

文章编号 1001-8166(2006)12-1283-11

陆面水文过程与大气模式的耦合及其在黑河流域的应用

高艳红¹ 程国栋¹ 崔文瑞¹ CHEN Fei² David Gochis² YU Wei²

(¹·中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,甘肃 兰州 730000 ;

²·National Center for Atmospheric Research/RAP, Boulder, Colorado, USA)

摘要 陆面过程模式对陆面水文过程有比较详尽的描述,然而,目前的陆面水文过程只考虑了垂直方向的水分运移,比较适合平坦地区的模拟,而在地形坡度较大的山区只考虑垂直方向的水分移动是不够的,尤其是目前随着计算机条件提高,分辨率越来越高,地表水以及土壤水的侧向流动成为山区水文过程必须考虑的部分。同时,目前的陆面过程模式中的径流量是作为诊断量处理,不参与运算。针对以上问题,对 Noah 陆面过程模式进行了改进,增加了地表积水和积水蒸发、坡面汇流方案、次表面流方案,并且将 Routing 模块通过次网格过程与大气中尺度模式 MM5 耦合,发展了高分辨率大气—水文耦合模式。运用发展的高分辨率大气—水文耦合模式,对黑河流域中上游 2003 年 6 月 23 ~25 日降水过程进行了模拟,研究了陆面水循环过程对大气场的影响。结果表明陆面水循环过程对近地层大气影响很大,首先影响了土壤的湿度与蒸发,进而对边界层稳定性、云结构、云水、雨水含量产生影响,对区域降水也有一定影响。

关键词 陆面水文过程;MM5;侧向流动;黑河流域

中图分类号 P333 P334+.92

文献标识码 A

1 引言

近几十年来,很多学者利用 AGCM 或区域气候模式开展了一系列的气候对陆地表面状况的敏感性研究,结果都表明,陆地表面状况对大气环流和降水有着强烈的影响。地表水平衡在气候发展中的作用越来越受到重视。如 Manabe^[1]、Rowntree 等^[2] 都研究了土壤湿度对降水的影响。Walker 等^[3] 关于土壤湿度对降水影响的研究结果显示地下水的干枯严重影响降水。Sud 等^[4] 研究了 7 月份半沙漠地区地表反照率和能量平衡,Shukla 等^[5] 发现土壤湿度状况明显地影响大尺度天气。Yeh^[6] 也作了土壤湿度对短期气候和水文变化的影响的数值试验。Hansen

等^[7] 用两层土壤层嵌套 GCM 的模式,Rind^[8] 用这个嵌套模式研究了水循环中地表特征的影响。Laval 等^[9] 研究了 Sahel 地表反照率变化的影响。Stanley 等^[10] 研究了高分辨陆面温度/湿度初始场对对流活动模拟的影响,Teddy 等^[11] 研究了不同的陆面过程模式对 IHOP 计划 2002 年 5 月 24 ~25 日的对流过程的影响,Chen 等^[12] 分析了不同分辨率以及各种方案对 1996 年发生在布法罗—克里克(Buffalo-Creek)的洪水事件。

我国西北干旱区内陆河流域地表类型十分复杂。其中,黑河流域是一个体现水文、土壤、生态、大气和人类活动相互作用的典型区域,具有全球独特的随海拔高度依次分布的冰雪—冻土—河流—绿洲

收稿日期:2006-10-11,修回日期:2006-11-13。

* 基金项目:国家自然科学基金项目“黑河流域大气—水文相互作用的数值研究”(编号:40405021),中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新项目“西北干旱区气候变化和陆气相互作用研究”(编号:2004109)和“黑河流域交叉集成研究的模型开发和模拟研究建设”(编号:2003102);中国科学院院长奖专项项目(编号:2005409)共同资助。

作者简介:高艳红(1973-),女,山西文水人,副研究员,主要从事陆面过程和陆气相互作用研究, E-mail: gaoyh@lzb.ac.cn

—沙漠多元自然景观带,大气降水、地表水、冰雪水、土壤水、冻土水、地下水和植被水的相互转化不仅表现出鲜明的垂直分布特征,而且受制于复杂的地形、地质、土壤、植被、气候、水文条件的影响。黑河流域水资源的主要来源位于上游山区,海拔高,地形梯度很大,流域中、下水资源依赖于流域水循环,流域水循环对流域生态和环境起着决定性的作用。只考虑水分的垂直运动不足以描述这里的水文特征。

然而,与大气模式(水平分辨率一般 $>10 \text{ km}^2$)耦合的陆面过程模式大都有一个假设:不考虑表面和次表面的土壤水分传输。这一假设的一个重要原因是与大气模式空间尺度比较,格点与格点之间的地形坡度很小,可以忽略不计^[13]。然而随着计算技术发展,大气模式空间尺度越来越精细,格点之间地形坡度显得越来越重要,尤其是在地势陡峭、地形复杂的山区地带。所以随着空间尺度越来越精细,表面和次表面的水分的侧向流动在局地水平平衡中起着越来越重要的作用,成为高分辨率陆面过程模式必须考虑的部分。

2 模式改进

Noah 陆面模式是一个一维陆面模式,用来描述土壤湿度、土壤温度、地表温度、雪深、雪水当量、冠层水含量以及地球表面能量和水分通量^[14]。这个模式的前身是由 Mahrt 等^[15]和 Pan 等^[16]于 80 年代中期发展的陆面过程(Oregon State University/Land Surface Model, OSU/LSM)。之后被纳入了陆面过程方案比较计划(the Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization PILPS),全球土壤温度计划和分布式模式比较计划(the Global Soil Wetness Project and the Distributed Model Intercomparison Project)。经过了大量的检验和评估。它不仅以单点模式被广泛使用^[17-21],而且与许多大气模式(ETA、MM5 和 WRF 等)耦合^[18,22-25]。其 2.2 版本被作为陆面参数化方案之一加入了 NCEP 实时陆面数据同化系统(NCEP real-time Land data Assimilation System, LDAS, 2003)。本文利用耦合了改进的 Noah 陆面模式的区域大气模式 MM5 对西北地区第二大内陆河流域——黑河流域进行研究。

