

潘 宁,郁 凡.用一维变分法校正卫星资料反演地球大气湿度场的试验研究.地球物理学报,2009,52(12):2973~2986, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.006

Pan N, Yu F. Bias correction study on the satellite humidity retrievals through a one-dimensional variational method. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(12):2973~2986, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.006

用一维变分法校正卫星资料反演地球 大气湿度场的试验研究

潘 宁¹,郁 凡^{2*}

1 福建省气象台,福州 350001

2 南京大学大气科学系,南京 210093

摘 要 本文采用一维变分法,并将 MM5 模式的相对湿度 6 小时预报作为背景信息,对 1998 年 6~7 月两种卫星反演地球大气相对湿度资料进行偏差校正试验,以提高其精度.这两种反演资料分别是用统计反演法反演 GMS-5 静止气象卫星多通道遥感信息得到的 GMS 反演地球大气湿度,和用同步物理反演法反演 NOAA-14 极轨卫星的 TOVS 晴空测值所得的 TOVS 反演湿度.校正试验结果表明,一维变分法能有效减小两种卫星反演湿度相对于匹配的 NCEP/DOE 再分析相对湿度的平均偏差和均方根偏差:850~300 hPa GMS 反演湿度的绝对平均偏差下降了 0.59%~2.87%;各层 GMS 反演湿度的均方根偏差的减少量为 3.26%~7.49%,其中 925~400 hPa 从 11%~14%降为 6%~9%,300~200 hPa 从 20%~24%降为 13%~18%;500~300 hPa TOVS 反演湿度的绝对平均偏差从 7%~13%降至 1%~5%;各层 TOVS 反演湿度的均方根偏差减少了 12.61%~15.1%,其中 1000~500 hPa 从 21%~24%降至 8%~10%,400~300 hPa 从 25%~29%降至 11%~14%.校正分别使 925~400 hPa GMS 反演湿度和 1000~500 hPa TOVS 反演湿度的均方根偏差降至 10%以下,达到了 WMO 对卫星资料反演地球大气湿度垂直分布的可用精度要求.

关键词 变分方法,偏差校正,卫星资料反演地球大气湿度场

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.12.006

中图分类号 P407 P412

收稿日期 2008-08-20,2009-09-15 收修定稿

Bias correction study on the satellite humidity retrievals through a one-dimensional variational method

PAN Ning¹, YU Fan^{2*}

1 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001, China

2 Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Abstract By using a one-dimensional variational (1D-Var) method, relative humidity (RH) derived from GMS-5 multi-channel satellite images and from NOAA-14's TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) radiances were corrected by 6-h RH forecasts of the MM5 meso-scale NWP model. Errors with respect to the collocated NCEP/DOE reanalysis (R-2) were assessed. It shows that the root mean square differences (RMSD) of the GMS RH retrievals are 11%~14% in 925~400 hPa and 20%~24% in 300~200 hPa, while the TOVS RH retrievals have RMSD of 21%~24% in 1000~500 hPa and 25%~29% in 400~300 hPa, respectively. After

基金项目 国家自然科学基金项目(40175007,40875012)资助.

作者简介 潘 宁,女,1970 年生,硕士,主要从事卫星资料同化和数值预报研究. E-mail:pancathy@163.com

* 通讯作者 郁 凡,男,1955 年生,博士,主要从事卫星遥感的科研和教学工作. E-mail:yufan@mail.nju.edu.cn

1D-Var correction, the absolute mean biases of the resulting GMS RH retrievals in 850~300 hPa are reduced by 0.59%~2.87%, and that of the resulting TOVS RH retrievals in 500~300 hPa are reduced from 7%~13% to 1%~5%. The reduction in RMSD of the corrected RH retrieved from GMS and from TOVS is 3.26%~7.49% and 12.61%~15.1% respectively. The RMSD of the corrected RH retrieved from GMS in 925~400 hPa and from TOVS in 1000~500 hPa are dropped to below 10%, the accuracy requirement for satellite RH retrievals determined by the World Meteorological Organization (WMO).

Keywords Variational method, Bias correction, Satellite humidity field retrievals

1 引言

水汽是成云致雨的必要条件之一,地球大气水汽分布资料的精度直接影响水汽分析乃至降水预报.日常业务和研究中广泛应用的无线电探空资料(RAOB)一直凸现高原、沙漠、海洋和两极资料稀缺、地理分布不均匀、时空分辨率低等问题,不能很好地反映水汽在空间分布及时间变化上的中小尺度特征.和RAOB相比,卫星遥感资料反演的大气湿度产品具有空间覆盖范围广、水平分布密度和时间分辨率高等优势,是RAOB的重要补充.

大气湿度的卫星反演大致分为统计反演和物理反演两类方法.水汽遥感方程描述了卫星辐射率测值 R 与大气湿度垂直廓线 x 的函数关系,即 $R=f(x)$,其逆关系式 $x=f^{-1}(R)$ 就是水汽反演方程.由于 f 是复杂的非线性积分函数, f^{-1} 不能直接求出,而且同一 R 可对应多个 x ,因此反演方程不一定有解,有解也不唯一^[1,2].此外 R 的微小误差还可能导致反演近似解严重偏离真解,即解是不稳定的^[3].为了避免上述反演问题的非适定性,物理反演法附加约束条件(如大气湿度初估信息)求最优数值解,而统计反演法则完全抛开遥感方程,用足够多的历史卫星测值和RAOB的匹配样本,建立两者的回归统计关系.

卫星反演湿度的误差结构较复杂,包含了卫星遥感信息的观测误差、反演过程中引入其他低精度的统计量或初估量所造成的误差、反演或统计模式参数误差和计算误差,因此这两类方法反演的大气湿度通常都具有较大的误差,比如国家卫星气象中心用物理反演法反演TIROS业务垂直探测器(TOVS)测值所得的相对湿度产品,其1000~300 hPa平均均方根偏差约22%^[4],未达到世界气象组织(WMO)确定的可用精度标准,即卫星反演相对湿度在对流层的均方根偏差不高于10%^[5].固然,

改进卫星遥感技术提高卫星探测质量、改进反演方法优化反演算法减小反演方法误差是提高卫星反演湿度精度的根本途径,但这些需要长期不懈的努力.短期内使现有卫星反演湿度达到可用精度的办法是对其进行偏差校正或质量控制.

目前卫星反演湿度的偏差校正或质量控制主要采用以下方法或方案:

(1)系统偏差订正.如王超等^[6]以RAOB湿度测值为检验标准,统计出NOAA-12极轨卫星的TOVS反演相对湿度的平均偏差,再由TOVS反演湿度减去相应卫星轨道、纬带和等压层的平均偏差,得到系统偏差订正后的反演湿度.

(2)单站回归订正.这种方法是选取若干个探空站,用每个探空站的露点温度与相应的TOVS反演格点值建立统计回归方程,再用相应的回归方程订正每个探空站周围的TOVS反演格点值^[7].显然,这种校正方法会引入新的系统性偏差.

(3)剔除卫星反演湿度场不合理的奇异点.沈桐立等^[8]将卫星反演湿度格点值与扫描区域内RAOB湿度的平均进行对比,差值超过给定阈值者用RAOB湿度的平均代替,由此实现对反演场的订正.闵锦忠等^[9]则以RAOB湿度的客观分析格点值作为对比对象,替代值也采用客观分析的格点平均.在他们研究的基础上,通过设定不同的判别标准又衍生出多种质量控制方案,如郑祚芳等^[10]的正涡度与急流、李华宏等^[11]的低云量与湿静力能、胡文东等^[12]的位涡和螺旋度等判别指标.

(4)变分方法.在资料同化领域,变分法将结合大气先验信息(或称背景场、初估场)与观测值、得到大气状态最优估计的问题归结为用代价函数(又称目标函数、距离函数等)度量分析值与背景值、观测值的偏差程度,并由代价函数极小化获得最优分析^[13].当变分法用于卫星反演湿度的订正时,是将卫星反演湿度当作观测信息,用背景信息校正反演场,得到的最优分析就是经订正的卫星反演湿度.张

菊芳等^[14]和翁永辉等^[15]对 TOVS 反演湿度场进行变分订正时都是以探空湿度为背景信息,这种背景信息精度不够高,而且只能代表大尺度特征,对水平分辨率更高的反演湿度起了很大的平滑作用.此外,这些研究还有一个共同的缺点,就是代价函数中的权重系数采用经验值,物理意义不明确. Deblonde 等^[16]对卫星反演的可降水总量和比湿进行一维变分(1D-Var)分析时则是将数值天气预报(NWP)模式的湿度预报作为背景信息,并分别以预报精度和反演精度作为背景信息和反演信息的权重构造代价函数.这种方法结合了 NWP 模式湿度预报精度较高与卫星反演资料水平分辨率较高的特点,而且模式预报包含起报时刻之前的有效观测信息,使得变分订正(或分析)结果更具连续性.

