

论文

基于卫星遥感资料的中国区域土壤湿度 EnKF 数据同化

师春香^{①*}, 谢正辉^②, 钱辉^③, 梁妙玲^④, 杨晓春^①

① 中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081;

② 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

③ 中国地质科学院地质研究所, 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京 100037;

④ 中国气象局国家气象中心, 北京 100081

* E-mail: shicx@cma.gov.cn

收稿日期: 2010-03-11; 接受日期: 2010-11-18

国家高技术研究发展计划项目(编号: 2007AA12Z144, 2009AA12Z129)、财政部/科技部公益类行业专项(编号: GYHY200706005, GYHY200806014)和中国气象局新技术推广项目(编号: CMATG2008Z04)资助

摘要 土壤湿度在陆气相互作用过程中扮演着重要的角色, 是气候、水文、农业、林业等研究中重要的地球物理参数之一. 土壤湿度影响地面蒸散, 径流、地表反射率、地表发射率以及地表感热和潜热通量, 从而对气候有重要影响, 它对大气的影响在全球尺度上仅次于海面温度, 在陆地尺度其影响甚至超过海面温度. 本文介绍了基于 EnKF 及陆面过程模型的中国区域陆面土壤湿度同化系统(CLSMDAS, China Land Soil Moisture Data Assimilation System), 以及该系统应用于中国区域陆面土壤湿度同化试验的结果. CLSMDAS 包括以下几个部分: 1) 陆面模式采用美国国家大气研究中心 NCAR 的陆面过程模型 Community Land Model Version 3.0(简称为 CLM3.0); 2) 大气驱动场数据中的降水和地面入射太阳辐射数据来自 FY2 静止气象卫星每小时产品; 3) 陆面数据同化方法采用 EnKF(Ensemble Kalman Filter)同化方法; 4) 观测数据包括 AMSR-E 卫星反演土壤湿度产品以及地面土壤湿度观测资料. 利用 CLSMDAS 对 2006 年 6~9 月的土壤湿度同化试验结果的分析表明: 陆面模式模拟和同化结果都能比较合理地反映出土壤湿度时空分布, 同化的土壤湿度分布与 2006 年 8 月重庆、四川发生建国以来最严重的夏伏早有非常好的对应关系, 与发生在 9 月的湖北东部、广西南部等地的干旱区也有非常好的对应关系.

关键词

EnKF 陆面数据同化
AMSR-E 土壤湿度
FY2C 静止卫星
高分辨率降水
地面入射太阳辐射

土壤湿度通过影响陆面与大气之间的水分通量和感热及潜热通量对陆气之间的物质、能量平衡产生影响. 土壤湿度时间和空间分布的准确估计对于加

强陆面生态物理过程以及陆气相互作用过程的理解至关重要, 对气候与环境、生态、水文、农业等方面的研究与应用具有重要意义. 目前获取土壤湿度的

手段包括: 常规观测、场地观测、卫星遥感、陆面水文模式模拟等方式。常规观测土壤湿度数据时间频次低, 而且空间点少, 一些科学试验中场地观测土壤湿度是阶段性的, 小范围的, 常规观测和场地观测土壤湿度测量技术只提供了点的观测, 没有考虑土壤湿度廓线空间变化, 且场地同步观测一般是很昂贵的。卫星遥感土壤湿度可以提供全球的、比较高的空间时间分辨率的土壤湿度数据, 这对于常规观测网是不可能的。但是卫星遥感土壤湿度观测也存在问题, 比如: 土壤湿度反演精度与土壤类型、地表粗糙度以及植被覆盖有关, 这些参数的不确定会带来反演误差, 时间和空间分辨率也存在不足。陆面水文模式模拟计算的土壤湿度可以得到很好的时间频次和空间分布, 但是其精度受模式结构和输入数据的影响很大。作为一种能将陆面模式的物理过程信息和观测资料的实测信息最优化结合的技术方法, 陆面同化技术为解决这一问题提供了一条行之有效的途径^[1,2]。

目前大气、海洋、陆面数据同化系统中用到的数据同化方法主要有最优插值法、三维、四维变分法、Kalman 滤波、EnKF 等。EnKF 是通过 Monte Carlo 法(总体积分法)来计算状态的预报误差协方差。它是 Evensen^[3]根据 Epstein 的随机动态预报理论提出的。将模式状态预报看成近似随机动态预报, 用一个状态总体去代表随机动态预报中的概率密度函数, 通过向前积分, 状态总体很容易计算不同时间的概率密度函数所对应的统计特性(如均值与协方差)。EnKF 的最大特点是它克服了 Kalman 滤波要求线性化模型算子和观测算子的缺点, 它的最大问题是计算量太大, 计算效率低, 由于目前陆面模式都是单柱模式, 模式状态变量与大气和海洋模式比较要少的多, 因此计算效率问题就不像大气海洋模式那样严重, 而且陆面过程模式中的强非线性特征更为突出, 因此 EnKF 同化方法在陆面模式同化系统中应用比较广泛。

从 1998 年开始, 在美国以 NASA 哥达德空间飞行中心(GSFC)水文科学部和数据同化办公室(DAO)联合牵头, 多家单位参与启动了陆面同化系统 LDAS (Land Data Assimilation System)研究, 其中同时开展了全球陆面同化系统 GLDAS。美国 NOAA 也支持了美国大陆尺度的、基于水文学的陆面数据同化系统研究, 即北美陆面同化系统 NLDAS 项目的研究。在陆面数据同化框架下, 可以利用各种新的卫星和地面

观测数据, 生成最优的陆面状态数据和通量数据 (<http://www.knmi.nl/samenw/LDAS/>)。在欧洲从 2001 年开始, 也开展了欧洲陆面同化系统 ELDAS 的研究, ELDAS 项目研究的主要目的是为了改进洪水和干旱的预报及监测。ELDAS 项目包含以下几个目的: 集中土壤湿度同化方面的专家, 设计并实现一个统一的、灵活的、实用的数据同化框架; 用独立观测数据验证同化后的土壤湿度场; 评价加入同化后土壤湿度数据之后的季节水循环预报, 和评价洪水风险; 建立示范数据集, 至少覆盖一个季节, 以及覆盖欧洲地区; 期望使用新的卫星平台数据, 如: MSG(MTEOSAT Second Generation)、SMOS(the ESA Soil Moisture/Ocean Salinity Mission)数据; 在全球陆面同化系统 GLDAS 中贡献欧洲的力量。ELDAS 已经在欧洲四个数值预报中心(ECMWF, DWD, CNRM 和 INM)运行, 目前已经从研究转入业务运行阶段 (<http://www.knmi.nl/samenw/eldas>)。中国西部陆面数据同化系统(WCLDAS, West China Land Data Assimilation System)由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和兰州大学资源环境学院大气科学系合作研究和开发, 他们搭建了基于 EnKF 和 SiB2 模型的单点土壤湿度同化系统, 并利用青藏高原观测数据对该同化系统做了初步的分析和评价^[4,5]。Yang 等^[6]发展了同化 AMSR-E 垂直极化 6.9 和 18.7 GHz 亮温估计土壤水分和能量平衡的自动率定系统。田向军等^[7-13]、张生雷等^[14,15]、贾丙浩等^[16]在陆面同化方法改进、微波亮温同化观测算子模型率定等方面开展了相关研究试验。

