

周珺, 雷恒池, 魏重, 等. 机载微波辐射计反演云液水含量的云物理方法. 大气科学, 2008, 32 (5): 1071~1082

Zhou Jun, Lei Hengchi, Wei Chong, et al. Retrieval method of path-integrated cloud liquid water content for airborne upward-looking microwave radiometer using a cloud model. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (5): 1071~1082

机载微波辐射计反演云液水含量的云物理方法

周珺^{1, 2} 雷恒池¹ 魏重¹ 胡朝霞¹ 杨军² 嵇磊²

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 南京信息工程大学, 南京 210044

摘要 用一维层状云模式产生云样本, 通过统计回归求得机载对空微波辐射计测云中路径积分液态水含量的反演系数, 与用历史探空统计资料作相对湿度诊断产生云样本的反演方法进行了比较, 并通过因素分析、数值模拟检验等方法对机载微波辐射计的探测误差进行估计。对 2001 年 7 月 8 日的个例分析表明, 用云模式得到的统计样本, 由于加入了对层状云物理过程的考虑, 较为符合当天的实际天气情况, 在一定程度上减小了由于背景大气条件、云温、云内含水量的垂直分布等的不确定性所引起的反演误差。对反演精度的数值模拟检验表明, 各高度层的均方根相对误差在 9.5%~12.7%之间, 反演精度在所有高度上都高于原方法。对探测误差的因素分析表明, 与仪器漂移及背景场引起的误差相比, 由云液水垂直分布的不确定所引起的误差是不可忽略的。因此为进一步提高反演精度, 根据实际宏观观测资料, 对云模式产生的大量样本进行筛选, 从中选取与实际云况较为符合的云样本进行拟合, 结果表明, 采用这一措施可以使反演精度得到进一步改善。

关键词 机载微波辐射计 云中垂直路径的液态水含量 反演方法 一维层状云模式 辐射传输模式

文章编号 1006-9895 (2008) 05-1071-12 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

Retrieval Method of Path-Integrated Cloud Liquid Water Content for Airborne Upward-Looking Microwave Radiometer Using a Cloud Model

ZHOU Jun^{1, 2}, LEI Hengchi¹, WEI Chong¹, HU Zhaoxia¹, YANG Jun², and JI Lei²

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

Abstract A new retrieval method for deducing path-integrated cloud liquid water content (LWC) by airborne upward-looking microwave radiometer is introduced in this paper. The coefficients of retrieval equation are obtained through the statistic regression method like the former method, but the statistical samples are produced by the one-dimensional stratiform cloud model. The new method is compared with the former one in which historic radiosonde data are employed to determine the vertical distribution of LWC by testing relative humidity above some threshold value. Besides, the detection errors are estimated through factor analysis and numerical simulation tests. The case on 8 July 2001 in Jilin Province shows that the retrieval errors are diminished to some extent because the new statistical samples are consistent with the synoptic observations compared with the former method. The numerical simulation results indicate that the statistical relative errors decrease to 9.5%–12.7% and the retrieval accuracy is better than the former method at all altitudes. The factor analysis indicates that the errors caused by the uncertainty of the

收稿日期 2007-02-26, 2007-06-14 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40537034, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-225

作者简介 周珺, 女, 1981 年出生, 硕士, 主要从事云降水物理以及大气遥感研究工作。E-mail: xwoman19810919@163.com

vertical distribution of LWC cannot be ignored, compared with the errors caused by the background and the instrument drift errors. In order to improve the retrieval accuracy, the authors use selected cloud samples which are supplied by a cloud model to regress retrieval coefficients according to the synoptic observation. The numerical simulation tests indicate that the retrieval accuracy can be improved at all altitudes.

Key words airborne microwave radiometer, path-integrated cloud liquid water content, retrieval method, one-dimensional stratiform cloud model, radiation transfer model

1 引言

水在大气中的各种相态变化造成了各种各样的天气现象,其中云中液态水含量是一个极为重要的云物理参数。云中液态水含量的多少,反映了降水元在云中通过淞附(在冷层)和碰并(在暖层)的增长条件;在冷云人工增雨作业中,通过人工播撒碘化银或干冰等催化剂,增加云中冰晶数量,把更多的过冷水转化为降水^[1]。在层状云系中,过冷水只在一定的部位存在,因此快速而准确地探测到云中过冷水含量及其存在的部位是十分重要的。

2001年,中国科学院大气物理研究所与吉林省人工影响天气办公室合作,委托中国科学院长春地理研究所在我国首次研制成功 9.5 mm 波长对空机载微波辐射计^[2]。几年来,对空机载微波辐射计已经显示出其具有高时空分辨率、可从混合相态的云中测出过冷水以及可直接飞入目标云系、灵活分层探测云液水等一系列特点,有着良好的应用前景。

对空机载微波辐射计采用江芳等^[3]的统计反演方法,该方法是以某地区某月份多年的历史探空资料为基础,人为加入云液水的廓线,构成云天大气样本。对样本的液水廓线积分得到各飞行高度之上的云液水总量 L (单位: g/m^2); 以样本的温、湿和液水廓线为基础进行辐射传输计算,得到各高度层上接收到的云天大气下行微波辐射亮温 T_b (单位: K)。用大量云天大气样本产生有统计代表性的 (T_b, L) 数据对,经过拟合得到各高度层亮温与垂直路径积分液水总量的回归方程,其系数就是针对该地区该月份的反演系数。用这种方法得到的反演系数已实际应用于长春、内蒙古等地的观测,反演结果与雷达、FSSP-100 探测的云液水相对分布和变化趋势,以及与机上人员的实际目测的云层状况之间都有很好的一致性^[4, 5]。但是,从定量方面考虑,探测还存在诸多的不确定因素,需要我们进一步研究,找出改进办法以减少不确定性,提高探测

精度,以使机载对空微波辐射计成为云雾物理和人工影响天气研究的得力助手。

考虑到上述反演方法^[3]在产生云液水廓线时,是利用探空廓线相对湿度诊断得到简单分层的云液水结构,这样构造的云内含水量的垂直分布较为单一,并未考虑层状云发展过程中的动力过程和微物理过程,还不能较为准确地代表实际云体中的液态水含量的分布,存在着较大的不确定性,而且统计样本取自若干年的探空资料,得到的是若干年内某月份中 T_b 和 L 之间的一种平均关系,只具有气候意义上的精度。此外,该方法^[3]为了使样本具有足够的统计代表性,要对每个具体地区从多年的探空资料中逐月挑选出云天大气的探空资料,是一项非常繁琐的工作。为了提高反演方法的精度,并使方法的实用性更强,有必要对现有方法做改进。吕达仁等^[6]指出,将统计方法建立于更好的物理考虑基础上是当前反演算法的发展方向之一。本文针对在吉林省人工增雨作业期间进行的一次层状云过程的飞行探测个例,尝试用云物理数值模式产生的云天大气样本代替原历史探空资料产生的样本,经统计回归求得可适用于当天微波辐射计探测资料反演的反演系数,与原方法^[3]的反演结果进行比较,并通过因素分析、数值模拟检验等方法对机载微波辐射计的探测误差进行估计,以探讨改进原统计方法的途径。

考虑到层状云中气象要素场的水平分布比较均匀,本文具体选用的是一维时变层状云模式,该模式含有详细的微物理过程和双变参数谱。洪延超等^[7]利用该模式模拟了河南省春季产生降水的低槽冷锋云系中的“催化-供给”云的个例,胡朝霞等^[8]用该模式模拟我国东北地区夏季一次大范围的降水过程,他们的结果表明,该模式可以模拟出层状云形成和发展的物理过程,比较适合研究本文讨论的问题。为便于比较讨论,我们称用该云模式产生样本为方法 2,称用历史探空统计资料相对湿度诊断产生样本为方法 1。

