

ATOVS 辐射率资料的直接变分同化试验研究*

潘 宁

(福建省气象台, 福州, 350001)

董超华 张文建

(国家卫星气象中心, 北京, 100081)

摘 要

文中采用增量三维变分(3D-Var)同化方法,对先进的微波探测装置(AMSU-A)探测的辐射亮温资料与常规探空资料在 MM5 中尺度数值预报模式中的直接同化和预报进行对比试验研究。结果表明,同化 AMSU-A 辐射亮温资料对中高层温度分析场的影响最明显,对 MM5 模式的温度和水汽混合比预报有总体上的正效应,但对降水预报的改善作用不大。

关键词: 数据同化, 变分法, 卫星辐射率, 数值模拟。

1 引 言

王子厚等^[1]曾利用中国国家气象中心的有限区域分析/预报模式系统进行 NOAA-11 HIRS/2 亮温资料的直接同化试验,但其研究所用的最优统计插值(OI)同化方法是一种线性分析法,不能恰当地处理卫星辐射亮温观测量与模式分析量的非线性关系。变分法具有非线性分析能力,它已成为当今国际上直接同化卫星辐射率资料的主流同化方法,比如欧洲中期天气预报中心(ECMWF)和美国国家环境预报中心(NCEP)等已在其业务四维/三维变分(4D/3D-Var)同化系统中实现了 TOVS 和 ATOVS 辐射率资料的直接同化^[2,3]。

文中以 1998 年 7 月 21~22 日武汉及其以东地区的特大暴雨过程为例,采用增量 3D-Var 同化方法,进行实时探测资料在 MM5 中尺度数值预报模式中的直接同化及预报模拟对比试验,其中 NOAMSUA 试验仅同化常规探空资料,AMSUA 试验则同时同化常规探空资料和 AMSU-A 辐射亮温资料。试验对比结果表明,AMSU-A 辐射亮温对中高层温度背景场的调整最明显,AMSUA 试验的温度和水汽混合比预报普遍优于 NOAMSUA 试验。此外,对比试验都模拟出特大暴雨过程的主要影响

系统,强降水的落区及量级预报也都比较接近实况,但总体而言,增加了 AMSU-A 辐射资料同化的 AMSUA 试验在降水预报水平方面并未超越 NOAMSUA 试验。

2 方 法

2.1 增量 3D-Var 同化

代价函数度量模式分析场相对背景场和观测资料的拟合程度,其增量形式^[4]为:

$$J(\delta x) = \frac{1}{2} \delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (H' \delta x - d)^T R^{-1} (H' \delta x - d) \quad (1)$$

其中, $\delta x = x - x^b$ 为增量, x 为同化分析向量, x^b 是背景向量; y^o 为观测向量, $d = y^o - Hx^b$ 称为修正向量, H 是观测算子, $H' = \delta H$ 是切线性观测算子; B, R 分别为背景误差协方差矩阵和观测误差协方差矩阵。上标 T 和 -1 分别表示矩阵的转置和逆。上式右边第 1, 2 项分别为背景项 J^b 和观测项 J^o 。

增量 3D-Var 同化就是用下降算法迭代求解增量代价函数 $J(\delta x)$ 的梯度方程:

$$\delta_x J(\delta x) = (B^{-1} + H'^T R^{-1} H') \delta x - H'^T R^{-1} d = 0 \quad (2)$$

即极小化增量代价函数以获得最优分析增量 δx^a 。

为减小方程(2)中 Hessian 矩阵 $(B^{-1} +$

* 初稿时间: 2002 年月日; 修改稿时间: 2002 年 11 月 12 日。

$\mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}$)⁻¹ 的条件数, 加快迭代收敛速度, 对背景项进行预处理^[5], 把对称正定的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 分解为 $\mathbf{B} = \sqrt{\mathbf{B}} \sqrt{\mathbf{B}}$ (同理将 \mathbf{B}^{-1} 分解为 $\mathbf{B}^{-1} = \sqrt{\mathbf{B}^{-1}} \sqrt{\mathbf{B}^{-1}}$), 并引入新的控制向量 \mathbf{v} :

$$\mathbf{v} = \sqrt{\mathbf{B}^{-1}} \delta \mathbf{x} \quad (3)$$

这时背景项转换为 $J^b = \frac{1}{2} \mathbf{v}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{v}$, 背景项对 \mathbf{v} 的梯度为 $\cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^b = \mathbf{v}$ 。

在 \mathbf{v} 空间进行极小化:

$$\cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J(\mathbf{v}) = \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^b + \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^o = \mathbf{v} + \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^o = 0 \quad (4)$$

求得最优解 \mathbf{v}^a , 然后根据式 (3) 计算分析增量 $\delta \mathbf{x}^a$, 就得到最优分析 \mathbf{x}^a :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \delta \mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \sqrt{\mathbf{B}} \mathbf{v}^a \quad (5)$$

2.2 观测项梯度 $\cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^o$ 的计算

假设所同化的 K 类观测 \mathbf{y}_k^o ($k = 1, 2 \dots K$) 的观测误差互不相关, 则观测项可写成:

$$J^o = \sum_{k=1}^K J_k^o = \sum_{k=1}^K \left[\frac{1}{2} (\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k)^T \cdot \mathbf{R}_k^{-1} (\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k) \right] \quad (6)$$

其中, $\mathbf{d}_k = \mathbf{y}_k^o - \mathbf{H}_k \mathbf{x}^b$ 和 \mathbf{H}_k 分别是第 k 类观测的修正向量和观测算子, $\mathbf{H}'_k = \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{x}} \mathbf{H}_k$ 。

记 $\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k$ 为 $\delta \mathbf{y}_k$, 则第 k 类观测资料的观测项 J_k^o 对 \mathbf{v} 的梯度为:

$$\begin{aligned} \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J_k^o &= \cdot \cdot \cdot_{\delta \mathbf{y}_k} J_k^o(\delta \mathbf{y}_k) \cdot \cdot \cdot_{\delta \mathbf{x}} \delta \mathbf{y}_k \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} \delta \mathbf{x} \\ &= \cdot \cdot \cdot_{\delta \mathbf{y}_k} \left[\frac{1}{2} (\delta \mathbf{y}_k)^T \mathbf{R}_k^{-1} \delta \mathbf{y}_k \right] \cdot \cdot \cdot_{\delta \mathbf{x}} [\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k] \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} [\sqrt{\mathbf{B}} \mathbf{v}] \\ &= \mathbf{R}_k^{-1} \delta \mathbf{y}_k \cdot \mathbf{H}'_k \cdot \sqrt{\mathbf{B}} \end{aligned} \quad (7)$$

写成伴随形式:

$$\begin{aligned} \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J_k^o &= \sqrt{\mathbf{B}} \cdot \mathbf{H}'_k^T \cdot \mathbf{R}_k^{-1} \delta \mathbf{y}_k \\ &= \sqrt{\mathbf{B}} \mathbf{H}'_k^T \mathbf{R}_k^{-1} (\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k) \end{aligned} \quad (8)$$

