中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 12 期: 2768 ~ 2784
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

中国东北半干旱区能量水分循环的同化模拟

文小航[①*], 廖小罕[②], 袁文平[①], 延晓冬[①], 韦志刚[①], 刘辉志[③], 冯锦明[③], 吕世华[④], 董文杰[①]

① 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;
② 科学技术部国家遥感中心, 北京 100036;
③ 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;
④ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000
* E-mail: wenzerg@126.com

收稿日期: 2013-12-17; 接受日期: 2014-06-11; 网络版发表日期: 2014-11-14
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB950504)、国家高技术研究发展计划项目(编号: 2013AA122003)和中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室开放基金项目(编号: LPCC201101)资助

摘要 使用地球观测系统的中分辨率成像光谱仪(EOS-MODIS)提供的归一化植被指数(NDVI)产品估算植被覆盖度和航天飞机雷达地形测绘任务(SRTM)制成的数字高程模型(DEM)数据遥感产品替换 WRF 模式默认的植被覆盖度和地形高度, 并且利用 WRF 模式及其先进的三维变分同化系统(WRF-3DVar)循环同化东北半干旱区自动气象站近地面气象要素, 对东北半干旱区的温度场、湿度场、风场和能量场的结构及其日变化特征进行了较为细致的模拟研究. 通过 4 组数值模拟试验分别探讨了同化气象要素与改变模式地表参数引起的不同下垫面潜热、感热的分配关系和降水、土壤湿度变化引起的地表能量通量模拟效果, 并利用通榆站、奈曼站、锦州站、和密云站 2009 年 6~8 月的通量观测资料与模拟结果对比检验. 结果表明, WRF 模式能够较好地模拟出东北半干旱区夏季的近地面温度、风向、净辐射、感热和潜热等要素的变化特征及日变化规律. 同化试验(Case 2)模拟的近地面气温、相对湿度、风速相比控制性试验(Case 1)有所改善; 陆面参数试验(Case 3)和集合试验(Case 4)改善了感热和地表热通量的模拟. WRF 模式能较好地模拟出下垫面土壤湿度随时间变化的规律, 集合试验(Case 4)土壤湿度模拟结果与 4 个通量站观测值相比无太大差别, 但降水的模拟有待改善. 本研究利用卫星遥感资料改善模式下垫面陆面参数, 利用气象资料同化改善近地面大气要素模拟精度, 这是将各种不同空间和时间尺度的多源数据与数值模拟融合的有益尝试. 此研究生成的东北地区资料同化数据集可用于气候变化、干旱监测等方面, 对深入了解半干旱区气候的形成和维持机理具有重要的意义.

关键词
WRF 模式
资料同化
能量水分循环
东北半干旱区

人类活动和全球气候变化在我国北方干旱化成因中的作用, 是当前研究全球变化和区域响应的重要课题(涂钢等, 2006). 已有相关研究表明, 人类活动对我国北方干旱化可能有重要的影响, 甚至有加

中文引用格式: 文小航, 廖小罕, 袁文平, 等. 2014. 中国东北半干旱区能量水分循环的同化模拟. 中国科学: 地球科学, 44: 2768–2784
英文引用格式: Wen X H, Liao X H, Yuan W P, et al. 2014. Numerical simulation and data assimilation of the water-energy cycle over semiarid northeastern China. Science China: Earth Sciences, 57: 2340–2356, doi: 10.1007/s11430-014-4914-4

速作用(符淙斌和温刚, 2002). 近 30 多年, 在中国北方持续的干旱化已严重威胁这些地区的生存环境, 导致当地水资源严重匮乏、生态环境退化和荒漠化等一系列环境问题(符淙斌和马柱国, 2008). 因此, 深入研究中国北方干旱、半干旱地区的干旱化趋势及其形成机理有重要的意义. 国内外的科研人员在中国干旱、半干旱地区进行了大量的观测试验, 改变过去仅在加强期(一般在夏季)进行湍流通量的加强观测, 而采取一年四季连续的地气间通量交换观测, 研究地气通量交换过程的日、月、季及年变化(Cheng 等, 2010; Huang 等, 2008)规律.

目前, 高时空分辨率的数值模拟成为研究复杂下垫面陆-气相互作用的重要发展方向, 综合观测、卫星遥感、同化技术、数值模拟与理论分析过程(Chu 等, 2005; 李新等, 2007; 刘辉志等, 2004, 2006; Wen 等, 2012), 从局地尺度高分辨率的大涡模拟到中尺度数值模式如 ARPS(Advanced Regional Prediction System) (Xue 等, 2000)、MM5(The fifth-generation Pennsylvania State University-National Centerfor Atmospheric Research MesoscaleModel)(Grell 等, 1994)、WRF(Weather Research and Forecasting Model)(Janjic 等, 1998)等, 已经能够对中小尺度区域的陆-气过程进行精细化高分辨率模拟(Meng 等, 2009). 并且有很多学者运用资料同化的方法, 同化地表观测资料、卫星和雷达数据, 优化土壤水分、温度、地表能量通量等的模拟计算(李新等, 2007; Pan 等, 2012; Wen 等, 2012). 资料同化的核心思想是将各种空间和时间尺度的各种来源的观测数据与模拟数据融合, 产生时间、空间、物理一致的数据集(李新等, 2007), 主要采用三维/四维变分、最优插值、卡尔曼滤波、集合卡尔曼滤波等不同的数据同化算法, 在理论和方法的探索、实用同化系统的建立等方面也取得了重要的进展((Barrett 和 Renzullo, 2009; Chen 等, 2007; Irmak 和 Kamble, 2009; Kumar 等, 2009; Li 等, 2010; Yang 等, 2009). 如 Pan 等(2012)使用 PODEn-3DVar(proper orthogonal decomposition (POD)-based ensemble three-dimensional variational data assimilation method)同化雷达径向风和反射率数据改进了对降雨的预报; 中国西部陆面数据同化系统(李新等, 2007), 目标是以 CoLM(The Common Land Model)模型作为模型算子, 耦合针对土壤(包括融化和冻结)、积雪等不同地表状态的微波辐射传输模型, 同化多频率微波辐射计(Special Sensor Microwave/Image; SSM/I)和 AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System)亮度温度资料, 使系统最终能够输出中国西北地区较高精度的土壤水分、土壤温度、积雪、冻土、感热、潜热、蒸散发等同化资料. 此外还有“西北干旱区绿洲-戈壁资料同化数据集”, 是利用 WRF 模式 3DVar 模块, 同化 2008 年夏季金塔绿洲野外观测试验所取得的气象资料, 对绿洲系统陆-气水热交换过程进行模拟, 最终生成包括 2008 年 6~8 月逐小时 1 km 水平分辨率的辐射、通量、4 层土壤温湿和 19 层风温湿压数据(文小航, 2011), 可以为研究西北干旱区典型绿洲-戈壁生态系统的夏季小气候效应和大气边界层特征提供基础数据.

本文利用美国 NCAR/NCEP 开发的 WRF 模式 3.4 版本, 对东北半干旱区的能量水分交换过程进行模拟. 利用 2009 年 6~8 月中分辨率成像光谱仪(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; MODIS) 归一化植被指数(Normalized Difference Vegetation Index; NDVI)(http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search. html)计算得到的植被覆盖度和航天飞机雷达地形测绘任务(Shuttle Radar Topography Mission; SRTM)制成的数字高程模型(Digital Elevation Model; DEM)数据(http://datamirror.csdb.cn)替换 WRF 模式默认的植被覆盖和地形高度, 同化 2009 年 6~8 月模拟试验区 47 个自动气象站每日定时近地面风速、风向、气压、气温、相对湿度和露点温度资料, 并利用同时期“中国干旱-半干旱区试验观测协同与集成研究”资料, 选取通榆、奈曼、锦州和密云 4 个通量观测站的实测资料与同化模拟结果进行检验, 以期深刻理解夏季东北半干旱区陆-气相互作用和能量水分循环过程. 为半干旱区农田、林地生态系统的维持和发展提供理论基础和数据支持, 对东北地区农业生产, 经济良性发展提供参考.

1 数据资料概况

1.1 WRF 模式与数值试验设计介绍

WRF 模式系统是由美国研究、业务及大学的科学家共同参与开发的新一代中尺度预报模式和同化系统(Janjic 等, 1998). WRF 模式作为一个公共模式, 免费对外发布. 本文采用 2012 年 8 月发布的 3.4.1 版本.

本文采用二重嵌套网格, 试验参数见表 1, 模拟

表 1　模拟区域嵌套网格参数

网格域	中心经纬度	格点数	水平格距(km)	积分时间步长(s)	地形分辨率
1	103°E, 38°N	230×160	25	120	10 min
2	120.41°E, 42.78°N	136×136	5	24	30 s

时段为 2009 年 6 月 1 日 08:00~2009 年 8 月 31 日 23:00(北京时, 下同), 每隔 3 h 输出一次结果. 模式使用的初始场数据为美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)的 Final Operational Global Analysis data-ds083.2 资料, 空间分辨率为 1°×1°. WRF 模式采用地形追随质量η坐标, 垂直层面采用 27 层, 模式顶大气压为 50 hPa, 模拟试验参数化方案选择如下: 选用 Lin 等的微物理方案(Lin 等, 1983), 长波辐射方案选用 RRTM 方案(Mlawer 等, 1997), 短波辐射方案选用 Dudhia 方案(Dudhia, 1989), 陆面过程方案选用 4 层土壤温湿度的 Noah Land Surface Model(Chen 和 Dudhia, 2001a, 2001b), 行星边界层方案选用 Mellor-Yamada Janjic scheme(Janjic, 1990, 1996, 2002), 积云参数化方案选用 Kain-Fritsch 方案(Kain 和 Fritsch, 1993). 图 1 为模拟区域、嵌套情况及观测站点分布示意图.

为了更好地发现下垫面状态的改变和同化效果, 本研究共选用 4 组试验来检验模拟结果.

Case 1: 模式无任何更改的控制性试验. 物理参数化方案均选用以上定义的参数化方案, WRF 模式初始场采用 NCEP-FNL 1°×1°再分析资料; 土地利用类型/植被类型为 MODIS 默认 20 种分类.

Case 2: 同化试验. 同化试验区域 47 个自动气象站每日 14 时近地面风速(m s^{-1})、风向(°)、气压(hPa)、气温(K)、相对湿度(%)、露点温度(K)资料. 模式积分 24 h 后, 循环同化下一时次的观测资料并更新边界条件. 本试验的目的是给出一个全局最优的近地面大气状态, 不断矫正模式的预报结果使得与观测结果相接近. 同化流程如下.

