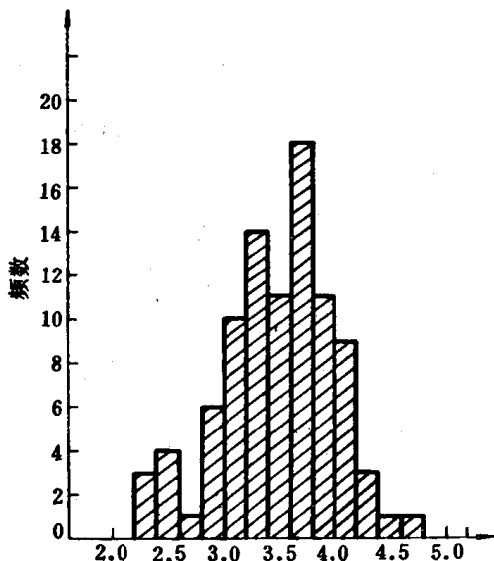


图1 北京冬季 γ 值的频谱分布

表1 冬季 γ 值

地 区	平 均 γ	最 大 γ	最 小 γ
北 京	3.50	4.70	1.47
上 海	3.06	4.43	1.00
广 州	3.62	6.32	2.05

表2 夏季 γ 值

地 区	平 均 γ	最 大 γ	最 小 γ
北 京	3.43	5.20	2.09
上 海	3.10	4.83	2.01
广 州	3.16	4.86	2.28

上面我们讨论了用一个参数描写水汽分布的问题,很显然,这种简单近似是很不够的,它没法反映水汽分布的复杂结构,而这种复杂结构对于天气变化来说往往是极有意义的。为了弄清需要几个参数才能较好描写水汽分布的复杂结构,我们用经验正交函数展开研究这个问题,即用北京、上海、广州冬夏季的各 90 次探空资料,在垂直方向上作正交展开。按照一般的统计方法,不难求得各种参数展开的相对方差 R , 均方根误差 σ 及离散度 d 。表 3 和表 4 分别给出了冬季和夏季北京、上海、广州三地区不同参数展开的结果。离散度 d 表示水汽混合比随时间变化的振幅; 相对方差 R 表示参数展开的相对误差; 比率 σ/d 表征参数表示法的(绝对)误差同离散度的比较,其值越小越好,否则,参数表示的误差同实际变化的振幅相当,参数表示也就无意义了。如果我们取 $R \leq 5\%$, $\sigma/d \leq 20\%$ 为标准,那么,由表中的数据不难看出,对于冬季,北京和上海只要 3 个参数即能较好地描写水汽垂直分布的特征,而广州要 4 个参数;对于夏季,北京需要 4 个参数,上海需要 4—5 个参数,广州需要 6—7 个参数方能较好地描写水汽垂直分布的特征。

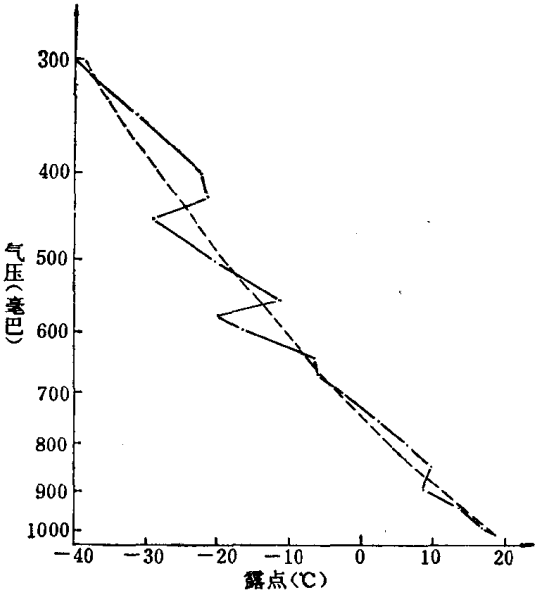


图 2 用平均 r 值和 (3) 式所算出的水汽分布与无线电探空资料的比较
—— 探空 ---- 取夏季平均 r 按 (3) 式算出

表 3 冬季水汽垂直分布的经验正交展开结果

参 数 个 数	地 区	北 京	上 海	广 州
	项 目			
三参数展开	$d(\text{克/克})$	0.56×10^{-3}	0.14×10^{-2}	0.18×10^{-2}
	$R(\%)$	2.1	3.8	5.5
	$\sigma(\text{克/克})$	0.81×10^{-3}	0.28×10^{-3}	0.42×10^{-3}
	$\sigma/d(\%)$	14.5	19.5	23.5
四参数展开	$R(\%)$	1.2	2.5	3.5
	$\sigma(\text{克/克})$	0.62×10^{-4}	0.22×10^{-3}	0.34×10^{-3}
	$\sigma/d(\%)$	11.1	15.9	18.7
五参数展开	$R(\%)$	0.8	1.7	2.1
	$\sigma(\text{克/克})$	0.49×10^{-4}	0.18×10^{-3}	0.22×10^{-3}
	$\sigma/d(\%)$	8.8	13.0	12.2
六参数展开	$R(\%)$	0.4	1.0	1.5
	$\sigma(\text{克/克})$	0.34×10^{-4}	0.14×10^{-3}	0.19×10^{-3}
	$\sigma/d(\%)$	6.1	9.8	10.3