1998 年 6~7 月,副高西北侧的西南暖湿气流与南下冷空气频繁交绥于我国长江流域,造成该地区暴雨、大暴雨天气频发,为获得分辨率和精度较高的相对湿度分析场,揭示水汽分布对暴雨形成的作用,本文分别对 GMS-5 和 NOAA-14/TOVS 卫星资料反演的相对湿度进行校正试验.根据误差分析,这两种卫星反演湿度资料的平均均方根偏差都大于 10%,而且偏差主要来自随机误差,系统偏差订正不能有效减小其均方根偏差.因此,我们采用 Deblonde 等^[16]的 1D-Var 校正方法,并在误差协方差的统计方面稍做改进.试验结果表明,经过 1D-Var 校正,GMS 和 TOVS 反演相对湿度的平均均方根偏差都明显减小,减小量分别约为 6%和 14%.校正后两种反演湿度在对流层中低层的精度均达到可用标准.

2 资料与方法

2.1 资料

本文要校正的卫星反演大气相对湿度资料有两种:一种是用统计方法反演 GMS-5 静止卫星多通道云图所得的三维相对湿度场^[17,18],水平范围是 19.5°N~45°N、100°E~124.7°E,分辨率为 0.1°N×0.1°E,垂直方向共 8 个标准层,依次为:925、850、700、500、400、300、250 hPa 和 200 hPa.这种 GMS 反演湿度每天有 02、08、14 和 20 时(北京时,下同)4 次资料.另一种是国家卫星气象中心的 TOVS 反演相对湿度业务产品,是对 NOAA-14 极轨卫星的 TOVS 晴空辐射率应用同步物理反演法得到的^[19].这种反演资料按卫星扫描轨道存档,水平分辨率约

75 km,垂直方向是 6 个标准层,即 1000、850、700、500、400 hPa 和 300 hPa.我们只校正 GMS 反演湿度水平区域内的 TOVS 反演湿度,其对应的 TOVS 测值的探测时间为中心时刻(02、14 时)前后 1 小时.

用于对比的资料也有两种:一种是每日 2 次(08、20 时)的 RAOB 相对湿度,它们由温度和温度露点差的 RAOB 测值计算得到,计算之前对 RAOB 测值进行了质量控制,包括极值、气候值和垂直一致性检验.还有一种是美国国家环境预报中心(NCEP)与能源部(DOE)的大气模式互比项目 AMIP-II 的全球再分析资料(R-2)^[20],它们由三维变分(3D-Var)同化方法和 T62 全球 NWP 模式形成,并修订了 NCEP 全球再分析资料 R-1 的错误.该资料每日共 4 个时次:02、08、14 和 20 时,水平分辨率为 2.5°N×2.5°E,包括 17 个等压层的温度、相对湿度等三维数据和海平面气压等二维数据.

2.2 1D-Var 方法

多维变分方法的代价函数具体定义为分析场 \mathbf{x} 与背景场 \mathbf{x}_b 的差距及 \mathbf{x} 与观测场 \mathbf{y}_o 的差距的平方和,并以误差协方差的逆矩阵为权重^[13]:

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x})]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x})], \quad (1)$$

式中, \mathbf{x} 与 \mathbf{x}_b 都是长度为格点数与变量数乘积 l 的列向量, \mathbf{y}_o 是长度为水平离散点总数 p 的列向量, \mathbf{H} 是将分析量正演成观测量的观测算子,大小为 $p \times l$, \mathbf{B} 是大小为 $l \times l$ 的背景误差协方差矩阵, \mathbf{R} 是大小为 $p \times p$ 的观测误差协方差矩阵.上标 T 和 -1 分别表示矩阵向量的转置和逆.

式(1)也可以由最大似然方法或假定观测和背景误差具有无偏的高斯分布并利用 Bayes 概率原理推得^[13].

对最优分析 $\mathbf{x} = \mathbf{x}_a$,式(1)中的 $J(\mathbf{x})$ 有极小值, $J(\mathbf{x})$ 的梯度为 0:

$$\nabla J(\mathbf{x}_a) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b) + \mathbf{H}'^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}'(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b) - \mathbf{H}'^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] = 0, \quad (2)$$

式中的 $\mathbf{H}' = \nabla \mathbf{H}$,是观测算子 \mathbf{H} 的切线性算子.

梯度方程(2)的解析解为

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}'^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}')^{-1} \mathbf{H}'^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)]. \quad (3)$$

直接求解解析解计算繁杂,变分方法是采用共轭梯度法等迭代算法求得数值解,称之为代价函数的极小化过程.

式(1)~(3)应用于三维分布的分析向量时称为 3D-Var 方法,应用于一维廓线时称为 1D-Var 方法.

出于计算成本考虑,我们用 1D-Var 法解决卫星反演湿度的校正问题.将三维卫星反演相对湿度场 $q(r,k)$ 在水平位置 $r=r(i,j)$ 的垂直廓线作为式(1)中的观测信息 y_o ,并改记为 x_o ,背景信息采用 MM5 中尺度 NWP 模式^[21]的相对湿度 6 小时预报场在同一水平位置相同气压层构成的垂直廓线 x_b .这时,分析廓线 x 、最优分析(即校正后的反演相对湿度)廓线 x_a 、 x_o 和 x_b 都是长度为 K (即气压层总数,GMS 反演湿度为 8,TOVS 反演湿度为 6)的列向量.因观测量与分析量都是相对湿度,故 H 和 H' 是单位矩阵, $H'=H=I$.代入式(1)~(2)得:

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(x_o - x)^T R^{-1}(x_o - x), \quad (1')$$

$$\nabla J(x_a) = B^{-1}(x_a - x_b) - R^{-1}(x_o - x_a) = 0, \quad (2')$$

梯度方程(2')的解析解为

$$x_a = (BR^{-1} + I)x_o + (RB^{-1} + I)x_b, \quad (3'a)$$

或

$$x_a = x_o - BR^{-1}(x_b - x_o), \quad (3'b)$$

式(3'b)就是用模式湿度 6 小时预报廓线 x_b 校正卫星反演湿度廓线 x_o 的公式.我们采用有限内存拟牛

顿法(L-BFGS)^[22]迭代求解梯度方程(2'),以获得使代价函数(1')达极小的 x_a .

2.3 误差计算

2.3.1 误差协方差的估计

由于代价函数中,分析与背景、分析与观测之差分别以背景误差协方差、观测误差协方差为权重,因此误差协方差的估计是变分法至关重要的部分.

本文使用的 1D-Var 方法中,背景误差就是 MM5 模式相对湿度 6 小时预报的预报误差,观测误差就是卫星反演相对湿度的反演误差,它们也是长度为 K 的列向量.设 x_t 是相对湿度真值,定义预报误差和反演误差:

$$\boldsymbol{\varepsilon}_b = x_b - x_t, \quad (4a)$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_o = x_o - x_t, \quad (4b)$$

则预报误差和反演误差的协方差矩阵分别为

$$B = E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_b - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_b\})(\boldsymbol{\varepsilon}_b - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_b\})^T\}, \quad (5a)$$

$$R = E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_o - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_o\})(\boldsymbol{\varepsilon}_o - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_o\})^T\}, \quad (5b)$$

其中 $E\{\}$ 为数学期望.

因真值 x_t 未知,故用真值的近似 \bar{x}_t 来计算误差协方差.用 $\boldsymbol{\varepsilon}_t$ 表示真值近似的误差,用 $\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b$ 、 $\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o$ 分别表示模式预报、反演相对真值近似的偏差,则

$$\boldsymbol{\varepsilon}_b = x_b - \bar{x}_t + \bar{x}_t - x_t = \bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b + \boldsymbol{\varepsilon}_t, \quad (6a)$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_o = x_o - \bar{x}_t + \bar{x}_t - x_t = \bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o + \boldsymbol{\varepsilon}_t, \quad (6b)$$

$$B = E\{(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\})(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\})^T\} + E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})^T\} + E\{(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\})(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})^T\} + E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\})^T\}, \quad (7a)$$

$$R = E\{(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\})(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\})^T\} + E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})^T\} + E\{(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\})(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})^T\} + E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_t - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\})(\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o - E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\})^T\}. \quad (7b)$$

忽略真值近似的误差,并假设反演(或预报)偏差与真值近似的误差不相关,则式(7a)和(7b)等号右边第二至第四项为 0,误差协方差近似等于偏差协方差.一般用匹配范围内、距某个真值近似最近的反演(或预报)廓线作为一个匹配样本(这是“距离最近”匹配方式,记为 MinDis),得到其偏差 $\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_n = (\bar{\varepsilon}_{n1}, \bar{\varepsilon}_{n2}, \dots, \bar{\varepsilon}_{nK})^T$,再对统计时段内所有反演(或预报)匹配样本进行统计,得到气压层 k_1 与 k_2 之间的偏差协方差:

$$e_{k_1 k_2} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\bar{\varepsilon}_{nk_1} - \bar{\bar{\varepsilon}}_{k_1})(\bar{\varepsilon}_{nk_2} - \bar{\bar{\varepsilon}}_{k_2}), \quad (8)$$

