第19卷 第1期
1995年1月

大 气 科 学
SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA

Vol. 19, No. 1
Jan. 1995

三波段地基微波辐射计联合遥感云雨大气参数的方法*

魏 重

(中国科学院大气物理研究所，北京 100029)

提 要

本文提出了一种用三波段（0.86，1.35，3.2 cm）地基微波辐射计联合反演雨天大气的水汽总量 Q，云路径积分液水含量 L 和雨的垂直路径参数的物理迭代方法。134份样本数值检验结果表明：当雨强小于 20 mm／h 时，反演的 Q，L 及雨参数值与模拟真值的相对误差分别在 4%，18%，13%以内；当雨强超过 20 mm／h 时，相对误差分别是 25%，57%和 3%。文中还特别指出，单独用 3.2 cm 辐射计测小雨雨强时，相对误差很大，而联合反演能大大提高测雨精度。最后，讨论了该方法的实际应用可能性，表明三波段联合，为全天候监测大气中的水，提供了实际可行的途径。

关键词：地基微波遥感；水汽；云雨参数。

一、引 言

在大气中水是十分活跃的因素。水的相态转换及其在大气中的输送和循环，是云雾物理、天气动力、水文循环及大气辐射等领域都十分关心的研究内容。水直接或间接地影响着我们的环境与气候。要深入对上述各领域进行研究需要对大气中的水汽、云水及雨水的变化及统计特征有所了解。另一方面，随着卫星技术的发展，应用于多种目的的卫星遥感都提出了进行大气订正的要求，而大气中水的各种参量的订正是其中的重要内容。因此，对大气中各种状态水的含量及其变化作长期的定量监测是十分有意义的。

地基微波辐射计是观测大气中水的有效工具之一。已有不少工作从原理和(或）实验上证实了双波长(35.0 和 22.2 GHz，或 31.65 和 20.6 GHz）微波辐射计在探测大气垂直方向的水汽总量和云路径积分液水含量方面有较好的精度[1—4]。并且，它以节省能源、易移动，可无人值守和有很高的时间分辨率等优点，有希望成为一种长期监测大气中的水的工具。目前，美国、前苏联、瑞典、加拿大和中国等许多国家都先后发展了这项技术。然而，双波长辐射计只能反演非降水云天的水汽总量和云液水含量。当有降水存在时，只用双波长辐射计就难于正确地得到水汽和云液水含量，更无法区分云水和雨水。这时，需要加入一个测雨波段的辐射计。

我们以前的工作已证明，X 波段微波辐射计，在测量水平方向区域性降水的路径

1994年1月3日收到，3月9日收到修改稿。

* 国家自然科学基金支持项目。

积分总量方面有好的精度。本文则讨论将X波段辐射计用于垂直方向的探测、与另外两波段辐射计联合，同时得到雨天大气的水汽总量、云路径积分液水含量和雨的垂直路径参数的方法，建立一维云雨大气微波辐射传输模式，在M-P雨谱假定下，对该方法做数值模拟实验，讨论了方法的反演精度，适用范围、应用前景。

二、探测原理和反演思路

地基微波辐射计探测到的路径上的微波衰减光学厚度，是路径上气态（氧气、水汽）、液态（云滴、雨滴）物质的微波衰减光学厚度的总和。

在非降水云天时，微波衰减光学厚度τ_c是由氧气、水汽和云液态水三部分贡献组成。许多工作已表明，水汽和云液水的路径衰减光学厚度τ_q及τ_l分别与探测路径上水汽总量Q和路径积分云液水含量L有很好的线性关系。若以下标1，2和3分别表示0.86、1.35和3.2 cm波长，则有

$$\begin{cases}\tau_{c_1}=a_1+\tau_{q_1}+\tau_{l_1}=a_1+b_1Q+c_1L,\\ \tau_{c_2}=a_2+\tau_{q_2}+\tau_{l_2}=a_2+b_2Q+c_2L,\\ \tau_{c_3}=a_3+\tau_{q_3}+\tau_{l_3}=a_3+b_3Q+c_3L,\end{cases}\tag{1}$$

其中a，b，c为经验回归常数。实际上，在非降水云天时，只需前两个波长的关系就可以根据物理的或统计的方法，反演出相应的Q和L。文献[4]曾对常用的几种方法作过详细比较。另外，一些实验观测研究也证明了，双波长微波辐射计探测非降水云天的Q和L有好的精度。