根据三维变分基本原理, 代价函数极小化可以用下式表示(Courtier, 1997; Lorenc, 1986):

$$J=\frac{1}{2}\left[H(\boldsymbol{x})-\boldsymbol{y}^{0}\right]^{\mathrm{T}}\boldsymbol{R}^{-1}\left[H(\boldsymbol{x})-\boldsymbol{y}^{0}\right]+\left(\boldsymbol{x}-\boldsymbol{x}^{b}\right)^{\mathrm{T}}B^{-1}\left(\boldsymbol{x}-\boldsymbol{x}^{b}\right), \tag{1}$$

式中, $\boldsymbol{x}$ 是模式中网格点对应的分析向量, $\boldsymbol{x}^{b}$ 是网格点对应的背景场向量, $\boldsymbol{y}^{0}$ 是站点观测向量, $\boldsymbol{H}$ 是使模式变量到观测的非线性观测算子. $\boldsymbol{B}$ 是背景误差协方差矩阵, 定义如何把观测信息分配在分析场上, $\boldsymbol{R}$ 是观测误差协方差矩阵, 包含仪器误差和代表性误差作用. $(\cdot)^{\mathrm{T}}$ 表示转置矩阵, $(\cdot)^{-1}$ 表示逆矩阵. 有关 3DVar 更多的细节和实例应用可参考 Barker 等(2004)和 Gu 等(2005).

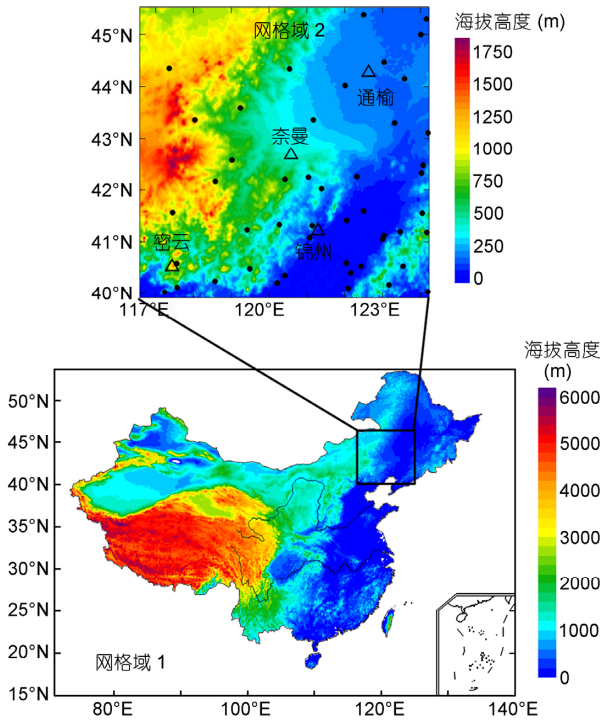


图 1　模拟区域嵌套网格示意图

网格域 2 区域内Δ表示通量站位置, ●表示自动气象站

图 2 为循环同化模拟实验区域 47 个自动气象站每日近地面风速(WSPD)、风向(WDIR)、气温(T2)、露点温度(TD)和相对湿度(RH)示意图.

Case 3: 陆面参数敏感性试验. 更改 WRF 模式默认的下垫面植被覆盖度和地形高度. 地形高度采用 SRTM 系统制成的 DEM 高程数字模型, 采用像素聚合法(pixel aggregate)升尺度采样到对应网格区域,

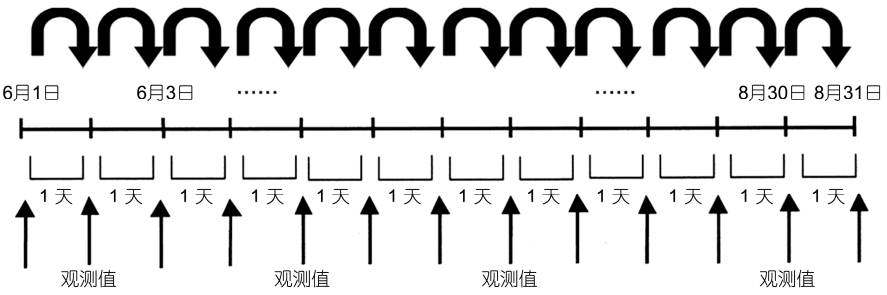


图 2　同化观测资料示意图

使用 SRTM 系统的 DEM 数据后, 模拟区域的地形高度比原默认值更为精细(图 3). 由于 WRF 模式默认的植被覆盖度数据来源于 Gutman 等(1998)利用像元二分模型 1985~1990 年 5 年的 NDVI 数据建立的全球逐月植被覆盖图, 但研究区域的植被覆盖空间分辨率较低. 本试验中植被覆盖度采用 2009 年 6~9 月 Terra 卫星 MODIS 传感器月均 1 km 植被指数产品数据(MOD13A3 Level 3 Monthly Vegetation Indices)计算得到对应月份的月均植被覆盖度, 使用像素聚合法插值采样到模式对应分辨率(第一重网格 25 km, 第二重网格 5 km)(图 4). 本试验的目的是提供较为准确的陆面信息, 从而改善陆面和大气间的能量交换状况.

模式中的地形高度信息对某些近地表气象要素的模拟精度起到了一定的作用, 如 2 m 的气温和地表气压. 刘伟等(2007)和潘小多等(2012)基于中尺度大气模式对黑河流域的下垫面信息(包括地形高度和土地覆盖类型)进行对比研究, 结果表明使用更准确的下垫面资料能改善模式的模拟能力.

植被覆盖度计算公式为(Gutman 和 Ignatov, 1998)

$$\mathrm{GVF}=\frac{\mathrm{NDVI}-\mathrm{NDVI}_{\min}}{\mathrm{NDVI}_{\max}-\mathrm{NDVI}_{\min}}, \tag{2}$$

式中, GVF 为植被覆盖度(%), $\mathrm{NDVI}_{\min}$ 和 $\mathrm{NDVI}_{\max}$ 分别为研究区域内代表裸土的最小植被归一化指数(叶面积指数(LAI)→0)和最大密度绿色植被的归一化指数(LAI→∞).

由图 4 可见, 2009 年 6~8 月网格域 2 区域模式默认的与 MODIS 资料反演的植被覆盖度差异显著, 首先 MODIS 资料反演的植被覆盖度比原模式默认的精度有所提高, 其次植被覆盖的变化趋势也能体现出来, 模拟区域西北部内蒙古高原地区植被覆盖降低约 10~20%左右, 在中部东北平原地区增加 10~20% (刘爽和宫鹏, 2012). 这是因为原模式中植被覆盖度为 1985~1990 年 NDVI 数据建立的全球月均植被覆盖图, 经过 20 多年, 该地区地表植被覆盖有了很大变化, 内蒙古高原东部地区植被覆盖减少, 而东北部平原、中部和西南部植被增多. 植被覆盖度的变化可能

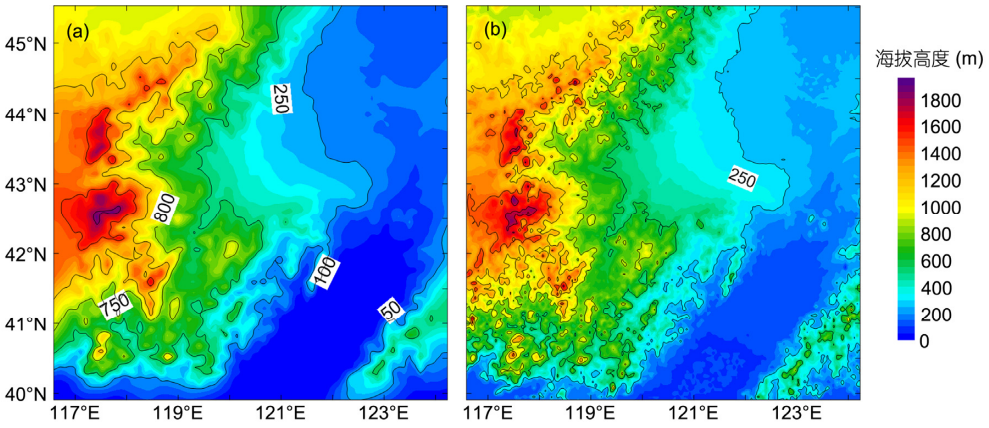


图 3　模式默认的(a)和利用 SRTM 数字高程模型制成的(b)研究区域地形高度

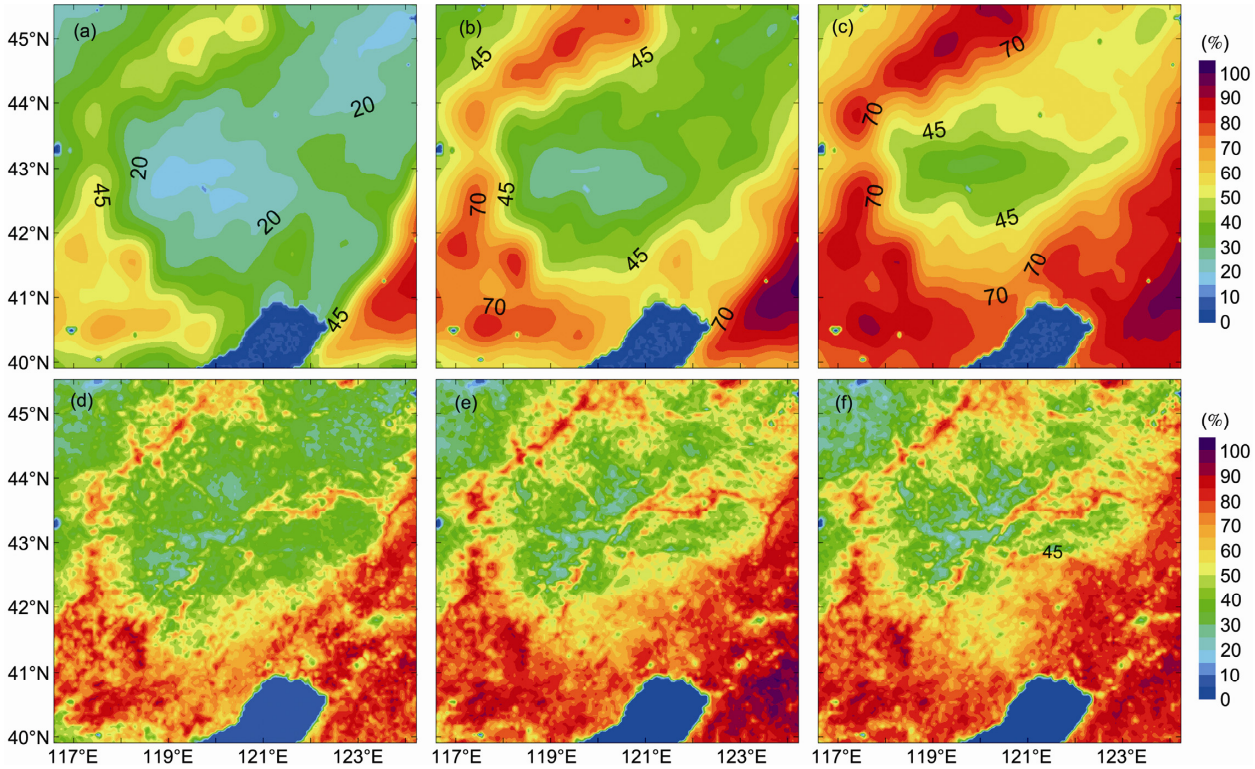


图 4　网格域 2 区域默认的 2009 年 6~8 月地表植被覆盖度(AVHRR)((a)~(c))和 MODIS 资料((d)~(f))

(a), (d) 6 月; (b), (e) 7 月; (c), (f) 8 月

与这些地区在气候变化和人为影响下的植被退化有关, 最新研究成果也表明内蒙古东部生态脆弱地区的叶面积指数 LAI 比过去 30 年平均值下降了约 1 m^2 m^{-2} 左右(http://www.csi.gov.cn/).