由于云物理模式产生的样本几乎覆盖了某次天气过程所有可能出现的云液水廓线,而在实际飞行探测时的云况只是这些可能样本中的某一部分。因此,我们考虑在反演中应用其他遥感手段的探测结果作为附加信息或约束条件^[9],以期提高反演精度。例如根据云的其它独立的测量信息,如云底高、云顶高、云厚或云的分层情况等,对方法 2 的样本进行筛选,产生更为准确的统计样本。为此,我们根据当日云的宏观观测资料所提供的云垂直分布情况,从方法 2 样本中选取更符合实际的云样本进行拟合(以下简称方法 3)。进一步讨论方法 3 的改善情况,并由此提出某些改善反演精度的设想。

2 基本原理和研究方法

2.1 一维层状云模式

本文采用中国科学院大气物理研究所的一维层状云模式,该模式是洪延超二维积层混合云模式^[10]的简化版本,即忽略了动力学方程、热力学方程和水物质守恒方程中与水平速度有关的项,只考虑物理量在垂直方向上随时间的变化。模式中考虑了详细的微物理过程,将水成物分成六类:水汽、云水、雨水、冰晶、雪和霰。模式采用双变参数粒子谱,既能预报各种粒子的含量(单位: g/m^3),又可预报粒子的浓度(单位: $\text{个}/\text{m}^3$)。除了与文献^[10]相同的七大类微物理过程,包括冰晶繁生、碰并、自动转化、凝结(华)、蒸发(升华)、冰粒子的融化、核化,还在冰晶的源项中增加了云水在 -40°C 的匀质核化过程。模式的垂直分辨率为 200 m,时间步长为 5 s。

模式的输入为单点的包括压强、温度、露点温度在内的探空资料以及上升气流垂直分布廓线,包括最大上升气流的速度及其所在的高度,输出为 1~600 min 内每分钟每个高度层的温度以及大气中水成物的含量和浓度等物理量。

由于探空资料中不能提供每个高度层的上升气流速度,我们人为假定几种层状云比较典型的上升气流速度廓线,以模拟当天可能出现的层状云的发展过程。

根据崔哲虎^[11]对胡志晋等^[12]建立的层状云模式进行的敏感性实验表明,最大上升气流速度较大时,云微物理量与最大上升气流速度所处高度密切相关;而当最大上升气流速度较小时,云微物理量

对最大上升气流速度所处高度并不敏感。参考文献^[11]所设置的几种层状云可能的上升气流速度廓线,我们假定上升气流在 0~8 km 间呈单峰抛物线型分布,每隔一定距离设定一次最大上升气流速度的位置(如图 1 所示)。层状云中的上升速度相对较小,一般在 $10^{-1} \sim 10^2 \text{ cm}/\text{s}$ 之间。我们在合理的范围内调整最大上升气流速度,使模式产生的云样本尽量覆盖飞机当天探测到的亮温值的动态范围。

2.2 微波辐射传输方程

本文采用文献^[3]中所用的云天微波辐射传输模式。微波在穿越固态或液态粒子时,其衰减由散射和吸收造成。对于非降水层状云,云中粒子的尺度远小于对空机载微波辐射计所选用的微波波长(9.5 mm),衰减主要由吸收造成,散射可忽略^[13]。因此,模式中只考虑因氧气、水汽、云滴对微波的吸收而造成的衰减以及因自身的热辐射而造成的增强。

在平面平行大气条件下,机载对空微波辐射计的遥感方程如下:

$$T_b(y) = T_b(\infty) e^{-\int_y^\infty k_a(h) dh} + \int_y^\infty k_a(h) T(h) e^{-\int_y^h k_a(h') dh'} dh, \quad (1)$$

其中, y 为飞行高度, $T_b(y)$ 为辐射及所接收到的云天大气的下行辐射亮温度, $T_b(\infty)$ 为宇宙背景辐射亮温度,大小为常数 2.7 K, $T(h)$ 为高度 h 处的温度。 k_a 是氧气的体积吸收系数 k_{ao} 、水汽的体积吸收系数 k_{av} 和云的体积吸收系数 k_{ac} 之和(单位: K/m):

$$k_a = k_{av} + k_{ao} + k_{ac}, \quad (2)$$

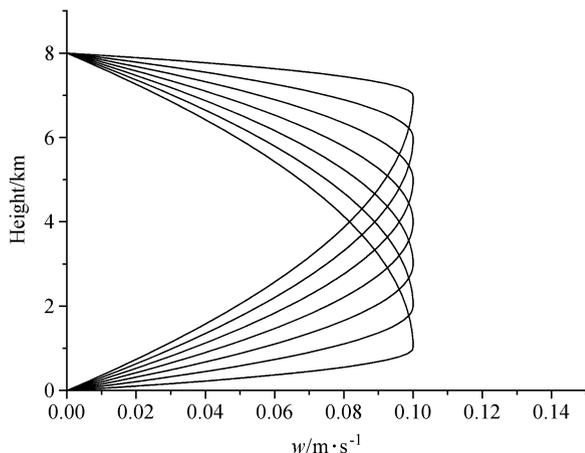


图 1 上升气流速度 w 随高度的变化曲线(每条曲线代表一种上升气流速度的分布廓线)

Fig. 1 Profiles of vertical updraft velocity w (every line represents a type of profile)

其中, k_{ao} 是气压、温度和频率的函数; k_{av} 是气压、温度、水汽压和频率的函数; k_{ac} 是温度、液水含量和频率的函数, 与谱分布无关:

$$k_{ac} = \frac{10^{[0.01124 \times (291 - T) - 0.9418]} \times M(h)}{\lambda^{1.968}}, \quad (3)$$

式中, k_{ac} 的单位为 K/m, T 是云滴温度 (单位: K), $M(h)$ 是高度 h 处的云中含水量 (单位: g/m^3), λ 为波长 (单位: cm), 详见文献[3]。由 k_{ac} 的表达式可知, 云液水的温度愈低, 则亮温愈高。只要确定了大气中温度、压强、水汽压、云液水含量的垂直分布廓线以及微波辐射计的接收频率, 便可由以上公式计算出每个高度层上辐射计所接收到的下行辐射亮温度。

2.3 反演方法

在一维层状云模式中给定初始资料, 包括当天的探空资料以及各种典型的上升气流速度廓线, 模拟出在当天温、压、湿垂直分布下可能出现的云液水的垂直分布情况, 以此作为拟合样本进行统计回归, 求得适于对当天微波辐射计探测资料进行反演的反演系数。具体方法是: 通过一维层状云模式可以得到每分钟、每个高度层上, 云液水含量 M (单位: g/m^3), 比湿 q_v (单位: g/g), 温度 t (单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及气压 p (单位: hPa) 的垂直分布廓线。根据比湿和气压可以求得水汽压 (单位: hPa)。以上各量作为辐射传输模式的输入就可以计算出每分钟每个高度层的下行辐射亮温度。