雨天大气情况下，探测路径上微波衰减总光学厚度τ是扣除了雨粒子后的云天背景衰减光学厚度（等效于非降水云天路径衰减光学厚度）τ_c和雨粒子的路径衰减光学厚度τ_r之和，

$$\begin{cases}\tau_1=\tau_{c_1}+\tau_{r_1},\\ \tau_2=\tau_{c_2}+\tau_{r_2},\\ \tau_3=\tau_{c_3}+\tau_{r_3},\end{cases}\tag{2}$$

其中雨的路径衰减光学厚是雨的衰减系数α_r沿路径的积分。令雨层厚度为H_0，则有

$$\tau_{r_{1,2,3}}=\int_0^{H_0}\alpha_{r_{1,2,3}}\,dh,\tag{3}$$

式中$\alpha_{r_{1,2,3}}$是与波长，雨的谱形，所在高度处的温度有关的量。其中3.2 cm波段的α_{r_3}包含了较多的雨信息。当我们能得到3.2 cm波长的路径雨衰减光学厚度τ_{r_3}时，根据一定的关系也可以得到路径平均雨强、平均雨水含量等其他雨参数。具体公式将在后面讨论。

根据辐射计所测亮温T_{b_λ}，可以由下列公式求得对应的探测路径总衰减τ_λ[6]，

$$\tau_\lambda=-\ln\left(\frac{T_m-T_{b_\lambda}}{T_m-T_g}\right)\qquad(\lambda=1,2,3),\tag{4}$$

式中T_g为宇宙背景微波辐射亮温；T_m为等效辐射平均温度，它可以由气候资料求得或由地面温度根据经验关系求得。

现在的问题归结为，在已知τ_1，τ_2和τ_3的情况下，如何根据方程组（1）和（2）以及其他一些辅助关系，正确区分出τ_{r_3}、τ_{c_1}和τ_{c_2}。在此基础上，由τ_{c_1}和τ_{c_2}根据非降水云天的反演方法就可以得到相应的Q和L，而根据τ_{r_3}可以得到有关的雨参数。

根据分析，注意到雨的微波衰减光学厚度有两方面的特点：其一是，不同波长上雨衰减光学厚度之间存在着一定的非线性关系，

$$\begin{cases}\tau_{r_1}/\tau_{r_3}=f(\tau_{r_3}),\\ \tau_{r_2}/\tau_{r_3}=g(\tau_{r_3}),\end{cases}\tag{5}$$

其中f，g为某种函数形式。在第四节中将看到在 M–P 谱假定下，f和g是随着τ_{r_3}增加呈对数减少的。雨衰减和第二个特点是，非降水云天时 3.2 cm 波长的衰减光学厚度τ_{c_3}随Q及L的变化不敏感。因此，从方程组（2）的第三式中，根据总衰减τ_3求取雨衰减τ_{r_3}的初值时，可以将τ_{c_3}取为气候常数$\tau_{c_{30}}$，加以扣除。

基于以上分析，设计了以下迭代步骤：

(1) 由τ_3测值扣除$\tau_{c_{30}}$，得到 3.2cm 波长雨衰减光学厚度的初值$\tau_{r_3}^{(0)}$；

(2) 根据（5）式得另外两波段的雨衰减光学厚度的初值

$$\tau_{r_1}^{(0)}=f(\tau_{r_3}^{(0)})\cdot\tau_{r_3}^{(0)}\qquad 和\qquad \tau_{r_2}^{(0)}=g(\tau_{r_3}^{(0)})\cdot\tau_{r_3}^{(0)};$$

(3) 由方程组（2）求得非降水云天衰减的初值

$$\tau_{c_1}^{(0)}=\tau_1-\tau_{r_1}^{(0)},\qquad \tau_{c_2}^{(0)}=\tau_2-\tau_{r_2}^{(0)};$$

(4) 根据附录 A 中的方法由$\tau_{c_1}^{(0)}$，$\tau_{c_2}^{(0)}$反演出水汽总量和云液水积分总量的初值$Q^{(0)}$及$L^{(0)}$；