本文介绍了中国区域陆面土壤湿度数据同化系统(CLSMDAS)组成, 大气驱动数据处理方法和数据质量检验, 用单点观测资料对 CLSMDAS 系统的性能测试、观测的土壤湿度数据误差分析以及中国区域陆面土壤湿度数据同化试验设计与结果分析。

1 中国区域陆面土壤湿度同化系统

中国区域陆面土壤湿度数据同化系统主要由以下几个部分组成(如图 1): 1) 陆面模式: 采用目前应用比较广泛的 NCAR-CLM3.0 陆面模式; 2) 驱动数据: 从 FY2 静止气象卫星获取高时空分辨率降水估计和地面入射太阳辐射数据, 对 NCEP 再分析数据集中的地面气温、湿度、气压和风速进行时间和空间插

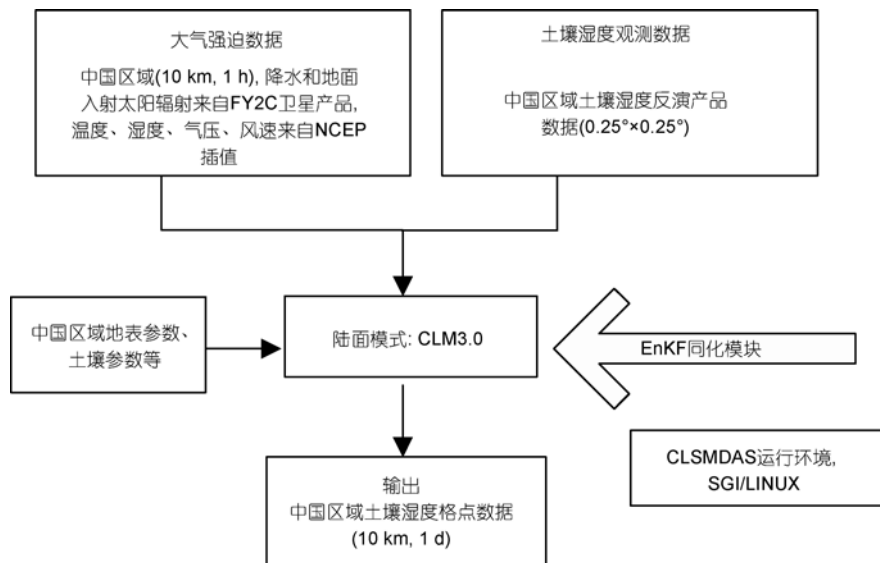


图1 中国区域陆面土壤湿度同化系统(CLSMDAS)结构图

值,构造了陆面模式的大气驱动数据;3)数据同化方法:选择了比较适合陆面数据同化的EnKF同化方法;4)观测数据:采用EOS/AQUA卫星上搭载的AMSR-E仪器的土壤湿度反演数据与地面观测土壤湿度数据;5)输出数据集:可输出同化后土壤湿度格点资料.CLSMDAS系统目前可在SGI-LINUX平台上运行,下面分别介绍各个部分.

1.1 陆面过程模型

陆面过程模型在陆面数据同化系统中起着重要作用,它是陆面数据同化系统的核心部分,陆面过程模型对地表能量物质交换描述的准确性、合理性直接影响着陆面同化系统的输出结果以及下一时刻状态的预报.本文采用美国国家大气研究中心NCAR的陆面过程模型Community Land Model Version 3.0(简称为CLM3.0)^[17].

CLM3.0模式设计的目的是要与大气数值模式耦合的,它可以提供大气模式所需要的表面反照率(可见光和红外光波段的直射和散射光)、向上长波辐射、感热通量、潜热通量、水汽通量、以及东西向和南北向的地表应力.这些参量分别由许多生态和水文过程控制,模式对叶子物候、气孔生理及水循环进行模拟.模式考虑不同植被之间的生态差异、不同土壤类型之间的热力和水力差异性,并允许每个网格内可有多种陆表覆盖.河流运输模式向下传输至海洋.因

为该陆面模式要与气候模式和数值天气预报模式耦合,所以在陆面过程参数化计算的有效性和复杂性中间要做折衷选择.陆面的空间非均匀性用嵌套次网格方法实现,也就是网格包含有多种陆地个体、雪、土壤柱块及不同类型植被.每个网格内有不同数目的陆地个体,每种陆地个体又有不同数目的柱块,每个柱块也可以有多种植被功能型.许多学者已对CLM3.0模式在中国区域的应用做了检验和评价,证明CLM3.0模式在中国地区的可用性^[18].

EnKF同化模块主要与CLM3.0中的土壤湿度模块耦合,CLM3.0中使用的一维土壤水垂直运动方程(忽略水平流动)如下:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - E - R_{fm}, \quad (1)$$

其中 θ 是土壤体积含水量(m^3/m^3), q 是垂直土壤水通量(mm/s), E 是蒸发速率(mm/s), R_{fm} 是融化(负值)或冻结(正值)速率, z 是到地面的垂直距离(q 和 z 取向向下为正)^[17].

1.2 大气驱动数据

提高陆面模式模拟精度的困难之一是缺乏长期的、高分辨率的、实际的大气驱动数据来驱动陆面模式运行.大气驱动数据通常需要降水、气温、相对湿度、气压、风速和向下的太阳辐射的日变化,在全球尺度范围内这些参数是无法直接观测得到的.在对

离线陆面模式大气驱动数据处理方面有许多科学家作了大量的工作, Qian 等^[19]的研究表明 NCEP 再分析降水和地面辐射存在虚假的长期变化, 降水的偏差毫无疑问要影响到土壤湿度的预测、模拟和同化效果, 其他许多的相关研究也已经认识到这些问题, 他们或者直接使用观测数据, 或者调整再分析数据.

在本文的研究中, 引入了高时空分辨率的静止气象卫星资料反演的降水和地面入射太阳辐射产品, 结合 NCEP 再分析资料, 建立了一套覆盖中国区域的质量比较好的大气驱动数据.