Noah 模式中主要的水文变量包括降水、冠层截留降水蒸发、土壤下渗、土壤表面直接蒸发、垂直土壤水通量、植被蒸腾、表面径流以及次表面径流(或土壤底部漫渗),见图 1。该模式的一个不足之处是没有考虑水分的侧向流动。为了更好地体现黑河流

域陡峭地形条件下独特的水分循环特征,首先要对 Noah 陆面过程模式进行改进。

对 Noah 陆面水文过程的改进主要针对地表直接蒸发以及地表径流和次表面径流部分。



图 1 Noah 陆面模式的水文过程

Fig.1 Hydrology processes in the original Noah land surface model

2.1 地表积水处理

2.1.1 地表积水蒸发

地面蒸发部分增加了 2 个变量:超渗水量和积水深度。于是地表的蒸发计算变为地表蒸发量(EDIR)与积水蒸发量(ETPND)之和。

改进之前的地表蒸发计算式如下:

$$EDIR = (1.0 - SHDFAC)ETP1 \quad (1)$$

其中 SHDFAC 是植被覆盖,ETP1 是潜在蒸发。

改进方案中引入一个临时变量 EDIRTMP,由于有积水存在,地面蒸发需要减去地表积水蒸发。

由于积水表面参与了蒸发,积水深度会有相应变化,需要减去蒸发量。剩下的积水(如果有剩的话)将被传递到下渗以及土壤水平衡计算模块。最终的 EDIRTMP 用于计算裸土蒸发:

$$EDIR = EDIRTMP \times FX \quad (2)$$

式中 FX 是可用于蒸发的土壤湿度标度。于是表面总的蒸发通量计算变为:

$$ETA = EDIR + EC + ETT + ETPND \quad (3)$$

式中 EC 是植被截留蒸发,ETT 是植被蒸腾。

2.1.2 地表积水下渗

土壤水下渗过程计算在蒸发计算之后。在原始的 Noah LSM 中,地表径流是指超过最大下渗能力的有效降水,每个时间步长都计算径流的累积量,不参与以后的水量平衡计算。改进方案中,在计算下渗之前,地表积水与有效降水合起来称为地表水。

在原模式中,地表径流量被累积计算,并从水量

平衡中移除。而在改进方案中,地表径流量累积计算后,被赋值为一个新的变量 超渗水量,继续参与以后的水量平衡计算,见图 2。

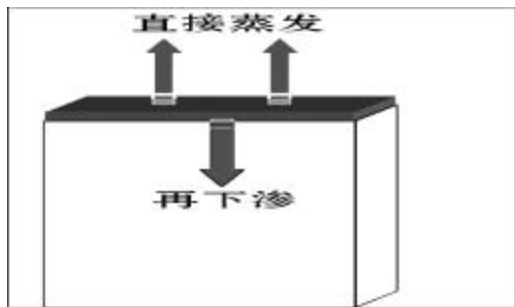


图 2 地表积水的蒸发和再下渗

Fig.2 Evaporation and re-infiltration of the pond water

2.2 次表面径流

次表面径流在一维能量、水量平衡计算之后,在整个流域范围内格点执行。次表面径流计算先于表面径流,因为超饱和土壤的反渗会改变超渗水量,最终会改变地表积水深度,而地表积水深度的变化是影响地表径流计算的重要变量。

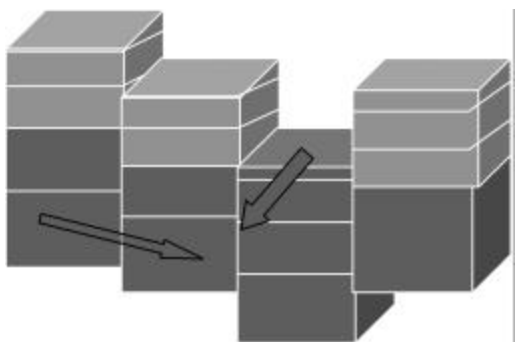


图 3 改进方案的侧向通量以及反渗过程

Fig.3 Enhanced lateral water flux and extr-infiltration

饱和土壤湿度侧向流动的计算方法来自 Wig-mosta 等^[26,27]发展并应用于分布式水文—土壤—植被模型(Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, DHSVM)。它是一个包括地形效应、饱和土壤厚度以及饱和水力学导度,计算三维流动方法。水力学梯度近似由 2 个临近格点的水位梯度表示,见图 3。

使用 Dupuit-Forcheimer 假定 t 时刻的饱和次表面流计算如下:

$$q_{i,j} = \begin{cases} -T_{i,j} \tan \alpha_{i,j} w_{i,j} & \alpha_{i,j} < 0 \\ 0 & \alpha_{i,j} = 0 \end{cases} \quad (4)$$

式中 $q_{i,j}$ 是格点 (i,j) 的出流速率, $T_{i,j}$ 是该点的水力学扩散系数; $\alpha_{i,j}$ 是水位梯度, $w_{i,j}$ 是格点宽度。 $\alpha_{i,j}$ 是指相邻两个格点的水位深度差除以格距。水力学扩散系数是饱和水力学导水率 $K_{sat_{i,j}}$ 和土壤厚度 $D_{i,j}$ 的指数函数:

$$T_{i,j} = \begin{cases} \frac{K_{sat_{i,j}} D_{i,j}}{n_{i,j}} \left(1 - \frac{Z_{i,j}}{D_{i,j}}\right)^{n_{i,j}} & Z_{i,j} \leq D_{i,j} \\ 0 & Z_{i,j} > D_{i,j} \end{cases} \quad (5)$$