(5) 结合方程组（1）和（2）中的第三式，可以得到修正后的 3.2 cm 波长雨衰减光学厚度

$$\tau_{r_3}^{(1)}=\tau_3-a_3-b_3Q^{(0)}-c_3L^{(0)};$$

(6) 以$(\tau_{r_3}^{(1)}-\tau_{r_3}^{(0)})/\tau_{r_3}^{(0)}\leqslant\varepsilon$为判据（本文具体计算时取$\varepsilon=0.01$），若不满足则令$r=\tau_{r_3}^{(0)}/\tau_{r_3}^{(1)}$，以$\tau_{r_3}^{(0)}\cdot r$代替$\tau_{r_3}^{(0)}$，重复步骤（2）到（6），进行迭代，直到满足判据为止，所得$\tau_{r_3}^{(n)}$，$Q^{(n)}$及$L^{(n)}$即为反演的雨、水汽和云液水参数。

三、云雨大气模式

为了实现上节提出的反演方法并对反演效果作数值检验，需要在一定的云雨模式框架下用有统计代表性的样本做相应各量的计算。

Decker 等[5]曾提出一种根据探空资料构造云模式的方法，以构造的模式作为辐射传输计算的几何及物理框架。我们也曾用类似的方法，做有关非降水云的研究。具体方法是，以大气廓线中相对湿度F为判据，当F超过某给定阈值时，就确定该层有云存在。云液态水含量的数值则取决于该层在云中的位置以及云的宏观厚度。最下面一个超过阈值的高度为云底高，最上面的为云顶高，有时可以出现两层或多层云。本文是在这样的云模式基础上，以垂直路径积分云液态水含量L为判据，当L大于某阈值L_0时，就确定雨存在（L_0的具体数值将在第四、五节中给出）。雨层的厚度为从地面到零摄氏

度层的高度，雨层中各处的谱是一样的。在同一个云天个例下，雨的强度可以人为地给出一定的变化范围，范围的大小视L_0大小而定。也就是说，云液水总量 L 小的或较小的云只能产生小雨或小到中雨，而 L 值大的云可以既产生小雨又产生大到暴雨。

某一高度上的微波衰减系数α_t是该处的氧气、水汽、云滴和雨滴各自衰减系数的总和，即

$$\alpha_t = \alpha_{O_2} + \alpha_{H_2O} + \alpha_l + \alpha_r. \tag{6}$$

为了简明起见，本节中公式都省略了代表不同波长的下标，在云和（或）雨不存在的地方，$\alpha_l = 0$，和（或）$\alpha_r = 0$。(6) 式中氧气和水汽吸收系数α_{O_2}和α_{H_2O}是波长以及大气温度、湿度和气压的函数，已有相当多的理论和实验研究，本文是引用文献[6]中的具体公式计算的。关于云的衰减系数α_l，由于云滴尺寸相对波长较小，满足 Rayleigh 散射条件，这时云对微波的衰减几乎全部是由于吸收造成的，可以用吸收系数代替衰减系数。单位体积的云滴的吸收系数是波长和温度的函数，并且只与云的液水含量ρ_l有关，而与云的谱形无关，具体公式见文献[6]。雨滴的情况较复杂，由于尺度较大，它的微波衰减是由吸收和散射两方面的过程决定，应该用 Mie 理论来计算而不能像云滴那样用 Rayleigh 散射来处理。

单位体积中雨滴的衰减系数是与谱形有关的量。为研究雨滴的微波辐射特征，在以前的工作中，我们曾根据 Mie 理论对 M–P 谱以及中国一些地区有统计代表性的实际雨谱的微波辐射特征做过详细的讨论[7]，得到雨的衰减系数α_r与雨强 R 之间的关系，可用下式表示:

$$\alpha_r = aR^b, \tag{7}$$

其中 a、b 是由谱形、波长及温度而决定的常数。引文中还给出了不同波长下 M–P 谱的 a、b 与温度的拟合关系，与本文有关的部分将在附录 B 中给出。由公式 (7)，可以在已知雨强情况下，得到垂直路径上各点的雨的衰减系数，它们是谱形、波长和温度的函数。

