

地对空微波遥感水汽垂直廓线的方法

薛永康 黄润恒 周秀骥

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文介绍了地对空微波遥感中,随机取样法和0.618法对求解晴空和云天大气中水汽垂直廓线的应用。并介绍了用正交化方法考察通道相关性和挑选通道的原理。用这些方法对北京地区的258个样本作了数值试验。

一、水汽垂直廓线的求解方法

近年来,地对空微波遥感大气温度和水汽分布在国内外日益为人们所重视,并得到了广泛的应用。本文讨论了地对空水汽垂直廓线探测的若干问题。

在局地热力平衡条件下,晴空大气的微波波段的地对空水汽遥感探测方程是

$$T_{b\lambda} = \int_{P_s}^0 T(p) k_{\lambda} \sec \theta e^{-\int_{P_s}^p k_{\lambda} \sec \theta p' dp'} dp \quad (1)$$

$$k_{\lambda} = \frac{k_{H_2O} Q}{g} f + \frac{k_{O_2}}{pg} \quad (2)$$

其中 $T_{b\lambda}$ 是地面接收到的波长 λ 的微波辐射亮度温度, T, p, Q, f 分别是大气的温度、压力、饱和比湿、相对湿度, P_s 是地表压力, g 是重力加速度, k_{H_2O} 和 k_{O_2} 分别是水汽和氧气在波长 λ 的吸收系数。在低仰角时, (1) 式还需考虑作地球曲率订正。

在已知 M 个通道的亮度温度辐射值后, 我们可以取满足这些辐射亮度的水汽分布的条件数学期望 f_M 作为 (1) 的解。

$$f_M = \int \cdots \int_{0 \leq f_1, \dots, f_N \leq 1} f p(f/T_{b\lambda}) df_1 \cdots df_N \quad (3)$$

其中 M 维向量 $T_{b\lambda}$ 表示 M 个通道接收的亮度温度, N 维向量 f 表示待求的 N 层水汽的相对湿度, $p(f/T_{b\lambda})$ 是当 $T_{b\lambda}$ 已知时, f 处于某个值的条件概率密度函数。

可以证明, 当估计量 $\hat{f}$ 取 f_M 时, 估计量 $\hat{f}$ 的均方误差阵的值

$$E(f - \hat{f})(f - \hat{f})^*$$

达到极小。

为了得到 f_M , 我们采用随机取样法。即在计算机上模拟产生一定数量的水汽分布, 将其代入 (1) 后, 计算其亮度温度与真实亮度温度之差, 对于亮度温度差小于一定判据的分布求平均, 就得到 f_M 的渐近数值解。运用该方法, 在空对地遥感大气水汽分布的数值

试验中取得了有效的结果^[1],而在地对空遥测中,由于地面水汽值可以实际测量,不仅可以选用这个信息为初值,而且在整个随机取样的过程中可以以此作为地面层随机取样区间的中心,从而提高求解的精度和效率。

二、通道相关性检验和通道选择

我们在求解水汽廓线的数值试验中,用了北京地区 1970 年到 1975 年晴空条件下的气象资料。图 1 和图 2 画出了北京夏季几个通道的亮度温度随天顶角的变化和核函数图。由图可见,在地对空水汽遥测中,各通道的相关性很大。在数值试验中,我们发现观测角度的增加或在 22 千兆赫波段内通道频率的增加并不能给反演精度的提高带来预想的效果。但由于核函数的峰值都在地面,给相关性的判别和通道的挑选带来一定的困难。因此,我们试图在水汽的遥感中,以正交化的方法对通道的相关性作定量的考察,并对通道进行挑选。