于是, 观测项梯度的计算公式为:

$$\begin{aligned} \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J^o &= \sum_{k=1}^K \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J_k^o \\ &= \sum_{k=1}^K \sqrt{\mathbf{B}} \mathbf{H}'_k^T \mathbf{R}_k^{-1} (\mathbf{H}'_k \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_k) \end{aligned} \quad (9)$$

2.3 ATOVS 辐射资料的直接同化

美国 NOAA 极轨卫星系列从 NOAA-15 起开始携带先进的 TIROS 业务垂直探测器 (ATOVS), 它是高分辨率红外探测器 3 型 (HIRS/3) 和先进的微波探测器 (AMSU) 的合称, 其中 AMSU 又由 15 通道的 AMSU-A 和 5 通道的 AMSU-B 组成, 分别探测大气温度和湿度廓线。HIRS/3, AMSU-A 和 AM-

SU-B 探测的辐射数据统称为 ATOVS 资料, 直接同化 ATOVS 资料的关键是寻找适当的观测算子。

将大气顶至地面的大气分为若干薄层, 大气辐射传输 (RT) 方程离散化为:

$$\begin{aligned} L_i &= (1 - N) \left\{ \tau_{i,s} \varepsilon_{i,s} B_i(T_s) + \sum_{j=1}^{j_s} L_{i,j}^u + \right. \\ &\quad \left. (1 - \varepsilon_{i,s}) \sum_{j=1}^{j_s} L_{i,j}^u \left[\frac{\tau_{i,s}^2}{\tau_{i,j-1} \tau_{i,j}} \right] + L'_i \right\} + \\ &\quad N \left[\tau_{i,\text{clld}} B_i(T_{\text{clld}}) + L''_i + \sum_{j=1}^{j_{\text{clld}}} L_{i,j}^u \right] \end{aligned} \quad (10)$$

其中, L_i 是 ATOVS 探测器第 i 个光谱通道的大气顶向上辐射率; N 为云量; $L_{i,j}^u$ 是薄层 j 大气对 L_i 的贡献:

$$L_{i,j}^u = \frac{1}{2} [B_i(T_j) + B_i(T_{j-1})] (\tau_{i,j-1} - \tau_{i,j}) \quad (11)$$

T_j, T_s 和 T_{clld} 分别是地面至大气顶各薄层大气、地表及云顶的场温; $\varepsilon_{i,s}$ 为地表发射率; $B_i(T)$ 是 Planck 函数; $\tau_{i,s}, \tau_{i,j}$ 和 $\tau_{i,\text{clld}}$ 分别为地面、薄层 j 和云顶至外空间在通道 i 谱段的透过率, 它们与大气温、湿度等参数有关; L'_i, L''_i 分别是地面至离地最近的薄层 j_s 之间的大气、云顶至离云顶最近的薄层 (j_{clld} 以上) 之间的大气对 L_i 的贡献。

只要给定大气状态廓线等参数就可由正演模式 (10)~(11) 计算各通道辐射率 L_i 的模拟值, 再经下式转换得到各通道的亮温 S_i :

$$S_i(L_i) = \frac{\beta_{2i} \mu_{2i}}{\ln(1 + \beta_{1i}/L_i)} - \frac{\mu_{1i}}{\mu_{2i}} \quad (12)$$

其中, β_{1i}, β_{2i} 是通道 i 的 Planck 函数常数, μ_{1i} 和 μ_{2i} 是通道 i 的谱段订正系数。

现在不妨设 ATOVS 的通道 (n 个) 辐射亮温为第 1 类观测资料 \mathbf{y}_1^o , 由式 (6) 和 (8) 可知, ATOVS 资料的观测项及其梯度分别为:

$$J_1^o = \frac{1}{2} (\mathbf{H}'_1 \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_1)^T \mathbf{R}_1^{-1} (\mathbf{H}'_1 \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_1) \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \cdot \cdot \cdot_{\mathbf{v}} J_1^o &= \sqrt{\mathbf{B}} \cdot \mathbf{H}'_1^T \cdot \mathbf{R}_1^{-1} \delta \mathbf{y}_1 \\ &= \sqrt{\mathbf{B}} \mathbf{H}'_1^T \mathbf{R}_1^{-1} (\mathbf{H}'_1 \delta \mathbf{x} - \mathbf{d}_1) \end{aligned} \quad (14)$$

其中, 修正向量 $\mathbf{d}_1 = \mathbf{y}_1^o - \mathbf{H}_1 \mathbf{x}^b$, 而观测算子 \mathbf{H}_1 就由 ATOVS 辐射亮温的正演模式 (10)~(12) 构成:

$$\mathbf{H}_1 = [S_1(L_1) \ S_2(L_2) \ \dots \ S_n(L_n)] \quad (15)$$

其切线性算子为:

$$\mathbf{H}_1 = \begin{bmatrix} \frac{\partial S_{B_1}}{\partial L_1} \cdot \cdot \cdot_{xL_1} & \frac{\partial S_{B_2}}{\partial L_2} \cdot \cdot \cdot_{xL_2} & \dots & \frac{\partial S_{B_n}}{\partial L_n} \cdot \cdot \cdot_{xL_n} \end{bmatrix} \quad (16)$$

3 变分同化及预报对比试验

北京时间 1998 年 7 月 21~ 22 日, 受低层西南涡和与之相连的冷式切变线影响, 湖北武汉及其以东的黄石、黄冈等地区遭受百年难遇的特大暴雨天气: 武汉 21 日的日降水量为 280. 0 mm, 黄石 22 日的日雨量高达 350. 1 mm; 武汉和黄石的最大雨强分别达到 88. 4 mm/h 和 76. 4 mm/h, 48 h 降水量分别为 457. 4 mm 和 503. 3 mm; 黄冈等地区的降水也很强, 有 9 个测站过程降水总量超过 200 mm, 其中 4 个测站降水量在 300 mm 以上。本文以该过程为例进行常规探测资料与 ATOVS 探测资料的直接变分同化及预报模拟对比试验。

3.1 对比试验方案

对比试验由 NOAMSUA 试验和 AMSUA 试验组成, 其中: NOAMSUA 试验同化常规探空资料, 然

后预报模式以同化分析结果为初值场进行积分; AMSUA 试验则同时同化常规控空资料与 ATOVS 探测资料, 然后预报模式以同化结果为初值分析场进行预报积分。

对比试验分两种方案(图 1)进行:

方案 I: (1) 1998 年 7 月 20 日 12 时(世界时, 下同)~ 22 日 12 时每隔 12 h 进行一次同化及预报模拟; (2) 每次同化时, 同化模式的初值都是 T106 分析场; (3) 同化分析结果只作为预报模式的初值场。

方案 II: (1) 也是 1998 年 7 月 20 日 12 时~ 22 日 12 时每隔 12 h 进行一次同化及预报模拟; (2) 第一次同化时, 同化模式的初值是 T106 分析场; (3) 同化分析结果一方面作为预报模式的初值场进行预报积分, 一方面作为同化模式的初值场开始下一时次的同化及预报。