修改一维层状云模式, 在其中加入辐射传输模式就可以直接得到每分钟、每个高度层辐射计所接收到的下行辐射亮温度 T_b (单位: K)。同时将云液水含量 M (单位: g/m^3) 随高度进行积分, 就可以得到每个高度层 y 上的垂直气柱中云液态水的积分总量 L (单位: g/m^2)。

$$L(y) = \int_y^{\infty} M(h) dh. \quad (4)$$

模式模拟时间为 600 min。模拟一段时间以后 (时间长度取决于当日探空资料的具体情况, 即最大上升气流的速度及其所在高度等), 经过微物理过程的调整, 云的发展逐渐稳定。我们从层状云开始形成到发展稳定的过程中选取样本, 在此基础上做统计回归, 即可得到各高度层上, T_b 和 L 之间的统计关系, 求得反演系数。

考虑到背景场 (即温、压、湿的垂直分布) 对

亮温的影响, 在具体计算时我们将云模式的垂直格点数设置为 83, 这样云样本的最高层达到 16.6 km, 与方法 1 的上界一致。此外, 考虑到大气中过冷水分布的实际情况, 在模式中规定小于 -20°C 时, 液态水含量为 0。

2.4 反演误差的主要来源和讨论误差的方法

机载辐射计的探测误差包括仪器误差 (或观测误差) 和反演误差两部分。方法 1、2、3 的反演误差是本文讨论的重点, 它们主要来自于求取反演公式的系数时所用回归样本的云液水垂直分布、温度和湿度的垂直廓线与实况的差别。

讨论误差最直接的方法是将反演得到的云液水总量与其他独立探测仪器得到的测值做比较。遗憾的是, 目前还缺乏这样的对比资料, 我们只能参照地基辐射计的有关工作, 采用比较间接的方法来讨论这个问题。在地基误差讨论中我们见到的方法大致有两种: 一种可以称作因素分析方法, Westwater^[14] 在 1978 年对他们当时研制的双波长地基辐射计的探测精度的讨论就是这方面比较典型的工作, 他分析了影响观测和反演精度的各种因素, 给出各个因素误差的统计平均值 (或最大值), 再根据反演公式的误差传递得到总的误差估计。这种方法的优点是各种因素对误差贡献分析的比较清楚, 使我们容易抓住影响的主要因子。但是, 辐射传输的过程是受多种大气要素影响的, 大气中各要素又是随时变化的, 所以一次观测过程中各要素对误差的贡献是在不断变化的, 这种讨论方法不能反映误差的实时变化, 这是该方法的不足。另一种讨论反演误差的方法是数值模拟检验法, 它是将某时刻的大气要素的垂直分布样本作为误差的检验标准 (“真值”), 将样本的大气要素分布代入辐射传输方程模拟计算出的辐射亮温值当作 “探测亮温”, 该 “探测值” 经反演公式反演得到云液水垂直积分含量的反演值与检验样本 “真值” 比较, 得到反演误差。这种方法可以反映不同大气样本的误差变化, 而且直接给出反演误差的总量, 简单明了, 因此在地基反演方法讨论中经常采用, 不足之处是反映不出各要素对误差的贡献情况。

在下面个例分析中对方法 1、2、3 的误差做比较时, 主要采用数值模拟的检验方法。为了对影响机载辐射计的一些主要误差源的贡献有一个定量认识, 在方法比较的过程中, 我们在某些地方插入一

些因子分析的讨论。另外, 尽管缺乏其他独立探测的对比资料, 我们还是将两种反演方法对同一次飞行观测资料的处理结果进行比较, 以使我们两种方法处理数据的差异有一个明晰的定量了解。同时, 我们还一并给出仪器(观测)误差经反演公式的传递后造成的云液水含量的不确定数值, 以与反演误差有所比较。

3 2001年7月8日个例分析

用方法2对2001年7月8日在吉林省人工增雨作业期间进行的一次飞行试验的探测资料进行分析。当天08时(北京时, 下同)的探空资料表明0℃层和-20℃层分别在4 km和7.9 km。此次飞行时段为09:30~10:40, 途经长春、农安、德惠、九台等城市, 航线上为大面积层状云系, 下部为Sc云, 上部为As云^[4]。根据当日的飞行记录, 飞行高度大约在4 km, 且处于或浓或淡的层状云中。

3.1 云样本情况

根据方法2, 在0~8 km之间, 每隔0.2 km设置为最大上升气流所在位置, 最大上升气流速度分别取0.1、0.2、0.3、0.4、0.5、0.6 m/s, 这样经过组合可以得到234种不同的垂直分布廓线。

图2为在典型的六种上升气流廓线下得到的云样本的云水含量的时空分布情况, 由图可见, 模拟约300 min以后, 云的发展逐渐达到稳定。因此在0~300 min内, 我们每隔60 min提取一个样本(注: 以下各类样本均略去晴空样本), 共得到1120个拟合样本(称为拟合样本2)。原江芳等的反演方法^[3]是从长春1997~1999年7月的历史探空资料中选取120个统计回归样本(称为拟合样本1)。

经统计, 拟合样本2中两层云的样本占总样本的35.6%, 最高云顶高度在4 km以上的云样本占100%; 拟合样本1中两层云的样本占总样本的12.5%, 最高云顶高度在4 km以上的云样本占40.8%。可见, 由于方法2考虑了当天层状云发展的动力过程和微物理过程, 因此与方法1相比, 拟合样本与当天宏观观测情况更为符合。图3以站点海拔高度层0.239 km和探测飞行的高度层4.039 km为例, 比较了拟合样本1和2的分布情况, 由图可见: (1) 当积分液水含量 L 较小时, 方法2的样本点基本上在方法1的样本点的范围之内, 但是

样本的离散程度明显降低, 这主要是因为方法2减少了背景场的不确定程度。关于背景场离散度的定量比较将在3.5.2.1节讨论。(2) 当积分液水含量 L 较大时, 方法2有比较多的样本点比方法1的样本点向下偏离。这主要是因为云液水含量较大时, 背景大气亮温(即背景场对亮温的贡献)的影响相对降低, 云液水的垂直分布成为影响亮温的主要因素。如前所述, 拟合样本2中最高云顶高度在4 km以上的云样本占100%, 而拟合样本1中此类样本仅占40.8%。在其他各方面条件都相同的情况下, 云温越低, 则亮温越高。因此 L 相等时, 方法2样本点对应的亮温较高, 使拟合曲线向下偏移。关于由云液水垂直分布的不确定所造成的反演误差将在3.5.2.2节中讨论。

3.2 反演公式及其各项的系数

对由方法2所得到的样本在各高度进行拟合, 回归方程类似于文献^[3]:

$$L(h) = a_1(h) + a_2(h) \times [T_b(h) - a_0(h)] + a_3(h) \times [T_b(h) - a_0(h)]^2, \quad (5)$$

h 为辐射计所在高度, $T_b(h)$ 为辐射计的测值, $L(h)$ 为高度 h 上单位面积大气柱中的积分液态水含量。 $a_1(h)$ 、 $a_2(h)$ 、 $a_3(h)$ 是二次曲线的拟合系数, $a_0(h)$ 为高度 h 上的亮温平均值。分别将 a_0 、 a_1 、 a_2 、 a_3 随高度的变化拟合成多项式,

$$a_j(h) = \sum_{i=0}^5 a_{ji} (h - h_0)^i, \quad (j = 1, 2, 3), \quad (6)$$

$$a_0(h) = \sum_{i=0}^3 a_{0i} (h - h_0)^i, \quad (7)$$

其中, h_0 为高度均值, a_{ji} 、 a_{0i} 为拟合系数, 具体数值在表1中给出。表1中拟合精度 R 表示以拟合的多项式各项当作各自独立的自变量时多元线性回归的复相关系数。