结合 (3) 式和 (6) 式，垂直方向上微波衰减光学厚度可表示为

$$\begin{aligned}\tau &= \int_0^\infty \alpha_t\,dh = \int_0^\infty \alpha_{O_2}\,dh + \int_0^\infty \alpha_{H_2O}\,dh + \int_{H_1}^{H_2} \alpha_l\,dh + \int_0^{H_0} \alpha_r\,dh \\ &= \tau_{O_2} + \tau_q + \tau_l + \tau_r,\end{aligned} \tag{8}$$

其中H_0为雨层顶高，H_1、H_2分别为云底、云顶高，很容易发现，(8) 式即方程组 (2) 和 (1)，在具体云雨模式下的体现。

另一方面，由云雨模式可以求得水汽总量 Q 和云路径积分液水总量 L:

$$Q = \int_0^\infty \rho_{H_2O}\,dh, \qquad L = \int_{H_1}^{H_2} \rho_l\,dh, \tag{9}$$

其中ρ_{H_2O}和ρ_l分别为水汽密度和云液态水含量。当雨强已知时，在 M–P 谱的假定下，还可以推求出雨水含量M_r与雨强的关系[8]:

$$M_r = 0.0889R^{0.84}. \tag{10}$$

在已知雨层厚度的情况下，积分M_r可以求得雨水的路径积分总量。

四、回归样本和回归关系

为了与另文要分析的观测资料相配合，我们选取了西太平洋热带海域中的美托管地雅浦岛（9°39′N，138°05′E）的 80 份夏季探空资料。选取雨天大气的最小判据为 $L_0 \geqslant 500\ \mathrm{g/m^2}$，用上节的方法构成了 112 份云雨大气样本。其中 Q，L 和 R 的覆盖范围分别是，5.71—6.74 g／cm²、524—2313 g／m² 和 0.1—50 mm／h。在这批样本的基础上，假定 M-P 雨谱，根据前节的方法，计算出每个样本的相应各量。在此基础上，得到以下一些与反演有关的回归关系和回归系数。

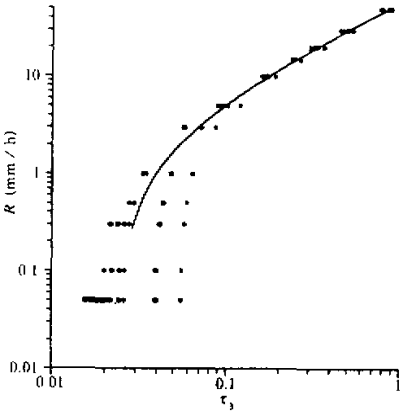

图 1　雨强与 3.2cm 波长总衰减的关系

1. 单独用 3.2 cm 辐射计测量雨强

图 1 给出了 3.2 cm 波长的雨天大气总衰减 τ_3 和雨强之间的关系。可以看到，在雨强小时，R 与 τ_3 的关系离散。这时，若单独用 3.2 cm 辐射计测量雨强，会有较大误差。图中的最佳拟合曲线公式为

$$R = -1.682 + 68.11\tau_3 - 10.21\tau_3^2. \tag{11}$$

2. 三波段辐射计联合反演 Q，L 和雨参数

1）非降水天各项衰减的回归系数

表 1 给出了方程组（1）中各项的系数。表中 b_3，c_3 的值仅为 b_1，c_1 的 7.3%左右，是 b_2，c_2 的 1.8%和 17.9%，说明非降水云天 τ_{c_3} 随 Q 及 L 的变化不敏感。实际反演时，将第二节反演步骤 A 中的气候常数 $\tau_{c_{30}}$ 取为 0.03。

表 1　方程组（1）中各项的系数

波长(cm)	脚标 x	a_x	b_x	c_x
0.86	1	0.02648	0.01698	0.0001967
1.35	2	0.01220	0.06829	0.00007983
3.2	3	0.009169	0.001244	0.00001433

2）不同波长雨的衰减光学厚度之间的关系

图 2 给出了公式（5）中 f 和 g 的具体函数形式，它们是由样本相应值拟合而得到的，即

$$\begin{cases} \tau_{r_1} / \tau_{r_3} = f(\tau_{r_3}) = 15.66 - 1.787 * \ln(\tau_{r_3}), \\ \tau_{r_2} / \tau_{r_3} = g(\tau_{r_3}) = 7.346 - 0.2721 * \ln(\tau_{r_3}). \end{cases} \tag{12}$$