1.2.1 高时空分辨率降水

国家卫星气象中心业务 FY2C/D/E 卫星降水估计产品在下列网站可免费下载 (<http://satellite.cma.gov.cn>). 业务降水估计产品有日累积和 6 h 累积降水估计产品, 2008 年 9 月之后, 新增了小时累积降水估计产品. CLM3.0 陆面模式积分时间步长为 30 min, 因此需要时间分辨率较高的大气强迫场数据,

小时降水数据与 6 h 累积降水相比, 更适合用于驱动陆面模式模拟. 为此师春香和谢正辉^[20]发展了基于每小时静止卫星云分类信息对累积降水进行时间加权插值的方法, 将该方法应用于国家卫星气象中心 FY2C 6 h 降水估计业务产品, 得到具有 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 空间分辨率以及 1 h 时间分辨率的降水数据集, 利用中国区域自动雨量观测资料对该降水估计数据进行了检验和评估, 表明该方法是合理的, 静止卫星 1 h 降水产品处理流程图见图 2, 另外关于该降水数据的处理和质量评价细节请见文献[21].

1.2.2 高时空分辨率地面入射太阳辐射

国家卫星气象中心业务 FY2C/D/E 卫星地面入射太阳辐射产品在下列网站可免费下载(<http://satellite.cma.gov.cn>), 业务产品时间分辨率为 1 天, 空间分辨率 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. 由于该产品时空分辨率比较粗, 不能满足陆面模式大气强迫数据的需求, 因此本文采用袁晚平提供的国家卫星气象中心地面入射太阳辐射产

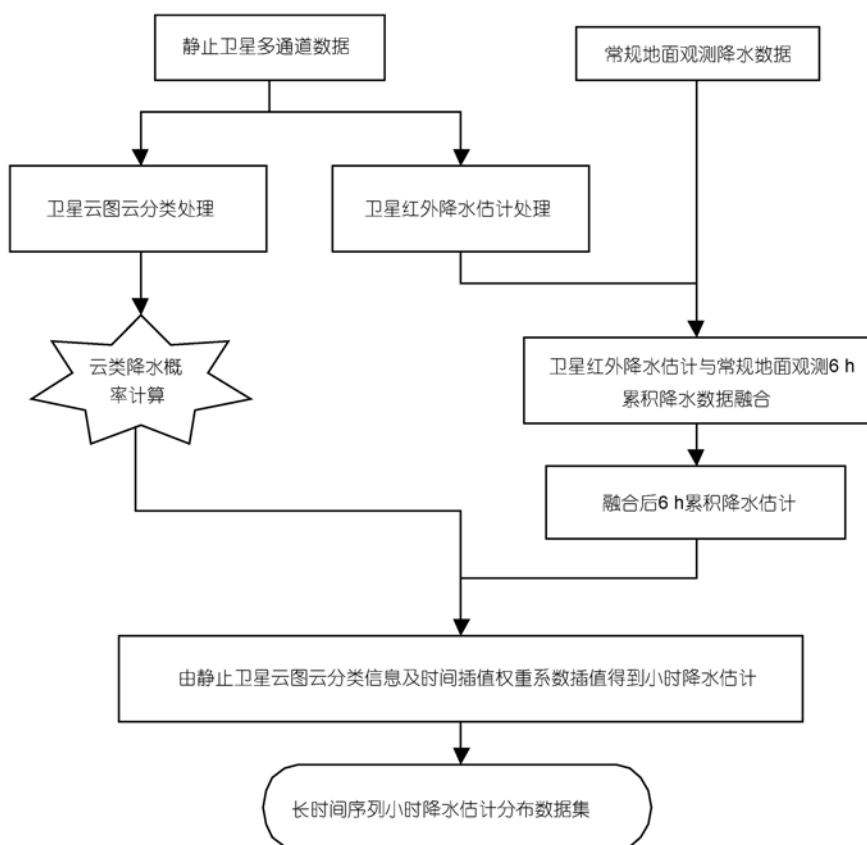


图 2 高时空分布降水数据处理流程图

品业务反演算法(<http://satellite.cma.gov.cn/>), 利用FY2C静止气象卫星可见光波段观测资料生成了地面入射太阳辐射数据集, 时间分辨率为1 h, 空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 并用中国气象局5个气候观象台观测的太阳辐射资料对其进行了质量检验.

地面入射太阳辐射产品业务反演算法采用了Stamnes等^[22]的离散纵标法进行辐射传输计算, 这种算法可以计算任意方向的辐亮度, 因而能够考虑大气层顶反射太阳辐射的各向异性, 即先计算出大气层顶卫星观测方向的反射太阳辐射辐亮度, 然后换算为卫星可见光通道观测的可见光双向反照率. 入射到大气层顶的太阳辐射在穿越大气到达地面的传输过程中, 包含了与大气、地面相互作用的一系列物理过程, 反演模式中主要考虑了: ① 臭氧吸收, ② 分子瑞利多次散射, ③ 云滴的多次散射和吸收, ④ 水汽吸收, ⑤ 气溶胶的多次散射和吸收, ⑥ 地面与大气的多次反射. 和Stuhlmann等^[23]的工作相似, 设计了一个垂直方向非均一、分为五个层次的平面平行理想大气模型, 分五个太阳光谱区间(0.2~0.4, 0.4~0.5, 0.5~0.6, 0.6~0.7, 0.7~4.0 μm)计算发生在当

中的太阳辐射的散射、吸收和反射. 从上述各个物理过程对地面入射太阳辐射的影响大小来看, 云的影响比其他因子要大一个量级, 地面入射太阳辐射主要由云决定, 在反演模式中需要对它加以重点考虑.

地面入射太阳辐射反演算法建立之初, 袁晚平对该算法进行大量的检验和验证, 详细的检验和验证结果请参考(<http://satellite.cma.gov.cn/>). 本文利用中国气象局新建的气候观象台地面观测资料, 对2007年7月至12月期间FY2C地面入射太阳辐射数据, 进行了对比验证, 5个气候观象台包括锡林浩特、寿县、张掖、大理和电白. 图3(a)是锡林浩特气候观象台观测的和FY2C卫星反演的地面入射太阳辐射数据随时间变化, 从2007年7月1日00时(世界时)开始累计. 图3(a)表明当地面入射太阳辐射数据偏大时, 地面观测比卫星反演的地面入射太阳辐射数据偏大, 当地面入射太阳辐射数据偏小时, 地面观测比卫星反演的地面入射太阳辐射数据偏小, 这可能是因为卫星观测是对一个比较大面积上的观测, 而地面观测是一个非常小的, 可以认为是一种点的观测, 因而卫星反演的结果偏向于平均状态, 图3(b)是地面