式中 $Z_{i,j}$ 是水位高度, $n_{i,j}$ 是局地幂指数因子,是一个反映饱和导水率随深度衰减的可调参数。(5)式带入(4)式,得到点 (i,j) 在 X 方向的出流速率:

$$q_{x(i,j)} = \alpha_{x(i,j)} h_{i,j} \quad \alpha_{x(i,j)} < 0 \quad (6)$$

式中:

$$\alpha_{x(i,j)} = -\frac{(w_{i,j} K_{sat_{i,j}} D_{i,j})}{n_{i,j}} \tan \alpha_{x(i,j)} \quad (7)$$

$$h_{i,j} = \left(1 - \frac{Z_{i,j}}{D_{i,j}}\right)^{n_{i,j}} \quad (8)$$

重复计算 Y 方向出流速率,于是 (i,j) 点的饱和次表面土壤湿度净流出速率就是:

$$Q_{net(i,j)} = h_{i,j} \alpha_{x(i,j)} + h_{i,j} \alpha_{y(i,j)} \quad (9)$$

单位时间步长 (Δt) 的水量平衡以水位变化 (Z) 表示:

$$Z = \frac{1}{A} \left[\frac{Q_{net(i,j)}}{A} - R_{(i,j)} \right] \Delta t \quad (10)$$

式中: R 是土壤孔隙度, R 是由于下渗或深层水分注入等导致的土壤水分补给率, A 是格点面积。

次表面流计算中,所有格点循环计算两遍,首先是 X 方向,然后是 Y 方向,能量梯度线计算如下:

$$= S_{\alpha x(i,j)} - dz dx + |e^{-30} \quad (11)$$

式中, $S_{\alpha x}$ 为 X 方向地形坡度, $dz dx$ 为水位坡度:

$$dz dx = \frac{(Z_{i+1,j} - Z_{i,j})}{gsize} \quad (12)$$

其中 $gsize$ 是模式格点,水力学计算方程为:

$$hh = 1 - \frac{Z}{SOLDEP} \quad (13)$$

2.3 坡面流

坡面流示意图见图 4,它的计算使用完全不稳定,显示 2 维有限差分扩散波方程。与传统使用的运动波方程比较,扩散波方程更复杂一些,考虑了水波的停滞以及回退,扩散波方程是圣维南方程的简化,地表洪水波的 2 维连续性方程为:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{q_x}{\Delta x} + \frac{q_y}{\Delta y} = i_e \quad (14)$$

其中 h 是表面水流深度; q_x, q_y 分别是 x, y 方向单位流量; i_e 是地表径流。动量方程 x 方向的表达式为:

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{dh}{dx} \quad (15)$$

式中 S_{fx} 是 x 方向能量梯度线坡度, S_{ox} 是 x 方向地形坡度, dh/dx 是 x 方向地表积水深度变化。

要解方程(15), 需要知道 q_x, q_y , 在大多数水文模式中流量计算使用 Manning's 方程或 Chezy 方程, 这里用的是 Manning's 方程:

$$q_x = n_{ov}^{-1/2} h^{5/3} \quad (16)$$

其中,

$$n_{ov} = \frac{S_{fx}^{1/2}}{c}; \quad c = \frac{5}{3} \quad (17)$$

式中 n_{ov} 是地表粗糙系数, c 是单位调整系数。

Julien 发展的坡面流方程已经有效地应用于精细网格尺度, 尺度范围由 30 ~ 1 000 m, 这是因为坡面洪水波的波长小于 1 km, 微地形可以影响洪水波, 较粗的分辨率情况下, 洪水波的特征描述会受到影响, 而且由于地形平滑处理, 格点之间的地形坡度会有所降低, 这将降低动力波对地表水流的模拟能力。所以, 总的来说, 分辨率越是精细, 模拟结果会越好, 见图 4。

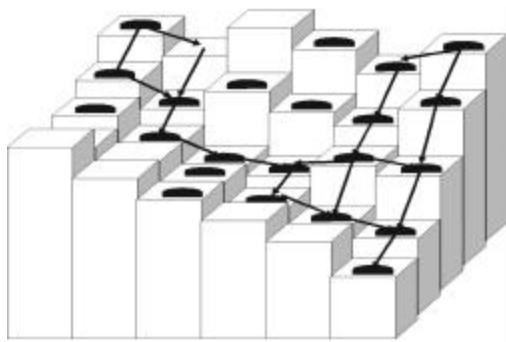


图 4 二维扩散波坡面流方案

Fig.4 2-dimention overland flow routing scheme

时间步长直接受格距影响, 为了防止洪水波能量频散, 时间步长的选取必须与格距相匹配。匹配原理依赖于波速(c), 依据 Choudhry^[28], 为了防止能量频散, Courant 数:

$$C_n = c(\Delta t / \Delta x) \quad (18)$$

应该接近 1.0, 而且 C_n 值的选取也会影响计算

的稳定性, 所以 C_n 应该小于 1.0^[29]。

坡面流计算所需的参数包括 x 方向地形坡度; y 方向地形坡度, 地表粗糙度, 最小持水深度。

只有表面水量超过最小持水量时才进行坡面流的计算。坡面流的计算过程中首先判断格点是否位于河道, 如果是, 进行河流流量计算, 然后计算能量梯度线坡度(S_{fc}):

$$S_{fc} = S_{\alpha(i,j)} - dh/dx + |e^{-30}| \quad (19)$$

其中 $S_{\alpha(i,j)}$ 是 x 方向地形坡度, dh/dx 是地表水面坡度:

$$dh/dx = (h_{i,j} - h_{i,j-1}) / dx \quad (20)$$

坡面流的计算公式如下:

$$Q_{sfc} = \frac{(S_{fc} / \text{ABS}(S_{fc})) h^{5/3} dt}{dx} \quad (21)$$

其中 $dh = h - \text{RETDEP}$ 。

Q_{sfc} 为正, 表示洪水波从该点前进, 负值表示洪水波后退。

3 次网格过程

以往的陆面水文过程研究大多以 off-line 方式运行, 只考虑了大气变化对陆面状况的影响, 没有研究土壤湿度变化对大气过程的影响。本文将次网格陆面水文参数化方案与大气模式耦合, 发展了高分辨陆面水文—大气耦合模式, 不仅可以考虑地面状况对天气变化的响应, 还可以研究地面水文过程对天气过程的影响。