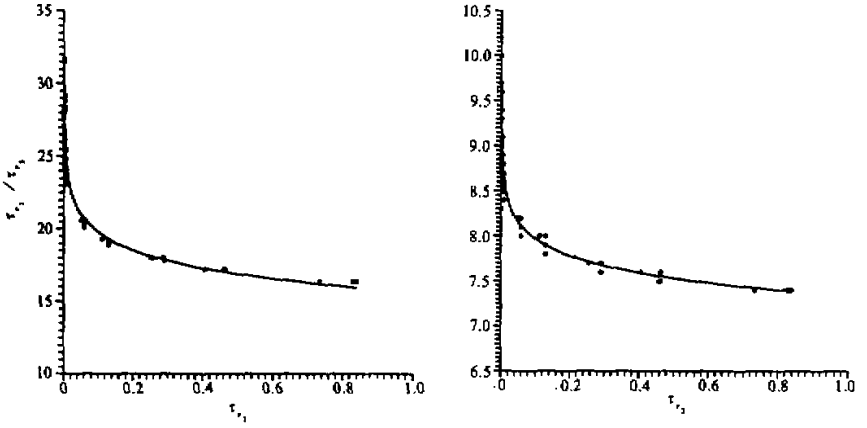

图2 两波段雨衰减光学厚度之间的关系

(a) τ_{r_1}/τ_{r_3}； (b) τ_{r_2}/τ_{r_3}

3) 已知τ_{c_1}和τ_{c_2}，反演相应的Q及L（第二节中迭代步骤D）的方法、公式及系数在附录A中给出。

五、反演效果检验

为使检验样本有充分的独立性，选取了与回归样本季节完全相反的冬季的雅浦岛的100份探空。依第三节所述方法构成了134份云雨大气样本。与第四节构成回归样本所不同的，只是雨存在的判据L_0的最小阈值由那里的500降到100g／m^2。样本中Q、L和R的覆盖范围分别是2.72—6.54g／cm^2，106—2796 g／m^{2}和0.05—50mm／h。按第三节的方法计算了雨天大气在三个波长上的总光学厚度τ_1，τ_2和τ_3，以此作为模拟测值，用第二节所述方法和第四节给出的系数，反演每份个例的Q，L及τ_{r_3}（或其他雨参数）。反演过程中发现，当雨强小于20mm／h时迭代收敛，雨强等于或超过该值时，迭代发散。分析原因是，后一种情况下0.86和1.35cm波段测值已趋于饱和的缘故。这时，我们只依第二节中反演步骤A到E作一次，不再迭代，称之为扣除法。

下面给出有关各反演值与真值比较的误差统计。为了准确反映反演方法在不同雨强下的效果，将检验样本依雨强大小分为$0.05\leqslant R<3$，$3\leqslant R<20$，$20\leqslant R\leqslant 50$mm／h，这样三组，分别统计。

表2给出Q及L的检验结果，表3给出了各种雨参数的检验结果。可以看到，雨强小于20mm／h时，反演的Q、L及雨参数都有高的精度，对应的相对误差分别在4%，18%和13%以内，反演值与模拟真值的相关系数都在0.9以上。其中$3\leqslant R<20$mm／h这一组的精度最高，相对误差分别在2%，14%和4%以内。图3a和3b分别给出了Q和L反演值和真值对应的散点图。当雨强大于等于20mm／h时，表3中反演的雨参数的精度进一步提高，相对误差保持在4%以内，Q和L的相对误差为

19%和 52%，仍在可接受范围内。

为了将三波段联合反演与单独用 3.2cm 辐射计测值根据（11）式反演雨强的效果作比较，表 3 中同时列出了后一种方法的误差统计。图 4 则给出了两种方法测雨效果的比较。可以看到，雨强小于 3mm／h 时，若只用 3.2cm 辐射计测雨强，相对误差可达 600%以上，反演值与真值的相关系数只有 0.66。这时，三波段联合反演，可以大大提高测雨精度，相对误差在 13%以内，相关系数达 0.99，在 20mm／h 以内，联合反演比单波段反演的精度都高出一倍。随雨强增大，两种方法精度逐渐接近，相差无几。

应该指出，实际反演时，雨强并不是已知的。大量样本统计表明，对应于 20mm／h 雨强的 3.2cm 波长总衰减光学厚度τ_3在一个均值附近浮动。在我们的模式和样本条件下其均值为 0.33 均方差为 0.014。以均值作为选择迭代法还是扣除法的判据将是有效的。