表 4 夏季水汽垂直分布的经验正交展开结果

参数个数	项 目 \ 地 区	北 京	上 海	广 州
	d (克/克)	0.21×10^{-2}	0.21×10^{-2}	0.15×10^{-2}
三参数展开	R (%)	6.4	7.6	12.9
	σ (克/克)	0.53×10^{-3}	0.57×10^{-3}	0.54×10^{-3}
	σ/d (%)	25.2	27.4	35.9
四参数展开	R (%)	3.9	4.9	9.1
	σ (克/克)	0.41×10^{-3}	0.46×10^{-3}	0.45×10^{-3}
	σ/d (%)	19.8	21.9	30.1
五参数展开	R (%)	2.7	3.3	6.3
	σ (克/克)	0.34×10^{-3}	0.37×10^{-3}	0.38×10^{-3}
	σ/d (%)	16.3	18.0	25.1
六参数展开	R (%)	1.9	2.4	4.2
	σ (克/克)	0.29×10^{-3}	0.32×10^{-3}	0.31×10^{-3}
	σ/d (%)	13.7	15.4	20.5
七参数展开	R (%)	1.1	1.8	2.8
	σ (克/克)	0.24×10^{-3}	0.26×10^{-3}	0.25×10^{-3}
	σ/d (%)	11.5	12.7	16.6

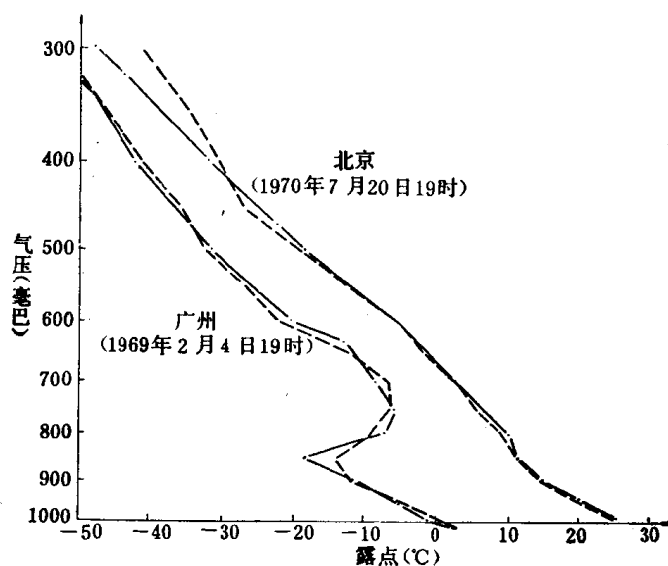


图 3 经验正交函数展开结果同无线电探空资料的比较

— · — · — 探空 - - - - - 4个参数展开

图 3 给出了用 4 个参数展开的广州 1969 年 12 月 4 日和北京 1970 年 7 月 20 日水汽垂直分布同无线电探空资料的比较,可以看出,用 4 个参数已经比较好地表现了水汽垂直分布的较复杂结构。但是对流层上层相差还比较严重,这是由于对流层上层水汽含量的

相对变化比较大所引起的。

根据上述分析,可以初步认为遥测水汽的垂直分布采用 4—6 个通道比较适宜。

二、关于“最佳信息层”

前面已指出,一些研究者没有充分注意到遥测大气温度分布和遥测大气湿度分布的原则差别,笼统地把两个问题等同起来。他们把测温法中的“有效辐射层”的概念完全照搬到测湿问题中来。在测温问题中,所谓“有效辐射层” ζ_v ,就是 $\frac{\partial \tau_v}{\partial \zeta}$ 的极大值所在的高度层,它表明通道 v 的辐射值 I_v 对 ζ_v 处的温度变化最敏感。然而在测湿问题中,由于水汽含量的信息包含在 τ_v 中,虽然也可以像在测温问题中那样计算“有效辐射层” ζ_v ,但辐射值并不对该处水汽变化最敏感,这时所谓“有效辐射层”就没什么意义。由公式(2)可见,对于测湿问题,权重函数是 $\frac{\partial B_v(T)}{\partial \zeta}$,因此,对于水汽含量来讲应该存在一个“最佳信息层” ζ^* ,即通道 v 的辐射测值 I_v^* 对于高度 ζ^* 处的水汽含量的变化最敏感。