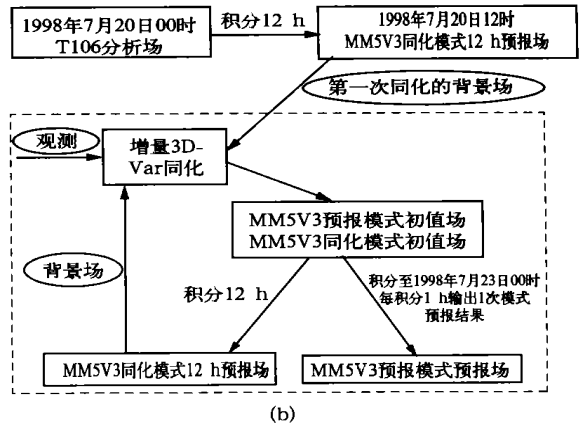
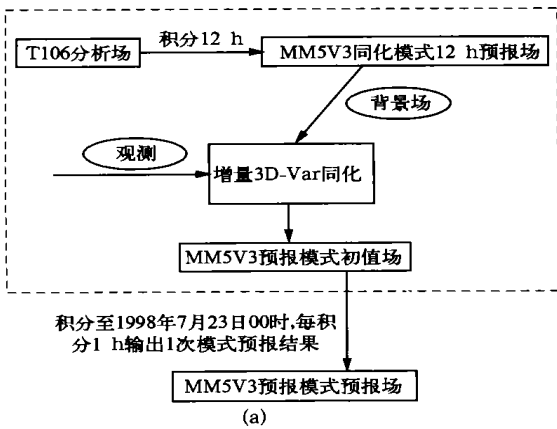


图 1 对比试验的两种方案
(a. 方案 I, b. 方案 II; 虚框内为重复部分)

3.2 预报模式

对比试验的预报模式是 MM5 中尺度数值预报模式系统^[6]第 3 版(本文简称 MM5V3 预报模式)。模式水平区域为 2 层双向反馈嵌套网格(图 2), 粗网格区域以(34°N, 105°E)为中心, 大小为 38×44 格点, 格距 90 km, 细网格区域为 49 格点×55 格点, 格距 30 km。水平投影方式为兰勃托正形投影。垂直方向定义 24 个整 σ 层, 模式顶气压取 10 hPa。此外, 粗网格区域以对比试验的同化分析结果为初值场, 整个预报积分区间的侧边界条件以及地面温度等下边界条件均由 T106(即中国国家气象中心的 T106L19 中期数值预报业务系统)全球分析场确定。

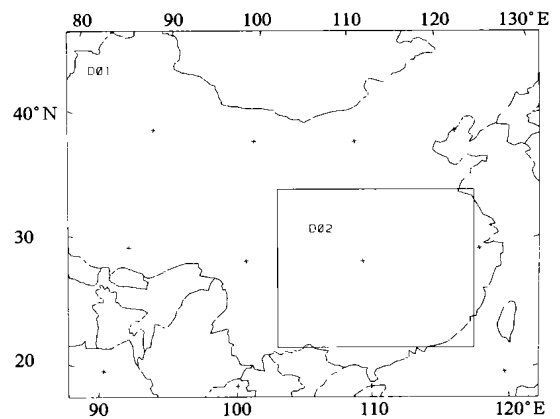


图 2 试验的 2 层嵌套网格

3.3 同化方案

对比试验的同化部分采用增量 3D-Var 同化方案。

3.3.1 极小化算法

采用有限内存拟牛顿法 L-BFGS^[7] 求解增量代价函数的梯度方程 (4), 迭代收敛判据为 $\langle [\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_m, [\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_m \rangle \leq \langle [\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_0, [\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_0 \rangle / 100$, 其中 $[\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_0$ 和 $[\dot{\cdot}_v J(\mathbf{v})]_m$ 分别是迭代开始时和第 k 次迭代的增量代价函数梯度, $\langle \rangle$ 表示内积。

3.3.2 同化分析变量

同化分析变量分别是温度 T 、水汽混合比 q_v 和水平风速 u, v 分量。

3.3.3 同化时间窗

同化时间窗设为同化时次前后 1 h。

3.3.4 背景场

背景场 x^b 采用 MM5 模式系统第 3 版(文中称 MM5V3 同化模式)的 12 h 预报。

除水平区域取 MM5V3 预报模式的粗网格区域外, MM5V3 同化模式的设置同 MM5V3 预报模式。

3.3.5 观测资料和观测算子

(1) 常规探空资料

对比试验中的常规探空资料是标准等压面的温度、温度露点差和水平风向、风速, 同化之前先将温度露点差换算成水汽混合比, 把水平风向、风速分解为水平风速 u, v 分量。

常规探空资料的观测算子是其观测空间至 MM5V3 同化模式网格空间的插值: 水平方向采用双线性插值, 垂直方向上温度和湿度观测用对数线性插值, 水平风速分量用线性插值。

(2) ATOVS 探测资料

试验中使用的 ATOVS 资料是 NOAA-15 AMSU-A 通道 4~14 的辐射亮温资料(已经过必要的临边订正等预处理和地表发射率订正), 其观测算子包括快速 RT 正演模式 RTTOV-5^[8] 和空间插值运算。

RTTOV-5 正演模式的输入量包括温度、水汽混合比和臭氧 3 种大气廓线参数, 地面气压、2 m 高度的气温、比湿和水平风速分量 5 种地面大气参数, 还有地表辐射温度、云顶气压、云量和表面发射率。同化时, RTTOV-5 模式的气温和水汽混合比输入廓线是与 AMSU-A 辐射亮温观测时空匹配的气温和水汽混合比背景廓线, 匹配过程即插值运算:

MM5V3 同化模式的气温和水汽混合比 12 h 预报廓线先分别水平插值到 AMSU-A 辐射亮温测值的地理位置, 再由 23 层等 σ 面垂直插值到 RTTOV-5 正演模式的 43 层等压面 (0.1~1013.0 hPa), 其中 MM5V3 同化模式大气顶以上的正演模式等压层 (6.95~0.10 hPa) 取相应的温度和水汽混合比气候廓线值。地表温度和地面大气状态参数的输入值也由 MM5V3 同化模式的 12 h 预报场水平插值得到。空间插值方案在水平方向采用双线性插值, 垂直方向则为对数线性内插。由于试验的同化时间窗设得较小 (2 h), 因此忽略了背景廓线的时间内插。此外, 臭氧输入廓线全部采用臭氧气候廓线值, AMSU-A 各通道的表面发射率设为 1, 并将水汽达饱和的最高模式层视为云顶而确定云顶气压。

3.3.6 观测误差协方差矩阵 R

3D-Var 同化中, 观测误差包括观测资料误差、代表性误差和观测算子误差。观测资料误差源于观测仪器类型差异等引起的系统误差和人为等因素造成的偶然误差, 代表性误差的产生原因则是数值预报模式不能正确表示观测资料中尺度小于模式分辨率的信息。