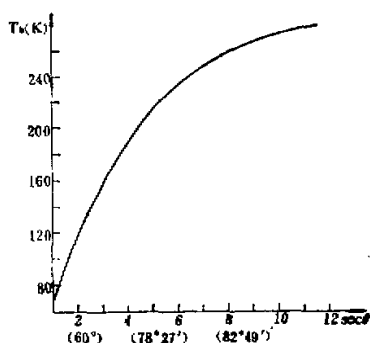


图 1 北京夏季气候平均亮度温度随测量角度的变化

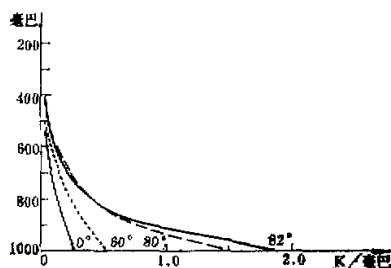


图 2 北京夏季 22.2 千兆赫不同天顶角的核函数

1. 正交化方法检验相关性的原理和方法

为了下面叙述方便,我们先对相关性的一般概念作简要的介绍。

设有 M 个向量 $T_{bi}, i = 1, 2, \dots, M$, 行列式

$$\det((T_{bi}, T_{bj})) \quad i, j = 1, \dots, M,$$

称为向量系 $T_{b1}, \dots, T_{bM}$ 的 Gram 行列式,记作 $G[T_{b1}, \dots, T_{bM}]$. 其中 (T_{bi}, T_{bj}) 表示向量 T_{bi}, T_{bj} 的内积。

为了用 Gram 行列式的值来衡量向量系 $T_{b1}, \dots, T_{bM}$ 的相关性,以 $\max_i \|T_{bi}\|$ 除以各向量,使向量系中各向量的最大长度为 1,这时 Gram 行列式的值恒在 0 与 1 之间。为方便起见,以下对各向量仍用原来记号。

定义 若 Gram 行列式

$$G[T_{b1}, \dots, T_{bM}] \leq \varepsilon \quad (4)$$

则称向量系 $T_{b1}, \dots, T_{bM}$ 为 ε -线性相关。这里的 ε 是一正小数。

对一组线性独立向量系 $T_{b1}, \dots, T_{br}$, 设 $\sum_{i=1}^r \alpha_i T_{bi}$ 为向量 T_{br+1} 在 $T_{b1}, \dots, T_{br}$ 所张的线性子空间中的最佳逼近向量, 令

$$h = E[T_{br+1}/T_{b1}, \dots, T_{br}] - T_{br+1} - \sum_{i=1}^r \alpha_i T_{bi}, \quad (5)$$

则

$$\|h\|^2 = \min_{\alpha_i} \left\| T_{br+1} - \sum_{i=1}^r \alpha_i T_{bi} \right\|^2. \quad (6)$$

根据 Gram 行列式的性质, 可证^[2]

$$\|h\|^2 = G[T_{b1}, \dots, T_{br+1}] / G[T_{b1}, \dots, T_{br}]. \quad (7)$$

因此, 若 $\|h\|^2 \leq \varepsilon$, 因为 $G[T_{b1}, \dots, T_{br}] \leq 1$ 则 $G[T_{b1}, \dots, T_{br+1}] \leq \varepsilon$, 即向量系 $T_{b1}, \dots, T_{br+1}$ 为 ε -线性相关.

当 $T_{b1}, \dots, T_{br}$ 为一组正交向量基时, 很容易证明, $\alpha_i = (T_{bi}, T_{br+1})$ $i = 1, \dots, r$ 时的线性组合 $\sum_{i=1}^r \alpha_i T_{bi}$ 就是向量 T_{br+1} 在 $T_{b1}, \dots, T_{br}$ 中的最佳逼近.

如果已知 N 个样本的 M 个通道的辐射亮度温度, 则这些资料组成了 M 个 N 维向量,

$$T_{bi}^* = (T_{bi1}, \dots, T_{biN}), \quad i = 1, \dots, M, \quad (8)$$

我们先以 $\max_i \|T_{bi}\|$ 去除以各向量, 并仍记为 T_{bi} . 然后从 M 个向量中挑选出 L 个线性独立向量, 组合产生 L 个标准正交基, $\tilde{T}_{bi}, j = 1, \dots, L$. 如果对剩下的 $M - L$ 个向量中的任意一个向量 T_{bq} , 有

$$\left\| T_{bq} - \sum_{i=1}^L \alpha_{iq} \tilde{T}_{bi} \right\|^2 \leq \varepsilon \quad (9)$$

则表示 T_{bq} 与这 L 个正交基 ε -线性相关. 这些通道的辐射亮度温度值可以在允许误差的范围内以组成正交基的 L 个通道的亮度温度值表出, 也就是在 M 个通道中至多有 L 个独立信息.