前面曾经指出对于等温大气,无法用红外法遥测水汽垂直分布,因为任何通道都不反映水汽垂直分布的变化。根据“最佳信息层”概念也很清楚,在等温条件下, $\frac{\partial B_v(T)}{\partial \zeta} = 0$, 对水汽含量变化的“最佳信息层”都不存在。但是,在等温情况下“有效辐射层”却依然存在,如果仍按“有效辐射层”概念来遥测水汽垂直分布显然是有问题的。

取(2)的变分形式

$$\delta I_v = (I_{vs} - B_{vs})\delta \tau_{vs} - \int_0^\infty \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} \delta \tau_v(\zeta) d\zeta \quad (4)$$

同时取水汽透过率公式

$$\tau_v = \exp \left\{ -L_v^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} q(p) R(T) dp \right]^{m_v} \right\} \quad (5)$$

这里 L_v^* 为广义吸收系数; n_v 和 m_v 是与波数有关的常数; p 为气压, p_s 为海面气压; g 为重力加速度; $q(p)$ 为水汽混合比; $R(T)$ 为温度修正因子。

将(5)式引入(4)式,经过推演不难得到

$$\delta I_v = \int_0^\infty [K_{v1}^*(\zeta') + K_{v2}^*(\zeta')] \delta \ln q(\zeta') d\zeta' \quad (6)$$

其中 $K_{v1}^*(\zeta') + K_{v2}^*(\zeta') = K_v^*(\zeta')$ 称为核函数,而

$$K_{v1}^*(\zeta') = -\frac{L_v^* m_v p_s q_s}{g} (I_{vs} - B_{vs}) \tau_{vs} [M(p_s)]^{(m_v-1)} e^{-\left(\frac{n_v}{m_v} + r+1\right)\zeta'} R(T)$$

$$K_{v2}^*(\zeta') = \frac{L_v^* m_v p_s q_s}{g} e^{-\left(\frac{n_v}{m_v} + r+1\right)\zeta'} R(T) \int_0^{\zeta'} \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} \tau_v(\zeta) [M_v(\zeta)]^{(m_v-1)} d\zeta$$

这里 $M(p) = \int_0^p g^{-1} e^{\frac{n_v}{m_v} \ln \frac{p}{p_s}} q(p) R(T) dp$

$$q(p) = q_s \left(\frac{p}{p_s} \right)^r$$

在红外波段, $I_{\nu} \approx B_{\nu}$, $K_{\nu}^*(\zeta') \rightarrow 0$, 故有 $K_{\nu}^*(\zeta') \approx K_{\nu}^*(\zeta')$ 。如果 $\frac{\partial B_{\nu}(T)}{\partial \zeta} = 0$, 则 $K_{\nu}^*(\zeta') = K_{\nu}^*(\zeta') = 0$, 所有通道都不提供关于水汽含量及其分布的信息, 也就是说在等温大气中无法测水汽分布。这个结果与前面的分析完全一致。

核函数 $K_{\nu}^*(\zeta')$ 具有如下性质

$$\lim_{\zeta' \rightarrow 0} K_{\nu}^*(\zeta') = 0 \quad (7)$$

因为 $\tau_{\nu} \leq 1$, $\frac{\partial B_{\nu}(T)}{\partial \zeta}$ 一般有界, 则

$$\lim_{\zeta' \rightarrow \infty} |K_{\nu}^*(\zeta')| \leq \lim_{\zeta' \rightarrow \infty} \left\{ \frac{p_{\nu} L_{\nu}^* q_{\nu} m_{\nu}}{g} R(T) \left| \frac{\partial B_{\nu}}{\partial \zeta} \right|_{\max} \times [M_{\nu}(\zeta')]^{(m_{\nu}-1)} \right\} \times e^{-\left(\frac{n_{\nu}}{m_{\nu}} + \gamma + 1\right)\zeta'} = 0 \quad (8)$$

因此, $K_{\nu}^*(\zeta')$ 必在中间某层 ζ_{ν}^* 达到极值, ζ_{ν}^* 也就是前面提到的对水汽变化的“最佳信息层”。

为了更清楚地说明问题, 我们分别计算了几个通道的“有效辐射层”和“最佳信息层”, 即分别计算权重函数 $K_{\nu}(\zeta') = \frac{\partial \tau_{\nu}(\zeta')}{\partial \zeta'}$ 和 $K_{\nu}^*(\zeta')$ 。图 4 给出了计算结果。可以看到两者有显著差别, 不但“最佳信息层”比“有效辐射层”低, 而且 $K_{\nu}^*(\zeta_{\nu}) = 0$ 。