($k_1, k_2 = 1, 2, \dots, K$),

其中,各层的平均偏差为

$$\bar{\bar{\varepsilon}}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \bar{\varepsilon}_{nk}. \quad (9)$$

通常取 RAOB 资料为真值近似.但是除了引言中所述的缺陷外,RAOB 湿度的误差接近甚至高于反演(或预报)偏差,不能忽略.再者,GMS 反演湿度的统计反演模型是根据卫星资料与 RAOB 湿度的相关关系建立的,两者误差不相关的假设也是不合适的.因此我们做了改进,用精度较高、分布均匀和时空分辨率更高的 NCEP/DOE 再分析湿度近似真值,并且使用“差值最小”(记为 MinVal)匹配方式.这种方式是从匹配范围内的所有反演(或预报)廓线中,选取同一气压层上与真值近似绝对偏差最小的反演(或预报)值构成匹配样本廓线.匹配范围以真值近似为中心,大小依资料的水平分辨率设置:GMS 反演湿度、MM5 模式湿度预报分别是经纬度为 0.5° 、 1.0° 的矩形,TOVS 反演湿度则是半径为 125 km 的圆形.

2.3.2 平均偏差和均方根偏差的估计

本文中,平均偏差和均方根偏差的估计分为两组,一组以 NCEP/DOE 再分析湿度近似真值,另一组以探空湿度近似真值. 每组各有 MinVal 和 MinDis 两种匹配样本,其匹配范围都相同(见上文). 每种样本各层的平均偏差用式(9)计算,均方根偏差的计算公式则如下:

$$\text{RMSD}_k = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \epsilon_{nk}^2}. \quad (10)$$

3 试 验

为获得水平分辨率高于 RAOB 资料、精度较高的相对湿度分析场,以揭示水汽分布对 1998 年 6~7 月我国长江流域暴雨、大暴雨天气的作用,我们用 1D-Var 方法对卫星反演湿度进行校正试验. GMS 反演湿度的校正时段是 1998 年 6 月 12~30 日和 7

月 20~31 日,分别对应两个持续强降水期. TOVS 反演湿度的校正时段为 1998 年 6 月 3 日~7 月 31 日.

1D-Var 校正试验中,用作背景信息的 MM5 模式相对湿度 6 小时预报共 9 层(1000~200 hPa),由 MM5 模式每日 4 个初始时刻(02、08、14 和 20 时)向前积分 6 小时的结果经要素转换和空间变换等后处理得到. MM5 模式水平区域略大于 GMS 反演湿度,水平格距 20 km,取兰勃托投影方式;垂直方向分成 24 个整 σ 层,模式顶气压为 50 hPa;物理过程使用 Dudhia 简单冰相、Grell 积云对流、MRF 行星边界层、云辐射等参数化方案;初值和边界条件均采用 NCEP/DOE 再分析资料. 校正时先用双线性水平插值法将 MM5 模式湿度预报内插至卫星反演湿度廓线的水平位置,得到匹配的背景廓线.

校正试验使用的背景、观测误差协方差矩阵分别列于表 1~3,它们的统计方法见 2.3.1 节. 如表中矩阵对角元素(用标准差平方表示的误差方差)所

表 1 MM5 模式相对湿度 6 小时预报的误差协方差矩阵

(统计时段:1998 年 6 月 3 日~7 月 31 日;样本数:11704;单位:%²)

Table 1 Error covariance matrix of the MM5 RH 6-h forecasts

(Dataset: 3 June 1998 to 31 July 1998; Sample size: 11704; Unit: %²)

等压层 (hPa)	1000	925	850	700	500	400	300	250	200
1000	8.0731 ²								
925	—	7.7341 ²							
850	23.7974	29.3659	6.2228 ²						
700	5.6754	5.8544	9.8982	5.3266 ²					
500	2.2212	-0.6239	-0.7085	2.5754	5.9497 ²				
400	2.5314	0.7127	-0.8522	-0.4346	20.1	7.3593 ²			
300	-4.6935	0.443	-0.6179	-0.2205	3.2113	21.6063	10.0402 ²		
250	—	-3.6384	-4.0216	-2.8329	-2.9675	0.6443	75.4426	13.2905 ²	
200	—	-11.02	-3.5033	-0.2067	-0.4563	-1.8649	28.9813	108.8887	15.0797 ²

表 2 GMS 反演湿度的误差协方差矩阵

(统计时段:1998 年 6 月 12~30 日和 7 月 20~31 日;样本数:6570;单位:%²)

Table 2 Error covariance matrix of GMS RH retrievals

(Dataset: 12~30 June 1998 and 20~31 July 1998; Sample size: 6570; Unit: %²)

等压层 (hPa)	925	850	700	500	400	300	250	200
925	11.5706 ²							
850	114.5289	11.4109 ²						
700	59.1758	85.359	12.9706 ²					
500	26.4971	32.9821	64.004	13.4355 ²				
400	16.1941	21.344	35.2269	123.7669	13.3438 ²			
300	-14.8292	0.0638	10.2783	42.0508	139.207	20.1803 ²		
250	-25.2851	-9.1026	-11.6539	24.4775	99.3597	404.1719	23.8981 ²	
200	5.2181	10.8957	-31.7388	36.4461	67.1836	230.9506	413.3741	23.6667 ²

表 3 TOVS 反演湿度的误差协方差矩阵

(统计时段: 1998 年 6 月 3 日~7 月 31 日; 样本数: 12649; 单位: %²)

Table 3 Error covariance matrix of TOVS RH retrievals

(Dataset: 3 June 1998 to 31 July 1998; Sample size: 12649; Unit: %²)

等压层(hPa)	1000	850	700	500	400	300
1000	22.3647 ²					
850	385.9956	22.9395 ²				
700	265.144	300.4508	21.6484 ²			
500	252.249	250.0391	291.5996	22.9246 ²		
400	253.9714	243.3382	234.127	410.2899	23.7122 ²	
300	199.5594	200.0837	136.7503	246.2662	332.1485	25.3231 ²

示, MM5 模式 6 小时湿度预报的误差标准差在 1000~400 hPa 约为 5.3%~8.1%, 高层 300~200 hPa 在 10% 以上, 误差随高度先减后增, 700 hPa 最小, 200 hPa 最大(约 15.1%). GMS 反演湿度的误差标准差在 925~400 hPa 为 11.4%~13.4%, 300~200 hPa 为 20.2%~23.9%, 基本上是随高度增加, 最小、最大值分别出现在 850、250 hPa. TOVS 反演湿度的误差标准差为 21.6%~25.3%, 明显大于 GMS 反演湿度, 但垂直分布较均匀. 在同一气压层上, 模式湿度预报的误差方差都明显小于两种卫星反演湿度, 将它作为背景信息应该可以取得较好的校正效果. 此外, 由矩阵非对角元素即协方差的大小可知, 不同气压层之间的误差相关性以模式湿度预

报最小, TOVS 反演湿度最大, GMS 反演湿度介于两者之间.

4 结果与分析

4.1 校正结果

4.1.1 GMS 反演湿度

图 1 是 MM5 模式湿度 6 小时预报、校正前后 GMS 反演湿度相对 NCEP/DOE 再分析湿度的偏差的垂直分布, 分别用实线、虚线与点线表示, 并是否带符号区分平均偏差和均方根偏差, 统计时段为 1998 年 6 月 12~30 日和 7 月 20~31 日. 图 1a 是 MinVal 匹配样本的偏差, 图 1b 样本的匹配方式

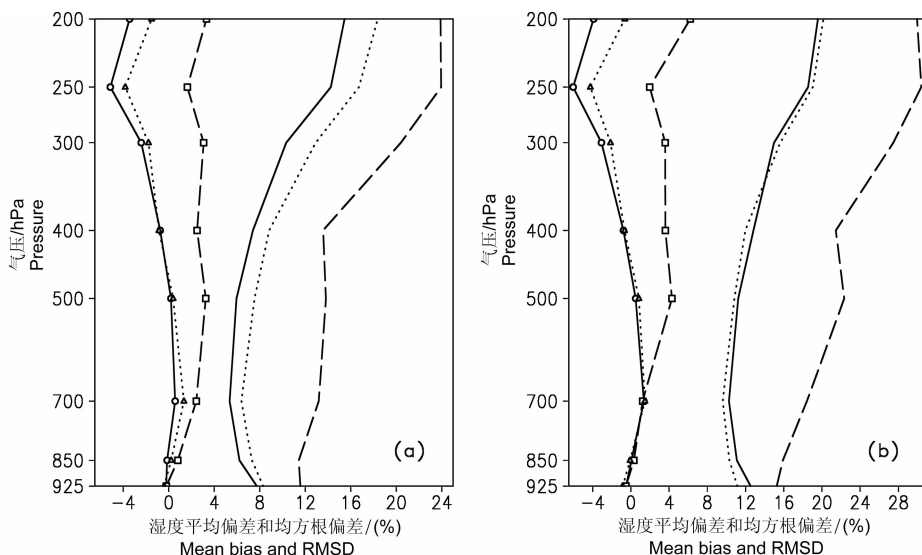


图 1 MM5 模式湿度 6 小时预报(实线)、GMS 反演湿度(虚线)、校正后 GMS 反演湿度(点线)与 NCEP/DOE 再分析湿度匹配的(a)MinVal 样本, (b)MinDis 样本的平均偏差和均方根偏差
带标记符号的是平均偏差, 无标记符号的是均方根偏差.