在实际计算中, 由于我们是用亮度温度的绝对误差作判据, 所以并不需要用 $\max_i \|T_{bi}\|$ 去除以各向量. 同时计算中采用欧氏范数. 计算步骤如下.

为便于识别, 记已知的 M 个向量为 $T_{bi}^{(0)}, i = 1, \dots, M$.

(1) 确定第一个正交基 $T_{b1}^{(1)}$

挑选在待求的高度上核函数有峰值, 信息量大的通道的亮度温度向量作为第一个正交基.

(2) 对正交基进行归一化处理

$$\tilde{T}_{b1}^{(1)} = T_{b1}^{(1)} / \|T_{b1}^{(1)}\|, \quad (10)$$

(3) 对剩下的各向量进行正交化

$$\begin{aligned} T_{bi}^{(2)} &= T_{bi}^{(1)} - r_{1i} \tilde{T}_{b1}^{(1)} \\ r_{1i} &= (\tilde{T}_{b1}^{(1)}, T_{bi}^{(1)}), \quad i = 2, \dots, M, \end{aligned} \quad (11)$$

(4) 挑选下一个正交基. 因为 $T_{bi}^{(2)}$ 是 $T_{bi}^{(1)}$ 在 $\tilde{T}_{b1}^{(1)}$ 的直交子空间中的投影, 所以

$$\|T_{bi}^{(2)}\|^2 = E[T_{bi}^{(1)}/\bar{T}_{bi}^{(1)}] \quad (12)$$

就表现了 $T_{bi}^{(1)}$ 与正交基的相关程度。其数值越大, 则该向量在正交基的直交子空间中的投影越大。我们自然取数值最大的向量作为下一个正交基。

(5) 如发现有的向量

$$\|T_{bi}^{(2)}\| \leq \delta \quad (13)$$

则该向量与挑选出的正交基 ϵ -线性相关, 不再对它进行正交化运算。

$$\delta = \sqrt{N \times \epsilon^2}.$$

ϵ 为通道的允许误差。

(6) 重复(2)–(5)。直到正交化运算后的向量的最大长度小于 δ , 则过程终止。

供挑选的通道的数量, 可以根据微波辐射计的带宽或天线波瓣角来确定。也可以事先根据核函数的特性作出大致判断, 以减少计算量。由于第一个正交基的不同, 所选的通道可能略有不同。我们可以根据通道核函数的特点, 仪器的精度等因素确定若干通道作为第一个正交基, 然后再将这几组通道比较, 确定一组通道作为遥感通道。

2. 地对空水汽遥感通道的相关性检验

应用上节介绍的方法, 对频率为 19, 20, 21, 22.2, 25, 28, 31, 37.5 千兆赫, 天顶角为 $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 54^\circ, 56^\circ, 58^\circ, 60^\circ, 62^\circ, 64^\circ$ 以后每间隔 1° 直到 80° , 用(1)式对北京夏季的 77 个样本和北京冬季的 91 个样本, 在固定频率和固定角度的条件下, 计算了产生正交基的通道。

考虑了不同季节的特点和仪器的精度, 对于北京夏季的第一个正交基由 80° 和 0° 的辐射亮度温度产生, 对于北京冬季则由 80° 的亮度温度产生。此外还用北京夏季的 20 个样本计算正交基以资比较。

表 1 不同频率下产生正交基的通道

地区 季节	ϵ	第一个正交基	19GC	20GC	21GC	22.2GC	25GC	28GC	31GC	37.5GC	15GC
北京夏季	1K, 0.5K	80°	$80^\circ, 68^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 65^\circ$	$80^\circ, 62^\circ$	$80^\circ, 66^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	80°
	0.1K	80°	$80^\circ, 68^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 65^\circ$	$80^\circ, 76^\circ, 62^\circ$	$80^\circ, 66^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 69^\circ$
	1K, 0.5K	0°	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	0°
	0.1K	0°	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 74^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 74^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$	$80^\circ, 0^\circ$
北京夏季 20 个样本	0.1K	80°	$80^\circ, 68^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 65^\circ$	$80^\circ, 62^\circ$	$80^\circ, 66^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	$80^\circ, 68^\circ$	$80^\circ, 67^\circ$	80°
北京冬季	1K, 0.5K	80°	80°	80°	80°	80°	80°	80°	80°	80°	80°
	0.1K	80°	80°	80°	$80^\circ, 71^\circ$	$80^\circ, 68^\circ$	$80^\circ, 71^\circ$	80°	80°	80°	80°