上文中已假定探空资料与 AMSU-A 资料的观测误差互不相关, 现在仅保留探空资料的观测资料误差和 AMSU-A 辐射亮温资料的正演模式误差, 并进一步假定探空资料的观测资料误差水平均匀且各向同性, 于是观测误差协方差矩阵 R 就简化成探空资料的观测资料误差方差子阵 R_2 与 AMSU-A 亮温资料的观测资料误差方差子阵 R_1 构成的对角阵:

$$R = \begin{pmatrix} R_1 & \\ & R_2 \end{pmatrix}, \begin{cases} R_1 = \begin{pmatrix} s_{i,j} \end{pmatrix}_{11 \times 11} \\ R_2 = \begin{pmatrix} r_{p,p} \end{pmatrix}_{11 \times 11} \end{cases} \quad (17)$$

其中 $r_{p,p}$ 是探空资料在 p ($p = 1, 2 \dots 11$) 标准层的观测资料误差方差, 由 NCEP 的 SSI 同化系统所用的探空观测误差方差^[9] 垂直插值得到; $s_{i,i}$ 则是 AMSU-A 通道 i ($i = 4, 5 \dots 14$) 的正演误差方差 (图 3)。

3.3.7 背景误差协方差矩阵 B 的估计

舍去分析变量间的交叉相关项, 背景误差协方差矩阵 B 就简化为:

$$B = \begin{pmatrix} B^t & & & \\ & B^{q_v} & & \\ & & B^u & \\ & & & B^v \end{pmatrix} \quad (18)$$

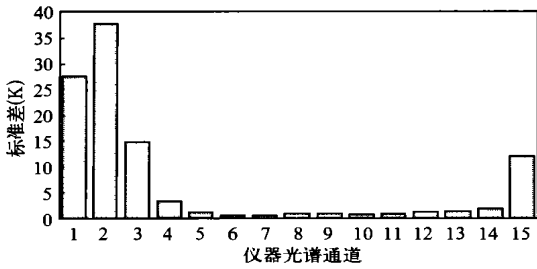


图3 NOAA-15 AMSU-A 通道
辐射亮温的正演误差标准差

其中单变量背景误差协方差子阵 $B^x(x = t, q_v, u, v)$ 为

$$B^x = \begin{bmatrix} d_a^x & \sqrt{d_a^x d_b^x} \rho_{a,b}^x \\ \sqrt{d_a^x d_b^x} \rho_{a,b}^x & d_b^x \end{bmatrix}, \quad (a, b \in [1, M], a \neq b) \quad (19)$$

这里, M 为 MM5V3 同化模式的空间格点总数, d_i^x 是分析量 x 在格点 a 的 12 h 预报的误差方差, $(\rho_{a,b}^x)^x$ 是分析量 x 在格点 a 和 b 的预报误差的相关系数。

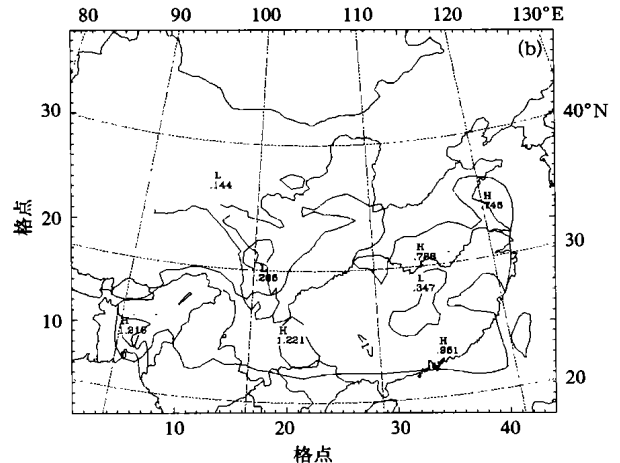
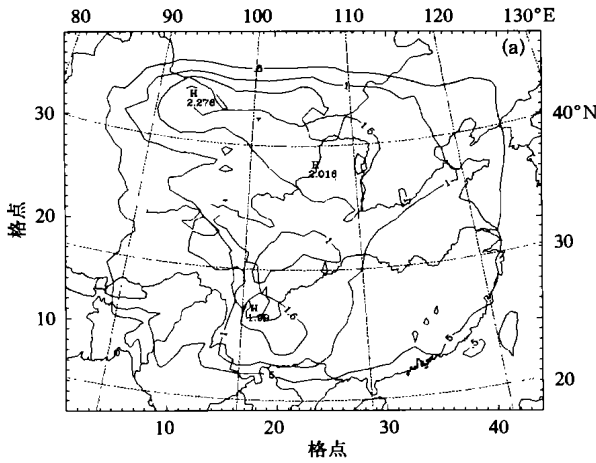


图4 MM5V3 同化模式 850 hPa 12 h 预报的误差标准差
(a. 温度单位: K; b. 水汽混合化, 单位: g/kg)

3.3.8 质量控制

探空观测资料的质量控制在同化过程开始前进行, 包括剔除重复数据、进行极值检查和垂直一致性(温度垂直递减率、逆温层结、静力学和风垂直切变)检查。对 AMSU-A 辐射亮温资料的质量控制则包括: 正演计算时对背景廓线进行气候极值检查和 RT-TOV-5 正演模式设定的“软”极值检查、通道亮温正演模拟值的系统偏差订正及修正向量的阈值检查。

4 对比试验结果

4.1 分析增量

定义单变量背景误差协方差子阵的统计模式为

$$B^x = \sqrt{DFW^{-1}F^T} \sqrt{D}^T \quad (20)$$

其中, D 是预报误差方差 d_i^x 的对角阵, W 是 MM5V3 同化模式的格点栅格面积构成的对角阵, F 为回归滤波算子, 其基本回归滤波器^[10]定义如下

$$Y_\lambda = \alpha Y_{\lambda-1} + (1-\alpha) X_\lambda \quad (\lambda = 1, 2 \dots \Lambda; \alpha = 0.2)$$

$$Z_\lambda = \alpha Z_{\lambda+1} + (1-\alpha) Y_\lambda \quad (\lambda = \Lambda \dots 2, 1; \alpha = 0.2) \quad (21)$$

采用 NMC(原美国国家气象中心)方法计算预报误差方差 d_i^x , 即统计 MM5V3 同化模式同时次 24 h 和 12 h 预报的差值 δx_{12h} 的方差, 然后根据统计模式(20)估算相关系数 $(\rho_{a,b}^x)$, 就得到对背景误差协方差矩阵 B 的估计。图4是用 NMC 法统计的 MM5V3 同化模式 850 hPa 温度和水汽混合比 12 h 预报的误差。

方案 I 对比试验第一次同化(1998 年 7 月 20 日 12 时)的结果表明, NOAMSUA 与 AMSUA 试验的水汽混合比、水平风速分量及低层温度的分析增量场很接近, 但在中高层的温度分析增量场存在明显的差异: NOAMSUA 试验对 500 和 200 hPa 温度背景场的调整非常小, 而 AMSUA 试验在这些层次的温度分析增量要大得多, 如 500 hPa 高原东北部有中心达 -3.4 K 的较大范围的负温度分析增量区(图5)。该方案对比试验其余 4 次同化的分析增量对比也和第一次同化的结果类似, 即对比试验仅在中高层的温度分析增量场存在明显差异。