Fig. 1 Mean biases (marked) and RMSD of RH for MM5 6-h forecasts (solid), GMS retrievals (dashed), and corrected GMS retrievals (dotted), with respect to collocated NCEP/DOE reanalysis
(a) MinVal samples; (b) MinDis samples.

是 MinDis.

如图 1a 所示, GMS 反演湿度的平均偏差在边界层 925 hPa 为负值, 850~200 hPa 为正值. 925 hPa 最小, 接近无偏; 850 hPa 较小, 约 1%; 250 hPa 还有一个相对小(1.6%)的正偏差; 其他各层差别不大, 平均为 2.9%. 这种垂直分布说明除了边界层, GMS 反演湿度存在系统性偏湿, 尤其是在中高层. 与之相反, 模式湿度预报在各层(除 700、500 hPa)为负平均偏差, 总体表现为系统性偏干, 其中高层 300~200 hPa 偏干较明显, 在 250 hPa 有一个负偏差峰值. 值得注意的是, 模式湿度预报在中低层的系统性偏差较小, 300 hPa 以下绝对平均偏差都小于 1%. 比较模式湿度预报和 GMS 反演湿度平均偏差的绝对值, 结果发现前者除 250 hPa 明显高于、925 hPa 与 200 hPa 略高于后者外, 其余各层均低于后者, 表明模式湿度预报偏离 NCEP/DOE 再分析湿度的程度整体上小于 GMS 反演湿度.

图 1a 还显示, 模式湿度预报的均方根偏差在 925~400 hPa 均低于 8%, 高层 300~200 hPa 为 10%~16%, 随高度的变化是先减小后增加, 700 hPa 达最小(低于 6%). 而 GMS 反演湿度的均方根偏差基本随高度递增, 其中从 400 hPa 到 300 hPa 增加最多; 大小上则明显高于模式预报, 925~400 hPa 介于 11%~14% 之间, 300~200 hPa 达 20%~24%, 各层精度都未达到 WMO 确定的均方根误差低于 10% 的可用标准. 对比 GMS 反演湿度的均方根偏差和标准差(表 2 对角元素的平方根), 可以发现它们非常接近. 由均方根偏差²=标准差²+平均偏差²可知, GMS 反演湿度的偏差主要是非系统性的, 单纯的系统偏差订正(就是反演值减去相应的平均偏差)不能从根本上降低均方根偏差. 同样地, 模式湿度预报的均方根偏差与标准差(表 1 对角元素的平方根)也很接近, 平均偏差相对是个小值.

校正后 GMS 反演湿度的偏差垂直分布(图 1a 的点线)有几个明显的特点: 一是偏差廓线的形状与模式预报偏差廓线相似, 且大小趋近模式预报的偏差; 二是均方根偏差介于模式预报、GMS 反演湿度的均方根偏差之间, 其中 925~400 hPa 降低为 6%~9%, 达到低于 10% 的可用标准, 而 300~200 hPa 也降至 13%~18%; 三是 925 hPa 和 850~500 hPa 仍为系统性的偏干和偏湿, 400~200 hPa 则变成系统性偏干.

图 1b 显示出与图 1a 相似的偏差廓线, 说明尽管样本的匹配方式不同, 其偏差的垂直分布仍比较

一致. 它与图 1a 中偏差的主要差别在于: 无论是模式湿度预报还是校正前后的 GMS 反演湿度, 同一种湿度资料的均方根偏差都更大, 大多数气压层的平均偏差也更高; 在 300 hPa 以下各层, 经校正的 GMS 反演湿度的均方根偏差小于模式预报和 GMS 反演湿度, 而不是介于两者之间; 经校正的 GMS 反演湿度的精度在 925~500 hPa 达到或很接近 WMO 的可用标准.

表 4 给出了与图 1 对应的、校正前后 GMS 反演湿度相对 NCEP/DOE 再分析湿度的偏差的变化. 如表所示, 就绝对平均偏差而言, 校正后 MinVal 样本在 925 hPa 和 250 hPa 之外的各层降低了 0.59%~2.87%, 其中以 500 hPa 降幅最大, 而校正后 MinDis 样本在 925、700 hPa 和 250 hPa 除外的各层降低了 0.25%~5.6%, 中高层的降幅大于 MinVal 样本. 至于均方根偏差, 校正后两种样本都是减少的, MinVal 样本减少量为 3.26%~7.49% (平均 5.68%), MinDis 样本减少幅度更大, 为 4.12%~11.84% (平均 9.06%). 这些结果表明 GMS 反演湿度的校正是有正效果的.

表 4 校正前后 GMS 反演湿度相对 NCEP/DOE 再分析湿度的偏差的变化

(统计时段: 1998 年 6 月 12~30 日和 7 月 20~31 日; 单位: %)

Table 4 Mean bias and RMSD differences between GMS RH retrievals and their corrections, with respect to NCEP/DOE reanalysis

(Dataset: 12~30 June 1998 and 20~31 July 1998; Unit: %)

等压层 (hPa)	绝对平均偏差的变化 (校正后-校正前)		均方根偏差的变化 (校正后-校正前)	
	MinDis 样本	MinVal 样本	MinDis 样本	MinVal 样本
925	0.34	0.19	-4.12	-3.26
850	-0.25	-0.59	-5.61	-4.13
700	0.24	-1.09	-8.81	-6.81
500	-3.46	-2.87	-11.50	-6.28
400	-2.95	-1.64	-9.47	-4.74
300	-1.47	-1.29	-11.84	-7.49
250	2.27	2.19	-11.35	-7.23
200	-5.60	-1.82	-9.81	-5.52

图 2 是 MM5 模式湿度预报、校正前后 GMS 反演湿度相对 RAOB 湿度的偏差, 它与图 1 明显不同, 比如, 模式湿度预报的偏差随高度的变化明显增大, 平均偏差和均方根偏差的峰值均出现在 300 hPa 而不是 250 hPa; GMS 反演湿度的均方根偏差随高