由表 1 可见, 样本数变化相当大时, 产生正交基的通道并没有显著变化, 说明所得结

表 2 不同角度下产生正交基的通道(千兆赫)

地区 季节	σ	第一个 正交基	$0^\circ \sim 40^\circ$	50°	$54^\circ \sim 62^\circ$	$64^\circ \sim 71^\circ$	$72^\circ \sim 80^\circ$
北京 夏季	1K	22.2	22.2, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5
	0.5K	22.2	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5
	0.1K	22.2	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	21, 22.2 25, 37.5	19, 21, 22.2 25, 37.5	20, 21, 22.2 25, 37.5
北京 冬季	1K	22.2	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5
	0.5K	22.2	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5	22.2, 37.5
	0.1K	22.2	22.2, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5	22.2, 25, 37.5

果是稳定的。

我们用上述九个频率,在天顶角为 0° 和从 60° 起,每隔 2° 直到 80° 止,计算了产生正交基的通道,以综合考察各通道间的相关性。

表 3 不同频率和角度产生正交基的通道

季节	σ	第一个正交基	通 道 (千兆赫/天顶角)
夏	1K	22.2/80°	22.2/80°, 22.2/62°, 25/80°, 37.5/80°
	0.5K	22.2/80°	22.2/80°, 22.2/62°, 22.2/76°, 25/80°, 28/64°, 37/80°, 21/80°, 0.1K
	0.1K	22.2/80°	22.2/80°, 22.2/62°, 22.2/76°, 25/80°, 28/64°, 37/80°, 21/80°, 0.1K
季	1K	22.2/0°	22.2/80°, 22.2/0°, 25/80°, 37.5/80°
	0.5K	22.2/0°	22.2/80°, 22.2/0°, 22.2/74°, 25/80°, 20/72°, 37.5/80°, 21/80°
	0.1K	22.2/0°	22.2/80°, 22.2/0°, 22.2/74°, 25/80°, 20/72°, 37.5/80°, 21/80°
冬 季	1K	22.2/80°	22.2/80°, 37.5/80°
	0.5K	22.2/80°	22.2/80°, 37.5/80°, 25/80°
	0.1K	22.2/80°	22.2/80°, 37.5/80°, 25/80°, 22.2/80°

表 1 至表 3 中的计算结果表明,各通道间存在着很大的相关性。即使把不同频率和角度组合的通道放在一起,所能提供的独立信息也非常有限。由表 3 可见,就是离 22 千兆赫吸收带较远的 37.5 千兆赫的辐射亮度温度,也与 22.2 千兆赫的辐射亮度温度存在一定的相关性。因此,在地对空水汽遥感中,盲目地增加通道不会带来很大好处。

三、地对空水汽垂直廓线求解

我们用 22.2 千兆赫以扫角法对北京夏季 77 个样本和冬季 90 个样本作了数值试验。在试验中,我们对观测亮度温度加了标准差为 0.5K 的正态分布的随机误差,对温度廓线加了标准差为 1°K 的正态分布的随机误差。当计算得到的分布的计算亮度温度与真实亮度温度之差小于 1K 即停止随机取样。

随机取样过程中,我们仍分别以温度提供的对湿度的线性回归值为初值,和指数拟合为初值作廓线求解。在以回归值为初值时,我们将地面实测的湿度值与温度一起作为因

子来建立回归方程,从而提高初值的精度。解的相对误差见表4。表中所列的通道除专门注明以外,都是用22.2千兆赫作为遥感频率。

表4 水汽廓线求解的相对误差比较(%)