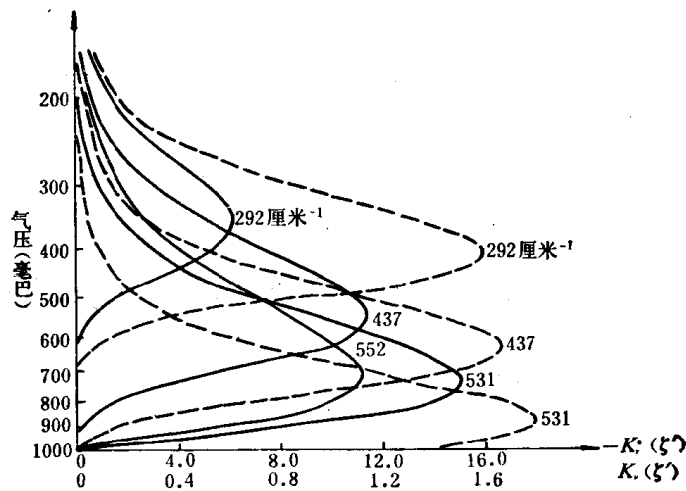


图 4 权重函数 $K_{\nu}(\zeta') = \frac{\partial \tau_{\nu}(\zeta')}{\partial \zeta'}$ 和 $K_{\nu}^*(\zeta')$ 的比较

$$\text{—— } -K_{\nu}^*(\zeta') \quad \text{----- } K_{\nu}(\zeta') = \frac{\partial \tau_{\nu}}{\partial \zeta}$$

从国外已有的卫星红外遥测湿度分布的实验结果来看, 大气低层水汽含量及分布测得不好, 误差较大。他们基于遥测温度中的“有效辐射层”概念, 企图去找“有效辐射层”更低的通道。他们的结论是: “要有更好的具有高分辨率的仪器, 以便能测量水汽吸收带的更弱部分的辐射(即选更透明的通道), 从而可以更准确地确定对流层底层的水汽含量。”根据“最佳信息层”概念和权重函数 $K_{\nu}^*(\zeta')$ 的分析, 可以清楚地表明, 红外法遥测大气底层的水汽含量本质上就是困难的, 在大气底层找不到对其水汽变化敏感的“最佳信息层”。因为 $\lim_{\zeta' \rightarrow 0} K_{\nu}^*(\zeta') = 0$, 在近地面层 $K_{\nu}^*(\zeta')$ 总是很小, 不能提供该处水汽变化的可靠信

息;而在红外波段 $|I_{\nu} - B_{\nu}|$ 也很小, $K_{\nu}^*(\zeta')$ 亦不能提供大气低层水汽变化的可靠信息。从图 4 可以看到,即使是非常透明的通道 (552 厘米⁻¹), 其“最佳信息层”仍然在 800 毫巴以上,因此,尽管可以找到“有效辐射层”很低的通道,但并非真正对该层水汽变化最敏感,实际上也就不可能有好的效果。

三、湿度垂直分布的遥测通道

根据“最佳信息层”的计算,可以大体上选出一组通道,但是,为了有效地应用通道,获得最大的信息量,就要求所选取的 M 个通道间最好不存在相关。

设已选出 M 个通道,并没有标准化乘子 ξ , 如果 M 个通道相关,则其条件为

$$\left| \sum_{i=1}^M \xi_i dI_i \right| = \left| \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^M \xi_i K_i(\zeta') \delta \ln q(\zeta') d\zeta' \right| \leq \varepsilon \quad (9)$$

其中 ε 为辐射测量的误差。

利用希瓦茨 (Schwartz) 不等式

$$\left| \int_a^b f(x) g(x) dx \right| \leq \left| \int_a^b g^2(x) dx \right|^{1/2} \times \left| \int_a^b f^2(x) dx \right|^{1/2}$$

则

$$\left| \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^M \xi_i K_i(\zeta') \delta \ln q(\zeta') d\zeta' \right| \leq \left| \int_0^{\infty} [\delta \ln q(\zeta')]^2 d\zeta' \right|^{1/2} \times \left| \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^M \xi_i K_i(\zeta') \right]^2 d\zeta' \right|^{1/2}$$

而

$$\int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^M \xi_i K_i(\zeta') \right]^2 d\zeta' = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M [K_i(\zeta') K_j(\zeta') d\zeta'] \xi_i \xi_j > 0$$