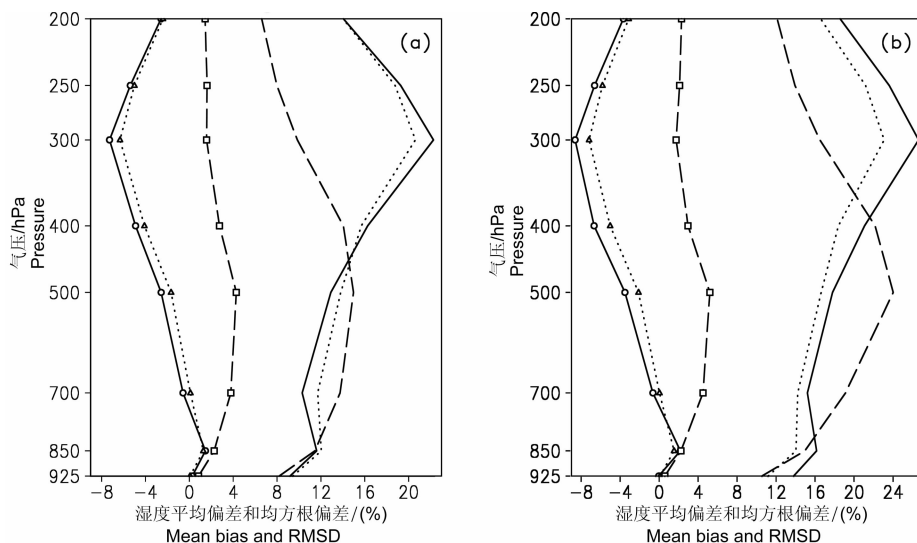


图2 同图1, 但为相对 RAOB 湿度的偏差

Fig. 2 Same as Fig. 1 but with respect to collocated RAOB RH detections

度先增后减, 500 hPa 为拐点; 在高层 300~200 hPa, 模式湿度预报的均方根偏差明显大于 GMS 反演湿度, 在 400~250 hPa, 模式湿度预报的平均偏差也明显高于 GMS 反演湿度; 校正后 GMS 反演湿度的偏差在高层不减反增. 这些差异可能和 RAOB 湿度高层数据不可靠有密切的关系. 高空风使探空气球在上升过程中发生漂移, 探空仪记录的不是探空站垂直向上的湿度廓线, 而是下风方上空的湿度. 由于大气湿度的时空分布具有中小尺度特征, 因此同一气压层上, 下风方与测站上空的湿度差别可能很大. 在本文统计偏差的时段与区域内, 250 hPa 附近 (300~200 hPa) 存在一支西风带急流 (图略), 高层漂移距离很大, 湿度测值可能明显偏离实际, 从而造成模式湿度预报相对 RAOB 湿度的偏差在高层出现大值. GMS 反演湿度相对 RAOB 湿度、NCEP/DOE 再分析湿度的偏差在垂直分布上的差异还和 GMS-5 静止卫星从上向下探测, 对流层上层精度高于下层, 以及统计反演模型包含反演湿度与 RAOB 湿度的相关关系等因素有关. 总之, 用与 RAOB 湿度匹配的样本统计的偏差不可能是实际误差的拟近. 本文仅将其对比结果作为参考.

以上的比较是基于整层平均的偏差, 校正前后 GMS 反演湿度各层偏差的水平分布及变化简述如下. 在高层 300~200 hPa, GMS 反演湿度的平均偏差在长江以南分布着大片明显的正值区, 中心大致位于越南与我国滇桂两省的接壤处, 中心值在 26%~36% 以上. 长江以北则多为负值区, 但 200 hPa 河西及河套地区有一较大正值区, 250 hPa 河西地区也

有小范围正值区. 高层均方根偏差的水平分布特点是长江以南的陆地上为大范围的高值区, 36%~40% 以上的高值中心位于越南与我国广西的交界处, 高值区由中心向东北-东北东方向呈舌状分布. 经过校正, 总体上平均偏差和均方根偏差都减小了, 其中, 长江以南大陆的正平均偏差与均方根偏差显著减小. 以 300 hPa 为例, 校正前正平均偏差与均方根偏差的最大中心均位于广西西南部. 校正之后, 正平均偏差中心由 32% 降至 6%, 均方根偏差中心从 36% 降到 14%, 减小量分别达 26% 和 22% (图 3). 500 hPa 上, 江南、西南地区为东西向的平均偏差低值 (小于 2%) 带, 其南北两侧各有一个 6% 和 10% 的正平均偏差中心, 校正后这些偏差中心明显减弱. 在 400 hPa 层, 长江流域的平均偏差较小, 其南北两侧较弱的正中心也在校正后消失. 400~500 hPa 的均方根偏差高值区主要分布在江淮、黄淮与华南, 校正使之明显减弱或消失. 经过校正, 925 hPa 层长江中下游、江南、华南等地的系统性偏干得到纠正, 850 hPa 江南地区的弱系统性偏干变成弱系统性偏湿, 925~850 hPa 的均方根偏差在 110°E 以东略有减小, 以西却出现局部增大的现象. 低层以 700 hPa 的校正效果最好, 江淮与黄淮地区、闽粤两省及其以南地区较高的正平均偏差和均方根偏差在校正后明显减小, 中心值的减小量均在 12% 以上; 湘赣地区的系统性偏干也得到了纠正 (图 4).

综上所述, 通过 1D-Var 方法校正, GMS 反演湿度的精度得到了提高, 总体上偏差是减小的, 其中, 垂直方向上以中高层、水平方向上以长江以南大部

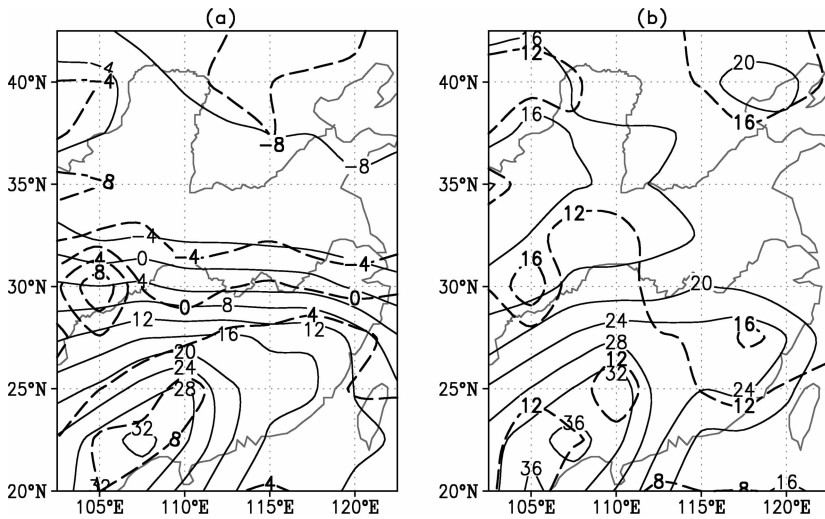


图 3 300 hPa 层 GMS 反演湿度与 NCEP/DOE 再分析湿度匹配的

MinVal 样本的(a)平均偏差,(b)均方根偏差的水平分布

实线表示 1D-Var 校正前的偏差,虚线表示 1D-Var 校正后的偏差.

Fig. 3 (a) Mean biases and (b) RMSD of MinVal samples for GMS RH retrievals at 300 hPa with respect to collocated NCEP/DOE reanalysis

Solid and dashed lines represent errors of retrievals and errors of corrected retrievals respectively.

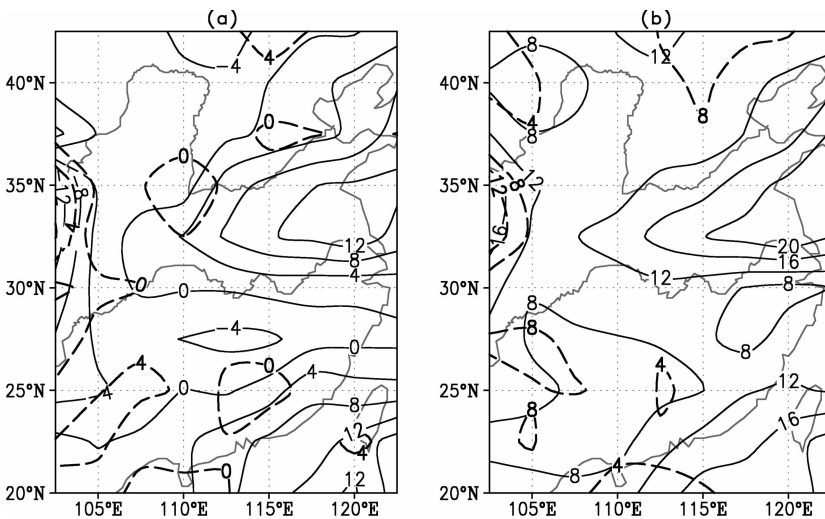


图 4 同图 3, 但为 700 hPa 层

Fig. 4 Same as Fig. 3 but at 700 hPa

地区减小最为明显. 经校正的 GMS 反演湿度 925~400 hPa 的均方根偏差小于 10%, 精度达到 WMO 确定的可用标准.

4. 1. 2 TOVS 反演湿度

用于校正试验的 TOVS 反演湿度与 RAOB 湿度的探测时间不同, 我们只估计校正前后 TOVS 反演湿度相对 NCEP/DOE 再分析湿度的偏差.

图 5 显示了 1998 年 6 月 3 日~7 月 31 日校正前后 TOVS 反演湿度的偏差的垂直分布, 图 5a, 5b 分别是 MinVal、MinDis 样本的偏差. 图中, MM5 模式湿度 6 小时预报的偏差廓线(实线)的 850~300 hPa

部分同图 1, 并且 1000 hPa 与 925 hPa 的偏差差别不大, 这里就不再赘述其垂直分布特点.