最近很多研究^[30, 31] 显示次网格地形特征的描述对平均地表通量有很大影响。主要是由于许多重要的陆面过程发生在小尺度上, 这些尺度远小于全球大气环流和中尺度模式格点。例如前面提到的完全显式表达的坡面流方法, 适用的空间尺度就要小于或等于 1 km, 如果空间格距太大, 不仅不能抓住坡面洪水波特征, 而且地形坡度以及小尺度地形特征不能得到精确描述, 会降低对坡面流的模拟能力。

解决大尺度大气模式与小尺度陆面过程尺度问题的方法之一就是次网格降解/聚合。Hahmann 等^[30] 使用一种所谓的“精细网格模式界面”的次网格降解/聚合方案, 在陆面过程模式与大气模式耦合时, 在高于大气模式分辨率数倍的精细分辨率上运行陆面过程模式。他们的结果显示次网格降解/聚合方案可以显著提高对复杂的、非均匀地形条件下地表能量、水分通量的表达。鉴于陆面水文与中尺度大气模式尺度的不连续性, Molders 等^[31] 在中尺

度大气模式—水文模式的完全耦合过程中也运用一个次网格降解/聚合方案。出于同样的动机,在中尺度大气模式 MM5 与陆面水文过程耦合过程中我们也使用了这一方法,发展了高分辨陆面水文—大气耦合模式。为了尽量细致描述黑河流域非均匀下垫面,又不影响运算速度的条件下,中尺度大气模式水平分辨率取为 3 km,陆面水文过程空间分辨率为 1 km,降解系数为 3。

4 方案设计

分别采用耦合了改进前的 Noah 陆面过程 (Original) 和改进后的 Noah 陆面过程 (New) 的区域大气模式 MM5 对黑河流域上游 2003 年 6 月 23 ~25 日的降水过程进行模拟。模拟区域位于黑河流域上游 (96.6 ~102 °E, 37.3 ~42 °N), 图 5 (见图版) 是模拟区域。初始时间是 2003 年 6 月 23 日 08 时 (北京时间)。初始场利用 NCEP1 ° × 1 ° 再分析资料。

模拟时段为 3 天,水平分辨率为 3 km,模拟步长 9 s,每三小时输出一次结果。通过改进后 (New) 和改进前 (Original) 两套方案的模拟结果比较,揭示内陆河流域陆面水循环对大气场的影响。

物理过程参数化方案的选取分别为 MRF PBL 边界层参数化方案,简单冰相微物理过程,不采用积云参数化方案,云辐射方案, Noah 陆面过程方案。

5 模拟结果分析

5.1 土壤湿度与蒸发量

陆面水循环首先引起了地表蒸发量以及土壤湿度的改变 (见图 6)。地表总蒸发量中增加了地表积水蒸发,表现在模拟结果中为地表潜热通量增大 (见图 6a)。地表积水的再下渗首先引起最上层土壤湿度的变化 (图 6b), 随着进一步的下渗,逐步影响深层土壤湿度 (图 6c、d), 表层土壤湿度变化分布和潜热通量变化的空间相关系数为 0.74。坡面流

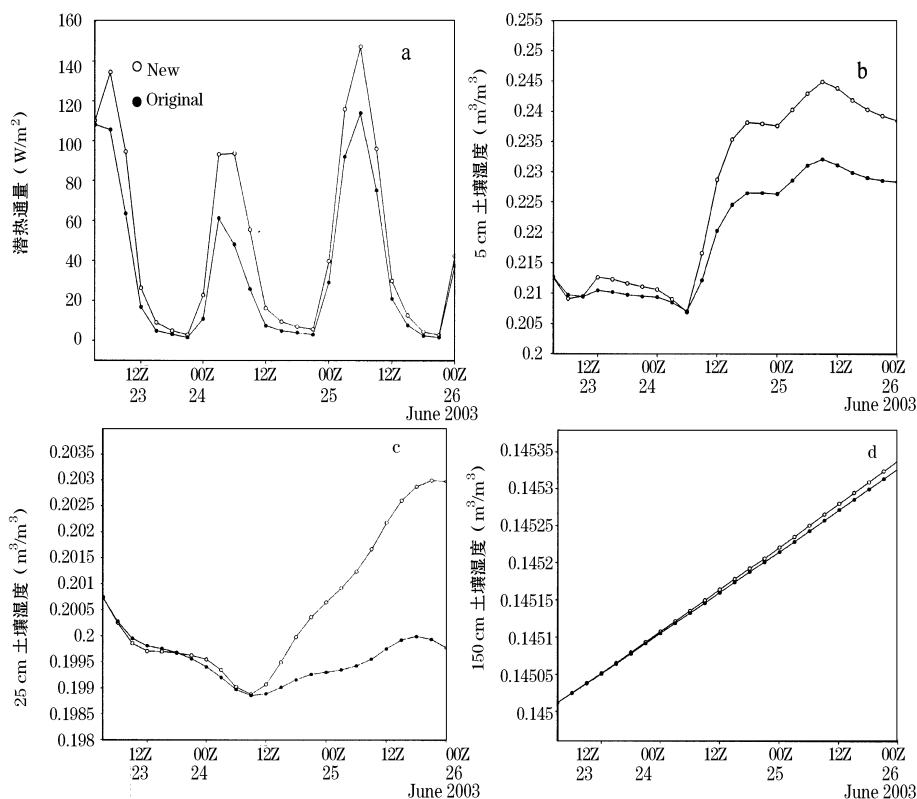


图 6 模拟的区域平均土壤湿度以及潜热通量

Fig.6 Simulated average soil moisture and latent heat flux over simulation region

(a: 5 cm 土壤湿度, b: 潜热通量, c: 25 cm 土壤湿度, d: 150 cm 土壤湿度)