3.3 反演精度的数值模拟检验

3.3.1 个例检验

首先由云模式产生一例较为典型的层状云样本, 对3.2节给出的反演系数进行检验。设置最大上升气流位于3 km高度处, 数值为0.2 m/s, 模拟300 min后达到稳定, 选取此时的云样本作为检验样本。如图4a所示, 在最大上升气流的上部, 云底以上约云厚的1/4处, 云内含水量达到最大值0.34 g/m³, 符合层状云的一般特征。利用反演系数1和2分别对该云样本的每个高度层的亮温进行

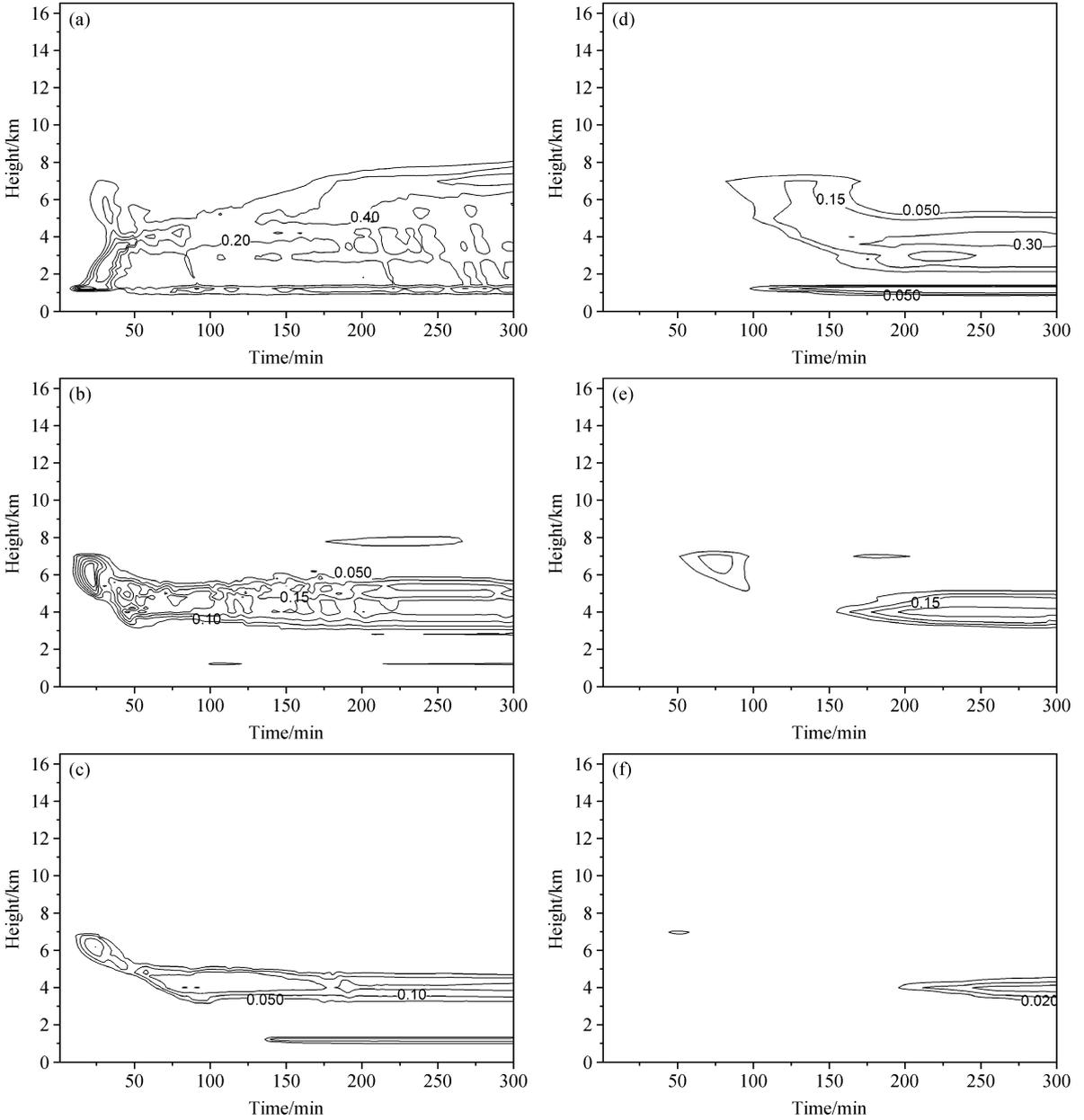


图 2 最大上升气流分别位于 0.2 km (a, d)、4 km (b, e)、7.8 km (c, f) 时模拟云液水含量 (单位: g/m^3) 的时空分布: (a~c) 最大上升气流为 0.6 m/s; (d~f) 最大上升气流为 0.1 m/s

Fig. 2 Model results of cloud liquid water content (g/m^3) when the maximum updraft velocity is at the altitudes of (a, d) 0.2 km, (b, e) 4 km, (c, f) 7.8 km respectively and the maximum updraft velocity is (a-c) 0.1 m/s and (d-f) 0.6 m/s

表 1 多项式拟合系数

Table 1 Fitting coefficients of polynomials

j	a_{j0}	a_{j1}	a_{j2}	a_{j3}	a_{j4}	a_{j5}	h_0	R
1	419.623	-83.8693	-47.2160	-3.72703	3.82933	0.651063	3.014	0.9993
2	18.3823	-1.17548	-0.439313	-0.05848	0.0334187	0.0051458		0.9998
3	0.03705	-0.004156	0.015306	0.001797	-0.0010158	-0.00007633		0.9948
0	33.3619	-7.61209	-0.541882	-0.012694	0.0	0.0		0.9975

注: R 表示拟合精度, 其余符号意义见公式 (6)、(7)。

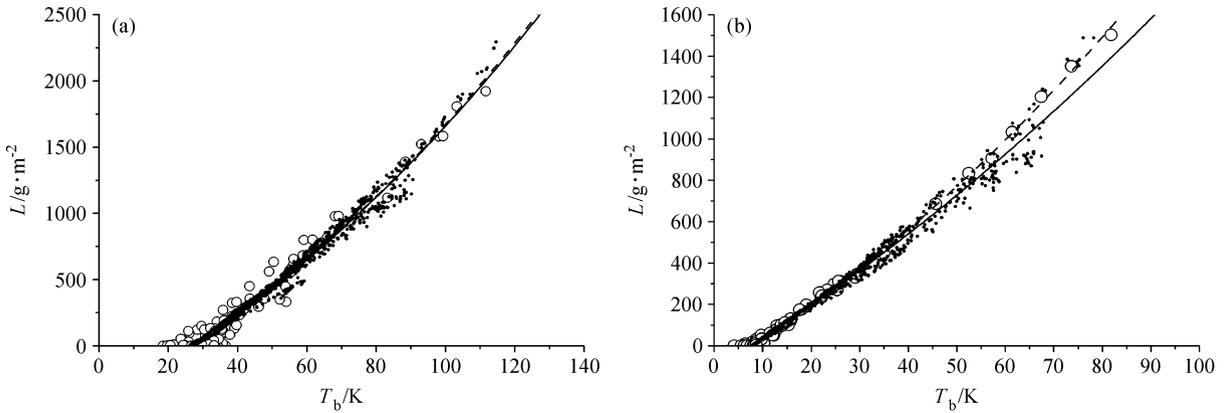


图3 方法1和方法2所得到的样本点的比较:(a) 0.239 km 高度层上的样本点;(b) 4.039 km 高度层上的样本点。空心点代表拟合样本1,其拟合曲线用虚线表示;实心点代表拟合样本2,其拟合曲线用实线表示