Case 4: 集合试验. 集合 Case 2 与 Case 3 试验: WRF 模式初始场更改下垫面地形高度、植被覆盖度后, 再进行循环同化试验. 本试验给出较为准确的下垫面信息和一个全局最优的近地面大气状态的变化, 综合 Case 2 与 Case 3 的模式改进方法, 使模拟结果得到最大程度的改善.

1.2　自动气象站数据与协同观测集成研究通量数据介绍

本文收集了模拟区域 47 个自动气象站 2009 年 6~8 月地面天气资料定时值数据, 此数据来自中国气象局国家气象信息中心, 经过较严格的质量控制和完整性检查, 质量良好. 包括每日 02, 08, 14 和 22 时的地面气温、气压、相对湿度、风向和风速资料. 自动气象站分布状况如图 1 所示.

本文收集"中国干旱-半干旱区实验观测协同与集成研究"计划 2009 年 6~8 月通榆、奈曼、锦州和密云 4 个通量观测站的实测资料与模拟结果进行检验, 所用到的观测资料包括: 10 m 风向风速、2 m 空气温湿度、地表气压、净辐射、感热通量、潜热通量、5 cm 土壤含水量、土壤温度和土壤热通量. 各测站使用仪器型号基本一致, 如水汽和 CO_2 分析仪(Li-Cor, Li-7500)、3D 超声风速仪(Campbell, CSAT3)、空气温湿度计(Campbell, HMP45C)、辐射计(Kipp & Zonen, CNR-1 或者 Eppley, PSP 和 PIR)、雨量计(Campbell, TE525, RMYoung52202/52203)、土壤热通量板(REBS, HFT-3, HFP01 probe)、土壤湿度计(Campbell, CS616). 这些观测仪器性能先进, 精度较高, 且都经过统一标定和维护. 各站仪器架设高度基本一致, 观测场位于地形相对平坦开阔的地方. 观测数据经过统一的质量控制: 在采集过程中通过远程监控及定期实地检查两种方式对数据的质量进行控制, 后期处理中对涡动相关通量数据采用英国爱丁堡大学发展的 EdiRe 软件进行野点去除、坐标旋转、湍流平稳性计算以及

H_2O和CO_2滞后修正等处理程序, 然后作进一步质量控制, 输出较为真实的数据(曾剑和张强, 2012a).

部分观测仪器的平行对比试验表明: 各站涡动相关法观测的感热、潜热和动量通量的差异不超过 8, 8 W m^{-2}和 0.02 kg m^{-1} s^{-2}, 土壤热通量差异小于 11 W m^{-2}, 净辐射和各辐射分量差异小于 10 W m^{-2}, 能够满足本文模式结果对比检验的要求(张强等, 2012). 台站地理信息详见表 2.

2 结果分析

2.1 近地面温度和湿度

选取通榆、奈曼、锦州与密云 4 个通量观测站 2009 年 6 月 20~30 日的资料与模拟值进行对比分析. 图 5 是近地面 2 m 气温、相对湿度观测值和模拟值的对比, 从温度和相对湿度的日变化曲线上可以看出: 4 组试验方案均能够较好地模拟出温度和相对湿度的日变化特征, Case 1 与 Case 3 试验在 6 月 28~30 日模拟的气温偏高(通榆, 奈曼), 6 月 20~22 日模拟的气温偏低(锦州), 而 Case 2 和 Case 4 试验模拟值与观测值最为接近; 4 组方案夜间相对湿度的模拟值比观测值均偏低, 但 Case 2 和 Case 4 试验夜间模拟值总体比 Case 1 与 Case 3 试验略高, 与观测值较为接近. 通榆站 6~8 月平均气温分别为 21.3℃, 4 组方案模拟的平均气温分别为 22.9, 22.8, 22.8 和 22.7℃, 其余 3 个站也均为 Case 2 与 Case 4 试验模拟的平均值与观测值更接近(表略).

均方根误差 RMSE(root-mean-square error)代表模式总误差组成的系统性的和非系统性的(随机)误差, Bias 是模拟值和观测值的平均偏差, 代表误差的系统性部分(Case 等, 2008), 它通常与模式的物理过程、参数化方案、数值计算等有关. 从误差统计可以看出(表 3): 锦州站 Case 1 试验的均方根误差 RMSE 较低, 通榆站 Case 2 试验较低, 密云和奈曼站均为 Case 4 试验最低; 但偏差 Bias 除锦州站 Case 3 试验较小外, 其余站均为 Case 4 试验最小, 反映出 Case 4 试验模拟值与观测值的偏离程度最小.

因模式默认通榆站所在网格植被覆盖度在 6~8 月分别为 16.5%, 30.3%和 49.7%, 而 Case 3 和 4 所用 MODIS-NDVI 计算得到植被覆盖度分别为 27.6%, 40.8%和 47.1%, 前两个月植被覆盖比默认值有所增加, 所以 Case 4 试验相对湿度模拟值比 Case 1 模拟值略高, 在 6 和 7 月份与观测值更为接近(图略). 从相对湿度的日变化特征可以看出: 6 和 7 月观测值在夜间的相对湿度几乎达到 100%, 近地面植被蒸发作用导致湿度极大, Case 3 与 Case 4 试验的相对湿度模拟值更接近观测值. 从表 3 模拟区域 4 个通量站点模拟的误差和相关系数也可以得出: Case 4 集合实验对近地面相对湿度模拟的改进最为明显, 通榆和密云站的均方根误差 RMSE 和偏差 Bias 均为最低, 相关系数 R 最高.

图 6 是 2009 年 6 月 20~30 日 4 个通量站近地面风速和风向观测值和模拟值对比. 由于大气中湍流的不确定性和随机性, 目前所有的中尺度模式对风速的模拟效果都不是很好(Hanna 和 Yang, 2001; Wen 等, 2012), 但是对于风向变化的趋势还是能模拟出来, 在背景风场强烈的天气条件下, 风向的变化趋势模拟较好. 除通榆站外, 4 组方案对风速的模拟值均比观测值偏大, 通榆站 4 组方案风速模拟值与观测值相关系数在 0.44~0.58 之间, 偏差 Bias 均为负值, 说明模拟值偏小, 其余各站相关系数在 0.05~0.31 之间, Bias 在 1.36~1.92 之间, 风速模拟值明显偏大, 这可能与下垫面地表粗糙度有关, 模式可能低估了地表粗糙度导致风速模拟偏大.

由表 3 误差统计可以看出: 除通榆站外, Case 4 模拟的风速均方根误差 RMSE 在 4 组方案中最小, 偏差 Bias 也为最低(包括通榆站), 说明 Case 4 试验对于地表风速模拟的改进非常明显; 相关系数为 Case 2

表 2 东北半干旱区 4 个通量站基本情况 a)

序号	站名	经纬度	海拔(m)	面积(km^2)	观测高度(m)	地表状况
1	通榆	44.56°N, 122.88°E	184	>0.5	3	农田/草地
2	奈曼	42.92°N, 120.70°E	361	0.003	2	荒漠/绿洲
3	锦州	41.14°N, 121.20°E	22	0.5	3.3	农田
4	密云	40.63°N, 117.32°E	350	>1.2	26.7	农田

a) 观测高度为涡动系统观测高度, 面积以观测站为中心、周围平坦开阔面积. 引自曾剑和张强(2012a)

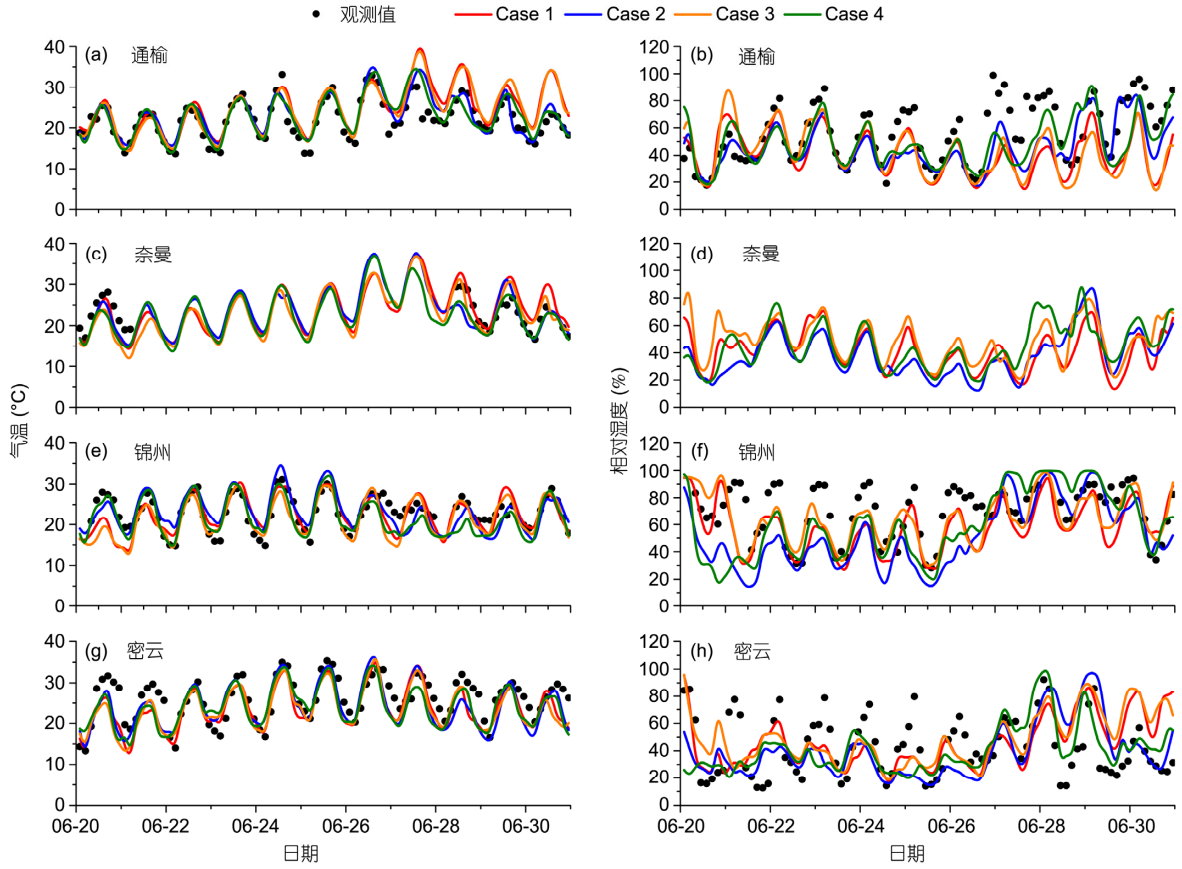


图 5　各站近地面温度和相对湿度观测值和模拟值对比

同化试验最高，说明同化气象资料使得模拟值与观测值在变化趋势上接近一致. Case 2 模拟的风速误差结果比董俊玲等(2011)模拟的 2006 年夏季通榆站风速误差小，相关系数也由 0.26 提高到 0.58.