季节	初值情况	通 道	1000 毫巴	900 毫巴	850 毫巴	800 毫巴	700 毫巴	600 毫巴	到600毫巴的 总均方根差	到500毫 巴的总均 方根差
夏	回归	80°, 0°	0.2	13.9	14.3	14.3	16.5	32.0	0.0894	
	回归	80°, 62°	0.9	14.3	15.3	13.5	17.5	32.7	0.0908	
	回归	80°	0.9	14.5	15.1	13.9	17.5	33.8	0.0924	
	回归	80°, 60°, 40°, 0° 22.2GC 0°, 80°	1.3	13.9	16.4	13.0	16.2	33.7	0.0948	
	回归	21.5GC 0°, 80° 22.2GC 0°, 80°	0.2	13.1	15.0	13.9	17.4	34.9	0.0961	
季	回归	37.5GC 0°, 80°	0.4	8.2	12.4	13.4	15.7	25.9	0.0785	0.0807
	指数拟合	80°, 62°	0.2	14.0	17.4	14.3	19.8	36.4	0.0968	
	指数拟合	22.2GC 0°, 80° 37.5GC 0°, 80°	1.4	11.2	13.0	13.2	18.8	30.4	0.0839	0.0867
冬	回归	80°	2.0	20.2	22.8	16.7	22.1	39.9	0.075	
	回归	80°, 60°, 40°, 0°	2.2	19.3	21.2	17.3	24.9	40.0	0.076	
	回归	22.2GC 80° 37.5GC	4.2	18.6	18.9	16.8	23.9	36.0	0.069	0.072
	指数拟合	80°	1.0	18.0	14.3	17.7	19.9	25.9	0.067	
	指数拟合	80°, 60°, 40°, 0°	0.7	19.5	14.0	16.0	20.1	27.9	0.066	

由于600毫巴以上核函数的值很小,在以湿湿线性回归值为初值时,信息主要由初值提供,只用一个频率遥感时求解结果比初值改进很少,所以我们主要统计地面到600毫巴的结果。夏季和冬季的回归值的均方差从1000毫巴到600毫巴是0.136和0.115,从1000毫巴到500毫巴是0.140和0.113。

22千兆赫0°, 80°与62°, 80°的二组通道虽然后一组通道的信息量要略大于前一组通道,在未引入温度分布误差时,后一组的结果要略好于前一组,但由于温度分布的误差对后一组通道的影响要大,所以两者结果差不多。

相关通道的加入对求解的结果一般没有什么改善。表4中22.2千兆赫与21.5千兆赫的组合,由于这二个通道的相关性很高,所以对解没有什么改善。自然,由于随机取样的特点,一般来说对解也并不带来大的损害。而且由于我们是用统计的方法求线性独立通道,又采用欧氏范数,因此如果我们用略多于线性独立通道数的通道进行求解,结果仍有可能略有改善。

值得注意的是,22.2千兆赫和37.5千兆赫的组合不仅使解在1000到600毫巴有显著改善,而且在500毫巴处结果比初值也有提高。将这一组通道与22.2和21.5千兆赫相比,反映了通道选择的重要性。图3和图4中给出了二个求解的实例。

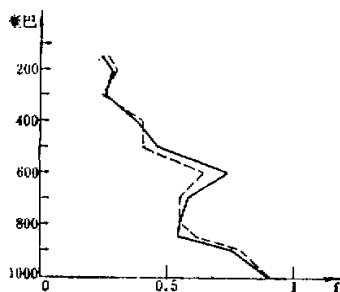


图3 北京1970年7月5日水汽廓线求解结果比较 实线——无线电探空值,虚线——计算值(通道为37.5, 22.2千兆赫,天顶角0°, 80°)

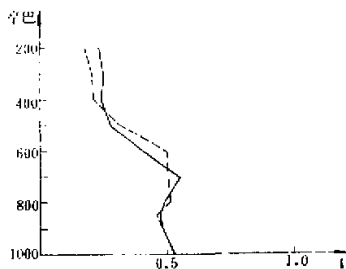


图4 北京1971年12月15日水汽廓线求解结果比较 实线——无线电探空值,虚线——计算值(遥测通道为22.2千兆赫,天顶角80°)

四、云天大气的地对空水汽遥感

1. 云天大气中亮度温度和频率、角度、含水量之间的关系

在满天云情况的地对空遥感时,微波波段的遥感探测方程是

$$T_{b\lambda} = - \int_{p_s}^0 T(p) \alpha_{\lambda} e^{\int_{p_s}^p (\alpha_{\lambda} + \sigma_c) \sec \theta dp'} \sec \theta dp, \quad (14)$$