二次型为正定型,而且有最小值 $\lambda_{\min}$, 而 $\lambda_{\min}$ 就是由 $\int_0^{\infty} K_i(\zeta') K_j(\zeta') d\zeta'$ 所组成的方阵

$$A = \begin{pmatrix} \int_0^{\infty} K_1(\zeta') K_1(\zeta') d\zeta', & \int_0^{\infty} K_1(\zeta') K_2(\zeta') d\zeta', & \dots, & \int_0^{\infty} K_1(\zeta') K_M(\zeta') d\zeta' \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \int_0^{\infty} K_M(\zeta') K_1(\zeta') d\zeta', & \int_0^{\infty} K_M(\zeta') K_2(\zeta') d\zeta', & \dots, & \int_0^{\infty} K_M(\zeta') K_M(\zeta') d\zeta' \end{pmatrix}$$

的最小特征值, ξ_i 为 $\lambda_{\min}$ 所对应的特征向量。因此,通道相关性的充分判据为

$$\tilde{q}(\zeta') \lambda_{\min}^{1/2} \leq \varepsilon \quad (10)$$

其中

$$\tilde{q}(\zeta') = \left\{ \int_0^{\infty} [\delta \ln q(\zeta)]^2 d\zeta \right\}^{1/2}$$

为了计算通道相关性判据,我们可以取近似

$$\begin{aligned} \tilde{q}(\zeta') &\approx \left\{ \int_0^{\infty} \left[\frac{\delta q(\zeta)}{\bar{q}(\zeta)} \right]^2 d\zeta \right\}^{1/2} \\ &= \left\{ \int_0^{\zeta_1} \left[\frac{\delta q(\zeta)}{\bar{q}(\zeta)} \right]^2 d\zeta + \int_{\zeta_1}^{\infty} \left[\frac{\delta q(\zeta)}{\bar{q}(\zeta)} \right]^2 d\zeta \right\}^{1/2} \\ &\approx \left\{ \int_0^{\zeta_1} \left[\frac{\delta q(\zeta)}{\bar{q}(\zeta)} \right]^2 d\zeta \right\}^{1/2} \end{aligned} \quad (11)$$

其中 ζ_i 为对流层顶高度, $\bar{q}(\zeta)$ 为各层上的平均水汽混合比。若取 $\frac{dq(\zeta)}{\bar{q}(\zeta)} = 1 - \frac{1}{5}$ (实际大气中, 广州冬季 500 毫巴处 $\frac{dq}{\bar{q}} = 0.46$, 上海冬季 500 毫巴处 $\frac{dq}{\bar{q}} = 0.69$), 并假定仪器误差 ε 的数值变化在 1.2—0.5 尔格。由(10)和(11)式不难求得对应的 $\lambda_{\min}$ 的值, 表 5 给出了计算结果。可以看出, 对于给定的仪器误差 ε , 水汽的相对变化 $(dq(\zeta)/\bar{q}(\zeta))$ 愈小, 则要测出这一变化所要求的最小特征值 $\lambda_{\min}$ 愈大, 即对通道独立性的要求愈高; 如果对一组通道的独立性条件放宽(即 $\lambda_{\min}$ 变小), 要测出同一水汽变化, 则要求仪器有较高的探测精度。

表 5

$\lambda_{\min}$ ε	$dq/\bar{q}$	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2
1.2		0.89	1.10	1.39	1.81	2.47	3.56	5.60	9.88	22.23
1.0		0.62	0.76	0.96	1.26	1.71	2.47	3.86	6.86	15.44
0.8		0.40	0.48	0.62	0.81	1.10	1.58	2.47	4.39	9.88
0.6		0.22	0.27	0.35	0.45	0.62	0.89	1.39	2.47	5.60
0.5		0.15	0.19	0.24	0.31	0.43	0.62	0.96	1.72	3.86

前面的分析曾指出, 要能较好描写热带大气中水汽垂直分布的特征, 需有 5—6 个数, 即应有 5—6 个通道来进行遥测。但是, 也正如前面所指出的, 任何通道都反映不出大气低层水汽的变化特性, 因而 6 个通道与 4 个通道反映水汽垂直分布的变化没有根本改变, 而且通道多了彼此间的相关性又较厉害。因此, 实际上以用 3—4 个红外通道来遥测水汽垂直分布为好。

在中纬度一般水汽分布条件下, 例如取 (3) 式中 $q_s = 5.2$ 克/千克, $\gamma = 3.5$, 我们进行了一系列通道的权重函数 $K^*(\zeta')$ 的计算, 也进行了各种通道组合的 $\lambda_{\min}$ 值的计算。基于上述各种考虑我们选取了如下四组通道:

第一组 531, 368, 310, 250.5 厘米⁻¹

第二组 531, 368, 310, 288 厘米⁻¹

第三组 531, 368, 404 厘米⁻¹

第四组 531, 368, 286 厘米⁻¹

每个通道的宽度均近于 5 厘米⁻¹。根据这几组通道的权重函数 $K^*(\zeta')$ 所计算的最小特征值 $\lambda_{\min}$ 如表 6 所示。将这些数值同表 5 中的值相对照, 以第一组和第三组通道较好, 但是, 250.5 厘米⁻¹ 和 404 厘米⁻¹ 两个通道处吸收系数随波长的变化较复杂, 不但吸收系数可靠性差, 而且探测仪器的制造也会有困难。因此, 第二组和第四组通道实际上还更合适一些。

表 6 四组通道的 $\lambda_{\min}$ 值

通道组别	1	2	3	4
$\lambda_{\min}$	3.18	1.97	10.36	9.90

上述各组通道的权重 $-K^*(\xi')$ 函数分布如图5和图6所示。由图可以看到 $\bar{\nu} = 531$ 厘米 $^{-1}$ 是红外遥测水汽分布的基本通道, $\bar{\nu} = 531$ 厘米 $^{-1}$ 波段在遥测中有其重要的地位;同时,尽管通道宽度已比较小,但权重函数分布曲线仍然比较“宽”,空间分辨率比较差,因此必然影响到遥测精度。

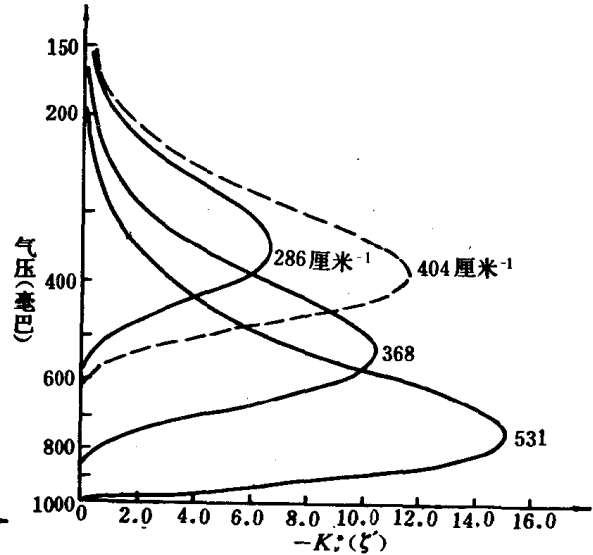
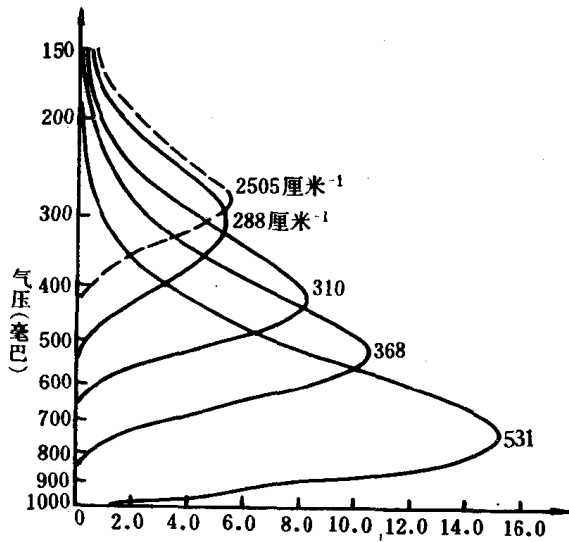


图5 第一和第二组通道的权重函数 $-K^*(\xi')$ 图6 第三和第四组通道的权重函数 $-K^*(\xi')$

由于水汽红外辐射光谱的复杂性,以及大气中水汽含量和分布时空变化比较大,虽然现在已有不少关于红外遥测大气水汽含量的研究和试验,但要获得十分令人满意的结果还需进行大量的工作。

参 考 文 献

- [1] 曾庆存: 大气红外遥测原理, 科学出版社, 1974。
- [2] 李崇银、曾庆存: 水汽总含量的单通道遥测, 本集刊。
- [3] Smith, W. L. and Howell, H. B.: Vertical distributions of atmospheric water vapor from satellite infrared spectrometer measurements, *J. Appl. Meteo.*, 1971, Vol. 10, No. 5.
- [4] Smith, W. L.: Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere, *Appl. Opt.*, 1970, Vol. 9, No. 9.
- [5] Shen, W. C. and Smith, W. L.: Statistical estimation of precipitable water with SIRS-B water vapor radiation measurements, *Monthly Weather Rev.*, 1973, Vol. 101, No. 1.