(a: 5 cm soil moisture, b: latent heat flux, c: 25 cm soil moisture, d: 150 cm soil moisture)

改变了土壤湿度的水平梯度分布,这一结果与 David "of f-line" 运行 Router-Noah 的结论一致^[32,33],不过 David 进行的 of f-line 运行,没有进一步讨论土壤湿度变化对大气场分布的影响。这里运用陆面水文—大气耦合模式分析陆面水循环对大气过程的影响。

5.2 大气稳定度

蒸发增大,增大了近地层大气水汽含量,增大了近地层相当位温,从而引起大气稳定度的变化。大气稳定度由地表总体理查逊数确定^[34,35],计算公式为:

$$Ri_b = \frac{gz(z_{ov} - z_{sv})}{ov |V_0|^2} \quad (22)$$

式中 g 为重力加速度, z 为参考高度, ov 为参考高度有效位温, sv 为表面有效位温, V_0 为参考高度平

均速度。

陆面过程改进后 ov 的升高幅度没有 sv 大,所以地表总体理查逊数变小,大气稳定度会降低,图 7a 中纵坐标为稳定度指数 (regime) 值,定义为:

- (1) REGIME = 1; 夜间的稳定状态 ($Ri_b > 0.2$)
- (2) REGIME = 2; 湍流扰动 ($0.0 < Ri_b < 0.2$)
- (3) REGIME = 3; 强迫对流 ($Ri_b = 0.0$)
- (4) REGIME = 4; 自由对流 ($Ri_b < 0.0$)。

由图可见,利用改进的陆面方案 (New) 模拟的稳定度指数高于利用改进前方案 (Original) 模拟值,表明考虑地表水循环过程后,局地大气变得更加不稳定。由图 7b 可见,考虑陆面水循环后,导致了大气边界层高度升高,表明了湍流活动的增强,同样说明大气变得更加不稳定。

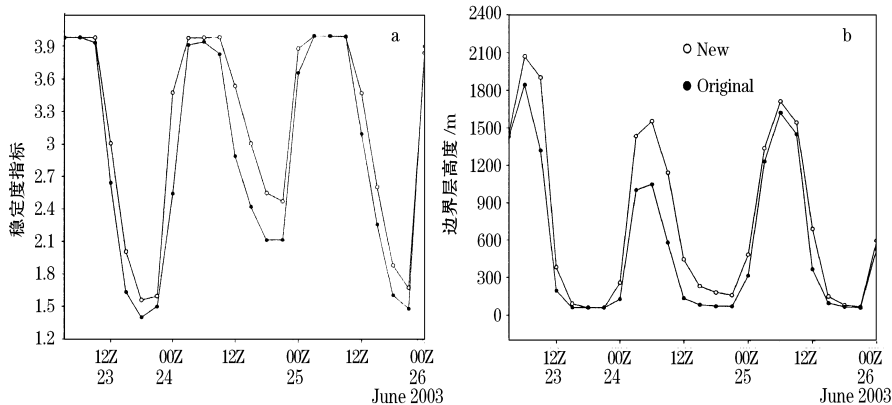


图 7 模拟的区域平均边界层稳定度以及边界层高度

Fig. 7 Simulated average boundary layer stability and height over simulation region

5.3 云结构

陆面水文过程的改变影响了整层大气的湿度分布,减小了中云和高云云量(见图 8a, b)(根据云高定义^[34]高海拔地区没有低云),云量变化 (New-Original) 与土壤湿度变化分布的空间相关系数均为负值。增大了云水含量以及雨水含量(见图 9a, b),云水含量以及雨水含量变化与土壤湿度变化分布的相关系数分别为 0.12 和 0.55。云量与云中水分含量的变化说明原始陆面过程下云多为干云,云量虽多,云中水汽含量却不高,而增加了陆面水循环过程以后,云体水平方向发展较小,覆盖面积小,但是在垂直方向发展比较旺盛,加之近地层湿度的增大,从大气底层向云中输送更多的水汽,使得云中垂直运动更加复杂,云滴间碰撞较原始方案剧烈,更多的水

汽凝结为云滴,云滴凝结为雨滴,雷达回波强度变化与土壤湿度变化分布的空间相关系数分别为 0.62。两方案模拟的云水、雨水含量差表明陆面水循环过程对云水含量的影响主要体现在酝酿阶段,对雨水含量的影响主要体现在降水初期,总之,陆面水循环改变了云中垂直运动。

5.4 能量要素

由图 10 知,改进陆面过程以后增大了区域平均到达地面短波辐射,地面温度升高,地面感热通量增大,近地层气温也相应增大,构成一种正循环,进一步促进了大气的不稳定性,增强对流运动,直到 24 日晚大规模降水开始,云中雨水含量开始降低,说明降水过程趋于结束。

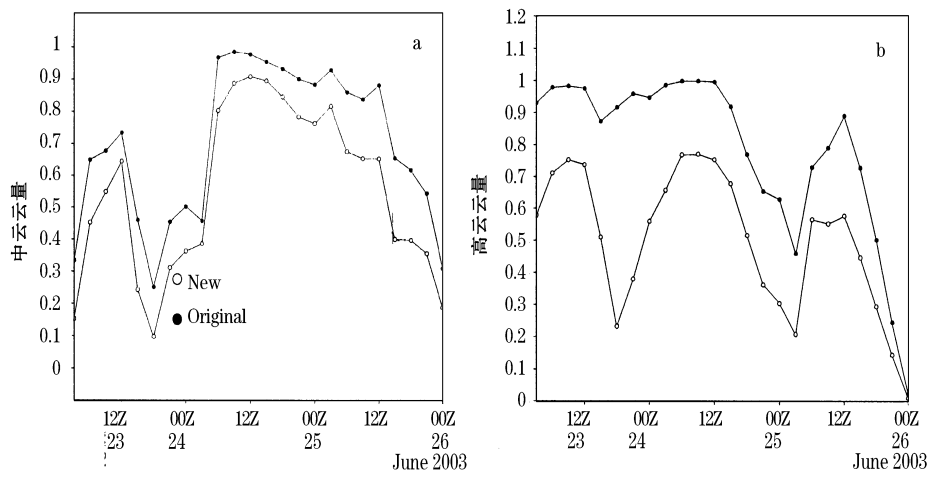


图 8 区域平均中云(a)、高云(b)云量随时间变化

Fig.8 Variation of simulated average middle and high cloud fraction over simulation region