其中

$$\alpha_{\lambda} = k_{\lambda} + k_{\text{cloud}}$$

k_{cloud} 是云的吸收系数, σ_c 是云的散射系数. 在我们使用的微波波段及非降水云情况下, 它的量级远小于 α_{λ} , 所以可以忽略. 同时, 云的吸收系数用 Staclin 公式^[3]

$$k_{\text{cloud}} = \frac{4.35 \times 10^{10.0122 \times (291 - T) - 11} \times M}{\lambda^2} \times \frac{-0.02929 \times T}{p}, \quad (15)$$

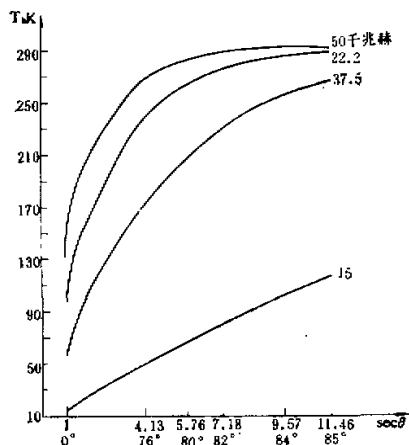


图5 不同频率的辐射亮度温度与天顶角的关系 (云位置在750—800毫巴,垂直云柱含水量500克/M²)

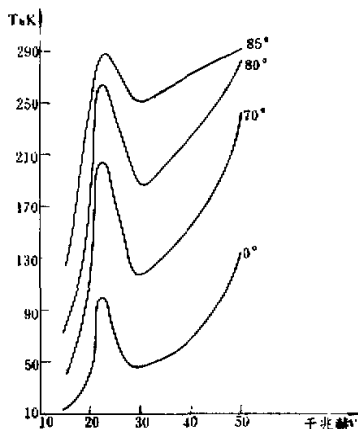


图6 不同天顶角的亮度温度随频率的变化 (云位置在650—700毫巴,含水量同上)

其中 M 为云中含水量密度。

根据上述公式,在图5和图6中给出亮度温度随天顶角和频率的变化。(云的参数见图说明)。

我们将利用前面介绍的反演水汽的方法,以及在云高确定以后,37.5千兆赫等频率的辐射亮度温度随含水量的增加而单调递增的特性,来综合反演云柱中总含水量和云层上下的水汽分布。

根据北京1970—1975年夏季的探空资料,我们取云量为10的探空样本180例。在求解数值试验中,假设云内相对湿度为100%,云内温度不变。我们以众数密度为0.15克/米³将含水量随机地分配到各个样本中去^[4,5]。

2. 云天大气中求水汽分布的交错迭代

我们考虑云的位置已知时的水汽廓线遥感,云的位置由其他方法确定。

当温度、水汽廓线已知时,由于37.5千兆赫的亮度温度随含水量的增加而单调递增,所以可以用0.618法^[6]来求出云中含水量。

先大致确定二个含水量密度值 M_a 和 M_b ,比如令 $M_a = 2$ 克/米³, $M_b = 0$ 。然后用公式

$$\begin{aligned} M_1 &= M_a + 0.618 \times (M_b - M_a) \\ M_2 &= M_a + 0.382 \times (M_b - M_a) \end{aligned} \quad (16)$$

确定两个新的含水量值,求出在这两个数值的亮度温度值,将这两个亮度温度值与真实亮度温度比较,舍弃差的,保留好的。再继续以公式(16)确定新的两个值,直到由 M_1 和 M_2 确定的亮度温度差小于0.5K,就停止试验。

在求云中含水量时,我们假定含水量密度为均匀分布,乘以云厚即得到液态总含水量,再与真实的云中液态含水总量比较。

对这种方法,我们分别三种情况来进行比较。(1)温度和湿度已知。(2)温度已知,湿度以回归值代入。(3)湿度用回归值,温度有标准差为1.5°K的随机误差。对这三种情况均计算了90个样本,结果如下表。

表5 0.618法计算含水量结果比较

频率千兆赫 相对误差%	51	37.5	31	22.2	15	10
类别						
温度、湿度无误差	1.1	1.1	1.9	5.4	8.1	3.6
温度无误差湿度等于回归值	23	25.9	34.2	119	33.0	49.8
温度有误差湿度等于回归值	23	26.3	35.0	152	34.8	54.9