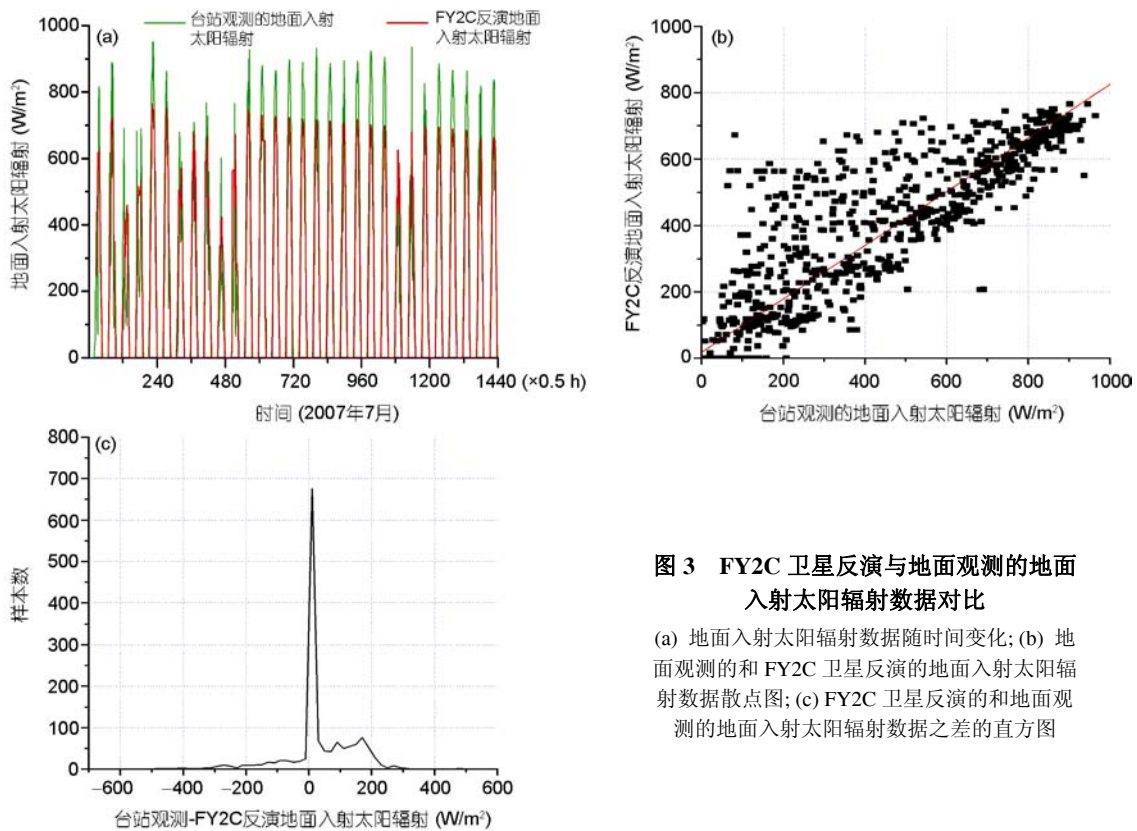


图3 FY2C卫星反演与地面观测的地面入射太阳辐射数据对比

(a) 地面入射太阳辐射数据随时间变化; (b) 地面观测的和FY2C卫星反演的地面入射太阳辐射数据散点图; (c) FY2C卫星反演的和地面观测的地面入射太阳辐射数据之差的直方图

观测和 FY2C 卫星反演的地面入射太阳辐射数据散点图, 图 3(c)是 FY2C 卫星反演的和地面观测的地面入射太阳辐射数据之差的直方图, 图 3(b)和(c)都表明卫星反演的比地面观测值偏大, 图 3(c)也表明, 在大多数情况下, 卫星反演的和地面观测太阳辐射数据之偏差小于约 50 W/m^2 .

1.2.3 大气驱动场数据集

对驱动陆面模式 CLM3.0 运行的地面温度、湿度、气压和风速数据, 通过对 $1^\circ \times 1^\circ$, 6 h 间隔的 NCEP 再分析资料插值处理得出. 并与通过静止卫星反演得到的高时空分布降水和地面入射太阳辐射数据一起, 组成驱动陆面模式运行的大气强迫数据集.

本文对 2005 年 7 月至 2009 年 6 月的相关数据, 进行了处理、质量控制和验证, 并以每月为单位生成了大气驱动数据集, 其时间分辨率为 1 h, 水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 空间覆盖范围为 $15^\circ \sim 55^\circ \text{N}$, $75^\circ \sim 135^\circ \text{E}$, 数据格式为 NETCDF 格式. 该大气驱动场数据集被用于本文后面介绍的中国区域土壤湿度陆面数据同化试验中. $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的大气驱动场数据为基础数据, 对其他空间分辨率的同化试验, 通过对该大气驱动场数据进行空间插值得到相匹配的数据.

1.3 陆面数据同化方法

Evensen 在标准 EnKF^[24]的基础上提出了一种新的平方根分析方案^[25], 它在计算分析场集合时不需要观测扰动, 从而能够减小或消除观测扰动带来的样本误差, 另外, 该算法在计算分析场的结构时不需要引入额外的附加假设和近似, 例如不需要假设观测扰动与状态变量集合扰动的无关性, 也不需要观测误差协方差矩阵求逆等, 并且该算法计算很简便.

传统的 EnKF 公式表示如下^[24,25]:

(i) 状态误差协方差矩阵

定义集合状态矩阵:

$$A = (\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_N) \in \mathbb{R}^{n \times N}, \quad (2)$$

其中, ψ_i ($i=1, \dots, N$)是集合样本成员, n 是状态变量的维数, N 是集合样本个数.

定义集合扰动矩阵:

$$A' = A - \bar{A} = A(I - \mathbf{1}_N), \quad (3)$$

其中 $\bar{A} = A \mathbf{1}_N$.

状态误差协方差阵:

$$P^f = \frac{A'A'^T}{N-1}. \quad (4)$$

矩阵 $\mathbf{1}_N$ 中的每一个元素都为 $1/N$.

(ii) 观测误差协方差阵

给定一个观测 $d \in \mathbb{R}^m$, 定义 N 个扰动的观测向量:

$$d_j = d + \varepsilon_j, j = 1, \dots, N, \quad (5)$$

$$D = (d_1, d_2, \dots, d_N) \in \mathbb{R}^{m \times N}, \quad (6)$$

$$E = (\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_N) \in \mathbb{R}^{m \times N}, \quad (7)$$

$$R = \frac{EE^T}{N-1}, \quad (8)$$

其中 m 是观测向量的维数.

(iii) 分析方程

$$A^a = A + P^f H^T (HP^f H^T + R)^{-1} (D - HA), \quad (9)$$

其中 H 为观测算子(H 可为非线性, 此时 $HA=H(A)$).