总体来说，因同化了近地面气象要素并且增加了通量站点所在网格的植被覆盖度，模拟的气温峰值有所降低，并且夜间相对湿度的峰值有所升高，因此 Case 2, Case 4 试验的结果要好于 Case 1 控制性试验. Case 4 试验近地面气温模拟值与观测值吻合较好. Case 3 和 Case 4 试验对近地面相对湿度的模拟结果好于 Case 1 试验，这是因为模式初始场加入了卫星资料后，下垫面植被覆盖度更接近实际情况，对相对湿度的改善最为明显，与观测值也吻合较好，夜间的模拟值比 Case 1 试验更接近峰值，提高了夜间相对湿度的模拟效果. 目前的中尺度气象模式对于风速的模拟普遍偏大，这与目前陆面过程方案中地表粗糙度给定值偏低有关，但是风向和风速变化趋势还是能准确地模拟出来(图 6).

2.2　地表能量通量

发生在近地层土壤-植被-大气之间的辐射过程及能量交换对气候、环境和大气环流都至关重要. 地面接收的能量来自太阳的短波辐射和大气的长波辐射，并向上反射短波和出射长波辐射，对辐射通量的模拟好坏关系到地表能量平衡的模拟以及对感热和潜热的分配. 由于地表热通量直接测量是比较困难的，本文地表热通量的计算方法是采用 5 cm 深度的土壤热通量板获取的资料、土壤温度和土壤体积含水量计算所得，计算公式如下(Tanaka 等, 2001; 阳坤和王介民, 2008):

$$G_{\mathrm{sfc}} = G_z + \int_0^z C_s \frac{\partial T}{\partial t} \mathrm{d}z, \tag{3}$$

$$C_s = (1-\eta_{\mathrm{sat}})\rho_d C_d + \eta_w \rho_w C_w, \tag{4}$$

式中, G_{sfc} 是 0 cm 的土壤热通量; G_z 是 5 cm 的土壤热

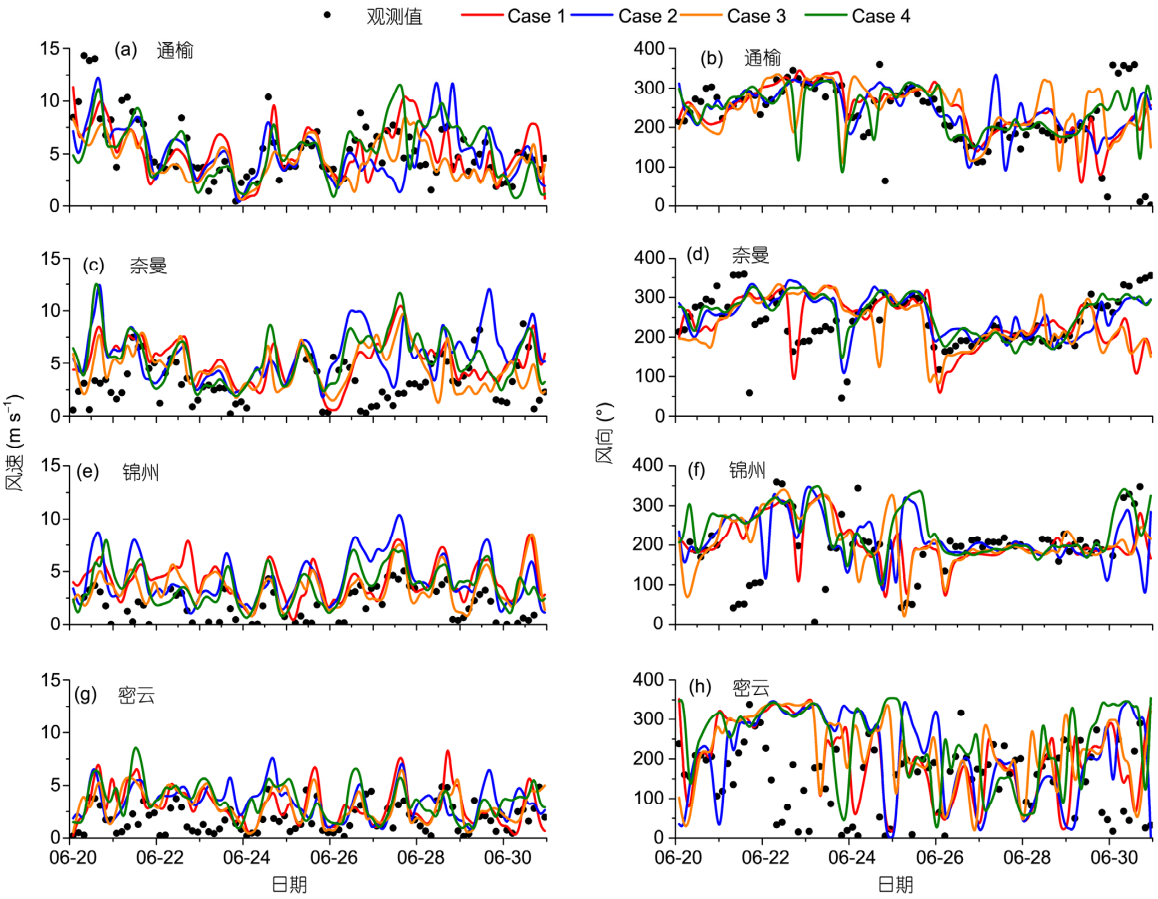


图 6　各站近地面风速、风向观测值和模拟值对比

表 3　不同方案的温度、相对湿度、风速均方根误差(RMSE)、偏差(Bias)和相关系数(*R*)比较 [a)]

		温度(℃)				相对湿度(%)				风速(m s^{-1})			
		通榆	奈曼	锦州	密云	通榆	奈曼	锦州	密云	通榆	奈曼	锦州	密云
RMSE	Case 1	3.46	3.14	2.90	3.75	21.56	–	20.32	20.53	2.36	3.12	3.03	2.58
	Case 2	2.83	2.77	2.94	3.77	19.18	–	21.94	21.78	2.08	2.81	2.99	2.52
	Case 3	3.27	2.95	3.36	3.79	19.85		19.58	21.72	2.30	3.08	2.97	2.52
	Case 4	2.96	2.69	3.19	3.72	18.12		19.84	20.09	2.23	2.73	2.72	2.38
Bias	Case 1	1.06	–0.12	0.32	–1.83	–9.51	–	–11.32	–4.96	–0.20	1.63	1.92	1.62
	Case 2	1.08	0.15	0.73	–1.17	–9.04	–	–11.19	–5.02	–0.25	1.36	1.85	1.79
	Case 3	1.16	–0.52	–0.28	–1.26	–10.0		–7.26	–5.71	–0.33	1.52	1.57	1.63
	Case 4	0.65	0.00	0.53	–0.97	–6.69		–8.92	–4.64	–0.13	1.13	1.31	1.54
R	Case 1	0.81	0.83	0.81	0.73	0.55	–	0.64	0.62	0.52	0.07	0.14	0.14
	Case 2	0.87	0.86	0.81	0.70	0.65	–	0.59	0.57	0.58	0.21	0.21	0.31
	Case 3	0.84	0.85	0.76	0.70	0.64		0.57	0.56	0.44	0.07	0.05	0.20
	Case 4	0.85	0.88	0.81	0.70	0.66		0.60	0.62	0.53	0.15	0.13	0.27

a) 灰色字体表示 RMSE 和 Bias 在 4 组方案中最低, *R* 在 4 组方案中最高

通量; z 为 5 cm; C_s 是土壤的体积热容量; T 为 0~5 cm 的平均土壤温度; $(1-\eta_{sat})\rho_d C_d$ 代表干土的体积热容量, 因缺少实地野外土壤质地分类资料, 所以根据 USDA(United States Department of Agriculture)对土壤质地分类, 通榆、奈曼、锦州和密云站所处模式网格中的土壤质地分别为: 黏壤土(CLAY LOAM)、砂壤土(SANDY LOAM)、黏壤土(CLAY LOAM)和壤土(LOAM), 分别对应取值为: 1.23, 1.34, 1.23 和 1.21 MJ m^{-3} K^{-1}(Tanaka 等, 2001); η_w, ρ_w, 和 C_w 和分别代表土壤的体积含水量、液态水密度(1.00×10^3 kg m^{-3})、液态水的比热容(4.18×10^3 J kg^{-1} K^{-1}).

图 7 为通榆站 2009 年 6 月 20~30 日净辐射、潜热通量、感热通量和地表热通量观测值和模拟值对比. 可以看出: 通榆站净辐射峰值可达到 600 W m^{-2} 左右, 与曾剑等(2012b)、涂钢等(2006)的结果一致, 但略小于同纬度黑河地区农田下垫面的净辐射峰值(马耀明和王介民, 1997; 阎宇平等, 2001; Meng 等, 2009; Wen 等, 2012). 4 组试验方案都能较好地模拟出净辐射的日变化特征. Case 1 试验潜热通量的模拟值明显低于观测值, 这是因为模式默认情况下, 通榆站 6 月份下垫面植被覆盖度为 16.5%, 而 Case 3 和 4 试验更新植被覆盖度后, 植被覆盖度为 27.6%, 植被覆盖的增加导致潜热输送增大所致. 从误差分析来看(表 4), 通榆和奈曼站的潜热通量模拟改善最为明显, 但锦州和密云站误差增大. 可能的原因是: 夏季干旱区潜热通量的地理空间变化与下垫面水分含量密切相关, 并且夏季降水有明显的局地特征, 受模式的分辨率限制, 下垫面潜热通量的模拟会出现误差, 还有可能是因为观测站代表空间范围较小, 而模式网格较粗造成误差. 4 组方案模拟的感热通量均高于观测值, 奈曼站模拟的偏差最小, Case 3 和 Case 4 试验模拟值与观测值的 RMSE 和 Bias 低于控制性试验 Case 1. 因通榆站和奈曼站下垫面植被覆盖均没有锦州和密云站高, 所以前两站的地表温度也会比后两站高, 造