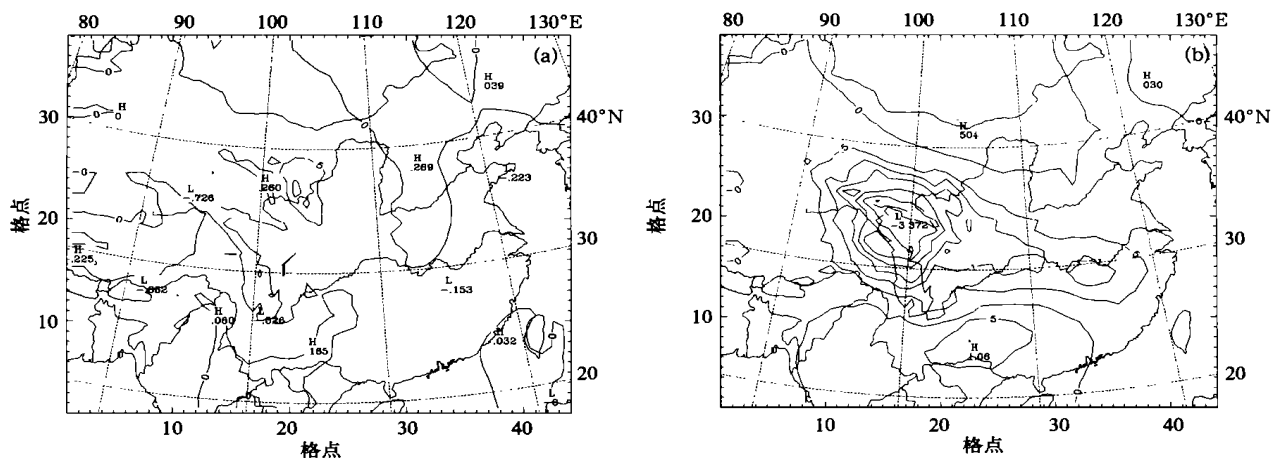


图5 方案I 对比试验在1998年7月20日12时的500 hPa温度分析增量场

(a. NOAMSUA 试验, b. AMSUA 试验; 单位: K)

AMSU-A 的主要功能是探测气温的垂直分布, 而且通道 5~ 14 的探测高度均在 700 hPa 以上, 因此 AMSUA 试验中, AMSU-A 通道 4~ 14 辐射亮温的加入主要是丰富和补充了常规探空资料的中高层温度信息, 即对比试验的观测资料所含信息的差别主要在于中高层温度。由于方案 I 对比试验的每次同化都是以 T106 分析场为 MM5V3 同化模式的初值, 即 NOAMSUA 与 AMSUA 试验的同化背景场总是相同的, 因此观测信息在中高层温度的差别是导致上述同化结果差异的主要原因。

方案 II 的 NOAMSUA 与 AMSUA 对比试验除第一次同化也具有相同的背景场, 同化结果与方案 I 对比试验的第一次同化完全相同外, 其余每次同化的背景场是 MM5V3 同化模式以前一次同化的分析场为初值的模式 12 h 预报, 前一次同化分析场的差异将通过 MM5V3 同化模式的预报积分传递给同化背景场, 因此对比试验的同化结果同时包含了背景信息和观测信息的差别。对比发现, 该方案对比试验每次(第一次除外)同化的水汽混合比分析增量场在分布和量值上仍很接近, 中高层温度分析增量场的差异也依然存在, 但水平风分量和低层温度的分析增量场都已呈现出不同背景信息引起的差别。

4.2 预报

每种方案对比试验预报结果的对比主要基于 3 种预报误差: 预报场与相应的 T106 分析场的相关系数、均方根误差 $RMSE_{T106}$ 以及预报场插值到探空实测资料位置后相对实测资料的均方根误差 $RMSE_{RAOB}$ 。文中比较了粗网格区域的温度和水汽混合比的预报误差, 以及细网格区域的降水预报。

4.2.1 温度预报

(1) 方案 I 对比试验

本方案对比试验第一个预报时次(1998年7月20日12时)积分所得的温度预报与相应的 T106 分析场的相关程度都很高, 且数值非常接近, 其中 AMSUA 试验略高于 NOAMSUA 试验的层次随预报时效的延长而增多: 如 12 h 预报仅限于 700 hPa 以下的低层与高层 300, 200 hPa, 而 48 h 以上的预报已扩展为 1000~ 200 hPa 各层。而所有时效的温度预报的 $RMSE_{T106}$ 及 $RMSE_{RAOB}$ 的对比结果是一致的, AMSUA 试验的 700~ 250 hPa 温度预报的 $RMSE_{T106}$ 均比 NOAMSUA 试验小, 对比试验的 $RMSE_{RAOB}$ 虽然相差甚微, 但 AMSUA 试验 850~ 250 hPa 各层温度预报的 $RMSE_{RAOB}$ 也都稍小于 NOAMSUA 试验。

该方案对比试验在其余时次的温度预报也都分别具有高相关系数且差别很小, 其中 AMSUA 试验略大于 NOAMSUA 试验的层次也是随预报时效的延长而有所增加。对比试验的 $RMSE_{T106}$ 的差别也很小, 仅高层的对比差值略大些, 其中 AMSUA 试验的 $RMSE_{T106}$ 比 NOAMSUA 试验小的层次主要有: (1) 12 h 预报是 1998 年 7 月 21 日 12 时的 700 和 400~ 100 hPa; 22 日 00 时的 1000~ 400 和 100 hPa; 22 日 12 时的 850~ 400 和 150~ 100 hPa; 23 日 00 时的 925~ 850, 400~ 300 和 100 hPa; (2) 24 h 预报是 1998 年 7 月 22 日 00 时的 1000~ 500, 300 和 150~ 100 hPa; 22 日 12 时的 850~ 300 和 200~ 100 hPa; 23 日 00 时的 850, 500 和 150~ 100 hPa; (3) 36 h 预报是 1998 年 7 月 22 日 12 时的 1000~

400 和 100 hPa; 23 日 00 时的 1000~ 300 和 150~ 100 hPa; (4) 48 h 预报是 1998 年 7 月 23 日 00 时的 1000~ 250 hPa。此外, 对比试验的 $RMSE_{RAOB}$ 差值普遍小于 0.1 K, 最大差值也只有 0.18 K。 $RMSE_{RAOB}$ 的对比结果与 $RMSE_{T106}$ 的基本一致, 也是 AMSUA 试验较短时效的温度预报在中高层的 $RMSE_{RAOB}$ 普遍小于 NOAMSUA 试验, 较长时效的温度预报 $RMSE_{RAOB}$ 在绝大部分层次小于 NOAMSUA 试验。

(2) 方案 II 对比试验

方案 II 和方案 I 对比试验的第一次(1998 年 7 月 20 日 12 时) 同化及预报模拟完全相同, 其温度预

报的对比结果请参见方案 I 对比试验的有关叙述。

表 1 列出了方案 II 对比试验中 AMSUA 试验温度预报 $RMSE_{T106}$ 小于 NOAMSUA 试验的层次。从表中可以看出, 对于所有时次各预报时效的温度预报, AMSUA 试验大部分层次的 $RMSE_{T106}$ 要比 NOAMSUA 试验小: AMSUA 试验的 700~ 250 和 150~ 100 hPa 的预报 $RMSE_{T106}$ 基本上都小于 NOAMSUA 试验, 特别地, 1998 年 7 月 23 日 00 时的 1000~ 250 hPa 温度 24 h 至 60 h 预报的 $RMSE_{T106}$ 全部小于 NOAMSUA 试验。不过总的来看, AMSUA 试验在一些边界层和低层的温度预报效果似乎不如 NOAMSUA 试验。