从传统 Kalman 滤波分析方程的协方差矩阵更新出发, 采用平方根算法计算集合状态变量扰动的更新:

$$P^a = P^f - P^f H^T (HP^f H^T + R)^{-1} HP^f, \quad (10)$$

其中 H 是观测算子, P 和 R 分别是状态误差协方差矩阵和观测误差协方差矩阵, 上标 a, f 和 T 分别表示分析场、预报场和矩阵转置. 假设 A 和 A' 分别是集合状态矩阵和集合扰动矩阵, 本文中状态变量为土壤体积分含水量, 则 $A = (\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_N) \in \mathbb{R}^{n \times N}$. 除此之外, 观测向量 $d \in \mathbb{R}^m$, 本文观测取为卫星反演土壤湿度, E 是观测扰动集合, 定义矩阵 $S=HA'$ 和 $C=SS^T+(N-1)R$. 该算法按照下面的步骤执行:

1) 计算出矩阵 C , 然后对 C 进行特征值分解, 即 $Z\Lambda Z^T=C$;

2) 更新状态变量的集合平均值 $\bar{\theta}^a = \bar{\theta}^f + A'S^T Z \Lambda^{-1} Z^T (d - H\bar{\theta}^f)$;

3) 计算矩阵 $X_2 = A'^{1/2} Z^T S$;

4) 进行 SVD 分解 $U_2 \Sigma_2 V_2^T = X_2$;

5) 求解状态变量的分析集合扰动 $A^a = A'V_2 \sqrt{I - \Sigma_2^T \Sigma_2} \Theta$, (Θ 是任意正交矩阵), 然后加上 2) 计算得到的集合分析平均值 $\bar{\theta}^a$, 便可得到状态变量的分析场 A^a .

在建立 CLSMDAS 的过程中, 首先是利用一个

简单的土壤水模块,建立了基于 EnKF 方法的陆面近地表土壤湿度同化模型,并针对只有近地表观测的特点,构造出一套理想的近地面观测数据,进行理想的模拟验证试验,证明了 EnKF 同化模块的准确性和可用性^[21].在此基础上,将 EnKF 同化模块耦合到 CLM3.0 模式中,建立了 CLSMDAS 系统.

1.4 卫星反演土壤湿度

搭载于 EOS-Aqua 上的高级微波扫描辐射计 (AMSR-E) 是第一个能提供全球尺度土壤水分业务产品的传感器,这些土壤水分产品已广泛的应用于各种水文、气象气候等方面. AMSR-E 的仪器工作频率为 6.925, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, 89 GHz, 下面简单介绍 AMSR-E 土壤水分反演算法.

AMSR-E 陆地反演算法基于辐射传输模型,反演出三个主要的地物参数: 土壤湿度 m_e 、植被含水量 w_e 和地表温度 T_e . 根据观测亮温与陆表以及大气相关地物变量的关系,模型方程可简单表述如下:

$$T_{Bi} = \Phi_i(x), \quad (11)$$

其中 $x = \{x_j\}$, x_j 为各地物变量,即土壤湿度、植被含水量和地表温度; T_{Bi} 为 i 通道观测到的亮温; $\Phi_i(x)$ 则表示参数与亮温之间的函数关系.

AMSR-E 亮温 (T_{bs}) 首先经过投影处理,对投影后的亮温 T_{bs} 分类,以确定符合反演条件像素点,并与辅助数据进行匹配. 土壤湿度反演过程包括: 输入数据质量控制-投影重采样-地表类型分类-剔除不符合反演条件的数据-反演-获得土壤湿度^[26].

本文下载并处理了 2004~2007 年期间的 AMSR-E 日产品数据,并利用全国常规土壤湿度观测数据、内蒙古以及河南加密土壤湿度观测与 AMSR-E 反演土壤湿度数据进行了对比分析.

对比分析结果表明: 1) AMSR-E 反演土壤湿度数据时空变率都比较小; 2) AMSR-E 反演与地面观测土壤湿度之间的偏差与土壤湿度大小有非常明显的关系,在干旱和半干旱地区反演的土壤湿度比湿润地区精度高,这一点与理论分析结果是一致的; 3) 内蒙 117 站地面观测与 AMSR-E 反演土壤含水量间的偏差总体上比河南 115 各站的偏差小,这主要是因为内蒙 117 站多数为草地,而河南的观测站多数为农田,在植被覆盖率高的条件下,微波对土壤湿度反演能力减弱,更详细的介绍请见文献[21].

2 中国区域土壤湿度同化试验和结果验证

生态站单点观测资料具有完善的大气驱动观测数据,以及地面及土壤各种观测,在中国区域陆面土壤湿度同化系统建立之后,首先利用生态站单点观测资料开展了陆面土壤湿度同化试验,对该同化系统的性能进行了分析. 在单点土壤湿度同化试验之后,准备了中国区域时间分辨率为 1 h、空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的大气驱动场数据,以及 AMSR-E 反演土壤湿度数据,开展了中国区域土壤湿度同化试验. 本节将描述单点和区域土壤湿度同化试验过程并对结果进行分析.

2.1 单点陆面土壤湿度同化试验

寿县国家气候观象台位于安徽省北部沿淮地区, $116^\circ 47'E$, $32^\circ 33'N$ 和平均海拔 23.5 m, 占地面积 2.5 万平方米,属于黄淮农业生态观测区. 寿县观测站资料时间段为: 2004 年 4~6 月,观测资料时间分辨率半小时,其中大气驱动数据包括: 2 m 高度的气温、相对湿度、风速、气压,降水和地面短波辐射,地面观测 10 cm 土壤湿度数据. 利用本文建立的中国区域土壤湿度同化系统 CLSMDAS,开展了土壤湿度同化敏感性试验. CLSMDAS 同化系统中,状态误差协方差矩阵通过对状态变量随机扰动形成状态变量集合,再根据公式(4)计算得到状态误差协方差矩阵,观测误差协方差矩阵由公式(8)计算. 设计了如下 4 个方面的土壤湿度同化试验方案(表 1).

试验 1: 改变模式背景误差和观测误差设计,讨论模式背景误差和观测误差对同化结果的影响. 模式背景误差取 0.03,也就是用 $\theta_i = \theta_b(1+\gamma)$ 的方式生成集合样本,其中 γ 为 $[-0.03, 0.03]$ 之间的随机数,而观测误差分别取 0.01 和 0.03 时(本文根据经验给定),模式、观测和同化土壤湿度随时间变化曲线如图 4(a),观测误差取 0.01 时的同化土壤湿度比观测误差取 0.03 时的同化土壤湿度更接近实际的观测资料.

试验 2: 改变集合样本大小,讨论集合样本数对同化结果的影响. 集合样本数分别取 10, 20, 50 个,进行试验,模式、观测和同化土壤湿度随时间变化曲线如图 4(b),图中表现出集合样本数越大,同化结果与观测越靠近,但 10, 20, 50 个样本的同化结果差别不是很大.

试验 3: 讨论观测土壤湿度深度对同化结果的影

响. 由于地面观测土壤湿度第一层为 10 cm 深土壤层平均值, 覆盖了 CLM3.0 中土壤湿度分层的前 4 层, 因此设计了两种试验, 第一层观测土壤湿度与模式第一层土壤湿度进行同化, 第二将第一层观测土壤湿度(10 cm)分成四层, 与模式前四层土壤湿度进行同化, 进行了对比试验, 模式、观测和同化土壤湿度随时间变化曲线见图 4(c), 结果表明, 两种同化方案

的同化结果有较大的差异, 观测土壤湿度信息越多, 同化后土壤湿度越接近观测.