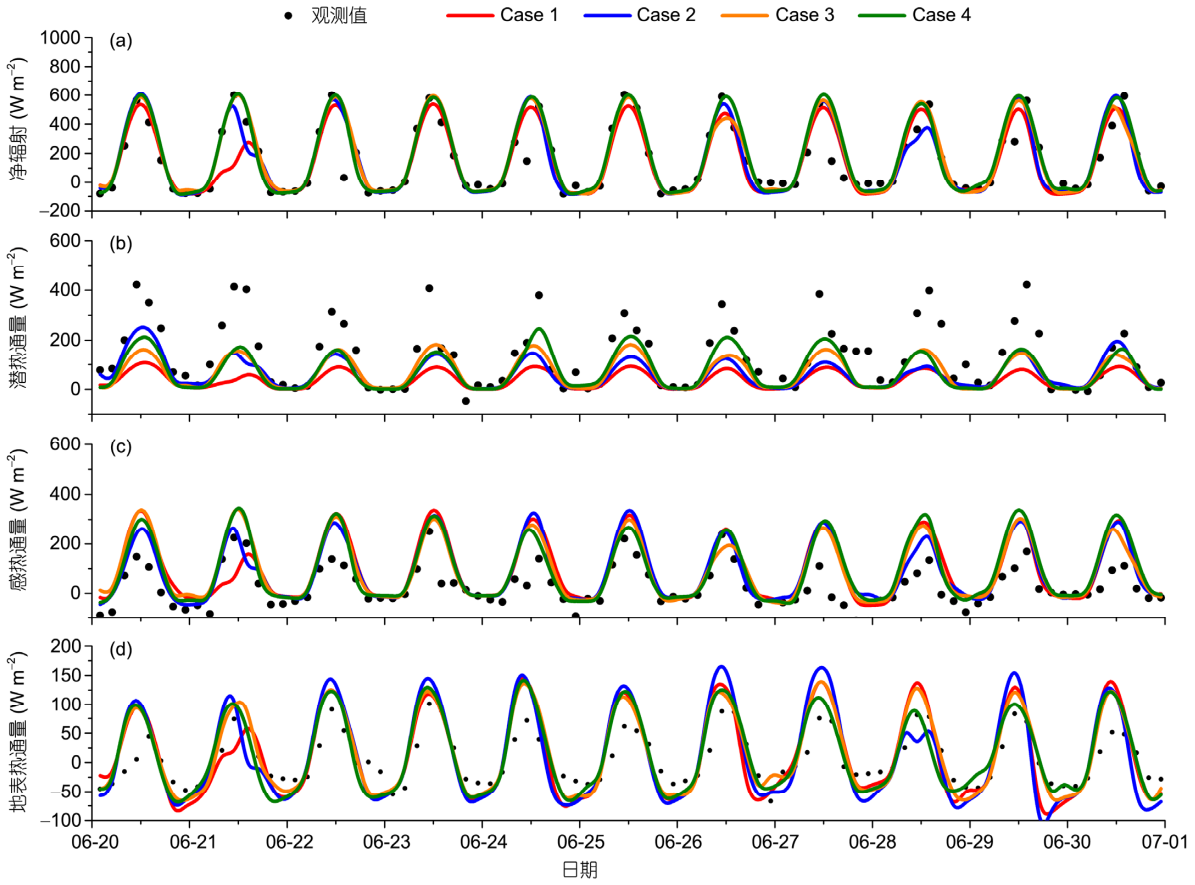


图 7　通榆站 2009 年 6 月 20~30 日净辐射(a)、潜热通量(b)、感热通量(c)和地表热通量(d)观测值和模拟值对比

表 4　各站不同方案的地表能量通量均方根误差(RMSE)、偏差(Bias)和相关系数(*R*)

		净辐射(W m^{-2})				潜热通量(W m^{-2})				感热通量(W m^{-2})				地表热通量(W m^{-2})			
		通榆	奈曼	锦州	密云	通榆	奈曼	锦州	密云	通榆	奈曼	锦州	密云	通榆	奈曼	锦州	密云
RMSE	Case 1	123.81	122.04	138.52	135.69	72.79	68.86	86.07	114.85	85.86	62.89	100.08	70.65	44.54	45.98	36.78	40.23
	Case 2	129.23	118.70	150.06	162.26	77.18	76.09	98.92	145.17	86.82	76.10	110.56	69.83	46.21	42.32	38.85	44.05
	Case 3	129.53	136.61	149.37	149.09	61.19	67.51	99.08	134.46	83.82	59.90	94.46	69.31	37.45	45.65	22.97	41.11
	Case 4	129.33	120.40	157.36	142.78	58.67	66.66	108.32	150.49	85.27	57.15	101.22	64.29	39.63	44.08	21.97	39.88
Bias	Case 1	4.47	9.23	18.92	28.84	−14.86	−17.42	−7.74	34.28	34.17	9.28	49.93	19.70	5.28	−4.08	2.76	−8.95
	Case 2	21.39	31.41	30.25	38.44	0.37	−18.80	1.30	59.21	33.69	19.31	49.47	21.06	5.75	0.55	4.78	−8.29
	Case 3	23.60	25.60	25.16	32.83	−2.24	6.16	18.15	58.14	37.71	2.11	40.47	18.40	5.82	−4.44	0.71	−9.72
	Case 4	26.16	26.76	47.85	34.79	−2.57	6.54	15.39	64.90	35.72	5.93	47.19	16.19	4.77	−4.02	1.07	−8.66
R	Case 1	0.85	0.86	0.83	0.85	0.61	0.76	0.74	0.62	0.76	0.82	0.62	0.49	0.75	0.82	0.72	0.64
	Case 2	0.86	0.89	0.82	0.80	0.61	0.70	0.67	0.59	0.74	0.78	0.51	0.53	0.76	0.85	0.72	0.57
	Case 3	0.86	0.85	0.82	0.83	0.74	0.79	0.71	0.64	0.80	0.82	0.53	0.47	0.81	0.82	0.74	0.62
	Case 4	0.86	0.88	0.81	0.84	0.76	0.80	0.63	0.58	0.76	0.84	0.51	0.50	0.77	0.84	0.77	0.64

成地面感热加热强烈; 通榆站 6, 7 月份模拟的感热峰值比观测值偏大, 8 月份偏小, 但 4 组试验都模拟出了感热的日变化特征(图略). 4 组试验对地表土壤热通量的模拟效果相对较好, 白天地表热通量峰值在 100 W m^{-2} 左右, 大气向土壤传递热量, 土壤储热; 夜间最小值在–50 到–70 W m^{-2} 左右, 土壤向大气传输热量. 通榆站地表热通量模拟值白天比计算值偏高的原因为: 夏季通榆站周围农田生长茂盛, 植被覆盖度应在 80%以上, 但通榆站所处模式对应网格植被覆盖度低于实际情况. 白天太阳辐射能量到达地表, 有一部分被植被吸收, 使得通过地表往下层土壤传输的能量减少, 这是造成地表热通量白天模拟值偏高, 夜间模拟值偏低的主要原因. 另外, 目前缺乏观测点下垫面实际土壤类型数据, 会影响土壤热容量取值, 这也会导致使用 5 cm 土壤热通量计算地表热通量时出现偏差. 通榆、奈曼、锦州和密云地表热通量的平均日积分值分别为 0.43, 0.74, 0.55 和 0.5 MJ m^{-2}, 分别占净辐射的 4.3%, 6.8%, 3.8%和 4.2%, 而黑河地区的金塔绿洲可以达到 0.7 到 0.9 MJ m^{-2} 左右(文小航, 2011), 略高于东北半干旱区. 其原因可能是西北干旱区夏季少云少雨多晴天, 地表接收到的太阳辐射比东北地区更多, 土壤储热也更多.

总体来说, Case 2~4 试验能较好地模拟出东北半干旱地区净辐射和地表能量通量的日变化特征, Case 3, 4 试验提高了下垫面的植被覆盖和地形高度精度, 使通榆站的潜热、感热和地表热通量模拟结果有所改善, 但锦州站模拟的误差有所增大, 密云站地表热通量模拟有所改善. 由于夏季局地的降雨会造成下垫面土壤湿度增加, 造成地表能量在短时间内发生转变, 所以模式对降雨模拟的准确性会影响对下垫面能量收支的模拟.

从散点图的分布和误差比较来看(图 8), Case 4 试验各站净辐射模拟值和观测值的相关系数都在 0.81 以上, 并通过了α=0.01 的显著性水平检验; 均方根误差 RMSE 在 120.4~157.4 W m^{-2} 之间, 奈曼站 RMSE 最小; 4 站净辐射偏差 Bias 均为正数, 表明模拟值比观测值偏大, 这可能是因为 WRF 中低估了模拟区域的云量导致向下短波辐射偏高所致, 这也是模式以后改进的一个方面. Case 4 试验各站潜热通量模拟值与观测值相关系数在 0.58~0.80 之间, RMSE 密云站和锦州偏大, 通榆站和奈曼站均在 66.6 W m^{-2} 以下; 通榆站 Bias 为负值, 表明潜热模拟值比观测值低, 但锦州站和密云站偏差 Bias 分别为 15.4 和 64.9 W m^{-2}, 模拟值高于观测值. 从潜热通量的散点图分布可以看出, 有一部分点模拟值在 0 左右, 而此时观测值在–100~200 W m^{-2} 变化, 出现的时间段为 20∶00~05∶00. 由于夜间潜热输送没有白天强烈, 潜热甚至可以出现负值, 而模式中只能模拟出由地到气的潜热传输, 这是造成潜热模拟误差的一个方面.