如图 5a 所示, TOVS 反演湿度各层的平均偏差(带记号虚线)都是负值, 属系统性偏干, 尤其是中高层平均偏差达 -13%~-7%, 明显比模式湿度预报偏干. TOVS 反演湿度各层的均方根偏差(无记号虚线)很大, 约为 21%~29%, 显著高于模式湿度预报的均方根偏差(平均 7.3%), 其分布规律是 1000~700 hPa 随高度减小, 700~300 hPa 随高度增大. 和 GMS 反演湿度一样, TOVS 反演湿度的均方根偏差也主要源自随机误差(RMSD 与表 3 的标准差很接

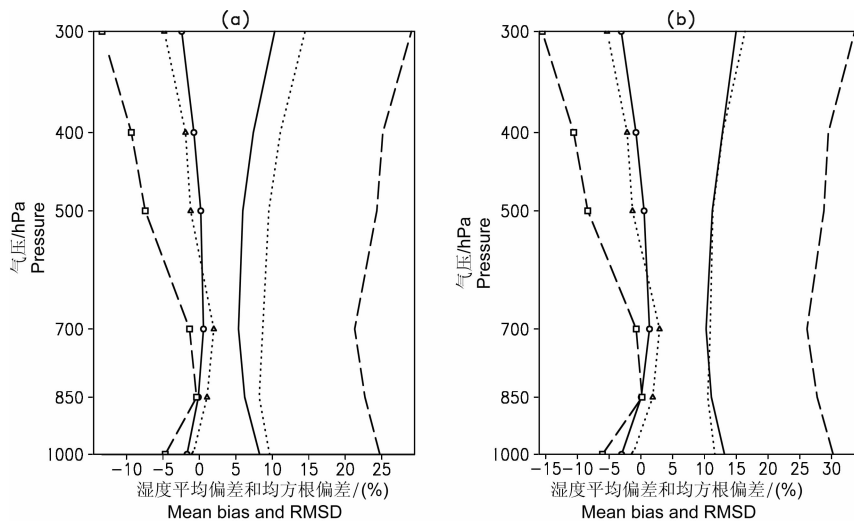


图 5 MM5 模式湿度 6 小时预报(实线)、TOVS 反演湿度(虚线)、校正后 TOVS 反演湿度(点线)与 NCEP/DOE 再分析湿度匹配的(a)MinVal 样本,(b)MinDis 样本的平均偏差和均方根偏差带标记符号的是平均偏差,无标记符号的是均方根偏差.

Fig. 5 Mean biases (marked) and RMSD of RH for MM5 6-h forecasts (solid), TOVS retrievals (dashed), and corrected TOVS retrievals (dotted), with respect to collocated NCEP/DOE reanalysis (a) MinVal samples; (b) MinDis samples.

近). 校正后的 TOVS 反演湿度的偏差廓线(点线)与模式湿度预报偏差廓线非常接近,意味着校正后 TOVS 反演湿度的偏差大为减小.

不管是校正之前还是之后,用 MinDis 样本计算的 TOVS 反演湿度的偏差垂直分布(图 5b)与用 MinVal 样本计算的结果非常相似,只是每一层的均方根偏差和几乎所有层的绝对平均偏差都大于 MinVal 样本. 另外,图 5b 显示出校正后 TOVS 反演湿度与模式湿度预报的均方根偏差廓线在 850~400 hPa 基本重合,前者的均方根偏差在 1000~850 hPa 小于后者.

从校正前后 TOVS 反演湿度的偏差变化(表 5)可知,在校正之后,MinVal 样本和 MinDis 样本的绝对平均偏差都是除 850~700 hPa 有一定增大外,其余各层均减小,平均减小量分别为 6.5% 和 7.6%,减幅最大的都是 300 hPa. 经过校正,MinVal 样本和 MinDis 样本的均方根偏差也明显减小,减小量分别为 12.61%~15.1% 和 15.22%~18.62%,表明校正后 TOVS 反演湿度的精度得到显著提高.

4.2 校正个例

我们还将校正前后的 GMS 反演湿度分别与 NCEP/DOE 再分析湿度、RAOB 湿度进行逐时次的对比分析. 以下是 1998 年 6 月 13 日 850 hPa 的比较情况(图 6).

12 日 20 时~13 日 02 时,降水分散在江南地

表 5 校正前后 TOVS 反演湿度相对 NCEP/DOE 再分析湿度的偏差的变化

(统计时段:1998 年 6 月 3 日~7 月 31 日;单位:%)

Table 5 Mean bias and RMSD differences between TOVS RH retrievals and their corrections, with respect to NCEP/DOE reanalysis

(Dataset: 3 June to 31 July 1998; Unit: %)

等压层 (hPa)	绝对平均偏差的变化 (校正后-校正前)		均方根偏差的变化 (校正后-校正前)	
	MinDis 样本	MinVal 样本	MinDis 样本	MinVal 样本
	1000	-4.79	-3.82	-18.62
850	1.69	0.67	-17.22	-14.50
700	2.20	0.63	-15.22	-12.61
500	-7.04	-6.23	-17.47	-14.81
400	-8.41	-7.42	-16.60	-14.06
300	-10.21	-8.53	-17.25	-14.59

区、华东地区北部和甘肃、四川两省等地,多数站点降水量不足 1 mm,小范围的降水中心分别位于川湘赣闽四省的北部. 接下来的 6 小时(13 日 02~08 时)降水范围扩大且强度增大明显,降水集中在江南地区及黄河与长江之间,东西向的强降雨带位于江南中北部,最强中心(127 mm)在赣北,还有几个强中心出现在湘北和鄂西南(图 7). 再之后的 6 小时,降水区整体略有东移,但强降雨带仍在江南中北部. 13 日 02 和 08 时,NCEP/DOE 再分析 850 hPa 湿度场

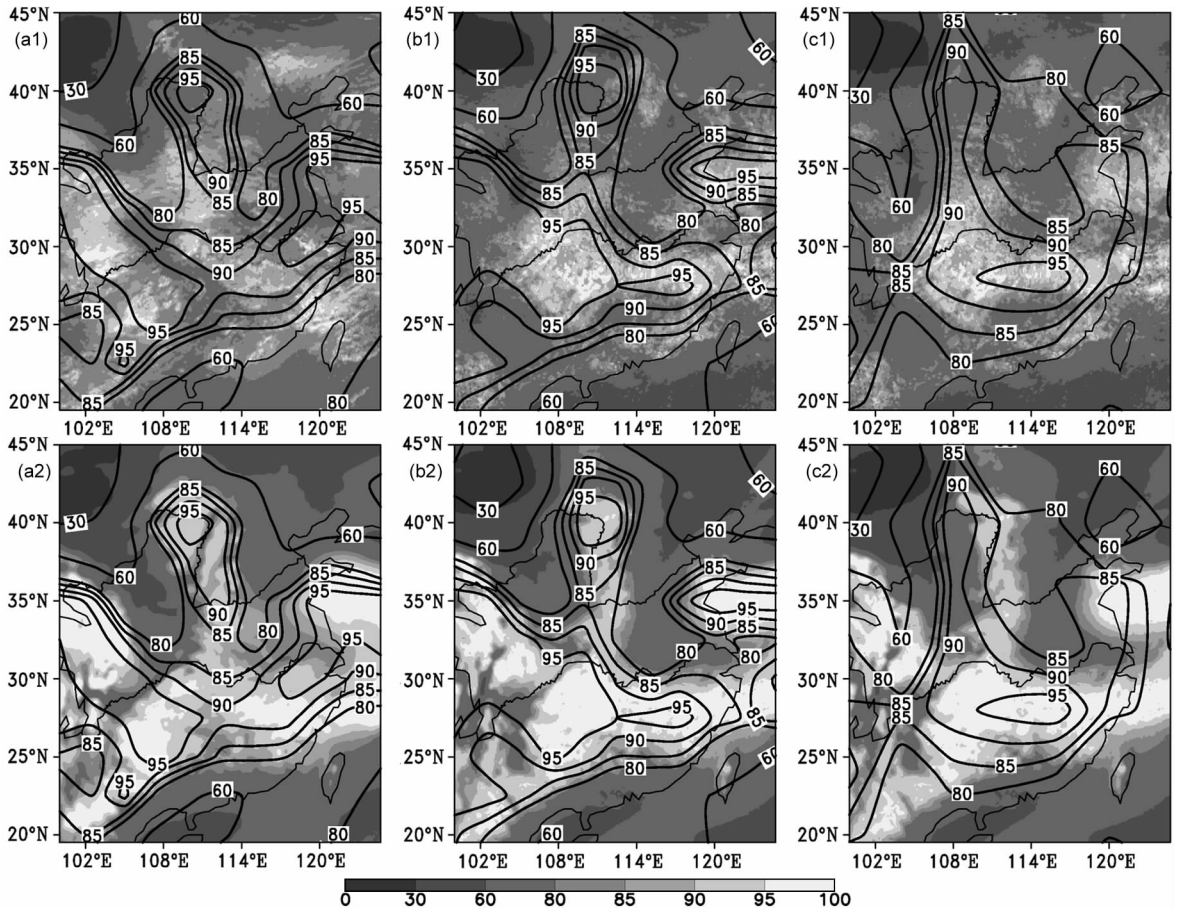


图 6 1998 年 6 月 13 日 (a)02 时, (b)08 时 850 hPa GMS 反演湿度灰度场与 NCEP/DOE 再分析湿度等值线, (c)08 时 850 hPa GMS 反演湿度灰度场与探空湿度等值线 (a1, b1, c1) 的反演湿度是 1D-Var 调整前的; (a2, b2, c2) 则是 1D-Var 调整后的。

Fig. 6 850 hPa RH at (a) 02, (b) 08, and (c) 08 BJT 13 June 1998

GMS retrievals are illustrated as shaded field in (a1, b1, c1), while corrected GMS retrievals in (a2, b2, c2). Contour lines represent NCEP/DOE reanalysis in (a) and (b), RAOB in (c).