Fig. 3 The comparison of statistical samples at (a) 0.239 km and (b) 4.039 km produced by methods 1 and 2. Open points are for fitting sample 1 and dashed line is its fitting line; solid points are for fitting sample 2 and solid line is its fitting line

反演,进而求得反演值与“真实值”的绝对误差和相对误差随高度的变化(见图4b、c)。与方法1相比,方法2的反演误差在大部分的高度上都有所下降,其中在4 km的飞行高度上,反演相对误差由8.6%下降到3.4%。

3.3.2 统计检验

检验方法和检验指标:对检验样本的云液态含水量廓线作垂直高度积分,得到的总量值作为模拟真值 $L(h)$;根据(1)式计算的对应的检验样本亮温作为模拟观测亮温 $T_b(h)$,由模拟观测亮温带入反演公式计算得到积分云液水总含量作为反演值 $L'(h)$ 。令 d 表示反演值对模拟真值的均方根绝对误差, r 表示均方根相对偏差,得

$$d(h) = \sqrt{\sum_{i=1}^n [L_i(h) - L'_i(h)]^2 / n}, \quad (8)$$

$$r(h) = d(h) / s(h), \quad (9)$$

其中, i 表示第 i 个检验样本, n 表示该高度层上检验样本的总数, $s(h)$ 为液水含量模拟真值的 n 个样本的平均。以 d 和 r 作为检验指标。

检验样本:用求取反演系数时所用的拟合样本作为检验样本,称之为自检验样本;而用独立于拟合样本的另一批云样本所做的检验,称之为独立检验。

从拟合样本2中每隔120 min提取一个样本,共得到450个自检验样本,称为自检验样本2。另设置最大上升气流速度分别为0.05、0.15、0.25、0.35、0.45、0.55、0.65 m/s,最大上升气流所在

的高度取0.5、1.5、2.5、3.5、4.5、5.5、6.5、7.5 km,模式模拟约300 min以后,经过微物理过程的调整,云的发展逐渐达到稳定。每隔26 min提取一个云样本,共得到564个独立检验样本,称为独立检验样本2。分别对反演系数2和1进行检验,结果见图5。考虑到独立检验比自检验反映的反演精度更为客观,因此下面讨论反演精度时,均引用独立检验的结果。

由图5可见,方法2的均方根绝对误差随高度呈递减趋势,变化范围是21.7~50 g/m²,在4 km处其值约为32 g/m²;均方根相对误差随高度变化不大,在9.5%~12.7%之间,在4 km处其值约为11%。总体看来,方法2的反演精度在所有高度上都有所提高,幅度在0.15%~7.28%之间。

3.4 对实际飞行探测资料的反演

分别用方法1和方法2对2001年7月8日的飞行探测资料进行反演。我们用相对偏差来表示两种反演结果间的相对差异:设共有 n 个探测点,第 i 个探测点用方法1的反演结果为 L_{1i} ,用方法2的反演结果为 L_{2i} ,两者之间的绝对差异 ΔL_i 和平均相对差异 $\overline{\Delta L}$ 为:

$$\begin{cases} \Delta L_i = |L_{2i} - L_{1i}|, \\ \overline{\Delta L} = \sum_{i=1}^n [(L_{2i} - L_{1i}) / L_{1i}] / n. \end{cases} \quad (10)$$

方法2的反演结果见图6,方法1的反演结果见文献[2]。经统计,共有2554个探测点,平均相对差异为7.9%。

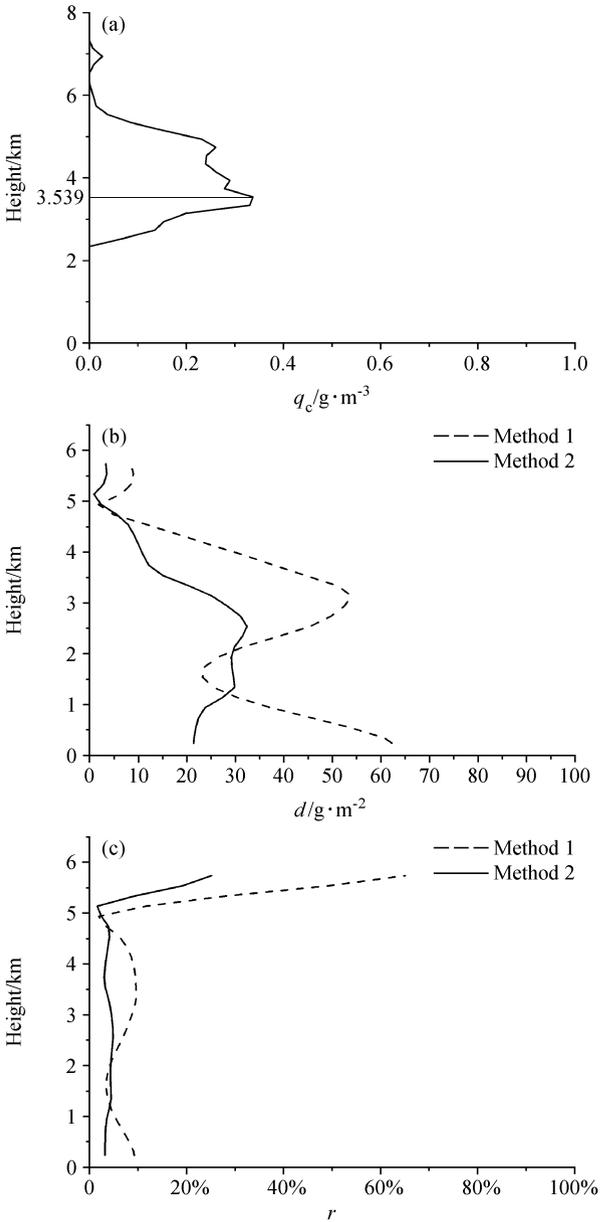


图4 对一例典型层状云样本的反演:(a)云内液水含量(q_c)的垂直分布;(b)绝对误差;(c)相对误差

Fig. 4 Retrieval result of a case of typical stratiformis: (a) Profile of the cloud liquid water content (q_c); (b) absolute error; (c) relative error

在文献[2]中已将方法1的反演结果与当日的飞行记录以及雷达回波等独立于机载微波辐射计的观测资料进行了对比。结果表明, 10:15~10:22时段内积分云液水含量数值明显升高并剧烈变化的情况, 与相应时段机上记录到的飞机颠簸以及窗外雨水横流的状况相当一致, 也与雷达回波显示的层状云中嵌套的对流性降水区相吻合(见文献[2]中

图4)。本文研究的方法2与方法1的反演结果有很好的正相关关系, 差别仅在于探测的精度上方法2比方法1又有了改进, 因此上述对比情况对方法2仍然是适用的。

3.5 误差讨论

机载微波辐射计的探测误差包括仪器误差和反演误差两部分。以下我们结合2001年7月8日的个例, 通过因素分析方法, 对影响观测和反演精度的各种因素进行误差估计。

3.5.1 仪器误差

本文讨论的仪器漂移误差为0.5 K。根据误差传递原理, 对仪器漂移误差经反演公式(5)的传递后造成的云液水含量的不确定数值可表示为:

$$\Delta L = |2a_3(T_b - a_0) + a_2| \Delta T_b, \quad (11)$$

其中, a_3 、 a_2 、 a_0 为方法2的反演系数[见公式(5)], ΔT_b 为仪器漂移误差0.5 K, T_b 为飞行过程中仪器所测得的亮温值, ΔL 为由仪器漂移引起的积分云液水含量的最大绝对误差。图6b中灰色实线即为此次飞行探测过程中 ΔL 的时间序列, 计算结果表明由仪器漂移产生的云液水含量不确定性在 16.9 g/m^2 以内, 平均值为 10 g/m^2 。图6b中黑色实线为方法1、2反演值的绝对差异的时间序列, 两者差异随云液水值而有很大变化, 最大超过 182 g/m^2 , 平均值为 40 g/m^2 。比较图6b中两曲线, 可以看出新方法2对原方法1的改善远大于仪器漂移误差, 说明新方法是具有实际应用价值的。