各站感热通量相关系数奈曼站最高为 0.84, 密

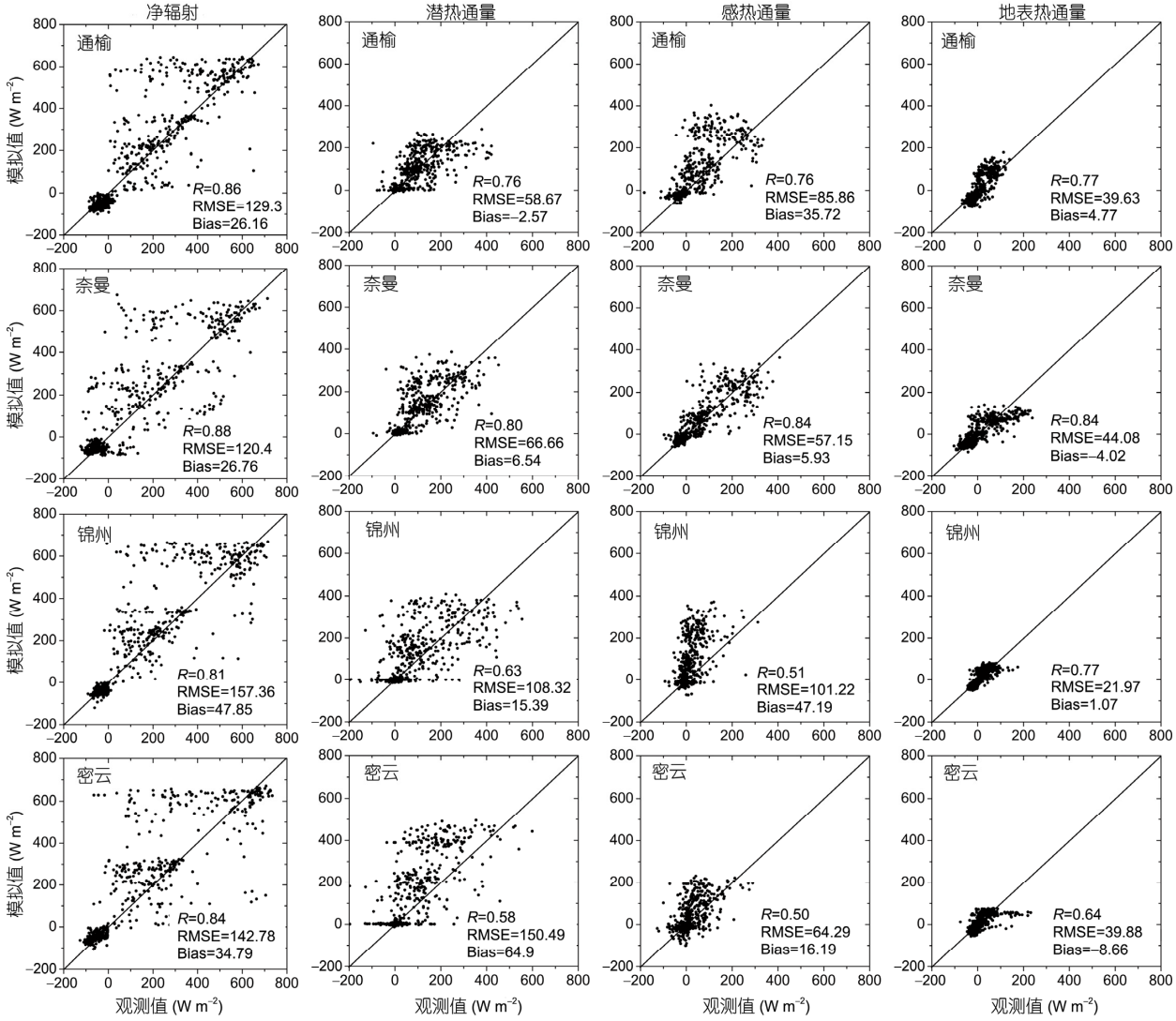


图 8　净辐射和地表能量各分量的观测值和 Case 4 模拟值散点图

云站最低为 0.50, 这是由于奈曼站下垫面类型虽为绿洲, 但观测站周围为荒漠, 植被覆盖较少, 夏季地-气能量传输主要以感热传输为主, 模式中奈曼站所在网格下垫面植被覆盖较少, 与真实情况吻合较好; 而锦州站和密云下垫面植被覆盖较高, 感热传输较小, 但模拟值较高. 由于夜间(20∶00~05∶00)地表温度降低,而空气温度较高, 从而会使感热出现由气到地的传输, 夜间负感热一般都大于–50 W m^{-2}, 个别天数甚至可以达到–150 W m^{-2}, 并且这种现象多数出现在阴天状况下, 模式也能模拟出这种夜间出现负感热的情况, 但量值较小, 这也是造成模拟误差的一个原因.

各站地表热通量模拟值与观测值的相关系数均在 0.64 以上, RMSE 锦州站最低, 为 21.9 W m^{-2}, 奈曼站最高, 为 44.1 W m^{-2}, 通榆和锦州站偏差 Bias 为正值, 而奈曼和密云站为负值. 白天感热通量传输主要是依靠植被叶面感热通量的贡献, 而土壤的贡献则较少. 地表潜热通量却以土壤蒸发贡献为主, 但在供水不足的情况下叶孔阻尼的剧增影响了叶面潜热输送(张强和赵鸣, 1998); 而在植被覆盖度不高的地区, 降雨稀少, 土壤含水量极低, 白天太阳辐射被地面吸收后, 主要通过感热释放与大气进行能量交换, 潜热通量则很小. 由此可见下垫面的土壤含水量是能量平衡过程中极为重要的因素.

总体来说, 产生误差的原因有: (1) 观测值的误差和模式的系统性误差都是产生以上偏差的原因, 如雨天观测时仪器上附有一薄层水或水滴, 因而观测值会受到一定影响, 具体影响程度还有待于进一步研究确定; (2) 模式的初始条件和边界条件准确程度也是造成系统性偏差的重要原因(Hanna 等, 2001), 会对模拟值产生影响; (3) 本文用于模式结果对比分析的通量站代表空间区域很小, 只有方圆 300~1000 m^2, 而模式第二重嵌套网格分辨率为 5 km, 存在空间代表性区域较大的问题, 这也会造成误差. 由于模式分辨率太细会造成运算过慢和积分不稳定崩溃问题, 所以本文模拟第二重网格采用 5 km 分辨率设计也是折衷方案.

2.3 降水与土壤湿度

地表能量水分循环中最关键的因子是下垫面土壤湿度, 模式中影响土壤湿度变化的主要因素有渗透作用、地表和次地表径流、梯度扩散、重力作用以及植物根部对水分的吸收. 土壤表层水分主要由于蒸散损失和下层土壤水分向上补充两个过程来平衡. 一般在日出后 2 h 蒸散开始大于下层土壤水分的补充, 表层土壤含水量达到峰值, 在日落前约 2 h 蒸散开始小于下层土壤补充, 表层土壤含水量达到谷值. 土壤每日损失的水分主要是补充给表层土壤以供蒸散, 然而每日下层给表层的补充量远小于表层土壤本身的蒸散损失.

图 9 为 2009 年 6~8 月 4 个站点降水量与土壤湿度的观测值与 Case 4 模拟值曲线比较, 可以看出: 10 cm 的土壤湿度能体现出昼夜变化的趋势, 白天由于地表土壤蒸发的原因, 湿度减小, 夜间湿度略大, 每次降水过程发生后, 土壤湿度急剧升高, 随后缓慢下降. 4 个站点降水发生时 10 cm 土壤湿度观测值都会有增加, 模拟值也是如此. 观测期内, 通榆站 10 cm 土壤湿度平均值为 0.157 $cm^3\ cm^{-3}$, 6 月 11 日、7 月 1 日出现较大降水后, 土壤湿度上升到 0.3 $cm^3\ cm^{-3}$ 以上, 随后缓慢下降, 7 月和 8 月几乎无较大降水过程, 土壤湿度在 0.15 $cm^3\ cm^{-3}$ 以下, 而模拟值比观测值略大, 平均为 0.21 $cm^3\ cm^{-3}$. 观测期内有几次降雨过程, 模式基本能模拟出锦州站和密云站几次降水过程, 锦州站土壤湿度模拟值的变化规律几乎与观测值相一致, 但土壤湿度下降速率比观测值大; 密云站降水过后, 土壤湿度变化无太大波动, 平均值为 0.33 $cm^3\ cm^{-3}$, 但模拟值总体比观测值低, 为 0.22 $cm^3\ cm^{-3}$.

由上述分析可知, 影响土壤湿度的主要因素是降水. Noah 陆面过程子模块对与土壤水热传输过程的描述虽然考虑了土壤水分的多相态过程及其所引起的能量变化, 但下垫面的土壤类型也会影响能量水分循环过程. 土壤质地和土壤类型的不同决定了土壤最大含水量、土壤渗透系数和扩散系数等土壤参数的不同(文小航, 2011). 目前缺乏模拟区域真实下垫面土壤类型数据修正模式, 这可能是导致了土壤湿度模拟偏差的一个原因; 另一方面, 土壤湿度对降水十分敏感, 降水无论在时间上还是空间上都有很大的不连续性, 这势必带来更大的误差, 也会进一步影响地表能量通量的模拟效果.

2.4 地表气象要素分布差异

为了探讨模拟区域改变了植被覆盖、地形高度和同化近地面气象要素后与模式无更改直接模拟的差异, 本文分别给出 4 种方案的对比图来说明. 图 10(a)为 2 m 气温的分布, 可以看出: 模拟区域西北部内蒙古高原气温较低, 在 14~20℃之间, 中部和东北部因海拔较低, 气温较高, 在 20℃以上. Case 4 相比 Case 1 试验, 模拟区域西北部气温偏高 0.5~1℃. 图 10(b)为地表温度的分布, 地表温度空间分布格局与 2 m 气温分布类似, Case 3 和 4 试验地表温度分布出现斑块状非均匀分布特征, 这是因为 Case 3 和 4 试验使用 SRTM 数字高程模型地形高度, 使得地表海拔高度与默认相比更为复杂精细, 最终导致地表温度分布也出现斑块状非均匀分布, 这与图 3(b)相对应. 西北部内蒙古高原地区地表温度比 Case 1 试验高 1~2℃左右. 10 cm 土壤温度的分布特征与 2 m 气温、地表温度分布相似(图 10(c)), 平均土壤温度比地表温度低 1~2℃, 但比 2 m 气温高 2℃左右. Case 4 相比 Case 1 试验, 东北部区域土壤温度降低 1~2℃, 而西北部植被减少的地区土壤温度则升高 2℃左右. 可见植被覆盖对土壤温度的影响非常明显, 植被冠层吸收净短波辐射增多, 使土壤接收到的能量减少, 表层的土壤温度随之降低. 图 10(d)为 2 m 相对湿度分布状况, Case 4 试验模拟区域西部的相对湿度比 Case 1 降低 5%~10%, 东南部则升高 10%左右, 这也与图 4 地表植被覆盖度的分布相对应, 植被覆盖增加的区域相对湿度会增加, 反之减少.