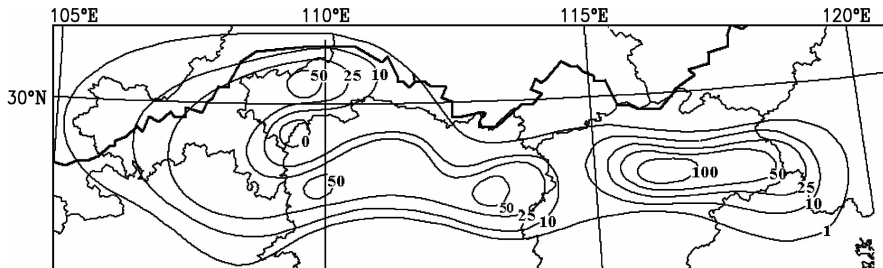


图 7 1998 年 6 月 13 日 02~08 时 6 小时降水量

Fig. 7 6-h accumulated precipitation at 02~08 BJT 13 June 1998

(图 6a 和 6b 中的等值线)在江南均有高湿区与强雨带配合,范围大于暴雨区,还有一条从孟加拉湾(图中区域未包含)经中南半岛伸向江南高湿区的西南-东北向高湿带(与当时维持在这一带的低空西南急流相应)。这些高湿带/区是供应暴雨区水汽的输送带与外区。此外,四川、华东北部及其以东的海洋、河套地区也有高湿区,前两个与降水区相对应。从 02

时到 08 时,赣北最强降水中心附近的湿度从 90% 增加到 95% 以上,而河套、华东北部的高湿区缩小。相应的 GMS 反演湿度场(图 6a1 和 6b1 中的灰度场)在江南也是高湿区,而且从 02 时到 08 时也在增湿,这些是与 NCEP/DOE 再分析湿度较一致之处。但是 GMS 反演湿度场未能完整体现向江南高湿区输送水汽的高湿带,特别是 08 时,GMS 反演湿度的

水汽输送带较弱且不连续. 另外, GMS 反演湿度与相同时次的 NCEP/DOE 再分析湿度差别较大的区域分别是: 02 时河套地区、河北北部、华东北部、福建东部及中北部海区, 08 时河套地区、四川西部. 就整体分布来看, GMS 反演湿度与 RAOB 湿度更一致(图 6c1), 这与统计反演模型有关. 校正后 GMS 反演湿度(图 6a2 和 6b2 中的灰度场)的干湿分布与 NCEP/DOE 再分析湿度基本吻合, 高湿区与水汽输送带的强度及范围也比较一致. 但和 RAOB 湿度相比, 校正后 GMS 反演湿度的干湿区都向东偏移(图 6c2). 校正前 GMS 反演湿度具有明显的小尺度特征, 虽然校正使之平滑了不少, 但校正后的 GMS 反演湿度仍反映出水平尺度小于再分析湿度及 RAOB 湿度分辨率的水汽分布特征, 主要表现为高湿度区内分散着一些湿度相对较低的小区域.

4.3 误差分析

4.3.1 资料误差

由式(6a、6b)和(9)可知, 卫星反演湿度(或 MM5 模式湿度 6 小时预报)的平均偏差来自反演(或预报)误差和用作真值近似的对比资料, 即 NCEP/DOE 再分析湿度或 RAOB 湿度的误差, 以及计算平均偏差时的统计误差, 它是由于反演(或预报)样本与相匹配的再分析湿度或 RAOB 湿度存在空间或时空差距, 并且在差距内相对湿度非均匀分布所引起. 卫星反演湿度的反演误差主要源于卫星仪器探测误差, 包括测值噪声和定标误差, 以及反演方法造成的误差^[22]. 反演方法造成的误差构成比较复杂, 就 GMS 反演湿度而言, 它包含了建立统计反演模型时引入的统计误差、RAOB 和地面湿度资料的误差、云分类误差、卫星估计降水强度和降水概率的误差; 至于 TOVS 反演湿度, 则涉及透射率模式、初始大气廓线、晴空辐射模式和反演模式参数的误差, 还有卫星垂直探测信息不足引起的误差^[19, 22]. MM5 模式的预报误差有三个主要来源, 分别是模式本身不完善、模式初值误差, 以及从模式物理空间(比湿、水平 Arakawa-B 跳网格、垂直地形 σ 坐标)变换到卫星反演湿度观测空间(相对湿度、水平经纬网格、垂直气压坐标)时出现的计算和插值误差.

4.3.2 分析误差和分析方法误差

定义校正后卫星反演湿度的误差, 即分析误差为

$$\boldsymbol{\varepsilon}_a = \boldsymbol{x}_a - \boldsymbol{x}_t, \quad (11)$$

将式(3'a)、(4a), (4b)和(5a), (5b)代入(11)式得:

$$\begin{aligned} \boldsymbol{\varepsilon}_a &= (\mathbf{B} + \mathbf{R})(\mathbf{B}^{-1}\boldsymbol{\varepsilon}_b + \mathbf{R}^{-1}\boldsymbol{\varepsilon}_o) = (\mathbf{R}\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{I})\boldsymbol{\varepsilon}_b \\ &+ (\mathbf{B}\mathbf{R}^{-1} + \mathbf{I})\boldsymbol{\varepsilon}_o. \end{aligned} \quad (12)$$

若设卫星反演湿度和 MM5 模式湿度 6 小时预报的误差协方差皆为常数, 且真值近似为无偏, 即 $E\{\boldsymbol{\varepsilon}_t\} = 0$, 则校正后卫星反演湿度的平均偏差为

$$E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_a\} = (\mathbf{R}\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{I})E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\} + (\mathbf{B}\mathbf{R}^{-1} + \mathbf{I})E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\}. \quad (13)$$

为简便起见, 我们先考虑只有 1 个气压层的情况. 这时有 $\mathbf{R} = \sigma_o^2$, $\mathbf{R}^{-1} = \frac{1}{\sigma_o^2}$ 和 $\mathbf{B} = \sigma_b^2$, $\mathbf{B}^{-1} = \frac{1}{\sigma_b^2}$, 故

$$E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_a\} = (\sigma_b^2 + \sigma_o^2) \left(\frac{1}{\sigma_b^2} E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\} + \frac{1}{\sigma_o^2} E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\} \right). \quad (14)$$

由前文分析已知, 模式湿度预报的方差 σ_b^2 小于卫星反演湿度的方差 σ_o^2 , 因此式(14)表明, 校正后反演湿度的平均偏差主要来自模式湿度预报的平均偏差 $E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\}$, 这与校正后反演湿度的平均偏差向模式湿度预报的平均偏差趋近的实际分析结果一致.

接下来考虑普遍的多气压层情形. 因为卫星反演湿度和模式湿度预报的偏差构成中, 平均偏差相对于标准差是小值, 所以不妨假设 $E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_o\}$ 与 $E\{\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}_b\}$ 为 0, 从而 $E\{\boldsymbol{\varepsilon}_o\}$ 与 $E\{\boldsymbol{\varepsilon}_b\}$ 为 0. 又因为反演湿度和模式湿度预报的误差不相关, 所以 $E\{\boldsymbol{\varepsilon}_o\boldsymbol{\varepsilon}_b^T\} = 0$. 由式(5a、5b)、(11)和式(12)导出分析误差协方差和分析精度:

$$\mathbf{P}_a = E\{(\boldsymbol{\varepsilon}_a - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_a\})(\boldsymbol{\varepsilon}_a - E\{\boldsymbol{\varepsilon}_a\})^T\} = \mathbf{B} + \mathbf{R}, \quad (15)$$

$$\mathbf{P}_a^{-1} = \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{R}^{-1}. \quad (16)$$

式(16)说明了理论上, 校正后反演湿度的精度应有所提高, 并且应高于背景信息即模式湿度预报的精度. 我们的实际试验结果表明, 校正后反演湿度的精度确实明显提高, 但只有 MinDis 样本在部分层次精度高于模式湿度预报. 究其原因, 一是实际上 GMS 和 TOVS 反演湿度、MM5 模式湿度预报, 以及作为真值近似的 NCEP/DOE 再分析湿度或 RAOB 湿度都不是无偏的, 推导式(15)与(16)的无偏假定只是大致成立; 二是 1D-Var 方法在实际应用时会有误差, 它主要源于背景、观测的误差协方差矩阵的统计误差, 还有一部分来自获得与反演湿度匹配的模式预报廓线的插值误差, 以及极小化迭代求解的计算误差.