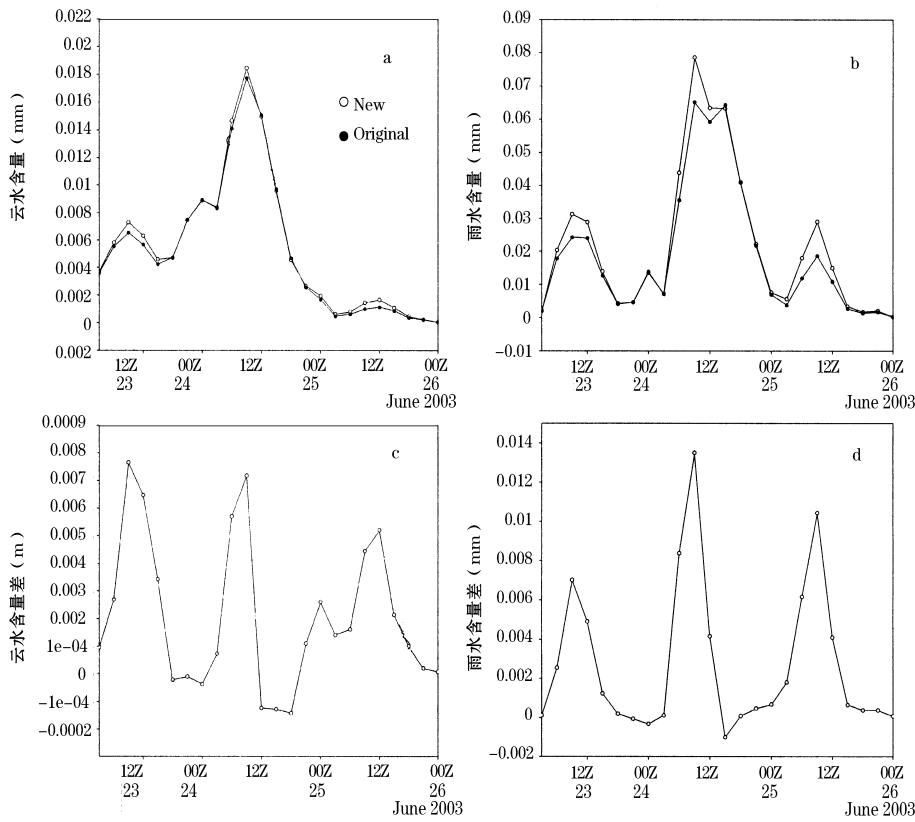


图 9 区域平均云水含量(a)、雨水含量(b)、云水含量差(c)、雨水含量差(d) (new-original) 随时间变化

Fig.9 Variation of simulated average accumulated cloud water(a), rain water(b), difference of cloud water and rain water (new-original) over simulation region

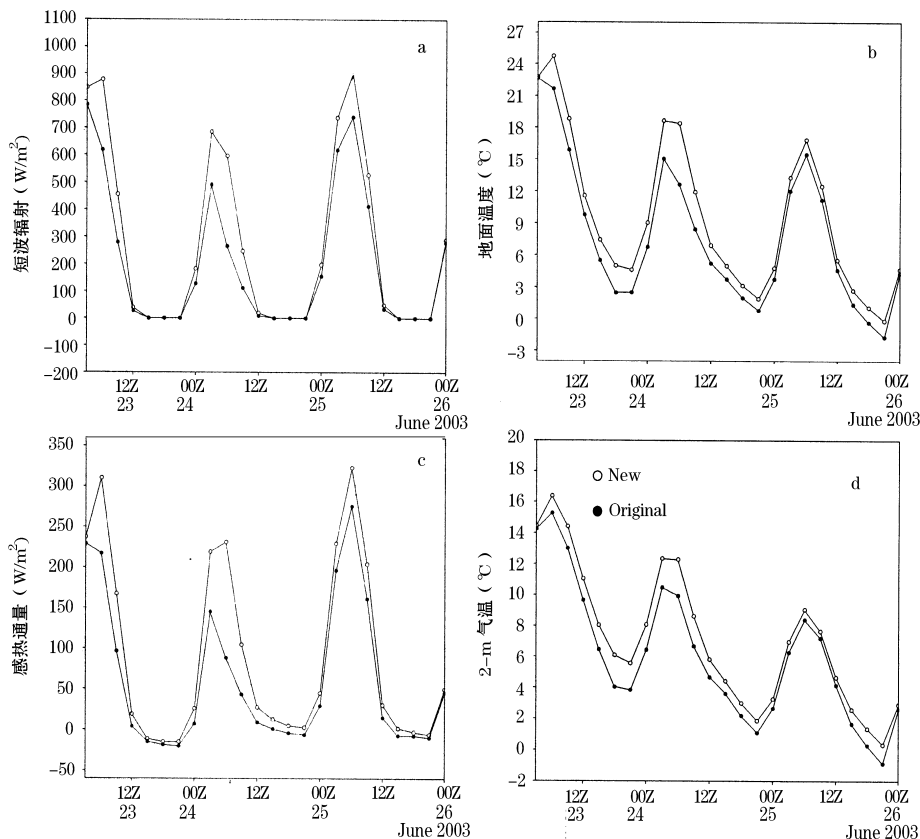


图 10 区域平均到达地面短波辐射(a)、地面温度(b)、地面感热通量(c)、近地层气温(d)随时间变化
 Fig.10 Variation of simulated downward solar radiation(a), ground temperature(b), sensitive heat flux(c) and 2-m air temperature over simulation region