3.5.2 反演误差

反演误差主要是由拟合样本与当天飞行探测时的实际天气情况的差异造成的。包括背景场的差异和云液水垂直分布廓线的差异。

3.5.2.1 背景大气不确定性

方法2的样本是以当日08时的探空资料为大气初始状态, 由云物理模式模拟云变化过程中各时刻的温、压、湿等气象要素的变化, 由此造成的背景大气的亮温变化在 $24.8 \sim 36.7 \text{ K}$ 之间, 标准偏差为 1.8 K ; 方法1中的样本来自三年里7月份的120个历史探空资料, 样本之间温、压、湿等气象要素的差异很大, 背景大气亮温在 $18.5 \sim 36.9 \text{ K}$ 之间, 标准偏差为 3.8 K 。可见方法2减少了由背景场的不确定所造成的反演误差。

3.5.2.2 云廓线不确定性

在我们所讨论的微波波段, 辐射计接收到的微

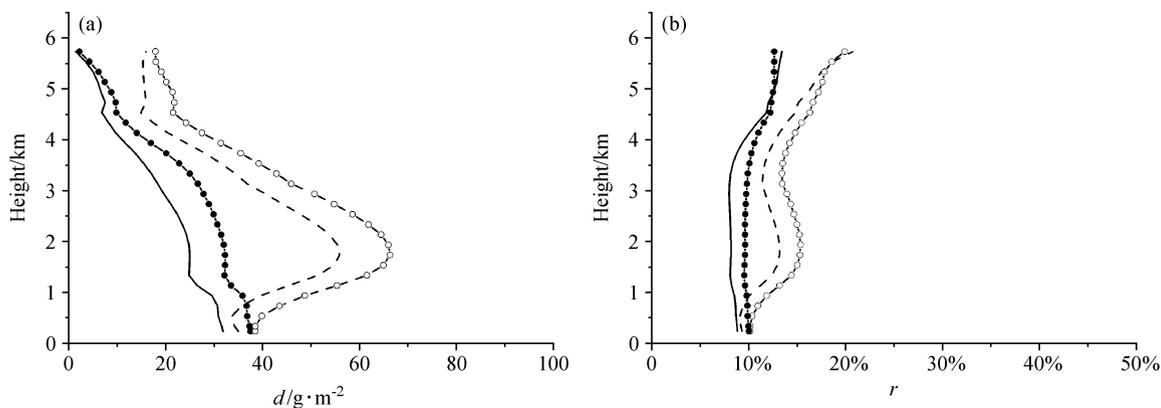


图 5 反演的积分云液水总量相对于模拟真值的均方根误差 (a) 和均方根相对误差 (b)。实线：反演系数 2 的自检验结果；虚线：反演系数 1 的自检验结果；实心圆：反演系数 2 的独立检验结果；空心圆：反演系数 1 的独立检验结果

Fig. 5 RMS errors and relative errors of retrieved integrated liquid water content to their simulated 'true values'. Solid line: self-test results of coefficient 2; dashed line: self-test results of coefficient 1; solid points: independent test results of coefficient 2; open points: independent test results of coefficient 1

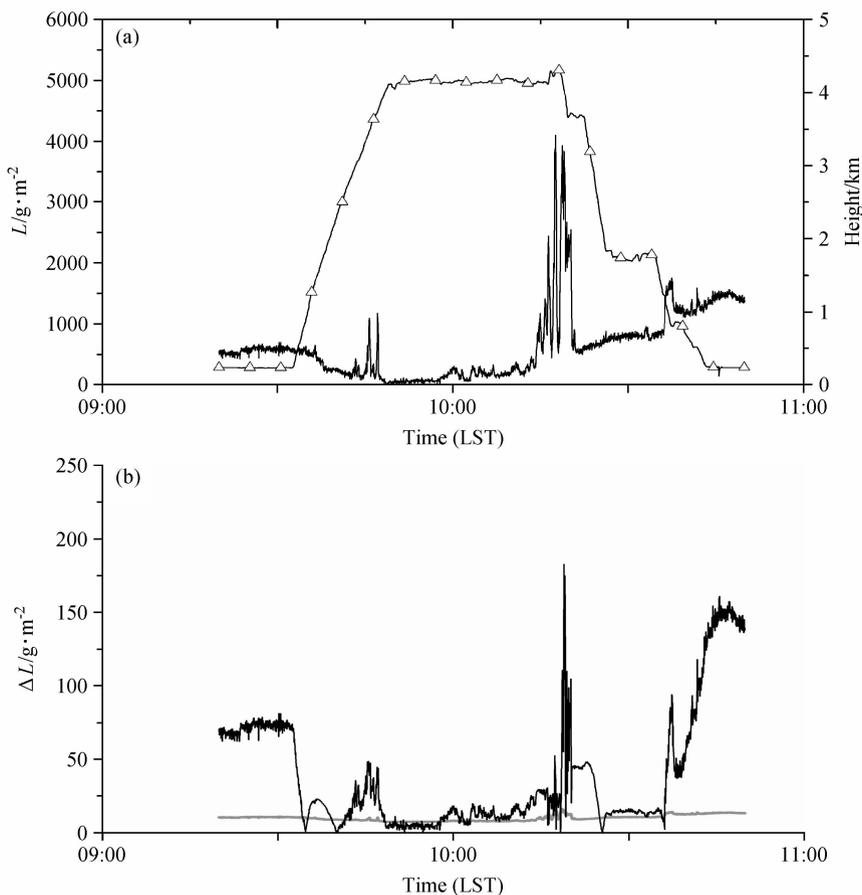


图 6 用方法 1 和方法 2 对 2001 年 7 月 8 日个例的反演结果：(a) 方法 2，实线为云液态水含量，三角为 GPS 全球定位系统测量的飞行高度；(b) 黑色实线为方法 2 与方法 1 反演结果的绝对差异 [见公式 (10)]，灰色实线为仪器漂移误差经反演公式的传递后造成的最大绝对误差 (详见 3.5.1 节)

Fig. 6 Retrieval results of the radiometric data on 8 Jul 2001 with methods 1 and 2: (a) Method 2, solid line is for L , triangle is for flight height measured by a GPS system; (b) black line: absolute difference between retrieval results of methods 1 and 2 [see formula (10)], gray line: the maximum absolute errors caused by instrument drift errors (see part 3.5.1 for details)

波辐射亮温除了与垂直气柱中的云液水总量相关外,还与云温、云液水含量的垂直分布等有较强的依赖关系^[14],而云温在很大程度上取决于云所处的垂直位置,也即云底、云顶高度。以下,我们通过在一定的背景场中构造云样本来讨论云底高度和云液水分布对亮温的影响。考虑到拟合样本 2 的背景场的差异较小,我们选取其中某个样本的温、压、湿的垂直分布作为大气背景。为便于讨论,设云样本内液水含量垂直分布均匀。