51千兆赫和37.5千兆赫的误差虽然差不多,但由于51千兆赫可以探测的含水量范围小于37.5千兆赫,所以选用了37.5千兆赫作为遥感探测频率。

在数值试验中,对温度廓线加了均方根差为1°K的正态分布随机误差,对22.2千兆赫的亮度温度加了均方根差为0.5K的随机观测误差,对37.5千兆赫在云厚小于50毫巴

时加了 0.5K 误差,大于 50 毫巴加 1K 误差。我们以 37.5 千兆赫的 0°,60°,80° 的测量值求水汽分布。计算步骤如下。

(1) 以回归值为水汽分布的初值,用 37.5 千兆赫的亮度温度值,通过 0.618 法求得液态含水量。

(2) 以 22.2 千兆赫的 3 个角的辐射值,通过随机取样法求得水汽分布。此时控制地面值和云中上、下界分别以地面实测值和 100% 为取样中心。由于此时液态含水量误差还较大,所以取满足判据

$$\sqrt{\sum_{i=1}^3 (T_b - T_{bM})^2 / 3} < 3K \tag{17}$$

的 30 个样本,只求一次平均值,得到水汽分布。

(3) 再在新的水汽分布下,以 0.618 法求含水量。

(4) 用随机取样法求水汽廓线。液态含水量用 0.618 法求得的值。求解方法完全与晴空相同。

(5) 重复(3)和(4),进行交错迭代,直到(3)中前后两次确定的液态含水量密度值之差小于 0.01,则计算停止。

我们用 80 个样本建立回归矩阵,对 90 个样本进行了廓线求解。样本回归值的均方根差为 0.201。

考虑到云的位置可能有误差,我们又对云的上、下边界分别迭加了 0 至 ± 25 毫巴的均匀分布的随机误差,再进行廓线求解。下表列出了计算的结果。

表 6 云天大气求解水汽分布的相对误差

相对误差 类别	大气压 (毫巴)							水汽总量	液态含水量
		1000	900	800	700	600	500	均方根差 相对误差	相对误差
云位无误差		0.5	9.1	11.6	13.2	24.0	32.5	0.114	2.5%
云位有误差		0.5	10.0	12.9	12.1	30.0	34.6	0.121	6.3%

图 7 中给出了一个实例。

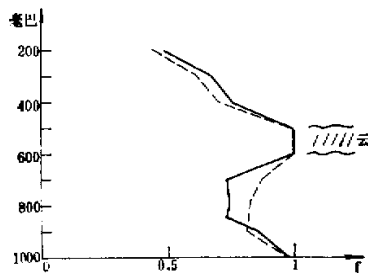


图 7 北京 1972 年 8 月 4 日水汽廓线求解结果比较
实线——无线电探空值,虚线——计算值

综上所述,正交化方法能对通道的相关性以统计的方法作出定量的判断,并有助于挑选最佳的反演通道。对用这个方法挑选的通道,运用随机取样法和 0.618 法进行交错迭代,在晴空和云天大气下,在低层大气的水汽和云中含水量遥感中取得了较好的结果。

魏重同志对本文提出了宝贵的意见,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 薛永康、黄洞恒、周秀骥,蒙特卡洛法在微波遥感水汽垂直廓线上的应用,中国科学,11,1981.
- [2] 南京大学数学系计算数学专业,最优化方法,科学出版社,1978.
- [3] Staelin, D. H., *J.G.R.*, **71**(1), 1966.
- [4] Rosenkrantz P. W., *J.G.R.*, **77**(30) 1972.
- [5] Fowler M. G., *ADA0* 16765, 1975.
- [6] 中国科学院数学研究所运筹室优选法小组,优选法,科学出版社,1975.

INVERSION METHOD FOR DETERMINING VERTICAL PROFILES OF WATER VAPOR USING GROUND- BASED MICROWAVE REMOTE SENSING

Xue Yongkang Huang Runhang Zhou Xiuji

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

The combination of Monte-Carlo method with Golden section method is used for obtaining the vertical profile of atmospheric humidity and liquid water content under overcast condition, using passive microwave remote sensing from the ground. The principle for examining the degree of correlation among channels with orthogonalizing method in nonlinear remote sensing equation is discussed. Using these methods, numerical tests have been carried out with 256 samples in Beijing.