试验 4: 讨论观测土壤湿度频次对同化结果的影响. 分别设计观测数据频次为每半小时 1 次、每天 1 次、三天 1 次, 进行同化试验, 模式、观测和同化土壤湿度随时间变化曲线见图 4(d), 结果表明, 观测数据频次越密, 同化结果与观测越接近, 观测频次越稀

表 1 四种土壤湿度同化试验方案

试验	背景误差(mm ³ /mm ³)	观测误差(mm ³ /mm ³)	样本个数(个)	观测频次(h)	同化层数(层)
1	0.03	0.01/0.03	30	0.5	1
2	0.03	0.01	10/20/50	0.5	1
3	0.03	0.01	30	0.5	1/4
4	0.03	0.01	30	0.5/24/72	1

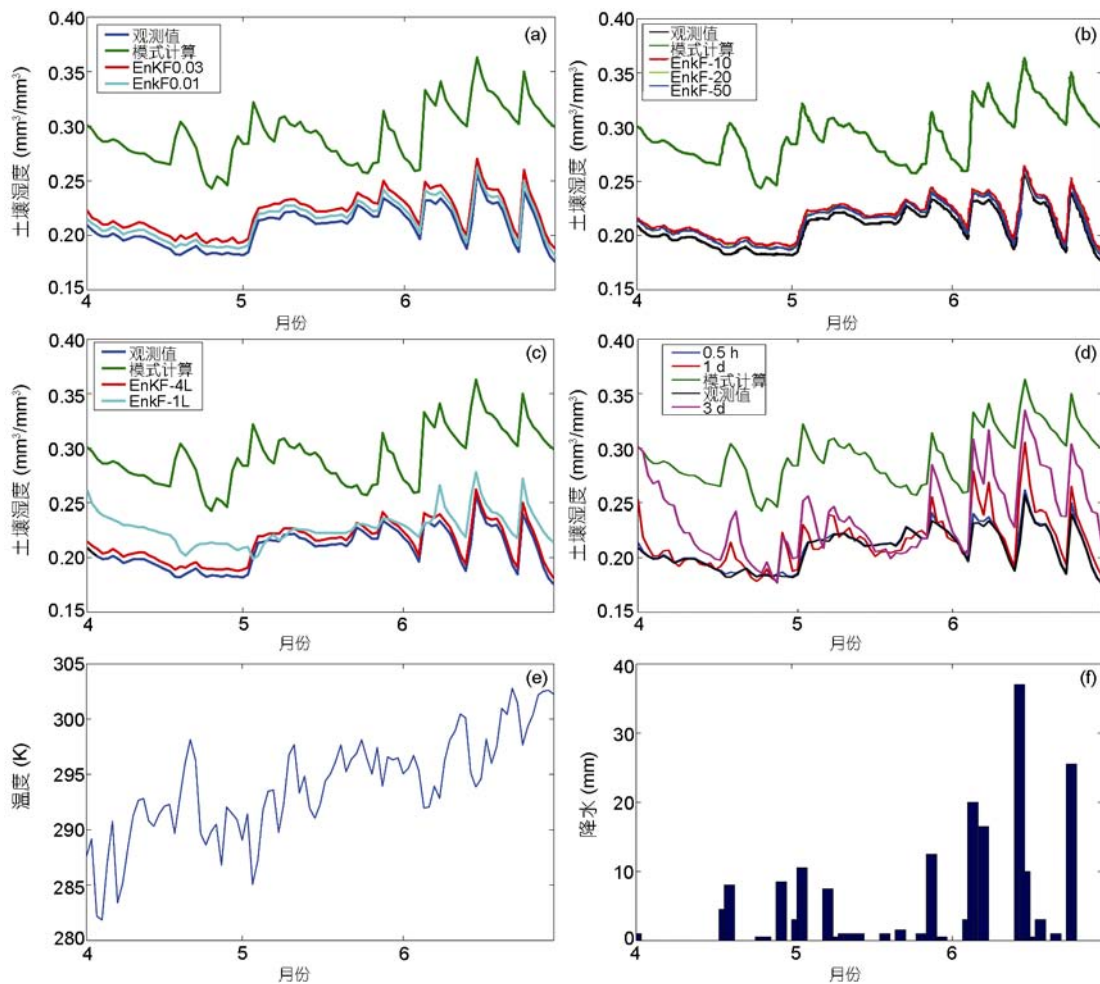


图 4 寿县 2004 年 4-6 月同化试验结果

(a) 模式背景误差 0.03、观测误差分别取 0.03(红线)和 0.01(浅蓝线); (b) 同化集合样本数分别取 10, 20 和 50 个; (c) 土壤湿度观测深度不同, 红线表示有四层观测, 浅蓝线表示有一层观测; (d) 观测数据频次: 0.5 h 每次, 24 h(1 d)每次, 72 h(3 d)每次, (e)和(f)分别是温度和降水随时间的变化曲线

疏, 同化结果越接近模式. 图 4(e)和(f)分别是在上述试验过程中采用的温度和降水随时间的变化曲线.

2.2 中国区域陆面土壤湿度同化试验

利用 CLSMDAS 开展了中国区域陆面土壤湿度同化试验, 同化试验区域为 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$, 陆面模式采用 CLM3.0, 大气驱动数据中的降水和辐射使用 FY2C 卫星降水估计数据和 FY2C 地面入射太阳辐射数据, 温度、湿度、气压和风速由 NCEP 再分析资料插值得到, 观测数据是 AMSR-E 反演土壤湿度数据, 从 NASA 官方网站下载(<http://nsidc.org/data/amsre>). 同化方法采用 EnKF 同化方法, 同化后土壤湿度水平空间分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$, 垂直方向有 10 层, 与 CLM3.0 模式中的土壤湿度分层方法一致, 模式时间积分步长 30 min. 试验表明, CLSMDAS 同化系统中最上面的四层土壤湿度之和与地面观测中的 10 cm 土壤湿度数据物理意义一致, 因此对输出的最上面的四层土壤湿度数据合成后, 再被处理成格点化日平均和月平均土壤湿度进行分析.

对 2006 年 6~9 月的同化试验结果分析, 总体上看, CLSMDAS 同化土壤湿度分布与地面观测土壤湿度有较好的一致性, 但是因为目前地面观测土壤湿度资料少, 观测土壤湿度误差比较大, 再加上土壤湿度空间分布的变异性本身就很大, 因此同化土壤湿度的验证是比较困难的. 国家气候中心定期发布的中国旱涝气候公报是国内权威的业务产品, 其中气候旱涝分布图是由依据台站多种观测资料综合分析绘制而成^[27]. 本文利用地面观测土壤湿度站点分布图以及利用国家气候中心业务发布的气候旱涝分布图对 CLSMDAS 同化土壤湿度进行了分析, 如图 5 和 6.