因此, 从理论和实际误差根源来看, 本文用 1D-Var 校正卫星反演湿度仍有改进的空间, 如可以使用水平分辨率更高、精度更高的 NWP 模式湿度预报作为背景信息, 从而避免插值计算、减小模式预报误差协方差, 还可以采取更先进的方法估计误差协方差, 减少统计误差.

5 结论与讨论

本文采用 1D-Var 法,将 MM5 模式的相对湿度 6 小时预报作为背景信息去校正 GMS 反演湿度和 TOVS 反演湿度.若用相匹配的 NCEP/DOE 再分析湿度作为检验标准,则对于本文中用两种不同反演方法、反演不同卫星资料所得的相对湿度,1D-Var 校正方法都能有效地减小其平均偏差和均方根偏差.具体结论如下:

(1)通过校正,GMS 反演湿度在多数气压层的平均偏差和各层的均方根偏差都减小,其中,中高层减小最为显著.在水平方向上,长江以南大部分地区的校正具有明显的正效果,该区域 GMS 反演湿度的平均偏差和均方根偏差在校正后下降最多.

(2)与 GMS 反演湿度相比,TOVS 反演湿度具有更大的平均偏差和均方根偏差,但校正正效果也更加明显.校正后各层 TOVS 反演湿度的均方根偏差平均减少了 14%以上,平均偏差除 850 hPa 和 700 hPa 有所增大外,其余各层都有较大的减小.

(3)无论是 GMS 反演湿度还是 TOVS 反演湿度,MinDis 样本的偏差及校正后偏差的减小量都大于 MinVal 样本.

(4)校正分别使 925~400 hPa GMS 反演湿度和 1000~500 hPa TOVS 反演湿度的 MinVal 样本的均方根偏差降低至 10%以内,达到了 WMO 对卫星资料反演湿度的可用精度要求.

和 3D-Var 方法相比,1D-Var 法孤立对待每条反演湿度垂直廓线,人为消去三维反演场在水平方向上的相关,但是它简单易行、对计算资源要求低、计算耗时少,而且本文的试验结果也表明 1D-Var 方法校正具有正效果.

变分方法中,背景、观测误差协方差的估计非常重要.本文采用精度较高的 NCEP/DOE 再分析湿度代替 RAOB 湿度作为真值近似,提高了误差协方差的估计精度,但是统计时忽略再分析湿度的误差、用偏差协方差近似误差协方差的做法仍然会影响估计精度.

参考文献 (References)

[1] 曾庆存. 大气红外遥感探测的一些理论问题. 中国科学, 1978, (5):552~559
Zeng Q C. Theoretical problems of infrared remote sensing of the atmosphere. *Science in China* (in Chinese), 1978, (5): 552~559

[2] Liou K N 著. 大气辐射导论(第 2 版). 郭彩丽等译. 北京:气象出版社, 2004
Liou K N. An Introduction to Atmospheric Radiation (Second Edition) (in Chinese). Translated by Guo C L, et al. Beijing: China Meteorological Press, 2004

[3] 黎光清. 大气红外间接遥测方程的估计解和验前限制. 大气科学, 1984, 8(4):399~410
Li G Q. The estimation solution and prior constrains of the atmospheric indirect infrared remote sounding equation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1984, 8(4):399~410

[4] 董超华, 章国材, 邢福源等. 气象卫星业务产品使用手册. 北京:气象出版社, 1999
Dong C H, Zhang G C, Xing F Y, et al. Interpretation Brochure on Operational Products Derived from Meteorological Satellites (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999

[5] World Meteorological Organization (WMO). The World Weather Watch Programme 1988~1997. WMO No. 691, 1987

[6] 王超, 张凤英. TOVS 水汽反演的误差分析及其订正. 应用气象学报, 1996, 7(3):285~293
Wang C, Zhang F Y. The analysis of errors and their correction for water vapour retrievals of TOVS data. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1996, 7(3): 285~293

[7] 韩桂荣, 张菊芳, 陈必云等. TOVS 资料真实性检验和偏差订正方案的设计. 气象, 1998, 24(7): 40~44
Han G R, Zhang J F, Chen B Y, et al. A method design of truthfulness examination and error correction of TOVS data in operational application. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1998, 24(7): 40~44

[8] 沈桐立, 闵锦忠, 吴诚鸥等. 有限区域卫星云图资料变分分析的试验研究. 高原气象, 1996, 15(1): 58~67
Shen T L, Min J Z, Wu C O, et al. Experiment and design of the variational analysis system for the satellite cloud picture data in the limited area. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1996, 15(1): 58~67

[9] 闵锦忠, 沈桐立, 陈海山等. 卫星云图资料反演的质量控制及变分同化数值试验. 应用气象学报, 2000, 11(4): 410~418
Min J Z, Shen T L, Chen H S, et al. Numerical experiment on quality control and variational assimilation of satellite image retrieval. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2000, 11(4): 410~418

[10] 郑祥芳, 沈桐立, 张秀丽. 卫星云图资料同化中的质量控制及其在暴雨预报中的应用. 灾害学, 2003, 18(1): 1~8
Zheng Z F, Shen T L, Zhang X L. A study on quality control of data assimilation of satellite cloud image and its application in rainstorm forecast. *Journal of Catastrophology* (in Chinese), 2003, 18(1): 1~8

[11] 李华宏, 沈桐立, 王曼. 在数值预报中应用卫星反演资料

- 的质量控制研究. 南京气象学院学报, 2003, **26**(6): 749~758
- Li H H, Shen T L, Wang M. A study on quality control of satellite retrieved data in numerical weather prediction. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2003, **26**(6): 749~758
- [12] 胡文东, 沈桐立, 丁建军等. 卫星资料的非线性反演同化与一次强降水预报试验. 高原气象, 2006, **25**(2): 249~258
- Hu W D, Shen T L, Ding J J, et al. Non-linear retrieval and assimilation of satellite data and forecasting experiment of a severe precipitation. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2006, **25**(2): 249~258
- [13] Kalnay E 著. 大气模式、资料同化和可预报性. 蒲朝霞等译. 北京: 气象出版社, 2005
- Kalnay E. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability (in Chinese). Translated by Pu Z X, et al. Beijing: China Meteorological Press, 2005
- [14] 张菊芳, 沈树勤, 韩桂荣等. TOVS 卫星反演资料变分分析的试验研究与应用. 气象科学, 1999, **19**(2): 206~212
- Zhang J F, Shen S Q, Han G R, et al. With calculus of variations to analyse TOVS satellite retrieval data and put them to professional use. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **19**(2): 206~212
- [15] 翁永辉, 徐祥德. TOVS 资料的变分处理方法在青藏高原地区的数值试验. 大气科学, 1999, **23**(6): 703~712
- Weng Y H, Xu X D. Numerical simulation over the Tibetan Plateau by using variational technique revised TOVS data. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**(6): 703~712
- [16] Deblonde G, Garand L, Gauthier P, et al. Assimilation of SSM/I and GOES humidity retrievals with a one-dimensional variational analysis scheme. *J. Appl. Meteo.*, 1995, **34**: 1536~1550
- [17] 郁凡, 刘长盛, 余志豪. 用多光谱卫星信息分析白昼云天条件下的湿度场. 气象学报, 2002, **60**(6): 748~757
- Yu F, Liu C S, Yu Z H. Humidity fields analysis in daytime cloudy sky with multi-spectral satellite information. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(6): 748~757
- [18] 郁凡. 多光谱卫星图像反演云空湿度场方法的改进. 国土资源遥感, 2003, **55**(1): 38~42
- Yu F. The improved method for humidity field retrieval in cloud sky by means of multi-spectral satellite imagery. *Remote Sensing for Land & Resources* (in Chinese), 2003, **55**(1): 38~42
- [19] 张凤英, 王超, 冉茂农等. 一种新的 TOVS 大气湿度反演方法及试验. 应用气象学报, 1997, **8**(2): 147~156
- Zhang F Y, Wang C, Ran M N, et al. A study of atmospheric water vapour retrieval approach from TOVS observations and its experiment. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1997, **8**(2): 147~156
- [20] Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 2002, **83**: 1631~1643
- [21] Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 + STR, 1995
- [22] Liu D C, Nocedal J. On the limited memory BFGS method for large scale optimization. *Mathematical Programming*, 1989, **45**: 503~528
- [23] 张文建, 黎光清, 董超华. 用卫星遥感资料反演气象参数的误差分析及数值试验. 应用气象学报, 1992, **3**(3): 266~272
- Zhang W J, Li G Q, Dong C H. The error characteristics of meteorological parameters retrieved from satellite remote sensing measurements and the error simulation tests. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1992, **3**(3): 266~272

(本文编辑 何燕)