5.5 降水

模式改进引起了降水场的变化,土壤湿度变化分布与降水场变化的空间相关系数高达 0.85,说明土壤湿度变化场的分布与降水场的变化分布非常一致。通过与观测比较可见改进前模拟的降水量偏小,加入了陆面水循环过程后增大了山区降水量,雨区内区域平均降水量增大了约 40 mm(图 11),具体到每个测站表现不同。山区测站降水量的模拟值均有 10%~20%的提高(表 1)。降水模拟值整体偏小,主要是因为受初始状况影响较大。所以准确的山区降水模拟需要更加完善的数据同化技术。

6 总结与讨论

传统的陆面水文过程只考虑了垂直方向的水分运移,比较适合平坦地区的模拟,而在地形坡度较大的山区只考虑垂直方向的水分移动是不够的,尤其

是目前随着计算机条件提高,分辨率越来越高,地表水以及土壤水的侧向流动成为山区水文过程必须考虑的部分。同时,目前的陆面过程模式中的径流量

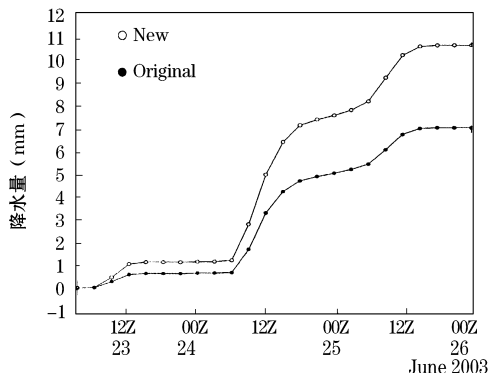


图 11 区域平均降水量
 Fig.11 Average precipitation over the simulation region

表 1 降水量模拟值与观测值比较

Table 1 Comparison of simulated and observed precipitation at stations in the upper reaches of the Heihe River Basin

| 降水量(单位 mm) | 观测 | 降水量(Original) | 降水量(New) |
|------------|------|---------------|----------|
| 水函所 | 18.1 | 10 | 12 |
| 托勒 | 25.8 | 8.6 | 13.0 |
| 野牛沟 | 34.8 | 4.2 | 5.8 |
| 祁连 | 32.8 | 2 | 5.6 |

是作为诊断量处理,不参与运算。针对以上问题,对 Noah 陆面过程模式进行了改进,增加了地表积水和积水蒸发、坡面汇流方案、次表面流方案,并且将 Routing 模块通过次网格过程与大气中尺度模式 MM5 耦合,发展了高分辨率大气—水文耦合模式,不仅可以考虑地面状况对天气变化的响应,尤其可以研究地面水文过程对天气过程的影响。进而运用发展的高分辨陆面水文—大气耦合模式,在西北干旱区黑河上游山区进行初步应用,研究内陆河流域水循环过程对大气过程的影响。研究结果表明加入了陆面水循环过程以后,引起了大气场的一系列变化,首先影响了土壤湿度以及蒸发量的变化,进而对局地大气稳定度发生影响,进一步对云结构有很大影响,热量分布发生变化,对降水分布以及降水量也产生了一定的影响。

然而,此次试验陆面水文过程对降水的增强作用是建立在大尺度环流不稳定基础之上的,对稳定层结条件下可能的影响还需要进一步研究。

参考文献(References):

[1] Manabe. A study of the interaction between the hydrological cycle and climate using a mathematical model of the atmosphere. Report on meeting on weather-food interactions[R]. Massachusetts Institute of Technology, 1975, 21-45.

[2] Rowntree P R, Bolton J A. Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe[J]. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 1983, 109, 501-526.

[3] Walker J, Rowntree P R. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical mode[J]. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 1977, 103, 29-46.

[4] Sud Y C, Fennessy M. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLASGCM[J]. Journal of Climate, 1982, 2, 105-125.

[5] Shukla J, Mintz Y. A study of the influence of land surface evapotranspiration on the Earth's climate[J]. Science, 1982, 215: 1498-1501.

[6] Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S, et al. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—a numerical

experiment[J]. Monthly Weather Review, 1984, 112, 475-490.

[7] Hansen J, Russel G, Rind D, et al. Efficient three dimensional global models for climate studies, Model I and II[J]. Monthly Weather Review, 1983, 111, 609-662.

[8] Rind. The influence of vegetation on the hydrologic cycle in a global climate model[C]. Hansen J E, Takahashi T, eds. Climate Processes and Climate Sensitivity, Monograph 29, American Geophysical Union, 1984, 73-91.

[9] Laval K, Picon L. Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate[J]. Journal of Atmospheric Science, 1986, 43: 2418-2429.

[10] Stanley B, Trier, Fei Chen, Kevin W. Manning. A Study of convection initiation in a mesoscale model using high-resolution land surface initial conditions[J]. Monthly Weather Review, 2004, 132, 2954-2976.

[11] Teddy R Holt, Dev Nyogi, Fei Chen, et al. Effect of land-atmosphere interactions on the IHOP 24-25 May, 2002 Convection case[J]. Monthly Weather Review, 2006, 133, 113-134.

[12] Chen Fei, Thomas T Warner, Kevin Manning. Sensitivity of Orographic moist convection to landscape variability: A study of the Buffalo Creek, Colorado, flash flood case of 1996[J]. Journal of Atmospheric Science, 2001, 58, 3204-3223.

[13] Gao Yanhong, Lu Shihua, Cheng Guodong. Simulation of rainfall and watershed convergence Process in upper reaches of Heihe River Basin[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2004, 47(suppl. I): 1-8.

[14] Mitchell K, Collaborators. The Community NOAH Land Surface Model User's Guide[M/OL]. http://ftp.emc.ncep.noaa.gov/nmb/gcp/ldas/noahsm/ver_2.5.2/, 2002.