表 1 方案 II AMSUA 试验预报 $RMSE_{T106}$ 小于方案 II NOAMSUA 试验的层次(hPa)

时 间	预报时效(h)	温度预报	水汽混合比预报
21 日 00 时	12	850~ 300, 200~ 100	1000~ 400
	24	850~ 250, 150~ 100	1000~ 400
	12	700, 400~ 250, 150~ 100	1000~ 400, 150~ 100
22 日 00 时	36	700~ 250, 150~ 100	1000~ 250, 150~ 100
	24	700~ 250, 100	850~ 300, 200~ 100
	12	500~ 250, 150~ 100	925~ 400, 150~ 100
22 日 12 时	48	700~ 250, 100	1000~ 850, 400
	36	700~ 250, 100	1000~ 850, 400, 150~ 100
	24	700~ 250, 100	1000~ 700, 400~ 100
	12	700~ 300, 150~ 100	1000~ 850, 400, 150~ 100
23 日 00 时	60	1000~ 200	1000~ 850, 500~ 400
	48	1000~ 200, 100	1000~ 850, 500~ 100
	36	1000~ 250, 100	1000~ 250, 150~ 100
	24	1000~ 250, 150~ 100	1000~ 300, 150~ 100
	12	1000~ 850, 400~ 250, 100	1000~ 700, 400~ 100

与 $RMSE_{T106}$ 对比结果相对应的是, 该方案 AMSUA 试验的温度预报场与 T106 温度分析场的相关性在边界层和低层一般比 NOAMSUA 试验差, 但 23 日 00 时几乎所有层次的温度预报的相关系数都大于 NOAMSUA 试验。

NOAMSUA 和 AMSUA 试验的温度预报 $RMSE_{RAOB}$ 的差异要比与两者的 $RMSE_{T106}$ 的差异小得多, AMSUA 试验所有的 850~ 250 hPa 温度预报的 $RMSE_{RAOB}$ 均稍小于 NOAMSUA 试验。

4.2.2 水汽预报

4.2.2.1 方案 I 对比试验

方案 I 对比试验的水汽混合比预报在水汽比较集中的边界层和低层的 $RMSE_{T106}$ 差别较明显, 而 300 hPa 以上的 $RMSE_{T106}$ 则几乎相等; 对比试验水汽预报的 $RMSE_{RAOB}$ 也相差极小。

比较方案 I 对比试验在第一个预报时次积分所

得的水汽混合比预报场, 结果是 AMSUA 试验的 1000~ 400 hPa 预报的相关系数普遍较大, 而 $RMSE_{T106}$ 普遍较小, 表明 AMSUA 试验在大多数层次的水汽预报误差小于 NOAMSUA 试验。

方案 I 对比试验其余时次的水汽预报的相关系数和 $RMSE_{T106}$ 也都具有相似的对比结果: AMSUA 试验在 300 hPa 以下各层的水汽混合比预报的相关系数一般稍高于 NOAMSUA 试验, 在 250 hPa 及以上层次则明显低于 NOAMSUA 试验; AMSUA 试验的中低层和边界层水汽预报的 $RMSE_{T106}$ 也较 NOAMSUA 试验小。然而大部分层次的水汽混合比预报 $RMSE_{RAOB}$ 却是 AMSUA 试验略高于 NOAMSUA 试验。

4.2.2.2 方案 II 对比试验

方案 II 对比试验第一个预报时次积分所得的水汽混合比预报场的比较也请参见前面方案 I 对比试

验的有关叙述。

方案 II 对比试验其它时次的水汽混合比预报中, AMSUA 试验具有一致较高相关系数的层次分别是: 1998 年 7 月 21 日 12 时的 925~ 400 和 150 hPa 预报、22 日 00 时的 850~ 300 hPa 预报、22 日 12 时的 1000~ 850 和 400 hPa 预报, 以及 23 日 00 时的 1000~ 250 hPa 预报。如表 1 所示, 该方案 AMSUA 试验的中低层和边界层水汽预报的 $RMSE_{T106}$ 一般都小于 NOAMSUA 试验。

与方案 I 对比试验一样, 方案 II 对比试验在这些时次的水汽混合比预报的 $RMSE_{T106}$ 也是在水汽比较集中的边界层和低层差别较大, 而在 300 hPa 以上则难分伯仲。不过整体上方案 II 对比试验水汽预报的 $RMSE_{T106}$ 差别比方案 I 对比试验明显, 水汽预报的相关系数差别以及温度预报的相关系数差别和 $RMSE_{T106}$ 差别也是如此, 这说明按方案 II 实行多次同化时, AMSU-A 辐射亮温对分析场从而对预报

场产生的正效应随同化次数的增加而得以累积。

另外, 该方案对比试验的水汽预报 $RMSE_{RAOB}$ 主要在 925~ 500 hPa 等中低层有一定的差值, 其余层次差别非常小, 其中 AMSUA 试验的低层和边界层水汽预报的 $RMSE_{RAOB}$ 大多小于 NOAMSUA 试验。

4. 2. 3 降水预报

对特大暴雨过程中两个强降水期: 1998 年 7 月 20 日 21 时~ 21 日 06 时和 21 日 19 时~ 22 日 06 时的降水模拟的比较结果(仅比较第一预报时次的积分结果)简述如下:

4. 2. 3. 1 模拟降水天气系统

对照 1998 年 7 月 21 日 00 时和 22 日 00 时的 850 hPa 实况分析场, 可以发现对比试验均较好地模拟出这两个时次 850 hPa 西南涡的气旋性流场及低层切变形势, 细网格区域的高度场预报也较清楚地显示了西南涡的 140 gpm 等值线(图 6), 但对比试验模拟的 7 月 22 日 00 时西南涡的中心位置均偏东。