(1) 云底高度的不确定所引起的反演误差

云内液水分布和液水总量 L 值都完全相同的两个云样本,地面接收到的两者的亮温之差 ΔT_b 随着它们的云底高度之差的增加而单调递增。因此,我们在同一背景场下构造两个云样本,将云底高度分别设置成 0.539 km 和 5.539 km 两个极端值,固定云厚 1.6 km,云内液水含量 $M(\text{g}/\text{m}^3)$ 相等。这时,两个云样本的垂直路径积分液水含量 L 相等,只是由于云底高度不同,地面接收到的亮温存在差异 ΔT_b 。若改变 M 值(从 $0.05 \text{ g}/\text{m}^3 \sim 1.0 \text{ g}/\text{m}^3$),

便可以得到 ΔT_b 随 L 的变化(见图 7 中曲线 1)。亮温差异在 2.5~35.2 K 之间。

(2) 云内液水垂直分布的不确定所引起的反

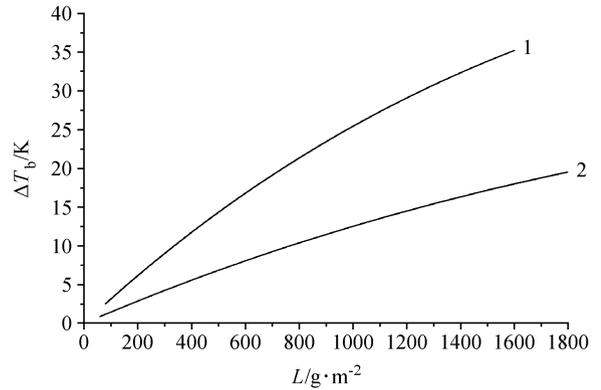


图 7 云廓线不确定性对反演误差影响。曲线 1: 云底高度的不确定引起的反演误差, 曲线 2: 云内液水垂直分布的不确定引起的反演误差

Fig. 7 The effect of the uncertainty of the vertical distribution of cloud liquid water content on retrieval errors. Line 1 is for the retrieval errors caused by the inaccuracy of the height of cloud base, line 2 is for the retrieval errors caused by the inaccuracy of the profile of cloud liquid water content

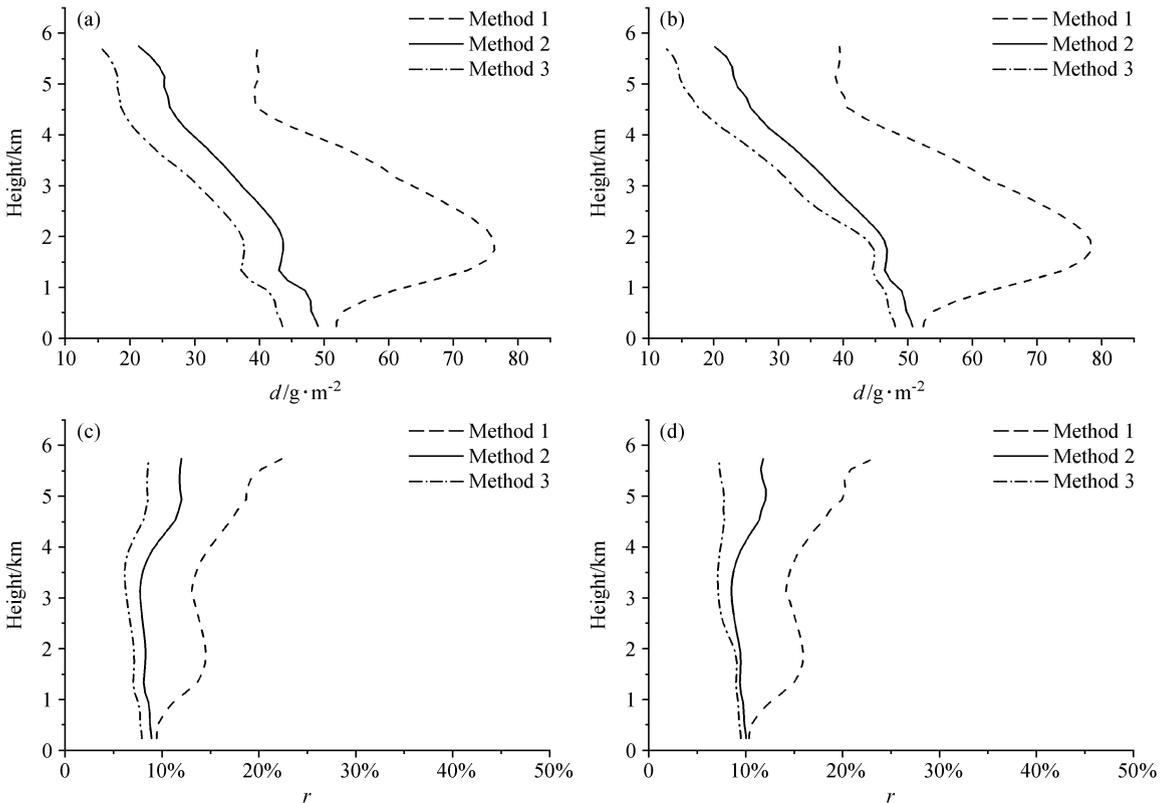


图 8 反演的积分云液水总量相对于模拟真值的均方根误差 (a, b) 和均方根相对误差 (c, d): (a, c) 自检验; (b, d) 独立检验

Fig. 8 RMS errors (a, b) and relative errors (c, d) of retrieved column liquid water content to its simulated 'true values': (a, c) self-test; (b, d) independent test

演误差 云内液水的垂直分布是非常复杂的, 为便于讨论, 我们将之简化为云厚的差异。构造云底高度和 L 值都一样的两个云样本, 两者差别只是云厚不等。这时, 地面接收到的亮温之差 ΔT_b 可以近似看作是云液水分布这个单一因素造成的不确定性, 它是随云厚之差加大而单调递增的。图 7 中曲线 2 就是这种误差随 L 变化的一个例子: 两样本的云底固定在 0.539 km, 云厚分别设置为 0.6 km 和 6 km 两个极端值, ΔT_b 为两极端情况的亮温差。改变 L 的值 (从 60~1800 g/m²), 便可以得到 ΔT_b 随 L 的变化, 图 7 中亮温差异在 0.9~19.5 K 之间。

应该说明, 图 7 中曲线给出的只是可能出现的最大误差, 具体样本中的误差要根据实际情况而定。尽管如此, 我们还是能从中得到一些定性的认识: 与仪器以及背景场的不确定所引起的误差相比, 由云底高度以及云内液水垂直分布的不确定所引起的误差是不可忽略的; 在积分液水含量相同的情况下, 云底高度的不确定对亮温的影响更大。

3.6 根据宏观观测信息选取拟合样本对反演精度的改进

基于上节的讨论, 如果我们根据飞行探测过程中掌握的宏观观测信息 (如云底高度、云的垂直分层情况等) 对云数值模式产生的大量云样本进行筛选, 选择其中符合实际情况的云样本作为拟合样本, 应当可以较好地改善反演精度。

根据当日的飞行记录以及文献[4]的记载, 飞行航线上为大面积的层状云系, 具有两层云结构: 下部为 Sc 云、上部为 As 云。据此, 从拟合样本 2 中选取两层云的样本共 399 个 (以下简称拟合样本 3), 并由此求得反演系数 3。同时, 分别从 3.3 节的自检验样本 2 和独立检验样本 2 中选取两层云的样本 165 和 174 个, 称为自检验样本 3 和独立检验样本 3, 对反演方法 1、2、3 进行数值模拟检验 (方法同 3.3.2 节), 结果见图 8。