水汽总含量的单通道遥测

李崇银 曾庆存

单位面积的整个大气柱内的水汽量,即水汽总含量,不但在一定意义上反映着大气的运动状况和天气的变化,而且对于精确地遥测大气温度的垂直分布有影响,在有关大气红外透过率的计算中也有重要作用。另一方面,遥测水汽总含量相对于遥测水汽垂直分布来说要简便一些,甚至一个通道便可实现,并且在用单个通道遥测总含量的同时,还可以获得水汽垂直分布的近似廓线。因此,探讨水汽总含量的单通道遥测问题有相当的实际价值。下面就介绍用单个水汽红外通道在卫星上遥测水汽总含量的有关问题和由辐射量遥测值反演总含量的方法。

一、水汽总含量的遥测

大气中的水汽不但能吸收太阳和地表的辐射,而且在水汽吸收带内大气自身也放射辐射,这种放射辐射既依赖于气温也依赖于水汽含量。因此,在气象卫星上遥测大气辐射亦可以推出水汽含量。在红外波段,水汽最重要的吸收带是振-转带(即 6.3 微米带)和转动带(18—50 微米)。由于 6.3 微米带水汽吸收特别强,在卫星上较难测到大气低层的辐射,或者说辐射测量较难反映大气低层的水汽含量,因此,目前在水汽含量的红外遥测中多用转动带通道。

在局地热量平衡和无散射假定下,辐射传输方程可以写成:

$$I_\nu = [B'_w - B_\nu(\zeta_s)]\tau_\nu + B_\nu(\infty) - \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_\nu(\zeta)}{\partial \zeta} \tau_\nu d\zeta \quad (1)$$

其中 I_ν 为卫星上中心波数为 ν 的通道所遥测的辐射量, $\tau = \ln\left(\frac{p_s}{p}\right)$ 是垂直坐标, p 表示气压, τ_ν 表大气透过率, $B_\nu(\zeta) \equiv B_\nu[T(\zeta)]$ 为普朗克函数,带下标 s 的量表示地面上的值, $B_\nu(\infty)$ 和 B'_w 分别为大气顶和地球表面的普朗克函数。

一般在红外波段 $B'_w - B_\nu(\zeta_s) \approx 0$, 故有

$$I_\nu = B_\nu(\infty) - \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_\nu(\zeta)}{\partial \zeta} \tau_\nu d\zeta \quad (2)$$

水汽含量[一般可用混合比 $q(\zeta)$ 表示]的信息包含在透过率 τ_ν 中,因此(2)式正好给出了辐射量 I_ν 与普朗克函数(或温度)及水汽含量的关系式。如果温度分布 $T(\zeta)$ 已知, $B_\nu[T(\zeta)]$ 和 $\frac{\partial B_\nu(\zeta)}{\partial \zeta}$ 也就可以视为已知,那么辐射量 I_ν 就仅是水汽含量的函数。

大气中的水汽主要集中在对流层,其含量随高度迅速递减,平流层中水汽含量极少。因而可以近似地将水汽垂直分布用指数

$$q(p) = q_s \left(\frac{p}{p_s} \right)^\gamma \quad (3)$$

来描写。这里 $q(p)$ 是气压为 p 的某高度处的水汽混合比, γ 为待定常数, q_s 和 p_s 分别为地面的混合比和气压。

如果我们在(3)中取 γ 的气候平均值作为已知参数, (2) 式中 I_ν 就仅与 q_s 有关, 只要在卫星上测得辐射量 I_ν , 则可以由公式(2) 求解出 q_s 来。有了 q_s , (3) 式便可给出大气中水汽的近似垂直分布, 单位截面上垂直气柱内的水汽总含量 W_s 则为

$$W_s = \int_0^{p_s} g^{-1} q(p) dp = \frac{p_s}{g} \frac{q_s}{(\gamma + 1)} \quad (4)$$

这里求得的总含量 W_s 只能是“等效总含量”, 就是对于辐射量来说, 它和实际总含量等效。

二、遥测通道的选择

前面已指出用一个红外通道遥测辐射量可以由辐射传输方程求解出大气的水汽总含量。那么, 这个遥测通道选在哪里为好, 而又以什么原则来选择通道呢? 文献[1] 中提出了以“误差放大系数”最小为选择通道的原则, 所谓“误差放大系数”最小, 就是在某一观测误差条件下, 该通道所求得的水汽总含量误差最小。

假定辐射量 I_ν 的遥测有误差 δI_ν , 反演结果必然就有误差 $\delta q_{s\nu}$ 与之对应, 这两者间有什么关系呢?