从净辐射平均日积分总量区域分布来看(图 10

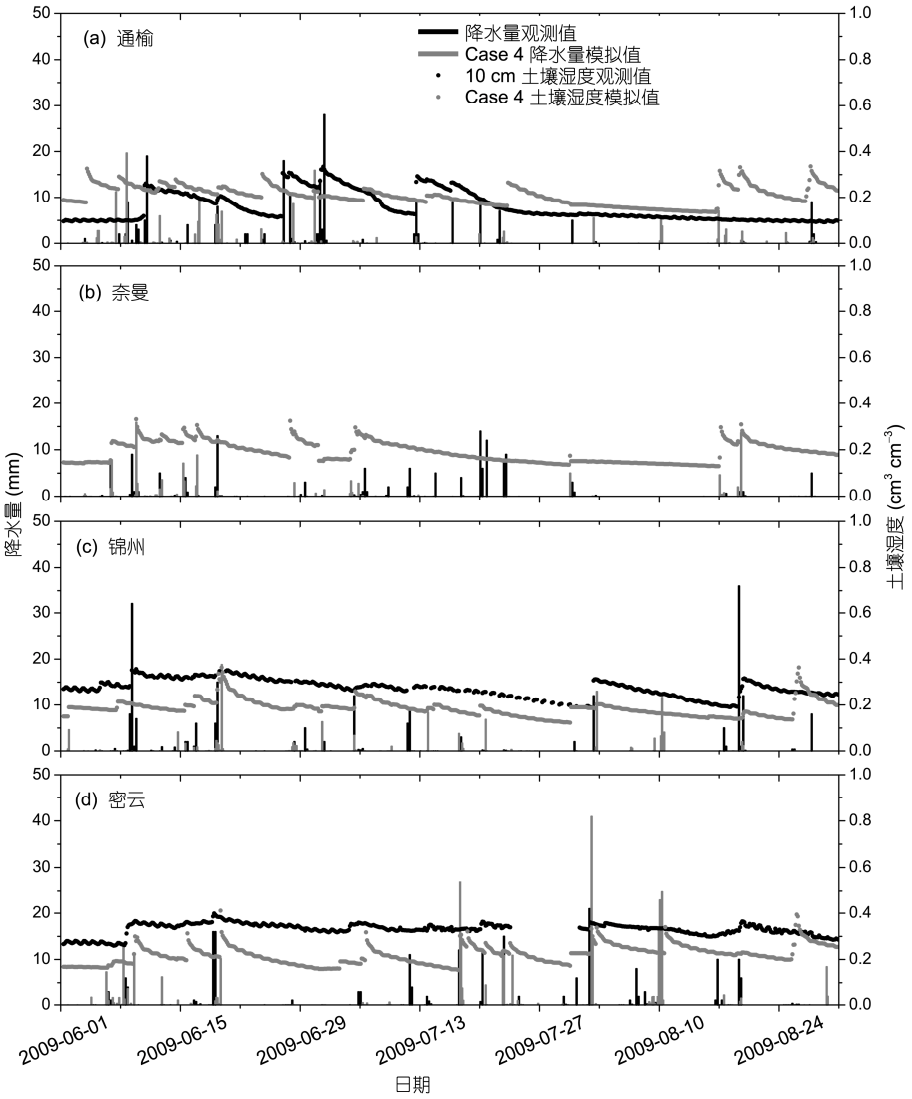


图 9　2009 年 6~8 月各站降水量和 10 cm 土壤湿度观测值与 Case 4 模拟值变化趋势

(e)): Case 4 比 Case 1 试验在整个模拟区域大部分地区的净辐射都增大约 3 MJ m^{-2} d^{-1} 左右, 这与西北干旱区绿洲-戈壁系统的辐射收支特征类似, 绿洲的净辐射峰值比周围戈壁高约 150 W m^{-2}(Meng 等, 2009; Wen 等, 2012), 表明植被覆盖增加的区域, 地表反照率降低, 地表能量收入越多, 是能量盈余区; 反之植被覆盖减小, 反照率升高, 地表收入的能量会越小, 是能量亏损区. Case 3 和 Case 4 相比 Case 1 和 Case 2 试验, 潜热通量模拟值在中南部区域也增加 2~4 MJ m^{-2} d^{-1} 左右(图 10(f)), Case 3 和 Case 4 模拟区域中部出现斑块状的分布; 感热通量在北部增加 1~2 MJ m^{-2} d^{-1} 左右, 在中东部降低 1~2 MJ m^{-2} d^{-1} 左右(图 10(g)). 地表热通量的分布特征为: Case 4 试验模拟值在整个区域东北部增加约 0.3~0.5 MJ m^{-2} d^{-1} 左右(图 10(h)), 表明中北部植被覆盖的减少导致植被蒸发蒸腾作用降低, 潜热输送减弱, 而地表温度升高导致感热输送增加, 土壤向大气传输能量增强, 说明植被覆盖的变化改变了地-气间能量传输的分配比例(Chu 等 2005; 潘小多等, 2012).

总之, 在干旱和半干旱地区, 下垫面土壤湿度是影响陆-气相互作用和能量水分循环的关键因子. 由于缺乏灌溉, 土壤湿度对降雨十分敏感, 但降水无论

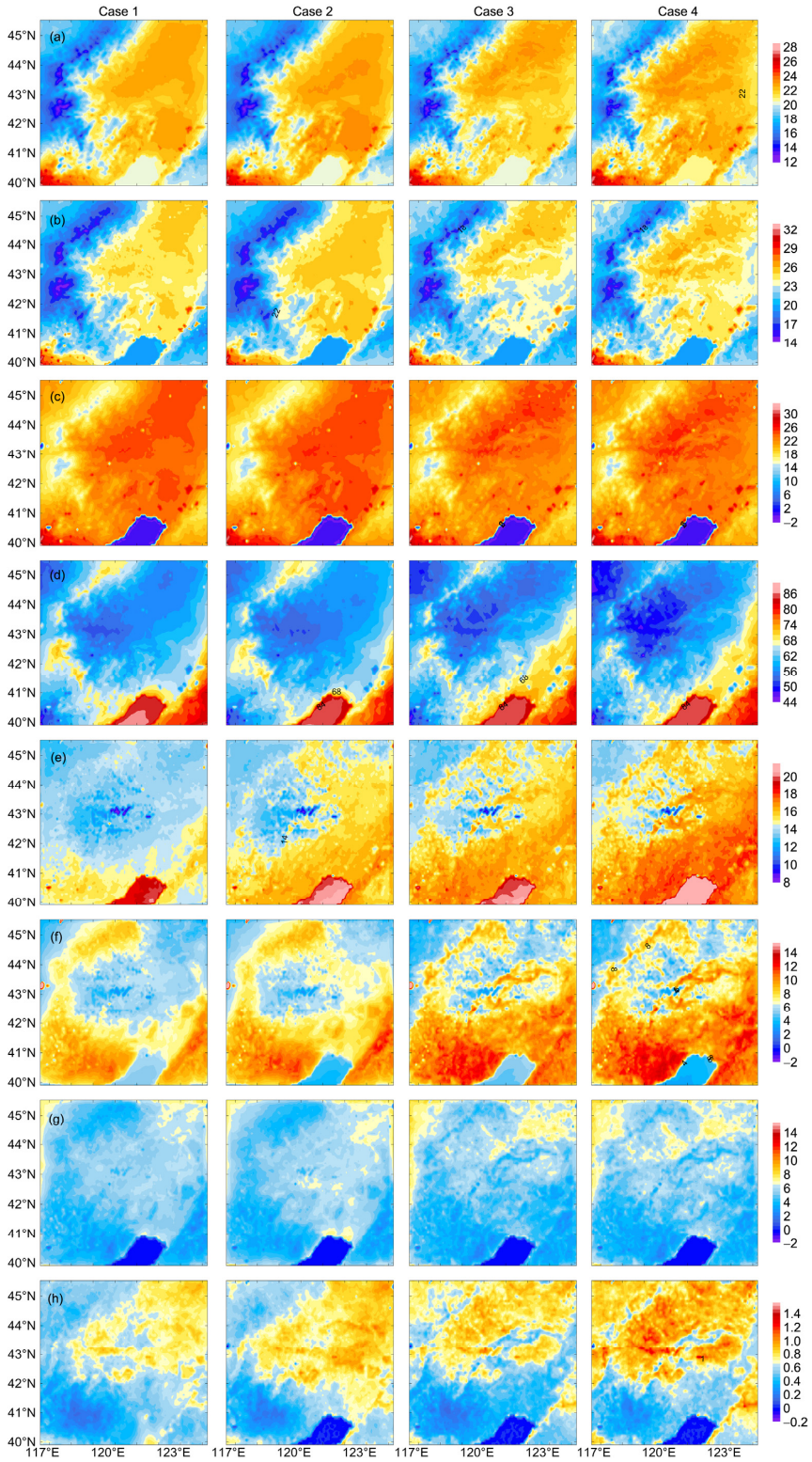


图 10　2009 年 6~8 月 4 组实验方案平均地表气象要素模拟值比较

(a) 2 m 气温(℃), (b) 地表温度(℃), (c) 10 cm 土壤温度(℃), (d) 2 m 相对湿度(%), (e) 净辐射(MJ m^{-2} d^{-1}), (f) 潜热通量(MJ m^{-2} d^{-1}), (g) 感热通量(MJ m^{-2} d^{-1}), (h) 地表热通量(MJ m^{-2} d^{-1})

在时间上还是空间上都有很大的不连续性, 会在模拟中产生误差. 植被指数也显著地影响地表和大气间感热和潜热通量的传输: 在生长季, 植被生长迅速, NDVI 和 LAI 值高, 此时植被的生命活动旺盛, 蒸腾量大, 蒸散阻抗降低, 潜热传输所占的比例增大, 地表和土壤温度降低. 根据能量平衡原理, 地表的能量必须平衡, 从而将会导致感热通量和地表热通量的降低. 由于集合实验 Case 4 不仅同化了地表气象要素, 改善了大气强迫场, 并且改进了下垫面植被覆盖和地形高度, 较为真实地反映出模拟区域下垫面状况, 能较为准确地模拟出干旱区下垫面对大气的影响和地表能量分配的关系, 如感热、潜热、土壤热通量的分配关系, 模拟结果总体比 Case 1 控制性试验有所改善.

3 讨论与结论

本文利用 WRF 模式及其三维变分模块对东北半干旱区 2009 年夏季 6~8 月的近地面气象要素和能量水分循环过程进行模拟. 通过 4 组试验讨论了同化气象要素和更新陆面参数对 WRF 模式的改进效果: 分别给出更接近实际情况的高空间分辨率的下垫面信息, 提高陆面过程的模拟精度; 同化近地面气象要素, 给出全局最优的近地面大气变化状态, 更为准确地模拟出中小尺度能量与水分循环时空变化特征与规律. 集合试验 Case 4 生成的高质量大气近地面气象同化数据和地表能量通量数据是气候和气候变化、干旱监测方面重要基础数据. 本文主要结论如下:

(1) WRF 模式的初始条件中默认使用的下垫面地形资料和地表植被覆盖度不能完全反映出高分辨率下的非均匀下垫面状况. 利用更高时空分辨率遥感资料估算的植被覆盖度和 DEM 数字高程模型数据替换 WRF 模式默认值, 并用 WRF-3DVar 同化近地面温度、相对湿度、风速、风向后, 模拟的近地面气象要素和地表能量通量要素与观测值吻合较好, 模拟误差比无任何更改的控制性试验 Case 1 有所降低. 同化试验(Case 2)改善了模式对近地面温度场、风场、湿度场的模拟效果, 陆面参数试验(Case 3)和集合试验(Case 4)改善了下垫面能量收支各分量的模拟效果.