表 2　水汽总量 Q，云路径积分液水总量 L 的反演值与模拟真值比较

雨强范围 (mm／h)	水汽总量 Q				云路径积分液水含量 L			
	均值 (g／cm²)	均方根误差 (g／cm²)	相对误差	相关系数	均值 (g／m²)	均方根误差 (g／m²)	相对误差	相关系数
$0.05\leqslant R<3$	5.292	0.214	0.0329	0.9825	570.4	138.0	0.178	0.9635
$3\leqslant R<20$	6.109	0.100	0.0139	0.9600	1642.9	251.0	0.132	0.9075
$20\leqslant R\leqslant 50$	6.013	1.520	0.194	0.2693	2083.2	1190.0	0.521	0.3656

表 3　各种雨参数的反演值与模拟真值比较

雨强范围 (mm／h)	3.2 cm 波段路径雨衰减光学厚度τ_{r_3}				路径平均雨水含量M_r (g／m³)			
	均值	均方根误差	相对误差	相关系数	均值	均方根误差	相对误差	相关系数
$0.05\leqslant R<3$	0.00155	0.000287	0.128	0.9936	0.0207	0.00295	0.105	0.9918
$3\leqslant R<20$	0.104	0.00367	0.0395	0.9991	0.499	0.0136	0.0313	0.9994
$20\leqslant R\leqslant 50$	0.529	0.0194	0.0384	0.9993	1.68	0.0272	0.0154	0.9993
雨强范围 (mm／h)	三波段联合测雨强 R (mm／h)				单独用 3.2 cm 辐射计测雨强R_{32} (mm／h)			
	均值	均方根误差	相对误差	相关系数	均值	均方根误差	相对误差	相关系数
$0.05\leqslant R<3$	0.195	0.0299	0.117	0.9937	0.083	0.539	6.07	0.6608
$3\leqslant R<20$	8.0	0.242	0.0333	0.9994	7.962	0.487	0.0757	0.9946
$20\leqslant R\leqslant 50$	33.33	0.645	0.0193	0.9993	33.676	0.637	0.0181	0.9991

六、结论和讨论

（1）本文提出一种用三波段辐射计联合反演大气中水汽总量、云路径积分液水含量和雨参数的方法。以探空样本为基础，建立一维云雨模式，在 M－P 雨谱的假定下进行数值模拟。134 份独立检验样本的检验结果表明，在雨强小于 20mm／h 时，同时反演出雨天大气的水汽总量、云路径积分液水含量和雨参数的值与真值比较的相对误差分别是 4%，18%和 13%。当雨强大于等于 20mm／h 时，由于 0.86 和 1.35cm 辐射计测