独立检验结果表明, 均方根绝对误差和相对误差在所有高度上都有进一步的下降, 其中均方根相对误差下降的幅度随高度增加而增大, 与方法 1 相比下降幅度在 0.9%~15.9% 之间, 与方法 2 相比下降幅度在 0.5%~4.6% 之间。可见, 根据宏观观测的云水分层情况, 选取与此相符合的云样本进行拟合, 可以使反演精度得到进一步改善。

4 总结与讨论

(1) 本文发展了一个利用云数值模式产生云样本, 通过统计回归求取机载对空微波辐射计测云中路径积分液态水含量反演系数的新方法 2, 与用历史探空统计资料作相对湿度诊断产生云样本的原方法 1^[3] 进行了比较。新方法 2 以当天一次探空资料为初值, 通过改变云模式中垂直上升气流峰值及其位置进行大气中各种可能过程的模拟, 产生了当日几乎所有可能出现的云样本, 在产生样本的数量和产生样本的便捷方面, 是原来用历史探空资料的方法 1 所望尘莫及的。同时, 由于一维层状云模式考虑了层状云发展的动力过程和微物理过程, 因此由当天探空资料通过模式产生的拟合云样本与当天实际观测资料较为符合, 在一定程度上减小了由于背景大气的水汽、温度廓线以及云液水含量垂直分布等不确定性所引起的反演误差, 使反演精度有所提高: 本文对 2001 年 7 月 8 日吉林观测个例分析表明, 新方法比老方法的反演精度在所有高度上都有所提高, 幅度在 0.15%~7.28% 之间, 与仪器漂移误差相比这种精度的改善已有实际应用价值; 新方法 2 的均方根绝对误差在 21.7~50 g/m² 之间, 均方根相对误差在 9.5%~12.7% 之间。

(2) 通过因素分析法对机载微波辐射计的探测误差进行估计, 结果表明与仪器漂移以及背景场的不确定所引起的误差相比, 由云底高度及云内液水垂直分布的不确定所引起的误差是不可忽略的, 在很多情况下远大于仪器和背景场误差。另外, 在积分液水含量相同的情况下, 云底高度的不确定对亮温的影响比云内液水垂直分布的不确定的影响更大一些。

(3) 根据当日关于云况的实际观测记录信息: “当日为 Sc 和 As 两层云”, 对上述模式产生的样本 2 用“两层云”的条件进行筛选形成样本 3, 并重新拟合反演系数成反演方法 3。数值模拟检验表明, 采用这种措施可以使反演精度在所有高度上得到进一步的提高, 幅度约在 0.5%~4.6% 之间。这结果表明, 加入独立的云观测信息去约束样本 2, 可以进一步改善反演精度。

(4) 考虑到由于层状云物理模式考虑了层状云发展的动力过程和微物理过程, 其模拟云水廓线的能力远胜于根据单纯历史探空资料做相对湿度诊断

的方法,因此用云物理模式方法提高反演精度还有很大的潜力。为此,我们提出提高反演精度的几点设想:在选择拟合样本时加入实际宏观观测信息,可以使反演精度得到改善。如果可以通过其他手段(如雷达、卫星、飞机探测飞行等)获得当天实际云况详尽的信息(如云底高度、云顶高度等),并根据这些信息对样本进行筛选,可能会在更大程度上提高反演精度。本文所采用的辐射传输模式只考虑了氧气、水汽和云滴对亮温的贡献,若能采用更为复杂的辐射传输模式,加入雨滴的辐射、散射,可能会进一步提高反演精度。

参考文献 (References)

- [1] 刘晓莉,牛生杰,陈跃. 层状云催化后过冷水分布与演变规律的数值模拟. 大气科学, 2006, **30** (4): 561~569
Liu Xiaoli, Niu Shengjie, Chen Yue. Numerical simulation of distribution and evolution of supercooled liquid water in seeding stratiform cloud. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (4): 561~569
- [2] 雷恒池,魏重,沈志来,等. 机载微波辐射计测云中液态含水量(I): 仪器和标定. 高原气象, 2003, **22** (6): 551~557
Lei Hengchi, Wei Chong, Shen Zhilai, et al. Measurement of column cloud liquid water content by airborne upward-looking microwave radiometer (I): Instrument and its calibration. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (6): 551~557
- [3] 江芳,魏重,雷恒池,等. 机载微波辐射计测云中液态含水量(II): 反演方法. 高原气象, 2004, **23** (1): 33~39
Jiang Fang, Wei Chong, Lei Hengchi, et al. Measurement of column cloud liquid water content by airborne upward-looking microwave radiometer (II): Retrieval method. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2004, **23** (1): 33~39
- [4] 梁谷,樊鹏,李燕,等. 一次机载微波辐射计云中含水量的探测. 陕甘宁人工增雨技术开发研究. 北京: 气象出版社, 2003. 146~153
Liang Gu, Fan Peng, Li Yan, et al. A column cloud liquid water content measured by airborne upward-looking microwave radiometer. *The Study of Precipitation Enhancement Techniques in Shaanxi, Gansu and Ningxia* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 146~153
- [5] 金德镇,雷恒池,谷淑芳,等. 机载微波辐射计测云中液态含水量. 气象学报, 2004, **62** (6): 868~874
Jin Dezhen, Lei Hengchi, Gu Shufang, et al. Measurement of column cloud liquid water content by airborne upward-looking microwave radiometer. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (6): 868~874
- [6] 吕达仁,魏重,忻妙新,等. 地基微波遥感大气水汽总量的普适性回归反演. 大气科学, 1993, **17** (6): 721~731
Lü Daren, Wei Chong, Xin Miaoxin, et al. A universal regressive relationship for ground-based microwave remote sensing of atmospheric precipitable water vapor. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1993, **17** (6): 721~731
- [7] 洪延超,周非非. “催化-供给”云降水形成机理的数值模拟研究. 大气科学, 2005, **29** (6): 885~896
Hong Yanchao, Zhou Feifei. A numerical simulation study of precipitation formation mechanism of “seeding-feeding” cloud system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (6): 885~896
- [8] 胡朝霞,雷恒池,郭学良,等. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究. 大气科学, 2007, **31** (3): 425~439
Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Gu Xueliang, et al. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (3): 425~439
- [9] 邱金桓,陈洪滨,王普才,等. 大气遥感研究展望. 大气科学, 2005, **29** (1): 131~136
Qiu Jinhuan, Chen Hongbin, Wang Pucui, et al. A prospect on future atmospheric remote sensing. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (1): 131~136
- [10] Hong Yanchao. A numerical model of mixed convective-stratiform cloud. *Acta Meteorologica Sinica*, 1997, **11** (4): 489~502
- [11] 崔哲虎. 层状性降水云的空基微波遥感研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1999
Cui Zhehu. Space-borne microwave remote sensing of stratified precipitating cloud. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 1999
- [12] 胡志晋,严采繁. 层状云微物理过程的数值模拟(一)——微物理模式. 气象科学研究院院刊, 1986, **1** (1): 37~52
Hu Zhijin, Yan Caifan. Numerical simulation of microphysical processes in stratiform cloud (I) —Microphysical model. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1986, **1** (1): 37~52
- [13] Warner J, Drake J F, Krehbie P R. Determination of cloud liquid water distribution by inversion of radiometric data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1985, **2**: 293~303
- [14] Westwater Ed R. The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Science*, 1978, **13** (4): 677~685