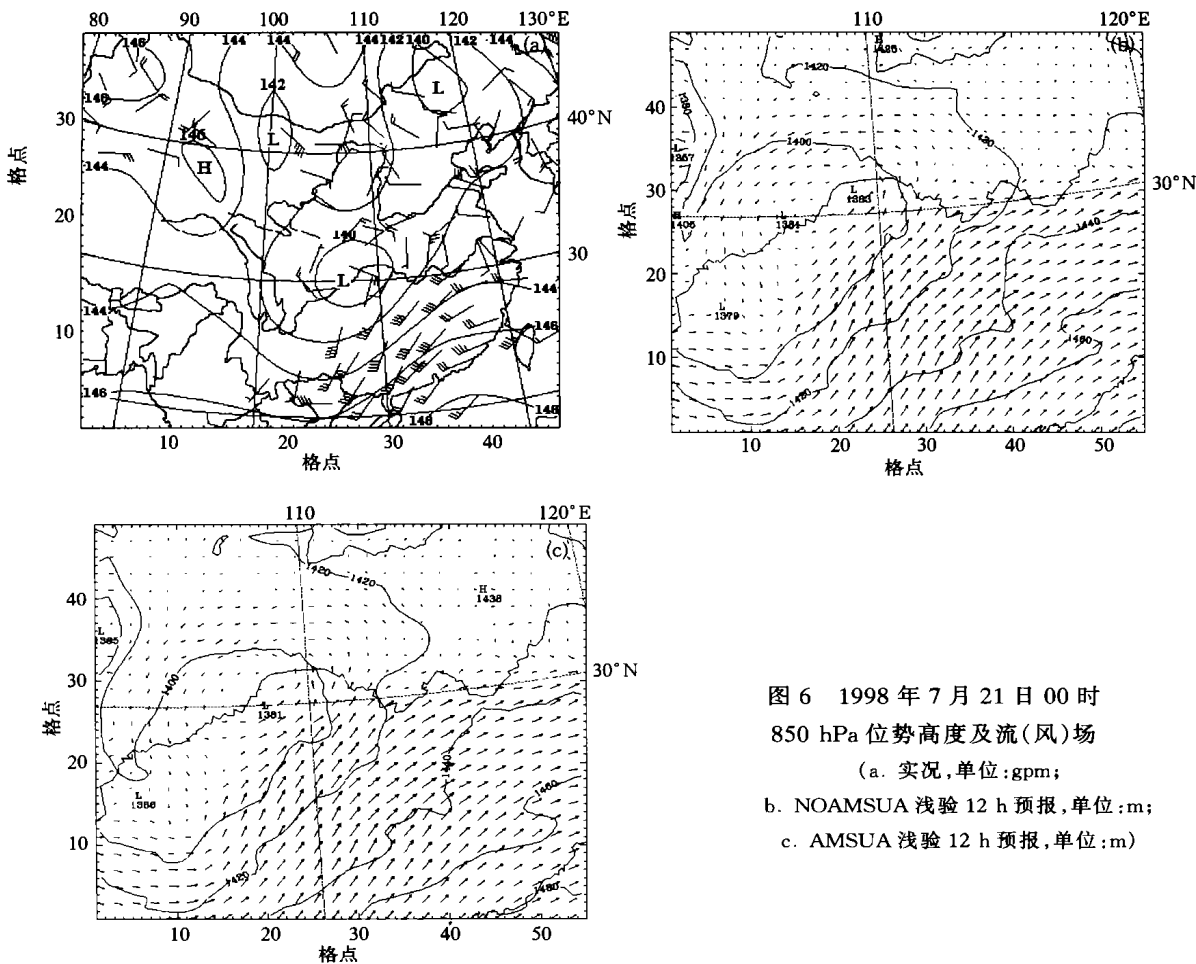


图 6 1998 年 7 月 21 日 00 时 850 hPa 位势高度及流(风)场 (a. 实况, 单位: gpm; b. NOAMSUA 浅验 12 h 预报, 单位: m; c. AMSUA 浅验 12 h 预报, 单位: m)

4. 2. 3. 2 6 h 累积降水量预报

将对对比试验在 1998 年 7 月 21 日 00 时和 06

时、22 日 00 时和 06 时的 6 h 累积降水量预报与相应的降水实况相比, 结果显示对比试验的强降水落

区预报都比较好,并且尽管降水量预报均比实况小得多,但模拟降水的强度基本能达到实际的降水量级(图7)。

比较结果还表明,AMSUA 试验在强降水时段的降水预报效果并没有比 NOAMSUA 试验更好。我们知道,AMSU-B 辐射计可探测大气湿度的垂直分布,但 NOAA-15 的 AMSU-B 辐射资料噪声很大,

故对比试验只应用了 AMSU-A 辐射资料。如前所述,参与同化的 AMSU-A 通道 4~14 的辐射亮温资料所含的水汽信息很少,同化 AMSU-A 辐射亮温对中高层温度背景场的调整较清楚,但对水汽分析场的改进无明显作用,因此 AMSUA 试验的水汽分析场并未较 NOAMSUA 试验有所改善,这应是导致 AMSUA 试验未能提高降水预报水平的主要原因。

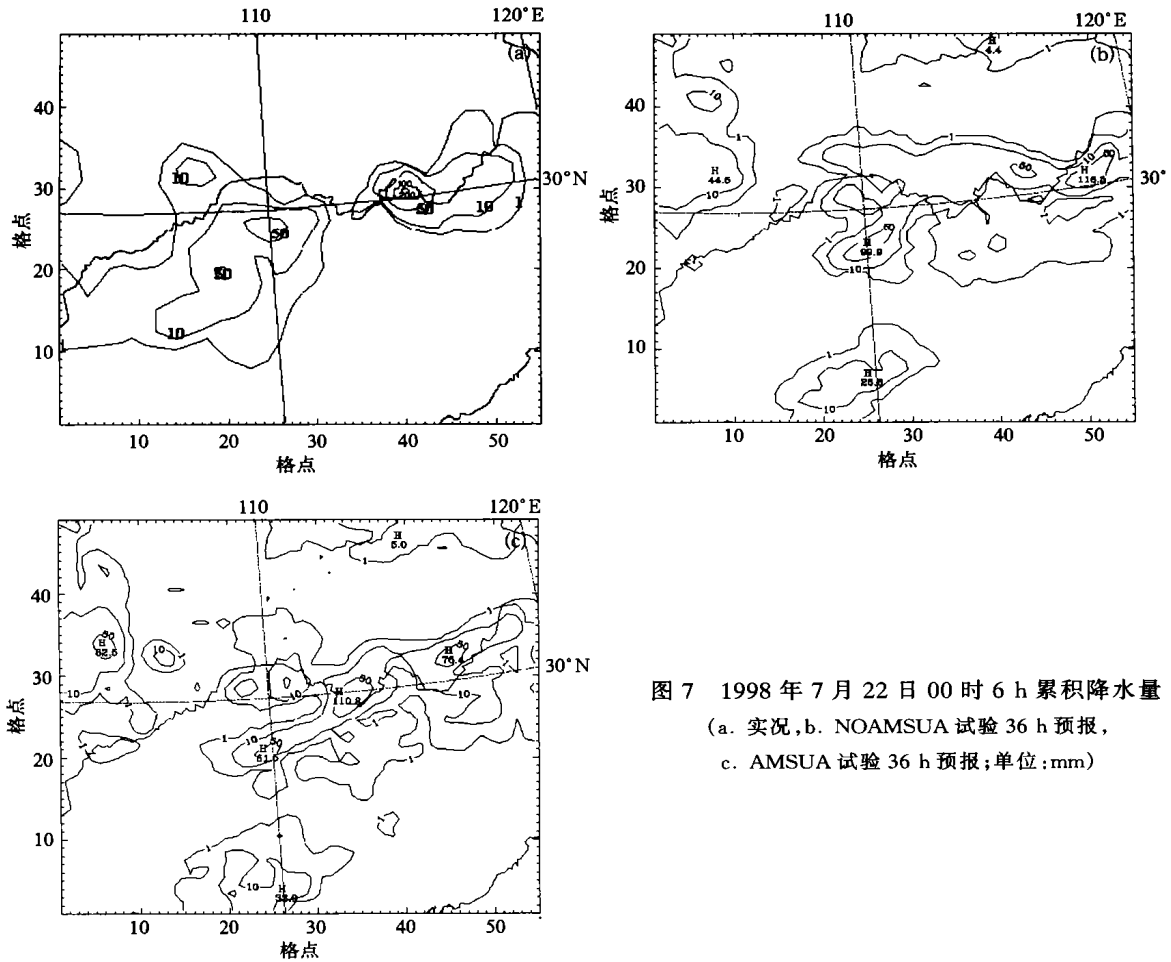


图7 1998年7月22日00时6h累积降水量
(a. 实况, b. NOAMSUA 试验 36 h 预报,
c. AMSUA 试验 36 h 预报;单位: mm)