如果我们取水汽透过率计算公式为

$$\tau_\nu = \exp[-L_\nu^* W_\nu^*] = \exp\left\{-L_\nu^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s}\right)^{n_\nu/m_\nu} q(p) R(T) dp\right]^{m_\nu}\right\} \quad (5)$$

这里 g 是重力加速度, T 是温度, $R(T)$ 为温度校正因子, 我们取 $R(T) = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{b_\nu^*}$, L_ν^* , n_ν , m_ν 和 b_ν^* 是温度为 T_0 时的已知参数, 它们都随波数而变化, 文献[3] 中给出了 L_ν^* , n_ν 和 m_ν 的值, 而 b_ν^* 可参考[4] 中所给的数值, 其他符号同前。

根据(2)和(5)式, 则有

$$\begin{aligned} \delta I_\nu &= - \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_\nu}{\partial \zeta} (\delta \tau_\nu) d\zeta \\ \delta \tau_\nu &= \exp\left\{- \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s}\right)^{n_\nu/m_\nu} (q + \delta q) R(T) dp\right]^{m_\nu} L_\nu^*\right\} \\ &\quad - \exp\left\{- \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s}\right)^{n_\nu/m_\nu} q R(T) dp\right]^{m_\nu} L_\nu^*\right\} \\ &= \tau_\nu \{\exp[-(A_\nu)] - 1\} \\ &\approx \tau_\nu \{-A_\nu\} \end{aligned}$$

其中

$$\begin{aligned} A_\nu &\equiv L_\nu^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s}\right)^{n_\nu/m_\nu} (q + \delta q) R(T) dp \right]^{m_\nu} \\ &\quad - L_\nu^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s}\right)^{n_\nu/m_\nu} q R(T) dp \right]^{m_\nu} \end{aligned}$$

因为

$$\begin{aligned} & \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} (q + \delta q) R(T) dp \right]^{m_v} \\ & \approx \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} q R(T) dp \right]^{m_v} \left\{ 1 + m_v \frac{\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} \delta q R(T) dp}{\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} q R(T) dp} \right\} \\ A_v & \approx m_v L_{v0}^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} q R(T) dp \right]^{m_v-1} \times \int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} \delta q R(T) dp \end{aligned}$$

再取 $q(p) = q_s \left(\frac{p}{p_s} \right)^r$, 即 $\delta q(p) = \delta q_s \left(\frac{p}{p_s} \right)^r$, 则有

$$A_v \approx m_v \frac{\delta q_s}{q_s} L_{v0}^* \left[\int_0^p g^{-1} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{n_v/m_v} \left(\frac{p}{p_s} \right)^r q_s R(T) dp \right]^{m_v-1} = -m_v \frac{\delta q_s}{q_s} \ln \tau_v$$

$$\delta \tau_v \approx [\tau_v m_v \ln \tau_v] \frac{\delta q_s}{q_s}$$

$$\delta I_v \approx - \left\{ \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} [\tau_v m_v \ln \tau_v] d\zeta \right\} \frac{\delta q_s}{q_s}$$

$$\frac{\delta q_s}{q_s} = - \frac{1}{m_v \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} \tau_v \ln \tau_v d\zeta} \delta I_v = -K_v \delta I_v \quad (6)$$

(6)式就是辐射量的遥测误差同所求水汽含量误差间的关系式。我们称

$$K_v = \frac{1}{m_v \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} \tau_v \ln \tau_v d\zeta} \quad (7)$$

为“误差放大系数”。

如果取水汽透过率计算公式为

$$\tau_v = \exp \frac{-\beta L_v W \left(\frac{T}{T_0} \right)^{b_v} \left(\frac{p}{p_s} \right)^{-\sigma}}{\left[1 + \alpha \beta L_v W \left(\frac{p}{p_s} \right)^{-(1+\sigma)} \left(\frac{T}{T_0} \right)^{b_v} \right]^{1/2}} \quad (8)$$

则类似地可以得到“误差放大系数”为

$$K'_v = \frac{1}{\frac{1}{2} \int_{\zeta_s}^{\infty} \frac{\partial B_v}{\partial \zeta} \tau_v \ln \tau_v d\zeta} \quad (9)$$

公式(8)中的 α, β 和 σ 为已知参数, 对于水汽转动带和 6.3 微米带各有不同的值; w 为水汽光学质量, 单位是克⁻¹; L_v 为广义吸收系数; b_v 为温度校正指数, 其他符号同前。

国外在整个研究测湿过程中, 都是将测温的一套办法照搬过来, 因此以所谓权重函数 $\frac{\partial \tau_v}{\partial \zeta}$ 的分布来选择通道, 并认为通道愈透明, 有效辐射层(权重函数最大的高度)愈低, 就能较准确测出低层大气的水汽含量, 从而也就能较准确测出大气的水汽总含量。但是正