(2) 集合试验(Case 4)模拟的近地面气温、相对湿度、风速和风向与通榆、奈曼、锦州和密云站观测值吻合较好. 除锦州站外, 通榆、奈曼和密云站的近地面气温模拟偏差 Bias 分别比控制性试验(Case 1)降低了 0.41, 0.12 和 0.86℃; 4 个站气温模拟值与观测值的相关系数分别为 0.85, 0.88, 0.81 和 0.70. 虽然 WRF 模式对于风速的模拟偏大, 这可能与目前陆面过程方案中地表粗糙度给定值偏低有关, 但 Case 4 试验也明显提高了风速的模拟效果, 风向和风速变化趋势还是能准确地模拟出来.

(3) 东北半干旱区农田下垫面夏季净辐射峰值可达 600 W m^{-2} 左右, 6 和 7 月以潜热传输为主, 感热传输次之. 潜热通量峰值可达 400 W m^{-2} 左右, 8 月降低到 200 W m^{-2} 左右; Case 4 较 Case 1 试验降低了感热通量的模拟误差. 由于模拟区域植被覆盖度提高, 农田下垫面净辐射和潜热通量比 Case 1 模拟值增加, 感热和地表热通量降低, Case 4 试验能反映出夏季东北半干旱区能量水分传输的分配比例变化.

(4) 土壤湿度是影响下垫面能量收支的关键因子. WRF 模式能模拟出夏季东北半干旱区下垫面土壤湿度随时间变化的规律, 土壤湿度模拟结果与 4 个通量站相比无太大差别, 通榆站模拟值高于观测值, 锦州和密云站低于观测值. 夏季局地的降水会造成下垫面土壤湿度增加, 最终造成地表能量在短时间内发生转变, 所以 WRF 模式对短时间局地降水的模拟能力还有待提高.

(5) 4 组试验的区域平均地表气象要素对比反映出: 改变了下垫面状态和同化气象要素后地表能量分配比例发生变化. 内蒙古高原东部地区植被覆盖减少 10%~20%, 而东北部平原、中部和西南部植被增多 10%~20%; 植被覆盖增加的区域, 近地面气温、地表温度和土壤温度降低, 反之升高. 植被覆盖增加的区域, 净辐射增多 3 MJ m^{-2} d^{-1} 左右, 是能量盈余区; 潜热通量在中南部区域增加 2~4 MJ m^{-2} d^{-1} 左右, 感热通量在北部增加 1~2 MJ m^{-2} d^{-1} 左右, 在中东部降低 1~2 MJ m^{-2} d^{-1}. 植被覆盖变化显著影响地表和大气间感热和潜热通量的传输.

本研究在一定程度上解决了陆地表面遥感观测数据、近地面常规气象观测数据与大气模式相结合的问题. 同化气象资料得到全局最优的近地面大气状态, 提高了 WRF 模式对近地面气象要素的模拟精度; 改善模式下垫面陆面参数, 进而改善 WRF 模式对能量收支各分量的模拟效果. 但由于模式模拟结果和实测资料对比时, 存在模式网格点代表性区域较观测站大的问题, 这会造成误差. 今后将提模拟高分辨率进行更为精细化的模拟. 此项研究将各种不同空

间和时间尺度的多源数据与数值模拟进行融合, 可以弥补单纯利用观测进行研究的不足, 也为区域气象模式在东北半干旱区非均匀下垫面上的应用提供参考. 生成的同化数据集也是气候变化、干旱监测等方面重要的基础数据, 我们将尽快发布此数据集以期待广大科研工作者验证使用.

致谢 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室和季风亚洲全球变化区域集成研究计划为本文提供了通量资料, 中国气象局国家气象信息中心为本文提供自动气象站定时观测资料, 以及中国科学院遥感与数字地球研究所施建成研究员和审稿人为本文提出的宝贵意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

董俊玲, 韩志伟, 张仁健, 等. 2011. WRF 模式对中国城市和半干旱地区气象要素的模拟检验和对比分析. 气象科学, 31: 484–492
符淙斌, 马柱国. 2008. 全球变化与区域干旱化. 大气科学, 32: 752–760
符淙斌, 温刚. 2002. 中国北方干旱化的几个问题. 气候与环境研究, 7:22–29
李新, 黄春林, 车涛, 等. 2007. 中国陆面数据同化系统研究的进展与前瞻. 自然科学进展, 17: 163–173
刘辉志, 董文杰, 符淙斌, 等. 2004. 半干旱地区吉林通榆"干旱化和有序人类活动"长期观测实验. 气候与环境研究, 9: 378–389
刘辉志, 涂钢, 董文杰, 等. 2006. 半干旱地区地气界面水汽和二氧化碳通量的日变化及季节变化. 大气科学, 30: 108–118
刘爽, 宫鹏. 2012. 2000~2010 年中国地表植被绿度变化. 科学通报, 57: 1423–1434
刘伟, 高艳红, 冉有华, 等. 2007. 不同分辨率地形数据对黑河流域模拟结果的对比分析. 高原气象, 26: 525–531
马耀明, 王介民. 1997. HEIFE 非均匀陆面上区域能量平衡研究. 气候与环境研究, 2: 293–301
潘小多, 李新, 冉有华, 等. 2012. 下垫面对 WRF 模式模拟黑河流域区域气候精度影响研究. 高原气象, 31: 657–667
涂钢, 刘辉志, 董文杰, 等. 2006. 半干旱区退化草地地表能量收支. 气候与环境研究, 11: 723–732
文小航. 2011. 金塔绿洲戈壁非均匀下垫面能量平衡及其小气候效应的数值研究. 博士学位论文. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所. 1–131
阎宇平, 王介民, Menenti M, 等. 2001. 黑河实验区非均匀地表能量通量的数值模拟. 高原气象, 20: 132–139
阳坤, 王介民. 2008. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 243–250
张强, 曾剑, 张立阳. 2012. 夏季风盛行期中国北方典型区域陆面水, 热过程特征研究. 中国科学: 地球科学, 42: 1385–1393
张强, 赵鸣. 1998. 干旱区绿洲与荒漠相互作用下陆面特征的数值模拟. 高原气象, 17: 336–346
曾剑, 张强. 2012a. 2008 年夏季中国干旱-半干旱区陆面主要物理参数的平均特征. 高原气象, 31: 1539–1550
曾剑, 张强. 2012b. 2008 年 7~9 月中国北方不同下垫面晴空陆面过程特征差异. 气象学报, 70: 821–836
Barker D M, Huang W, Guo Y R, et al. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. Mon Weather Rev, 132: 897–914
Barrett D J, Renzullo L J. 2009. On the efficacy of combining thermal and microwave satellite data as observational constraints for root–zone soil moisture estimation. J Hydrometeorol, 10: 1109–1127
Case J L, Crosson W L, Kumar S V, et al. 2008. Impacts of high-resolution land surface initialization on regional sensible weather forecasts from the WRF model. J Hydrometeorol, 9: 1249–1266
Chen F, Dudhia J. 2001a. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the penn state-ncar MM5 modeling system. Part i: Model implementation and sensitivity. Mon Weather Rev, 129: 569–585
Chen F, Dudhia J. 2001b. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the penn state-ncar MM5 modeling system. Part ii: Preliminary model validation. Mon Weather Rev, 129: 587–604
Chen F, Manning K W, LeMone M A, et al. 2007. Description and evaluation of the characteristics of the ncar high-resolution land data assimilation system. J Appl Meteorol Clim, 46: 694–713
Cheng T T, Han Z W, Zhang R J, et al. 2010. Black carbon in a continental semi-arid area of Northeast China and its possible sources of fire emission. J Geophys Res, 115: D23204, doi: 10.1029/2009JD13523
Chu P C, Lu S H, Chen Y C. 2005. A numerical modeling study on desert oasis self-supporting mechanisms. J Hydrol, 312: 256–276
Courtier P. 1997. Variational methods. J Meteorol Soc Jpn, 75: 211–218
Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 46: 3077–3107
Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical

Note. NCAR/TN-398+STR, doi: 10.5065/D60Z716B

Gu J F, Xiao Q N, Kuo Y H, et al. 2005. Assimilation and simulation of typhoon Rusa (2002) using the WRF system. Adv Atmos Sci, 22: 415–427

Gutman G, Ignatov A. 1998. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. Int J Remote Sens, 19: 1533–1543

Hanna S R, Yang R X. 2001. Evaluations of mesoscale models' simulations of near-surface winds, temperature gradients, and mixing depths. J Appl Meteorol, 40: 1095–1104

Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 25: 906–921

Irmak A, Kamble B. 2009. Evapotranspiration data assimilation with genetic algorithms and SWAP model for on-demand irrigation. Irrigation Sci, 28: 101–112

Janjic Z I. 1990. The step-mountain coordinate: Physical package. Mon Weather Rev, 118: 1429–1443

Janjic Z I.1996. The surface layer in the NCEP Eta model. Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction. 354–355

Janjic Z I. 2002. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the ncep meso model. NCEP Office Note. 61

Janjic Z I, Black T L, DiMego G. 1998. Contributions toward development of a future community mesoscale model (WRF). 16th Conference on Weather Analysis and Forecasting/Symposium on the Research Foci of the US Weather Research Program. 258–261

Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models Meter. Meteorol Monogr, 46: 165–170

Kumar S, Sekhar M, Bandyopadhyay S. 2009. Assimilation of remote sensing and hydrological data using adaptive filtering techniques for watershed modelling. Curr Sci India, 97: 1196–1202

Li F Q, Crow W T, Kustas W P. 2010. Towards the estimation root-zone soil moisture via the simultaneous assimilation of thermal and microwave soil moisture retrievals. Adv Water Resour, 33: 201–214

Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Clim Appl Meteorol, 22: 1065–1092

Lorenc A C. 1986. Analysis-methods for numerical weather prediction. Q J Roy Meteor Soc, 112: 1177–1194

Meng X H, Lu S H, Zhang T T, et al. 2009. Numerical simulations of the atmospheric and land conditions over the Jinta oasis in northwestern China with satellite-derived land surface parameters. J Geophys Res, 114: 100–120

Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J Geophys Res, 102: 16663–16682

Pan X D, Tian X J, Li X, et al. 2012. Assimilating Doppler radar radial velocity and reflectivity observations in the weather research and forecasting model by a proper orthogonal-decomposition-based ensemble, three-dimensional variational assimilation method. J Geophys Res, 117: D17113, doi: 10.1029/2012JD017684

Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. 2001. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data. J Meteorol Soc Jpn, 79: 505–517

Wen X H, Lu S H, Jin J M. 2012. Integrating remote sensing data with WRF for improved simulations of oasis effects on local weather processes over an arid region in northwestern China. J Hydrometeorol, 13: 573–587

Xue M, Droegemeier K K, Wong V. 2000. The Advanced Regional Prediction System (ARPS)—A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part i: Model dynamics and verification. Meteorol Atmos Phys, 75: 161–193

Yang K, Koike T, Kaihotsu I, et al. 2009. Validation of a dual-pass microwave land data assimilation system for estimating surface soil moisture in semiarid regions. J Hydrometeorol, 10: 780–793