图 5 是 2006 年 7 月 18 日 CLSMDAS 同化土壤湿度分布图(a)和 2006 年 7 月 18 日中国区域 10 cm 土壤湿度观测(b), 在 CLSMDAS 同化土壤湿度分布图中, 中国南部大部分地区土壤湿度偏大, 在图 5(b)中尽管中国南部地区观测站点较少, 但仅有的几个观测站也反映出土壤湿度偏湿, 在内蒙东部和中部的土壤湿度低值区, 观测和同化土壤湿度是比较一致的, 在中国中部地区出现土壤湿度偏干的地区, 观测和同化土壤湿度也是比较一致的.

图 6 是中国区域同化土壤湿度分布图和国家气候中心发布的全国气候旱涝分布图比较. 根据国家气候中心中国旱涝气候公报, 2006 年 8 月重庆、四川

发生建国以来最严重的夏伏旱, 8 月 18 日全国气候干旱监测显示, 重庆西部、四川东部仍然维持重旱至特旱; 四川大部、西藏东部、湖北西南部、湖南西北部、贵州北部、新疆北部、甘肃南部、内蒙古东部等地维持中到重旱; 江南东部、华北大部、西北东部存在轻到中旱. 在 2006 年 8 月 18 日 CLSMDAS 同化土壤湿度分布图中, 能明显反映出在重庆、四川等地以及其他干旱区相对周边地区的土壤湿度值更小. 根据国家气候中心中国旱涝气候公报, 2006 年 9 月华北北部及重庆南部、贵州、新疆北部、内蒙古东部干旱持续或发展, 湖北东部、广西南部等地出现不同程度干旱, 在 2006 年 9 月 28 日 CLSMDAS 同化月平均土壤湿度图中, 土壤湿度低值中心与中国旱涝气候公报中发生的干旱区, 有很好的对应关系. 需要说明的是, 在中国区域同化土壤湿度分布图和国家气候中心发布的全国气候旱涝分布图比较只是定性的比较, 因为二者代表的意义不完全一致, 气候旱涝分布图反映中国区域旱涝分布情况, 是综合了多种条件并与气候态比较后的相对情况, 尽管土壤湿度是反映旱涝最直接的物理量, 但是必须与气候资料相比较才能更好的反映出某地的旱涝特征. 比如在新疆南部大部分地区, 尽管土壤湿度非常小, 但在气候旱涝分布图中并没有定义为干旱. 但是在四川、重庆等地区正常年份土壤湿度是偏大的, 当土壤湿度出现很小值时, 被判断为严重干旱.

3 小结和讨论

中国区域陆面土壤湿度同化系统的建立, 特别是将中国静止气象卫星 FY2C 红外资料获得的高时空分辨率降水、以及利用 FY2C 可见光资料反演的地面入射太阳辐射, 应用到中国区域陆面土壤湿度同化系统中, 从而改进了驱动陆面模式运行的大气强迫变量的时空分布特性, 提高了陆面模式模拟的精度以及改善了土壤湿度同化结果. 同化后高质量土壤湿度格点数据是气候和气候变化、干旱监测等方面重要的基础数据.

本文只同化了卫星反演的土壤湿度产品数据, 在土壤湿度反演过程中引入的反演误差比较大, 从而也降低了土壤湿度同化结果精度, 下一步我们将利用地表微波辐射传输模型, 开展对卫星微波通道辐射亮温直接同化研究, 改进土壤湿度同化精度. 在

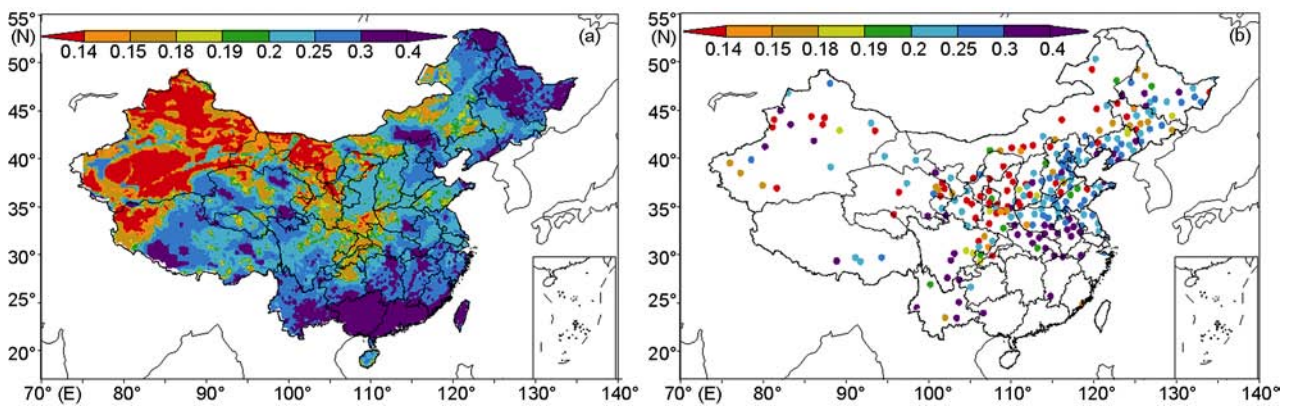


图5 2006年7月18日中国区域同化土壤湿度分布图(a)和中国区域地面土壤湿度观测(b)