[15] Mahrt L, Pan H L. A two-layer model of soil hydrology[J]. Bound-Layer Meteorology, 1984, 29, 130.

[16] Pan H L, Mahrt L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development[J]. Bound-Layer Meteorology, 1987, 38, 185-202.

[17] Chen Fei, Mitchell K, Schaake J, et al. Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations[J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101, 7251-7268.

[18] Chen F, Janic Z, Mitchell K E. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model[J]. Bound-Layer Meteorology, 1997, 85, 391-421.

[19] Chen F, Mitchell K E. Using the GEWEX/SLSCP forcing data to simulate global soil moisture fields and hydrological cycle for 1987-1988[J]. Journal of Meteorological Society of Japan, 1999, 77, 167-182.

[20] Wood E F, Lettenmaier D P, Kian X, et al. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas river basin experiment 1. Experiment description and summary intercomparisons[J]. Global and Planetary Change, 1998, 19, 115-135.

[21] Bowling L C, Lettenmaier D P, Nijsen B, et al. Simulation of

- high latitude hydrological processes in the Tomokaix basin : PLPS Phase 2(c)1 : Experiment description and summary inter-comparison [J]. *Global and Planet Change* , 2003 , 38 : 1-30 .
- [22] Chen F , Dudhia J , Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system . part I : Model implementation and sensitivity [J]. *Monthly Weather Review* , 2001 , 129 : 569-585 .
- [23] Yucel I , Shuttleworth W J , Washburne J et al . Evaluating NCEP Eta model derived data against observations [J]. *Monthly Weather Review* , 1998 , 126 : 1977-1991 .
- [24] Angevine W M , Mitchell K E , Evaluation of the NCEP mesoscale Eta model convective boundary layer for air quality applications [J]. *Monthly Weather Review* , 2001 , 129 : 761-775 .
- [25] Marshall C H , Crawford K G , Mitchell K E , et al . The impact of the land-surface physics in the operational NCEP Eta model on simulating the diurnal cycle : Evaluation and testing using Oklahoma Mesonet data [J]. *Weather and Forecasting* , 2003 , 18 (5) : 748-768 .
- [26] Wigmosta M S , Lettenmaier D P . A comparison of simplified methods for routing topographically driven subsurface flow [J]. *Water Resources Research* , 1999 , 35 (1) : 255-264 .
- [27] Wigmosta M S , Vail L W , Lettenmaier D P . A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain [J]. *Water Resources Research* , 1994 , 30 (6) : 665-679 .
- [28] Chaudhry M H . *Open Channel Flow* [M] . Prentice Hall , 1993 : 483 .
- [29] Downer Cary W , Nelson E J , Byrd A , et al . Using WMS for GSSHA Data Development [R] . A primer . Brigham Young University-Environmental Modeling Research Laboratory , 2002 .
- [30] Hahmann A N , Dickinson R E . A fine-mesh land approach for general circulation models and its impact on regional climate [J]. *Journal of Climate* , 2001 , 14 : 634-646 .
- [31] Molders N , Ruhaak W . On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land use changes-an integrated modeling approach [J]. *Atmospheric Research* , 2002 , 63 : 3-8 .
- [32] Gochis D J , Chen F . Hydrological Enhancements to the Community North Land Surface Model . NCAR / TN-454 +STR , NCAR Technical Note [M] . Research Applications Program , National Center for Atmospheric Research , Boulder , Colorado , 2003 .
- [33] Gochis D J , Chen F . Implementation and testing of a grid-based routing scheme in the NOAA land surface model [R] . Abstract presented at the EGS-AGUEEUG Joint Assembly . Nice , France , April , 2003 .
- [34] Georg A , Grell , Jimmy Dudhia , David R Stauffer . A Description of the Fifth-Generation Penn State / NCAR Mesoscale Model (MM5) . NCAR / TN-398 +STR , NCAR Technical Note [M] . 1995 : 37-90 .
- [35] M Ek , Mahrt L . OSU 1-D PBL Model Users Guide . Version 1.0.4 . A one-Dimensional Planetary Boundary Layer Model with Interactive Soil Layers and Plant Canopy [Z] . Department of Atmospheric Sciences , Strand Agriculture Hall , Room 326 , Oregon State University , Corvallis , Oregon 97331-2209 , USA , March , 1991 .

Coupling of Enhanced Land Surface Hydrology with Atmospheric Mesoscale Model and Its Implementation in Heihe River Basin

GAO Yan-hong¹ , CHENG Guo-dong¹ , CUI Wen-rui¹ ,

CHEN Fei² , David Gochis² , YU Wei²

(1 . Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute , CAS , Lanzhou 730000 , China ;

2 . National Center for Atmospheric Research / RAP , Boulder , Colorado , USA)

Abstract : Hydrological processes are described in detail in modern land surface models , in while water move vertically . It is proper to be used in plateau more than mountainous region , where the water flow laterally more than in vertical direction . High-resolution simulation become reality as the compute capability boosts . Lateral routing flow of surface water and subsurface soil water become necessary in land surface simulation in mountainous regions . Meanwhile , runoff is treated as a diagnose variable and does not take part in the water moving in modern land surface models . Based on all of these , Noah model coupled with MM5 was enhanced . The evaporation of pond water and re-infiltration were taken into account in the land surface model . And the overland routing and subsurface routing parameterization were added into land surface scheme . Routing module is linked with MM5 through the disaggregating / aggregating method . Then , the high-resolution atmosphere-hydrology coupling model suitable for mountainous regions was developed . Using this developed atmospheric-hydrologic coupling model , the rain fall event on June 23-25 , 2003 in Heihe River basin was simulated to study the feedback of land surface water cycle in atmosphere . It is indicated that the atmospheric fields were influenced by land surface water cycle process at large extent . Not only , the soil moisture and evaporation increased . but also , boundary layer stability is weaken . Then , the cloud water and rain water were affected and Precipitation was enlarged .

Key words : Land surface hydrology process ; MM5 ; Lateral routing flow ; Heihe river basin .