5 结论和讨论

本文采用增量 3D-Var 同化方法并以 MM5 模式系统第 3 版为同化模式和预报模式,进行了模拟 1998 年 7 月 21~22 日武汉及其以东地区特大暴雨过程的对比试验,其中 NOAMSUA 试验直接同化温度、湿度和水平风分量等探空资料,再以同化结果为 MM5 预报模式的初值场进行预报模拟,而 AMSUA 试验在 NOAMSUA 试验的基础上增加 NOAA-15 AMSU-A 通道 4~14 的辐射亮温资料的直接同化。对比试验分两种方案进行多次同化和预报,其中方案 I 中同化模式的初值全部采用 T106

分析场,而方案 II 除第一次同化外,同化模式的初值场均为上一次同化的分析场。根据第 4 节叙述的两种方案对比试验的同化分析和预报模拟的对比结果,可以得出以下结论:

- (1) 直接同化 AMSU-A 辐射亮温对中高层温度分析场的影响较明显;
- (2) AMSUA 试验的温度和水汽混合比预报普遍优于 NOAMSUA 试验;
- (3) 通过把上一次同化的分析场作为同化模式的初值,AMSU-A 辐射亮温对模式预报的正效应随同化次数增大;
- (4) NOAMSUA 试验与 AMSUA 试验都能模

拟出特大暴雨过程的主要影响系统——低层西南涡和切变,对强降水的落区及量级的预报也都比较接近实况,但是没有迹象表明,AMSUA 试验的降水预报效果比 NOAMSUA 试验更好。

3D-Var 同化中,背景误差协方差矩阵的估计至关重要,本研究在估计背景误差协方差矩阵时,略去了分析变量间的交叉相关项,这种简化影响分析场的协调性。观测资料的质量控制也是 3D-Var 同化的重要环节之一,但本研究所采用的质量控制手段还不够严格,特别是对 AMSU-A 辐射亮温正演模拟值的系统偏差订正虽有一定效果,但还不能完全达

到正演模式所要求的零偏差。由于 AMSU-A 探测器只有 15 个微波通道,并且通道核函数的宽度很大,因此 AMSU-A 探测资料在对流层中低层的垂直分辨率低于无线电探空资料,这也是目前卫星垂直探测资料所共有的缺憾。此外,AMSU-A 辐射亮温资料包含的水汽信息很少,使得直接同化 AMSU-A 资料对改善水汽分析场乃至模式降水预报质量没有明显的作用。

致谢:感谢国家卫星气象中心的张凤英、马刚和师春香以及国家气象中心数控室的胡铭和赵刚等同志的帮助。

参考文献:

- 1 王子厚,王宗皓,张凤英. HIRS/2 亮温直接应用于数值预报的试验研究. 应用气象学报, 1995, 6(3): 273~ 280
- 2 McNally A P, Andersson E, Kelly G, et al. The use of raw TOVS/ ATOVS radiances in the ECMWF 4D-Var assimilation system. In: Technical Proceedings of the 10th International ATOVS Study Conference, Boulder, Colorado, 27 January- 2 February USA, 1999. 377~ 384
- 3 Derber J C, Wu W-S. The use of TOVS cloud-cleared radiances in the NCEP SSI analysis system. Mon Wea Rev, 1998, 126: 2287~ 2299
- 4 Courtier P, Thépaut J N, Hollingsworth A. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. Quart J Roy Meteor Soc, 1994, 120: 1367~ 1387
- 5 Courtier P. Dual formulation of four-dimensional variational assimilation. Quart J Roy Meteor Soc, 1997, 123: 2449~ 2461
- 6 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
- 7 Liu D C, Nocedal J. On the Limited memory BFGS method for largescale optimization. Mathematical Programming, 1989, 45: 503~ 528
- 8 Saunders R, Matricardi M, Brunel P. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance. Quart J Roy Meteor Soc, 1999, 125: 1407~ 1425
- 9 Parrish D F, Derber J C. The national meteorological center's spectral statistical- interpolation analysis system. Mon Wea Rev, 1992, 120: 1747~ 1763
- 10 Lorenc A. Iterative analysis using covariance functions and filters. Quart J Roy Meteor Soc, 1992, 118: 569~ 591

THE EXPERIMENTS ON DIRECT ASSIMILATING ATOVS RADIANCE

Pan Ning

(*Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001*)

Dong Chaohua Zhang Wenjian

(*National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081*)

Abstract

Two comparison experiments, i. e. NOAMSUA and AMSUA, were performed for simulating a very heavy rainstorm occurring in Wuhan City and the region to its east in 21– 22 July 1998. In Exp. NOAMSUA, radiosonde observations were assimilated while in Exp. AMSUA radiosonde observations and brightness temperatures of NOAA-15 AMSU-A channels 4– 14 were assimilated simultaneously. Then the assimilation analyses of the both comparison experiments were taken respectively as initial conditions of numerical prediction model for simulating that process. In this paper, an incremental three-dimensional variational (3D-Var) method was used as data assimilation method. The MM5 mesoscale model (version 3) acted as assimilation model and prediction model as well. The analysis increments of Exp. AMSUA were compared with that of Exp. NOAMSUA, so did the forecast results. The comparisons in terms of the analysis increments showed that direct assimilating the AMSU-A brightness temperatures adjusted the temperature background of the mid and upper troposphere more distinctly. The result is attributed to the temperature information of the mid and upper layers in Exp. AMSUA being enriched by the addition of the AMSU-A channels 4– 14 measurements, which could only detect temperature above 700 hPa except channel 4 detecting surface atmospheric temperature. The simulation results showed that the forecasts of temperature and mixing ratio of water vapor were generally better in Exp. AMSUA than in Exp. NOAMSUA. It was also found that in each experiment, the simulation of the major influencing weather systems in the heavy rainstorm process, the low-level southwest vortex and the cold shear was preferable, and the predicted areas and grades of heavy rains somewhat fitted to the real time rainfalls. But all the precipitation forecasts of Exp. AMSUA seem not superior to that of Exp. NOAMSUA, which may also result from few information on humidity being contained in the AMSU-A measurements.

Key words: Data assimilation, Variational method, Satellite sounding radiances, Numerical simulation.