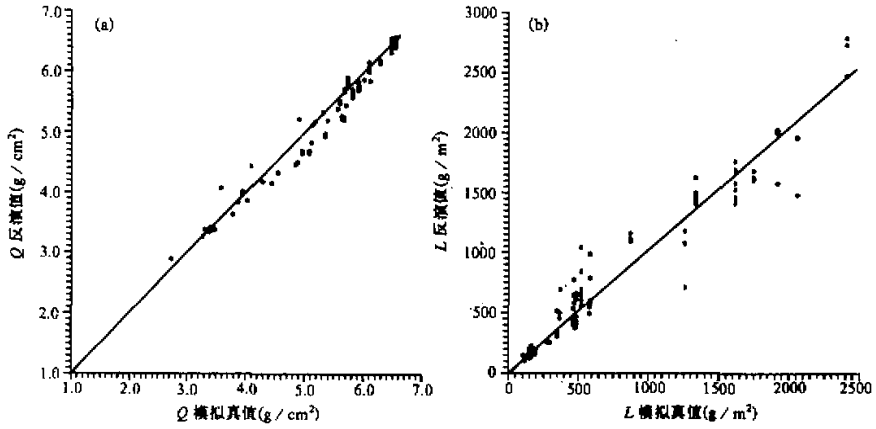

图3 Q 及 L 的反演值与真值的比较

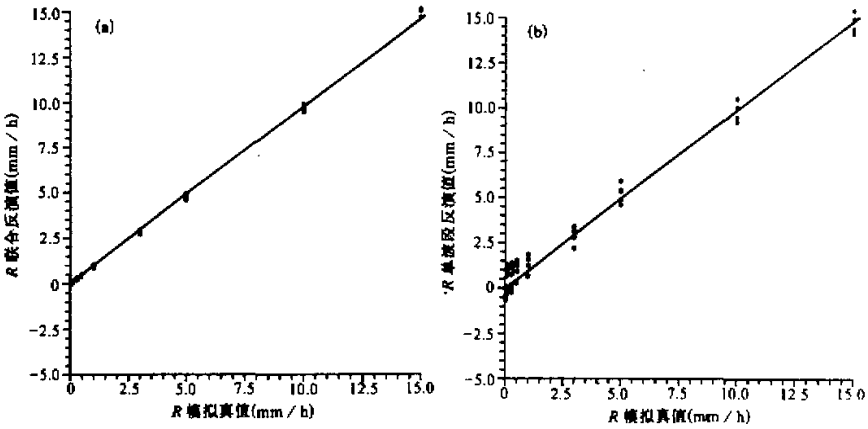

图4 三波段联合测雨与单波段测雨的比较

(a) 联合反演，(b) 单波段反演

值饱和，本文提出的迭代法失效。这时，用不迭代的一次扣除法，仍能获得高精度的雨参数，也能得到可接受精度的 Q 及 L 值。

(2) 雨强小时，用 3.2 cm 单波长辐射计在垂直方向测雨，精度差，相对误差可达600%以上。而这时，三波段联合反演可大大提高测雨精度，相对误差在13%以内。雨强在 20 mm / h 以内，联合反演都比单独用 3.2 cm 测值反演精度高一倍以上。雨强更大时，两种方法的精度相差无几。

(3) 本文是在 M–P 雨谱假定下讨论问题的。实际雨谱时，公式 (5) 的具体形式，反演步骤(6)中 r 的选取方式，以及各种与反演有关的系数，可能要根据有统计代表性的雨谱的特征，作相应的调整。但是，第二节提出的反演思路仍有效。而且，

M-P 谱本身已具有较广泛的代表性。预期该方法有相当的实用意义。它表明，用三波段辐射计进行大气中水的全天候监测，有切实的应用前景。

(4) 本文仅从数值模拟方面作了精度讨论，并未涉及仪器的观测误差。关于三波段辐射计联合的实验观测研究，将在另文讨论。

致　谢：黄润恒同志曾提出宝贵意见。

参 考 文 献

[1] Hogg, D.C., F.O. Guiraud, J.B. Snider, M.T. Decker and E.R. Westwater, 1983, Asteerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and Liquid in the troposphere, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 789-806.

[2] Westwater, E.R., 1978, The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-freguency ground-based microwave radiometry, *Radio Sci.*, **13**, 677-685.

[3] 黄润恒、邹寿祥，1987，两波段微波辐射计遥感大气的可降水和液态水，大气科学，**11**(4)，397—403.

[4] Chong Wei, H.G. Leighton and R.R. Rogers, 1989, A comparison of several Radiometric Methods of deducing Path-integrated cloud liquid water, *J. Atmos. & Oceanic. Tech.*, **6**(6), 1001-1012.

[5] Decker, M.T., E.R. Westwater and F.O. Guiraud, 1978, Experimental evaluation of ground-based microwave radiometric sensing of atmospheric temperature and water vapor profiles, *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1788- 1795.

[6] 周秀骥等，1982，大气微波辐射及遥感原理，科学出版社.

[7] 林海、魏重、吕达仁，1981，雨滴的微波辐射特征，大气科学，**5**(2)，188—197.

[8] 叶家东，1988，积云动力学，气象出版社，p.103.

Method of Retrieving Cloud and Rain Paramefers in the Atmosphere Using the Measurements of a Triple-Wavelength MW Radiometer

Wei Chong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

A physically-iterative method is proposed to retrieve the atmospheric precipitable water vapor Q, path-integrated cloud liquid water content L and rain parameters along the path using the measurements of triple-wavelength (0.86, 1.35 and 3.2 cm) microwave radiometer. A test with 134 independent samples show, that: when rainfall intensity R is less than 20 mm / h, retative errors (RE) in the retrieved Q, L and rain parameters are less there 4%, 18% and 13%, respectively; when R is equal to or greater than 20 mm / h, the RE are 25%, 57% and 3%, respectively.