单位: m^3/m^3

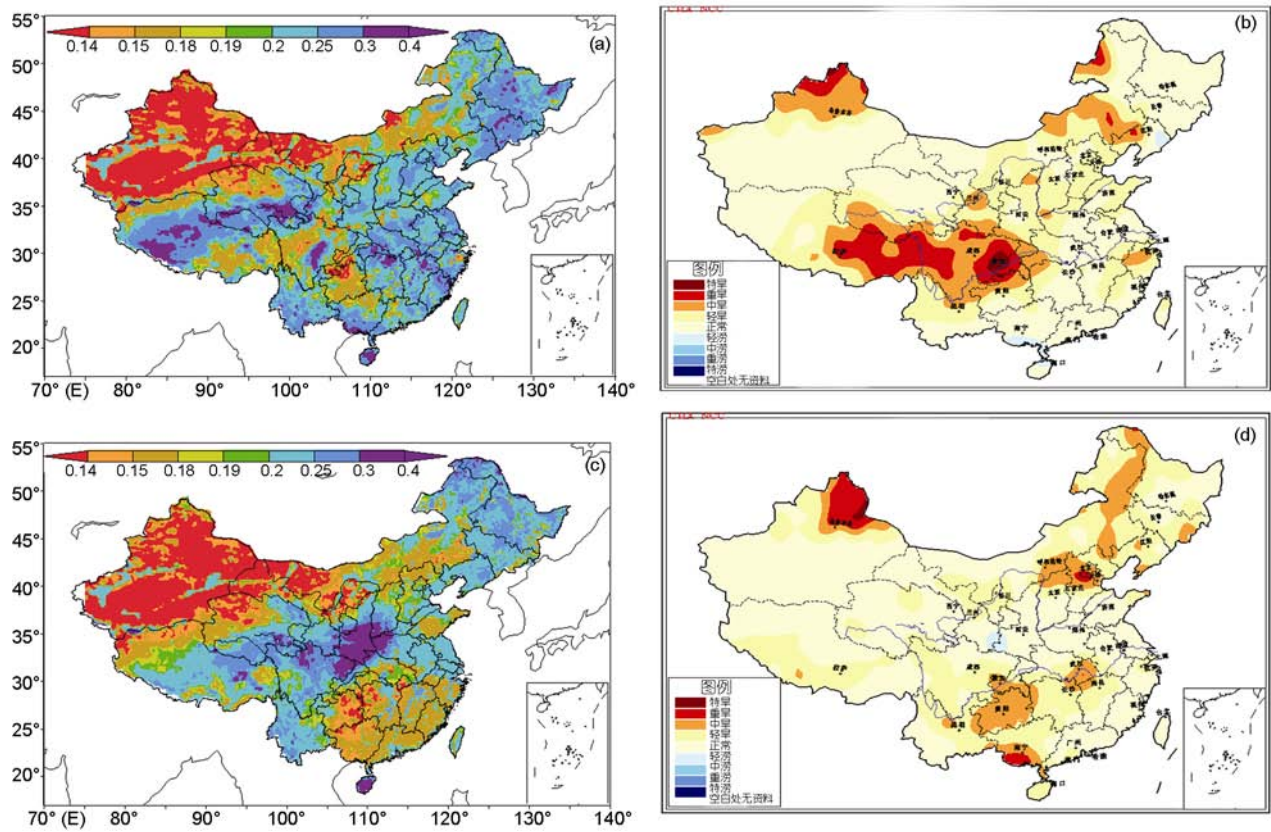


图6 中国区域同化土壤湿度分布图(a), (c)和全国气候旱涝分布图(b), (d)比较

(a)和(b) 2006年8月18日; (c)和(d) 2006年9月29日. 湿度单位 m^3/m^3

大气驱动数据集处理方面, 目前开展了利用多源数据融合技术, 将数值模式和地面和探空常规观测数据、自动气象站等观测数据等进行融合, 下一步可通过该系统获得高精度、高时空分布地面气温、气压、

湿度和风速格点数据, 结合由静止气象卫星反演得到的降水和地面入射太阳辐射数据, 构造更合理的大气驱动数据集, 进一步提高陆面模式模拟与同化精度.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Houser P R. Remote-sensing soil moisture using four-dimensional data assimilation. Doctor Dissertation. Arizona: University of Arizona, 1996
- 2 Houser P R, Shuttleworth W J, Famiglietti J S, et al. Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Resour Res*, 1998, 34: 3405–4320
- 3 Evensen G. Sequential data assimilation with a non-linear geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J Geophys Res*, 1994, 99: 10143–10162
- 4 李新, 小池俊雄, 程国栋. 一个基于模拟退火法的陆面数据同化算法. *地球科学进展*, 2003, 18: 632–636
- 5 黄春林, 李新. 陆面数据同化系统的研究综述. *遥感技术与应用*, 2004, 19: 424–430
- 6 Yang K, Takahiro W, Toshio K, et al. Auto-calibration system developed to assimilate AMSR-E data into a land surface model for estimating soil moisture and the surface energy budget. *J Meteorol Soc Japan*, 2007, 85A: 229–242
- 7 田向军, 谢正辉, 张生雷, 等. 基于 Boussinesq-Storage 方程同时考虑水分储存和入渗的地下径流机制. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 375–384
- 8 田向军, 谢正辉. 考虑次网格变异性 and 土壤冻融过程的土壤湿度同化方案. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 741–749
- 9 Tian X J, Xie Z H, Dai A G. An ensemble-based explicit four-dimensional variational assimilation method. *J Geophys Res*, 2008, 113: D21124
- 10 Tian X J, Xie Z H, Dai A G. A land surface soil moisture data assimilation system based on the dual-UKF method and the Community Land Model. *J Geophys Res*, 2008, 113: D14127
- 11 Tian X J, Xie Z H. An ensemble-based three-dimensional variational assimilation method for land data assimilation. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2009, 2: 125–129
- 12 田向军, 谢正辉. 基于本征正交分解的显式四维变分同化方法: 理论与验证. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 529–536
- 13 Tian X Z, Xie Z H, Dai A G, et al. A dual-pass variational data assimilation framework for estimating soil moisture profiles from AMSR-E microwave brightness temperature. *J Geophys Res*, 2009, 114: D16102
- 14 张生雷, 谢正辉, 田向军, 等. 基于土壤水模型及站点资料的土壤湿度同化方法. *地球科学进展*, 2006, 21: 1350–1362
- 15 张生雷, 谢正辉, 师春香, 等. 集合 Kalman 滤波在土壤湿度同化中的应用. *大气科学*, 2008, 32: 1419–1430
- 16 贾丙浩, 谢正辉, 田向军, 等. 基于微波亮温及集合 Kalman 滤波的土壤湿度同化方案. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 239–251
- 17 Oleson K W, Dai Y J, Bonan G, et al. Technical description of the Community Land Model (CLM), NCAR/TN-461+STR. NCAR Technical Note, 2004
- 18 陆其峰. 气候模拟的影响(LAI 为例)及区域气候模式(CWRF+CLM)陆面遥感参数预处理研究. 博士学位论文. 南京: 南京信息工程大学, 2006
- 19 Qian T T, Dai A G, Trenberth K, et al. Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004, part I: Forcing data and evaluations. *J Hydrometeorol*, 2006, 7: 953–975
- 20 师春香, 谢正辉. 基于静止气象卫星观测的降水时间降尺度研究. *地球科学进展*, 2008, 27: 15–22
- 21 师春香. 基于 EnKF 算法的卫星遥感土壤湿度同化研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2008
- 22 Stamnes K, Tsay S C, Wiscombe W, et al. Numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl Optics*, 1988, 27: 2502–2509
- 23 Stuhlmann R, Rieland M, Paschke E. An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *J Appl Meteor*, 1990, 29: 596–603
- 24 Evensen G. The Ensemble Kalman Filter: Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dyn*, 2003, 53: 343–367
- 25 Evensen G. Sampling strategies and square root analysis schemes for the EnKF. *Ocean Dyn*, 2004, 54: 539–560
- 26 Njoku E G, Jackson T J, Lakshmi V, et al. Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Trans Geosci Remote Sensing*, 2003, 41: 215–229
- 27 祝昌汉, 张强. 中国旱涝气候监测业务系统简介. *气象科技*, 1996, 2: 33–35