In addition, it is pointed out that when R is small, the accuracy of retrieved R would be very poor if retrieval is made using 3.2cm wavelength measurements only; while fairly high accuracy can be obtained by the triple-wavelength combined method.

Finally, the feasibility of the triple-wavelength combined method is discussed and this work shows that ground-based triple-wavelength MW radiometer is promising for weater proof and continuous monitoring of water in the atmosphere.

Key words: ground-based MW radiometer, water vapor, cloud and rain parameters.

附录 A
一种由双波长辐射计测值反演 Q 和 L 的物理迭代方法

该方法是建立在文献[3]提出的方法的基础上，增加了迭代过程，曾在文献[4]中当作第五种方法加以介绍。此处着重给出反演公式和步骤，以及由正文中第三、四节方法计算的系数。

正文中方程组（1）的前两式，可进一步写成

$$\tau_{c_1} = \tau_{a_1} + \tau_{l_1} \approx 0.1119 + 0.0002193L, \tag{I}$$

$$\tau_{c_2} = \tau_{a_2} + \tau_{l_2}, \tag{II}$$

其中τ_{a_1}，τ_{a_2}为两波段的无云背景大气衰减光学厚度，（I）式中是将τ_{a_1}看作一个气候常数$\tau_{a_{10}}$。实际上，进一步分析还有下列两式

$$\tau_{a_1} = a_1 + b_1 Q = 0.02648 + 0.01698Q, \tag{III}$$

$$\tau_{a_2} = a_2 + b_2 Q,$$

或

$$Q = m + n\tau_{a_2} = 0.8581 + 12.30\tau_{a_2}. \tag{IV}$$

我们还注意到

$$\tau_{l_1} / \tau_{l_2} \approx (\lambda_2 / \lambda_1)^2 = 1 / 0.406. \tag{V}$$

作为初值，取τ_{a_1}为气候常数0.1119，则有下列步骤：

(A) 由（I）式，$\tau_{l_1}^{(0)} = \tau_{c_1} - \tau_{a_{10}}$，

并有

$$L^{(0)} = \tau_{l_1}^{(0)} / 0.0002193.$$

(B) 根据（V）式，$\tau_{l_2}^{(0)} = 0.406\tau_{l_1}^{(0)}$.

(C) 根据（II）式，$\tau_{a_2}^{(0)} = \tau_{c_2} - \tau_{l_2}^{(0)}$.

(D) 根据（IV）式，$Q^{(0)} = m + n\tau_{a_2}^{(0)}$.

(E) 根据（III）式，$\tau_{a_1}^{(1)} = a_1 + b_1 Q^{(0)}$.

(F) 根据（I）式，$\tau_{l_1}^{(1)} = \tau_{c_1} - \tau_{a_1}^{(1)}$.

(G) 重复步骤B到D，得到一次迭代的$Q^{(1)}$。以$|Q^{(1)} - Q^{(0)}| \leqslant \varepsilon$为判据，若不满足，则以$Q^{(1)}$代$Q^{(0)}$以$\tau_{a_1}^{(1)}$代$\tau_{a_{10}}$，重复步骤A到F，直到满足。这时$Q^{(n)}$、$L^{(n)}$即为反演的水汽总量和云液水含量。

附录 B
M-P 雨谱时，公式$\alpha_r = aR^b$中，系数 a，b 与波长 λ 及温度 t（℃）的关系*

$$a = f_0(\lambda) + f_1(\lambda)t + f_2(\lambda)t^2,$$

$$b = g_0(\lambda) + g_1(\lambda)t + g_2(\lambda)t^2,$$

式中f_i、g_i $(i = 0, 1, 2)$是一些依赖于波长的经验回归系数，相应数值见下表。

波长(cm)	f_0	f_1	f_2	g_0	g_1	g_2
0.86	4.7295E−2	−2.1652E−4	7.4822E−6	1.0538	1.1486E−3	−4.2607E−5
1.35	1.7449E−2	−1.1635E−4	3.6665E−6	1.0909	2.4646E−3	−3.2163E−5
0.86	2.4497E−3	−4.6544E−5	3.8500E−7	1.0925	5.4756E−3	−2.4419E−5

* 引自文献[7].