

文章编号: 1000-2022(2006)02-0158-08

区域气候模式 (RegCM2) 与水文模式耦合的数值试验

张红平, 周锁铨, 薛根元, 孙 琪

(南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室, 江苏 南京 210044)

摘 要: 建立不均匀的地表径流算法, 修改 RegCM2 的径流方案, 设计了一个适合与气候模式 RegCM2 耦合、能模拟水文站流量的汇流模式, 模拟了 1998 年 6、7、8 月降水的空间分布, 分析了该径流方案对降水、地表热量通量、地表径流、土壤湿度产生的影响。结果表明: (1) 该方案在模拟 1998 年长江流域降水空间分布上有一定的合理性, 在一定程度上改善了降水量的模拟, 其影响大致是总降水量的 10%; (2) 地表径流方案改变了地面向大气输送的热量通量, 这种作用随时间发生变化, 这种变化与地表水分的再分配有关; (3) 本方案计算的土壤渗透率较强, 在暴雨初期, 产生径流较少, 而在暴雨后期土壤湿度增大, 产生的地表径流较大, 这一点更符合洪水形成的特点; (4) 水文—气候耦合模式模拟了两个长江水文站的流量, 模拟值基本反映了实测值的变化趋势, 也表明耦合模式基本能反映 1998 年夏季长江流域大暴雨期间的地表水文过程。

关键词: 区域气候模式; 水文模式; 耦合

中图分类号: P333 **文献标识码:** A

Numerical Experiment of the Coupling of RegCM2 and a Hydrological Model

ZHANG Hong-ping ZHOU Suo-quan XUE Gen-yuan SUN Qi

(Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster NU IST, Nanjing 210044 China)

Abstract Replacing the RegCM2 runoff scheme with the heterogeneous surface runoff algorithm which is suitable to the bosen and compact soils, this paper designs a hydrological model being coupled with RegCM2 and simulates the discharges of the two important hydrological stations in the Yangtze basin, which are verified by the observation value. The monthly precipitation of June, July and August 1998 during the rain storms is simulated by the coupling model, and the impact of the runoff scheme on simulated precipitation, surface heat fluxes, runoff and soil moisture is analyzed. The results show that (1) the runoff scheme is reasonable for simulating the precipitation distribution during the rain storms in 1998, and improves to some extent precipitation simulation, about 10% of total precipitation; (2) the runoff scheme changes timely the heat fluxes from the surface to the atmosphere which are connected with the re-assignment of the surface water; (3) this scheme enhances the soil infiltration, resulting in less runoff during the early period of rainstorm, and more runoff during the last period; (4) the consistency of simulated and ob-

收稿日期: 2004-05-19 改回日期: 2005-03-16

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (2001CB309404); 国家自然科学基金海外杰出青年合作项目 (40128001/D05: 49375248)

作者简介: 张红平 (1969-), 男, 陕西咸阳市人, 硕士. E-mail: zhanghp9988@sohu.com.

served discharges shows that the coupling model has capacity to represent the hydrological process in the Yangtze basin during the heavy rainstorms in 1998

Key words regional climate model; hydrological model; coupling

0 引言

地球水文循环由许多部分组成, 主要包括降水、地下水、蒸散、冰、河流及融雪径流。降水超过陆地蒸发的净水汽通量主要来自海洋, 大陆径流又返回到海洋, 以保持全球大陆和海洋之间长期处于一个水分平衡状态。气候变化影响了人类赖以生存的全球水资源的分布, 河流径流是地球水资源分布和水文循环的一个重要方面, 也是气候系统的一个主要部分, 因此研究河流流量, 尤其是长江这样的大河流的流量变化, 有着重要意义。

从目前地气系统相互作用的研究成果来看, 虽然已发展了许多陆面过程模式^[1-4], 考虑了生物圈的作用^[5-7]以及地面的蒸发作用, 但地表径流的计算是气候模式中相对不准确的部分^[8], 这是因为对陆地水圈与大气圈之间的相互作用尚不清楚。气候模式中许多与径流有关的方案计算产生的差异相当大, 很难辨别哪种计算方案更好。因为径流的计算受到降水、蒸发和渗透的影响, 所以尽管许多陆面过程模式考虑了地表水文过程, 但是很难在 GCM 中准确表示地表径流, 因此应该将大气、陆面、地表水作为一个完整的系统进行研究^[9-10], 需要既能正确表述陆面水文过程, 又能很容易与气候模式耦合的水文模式。Russell等^[11]为了表明大气环流模式中河流径流的计算可以用来诊断气候模式, 用 Hansen等^[12]的全球大气环流模式, 计算全球 20 条最大河流的径流量, 考虑了模式降水、地下蓄水、土壤类型、植被及蒸发对流量的影响, 显示出大气环流模式能计算全球主要河流的流量。Dickinson等^[13]、Giberg等^[14]将有限区域中尺度模式与生物圈—大气圈传输方案耦合, 对美国西部的气候进行了模拟, 揭示了流域水平衡的季节变化性, 表明流域水平衡模拟的好坏与不同的气候背景设置有关。Miller等^[15]利用 NASA 的 GCM 计算 $4^\circ \times 5^\circ$ 网格上的径流, 将全球河网定义在 $2^\circ \times 2.5^\circ$ 的格点上, 计算了年平均流量、月流量。可见气候与水文的耦合模拟可以实现, 但还处在一个不太成熟的阶段, 所作的研究工作也比较少, 对长江流域还没有开展这方面的研究。

本文主要对气候—水文耦合模式的两个方面进行研究: 修改地表径流的计算公式, 建立汇流模式;

将气候模式与水文模式耦合。研究发现, RegCM 2 中使用 BATS 的地表径流算法, 可能存在一定的不足^[16]。本文利用不均匀的地表径流算法 (这一算法适用于疏松土壤和紧密土壤, 它也可以表示一种蓄满产流的形式^[17]); 设计了一个在网格上与气候模式 RegCM 2 耦合的水文模式, 模拟了 1998 年长江流域夏季大暴雨期间降水的空间分布特征, 利用耦合模式计算了武汉和宜昌两水文站的流量, 并与实测值进行了对比。

1 气候模式及研究区域

本文所使用的大气环流模式为 RegCM 2, 其动力学框架是以中尺度数值模式 MM4 为基础的。该模式已与生物圈—大气圈传输方案 (BATS) 耦合^[18-19], 加入了 CCM 2 的辐射传输方案, 并对积云对流参数化、土壤温度、土壤湿度等物理过程进行了改进, 发展成了具有区域意义的气候模式。国内利用 RegCM 2 在模式的适应性、模式检验、物理过程参数化、边界条件和初值问题, 以及有关中国区域特定的地理环境和气候条件方面, 做了许多工作^[20-22]。本文修改了 RegCM 2 模式中的地表径流方案, 并将气候模式与水文模式耦合, 探讨气候模式与大尺度水文模式耦合的可能性, 研究陆地和大气之间的相互作用。

长江流域位于研究区域的中部, 覆盖中国大部分地区, 模式的格距是 $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$, 经纬向格点数为 51×121 。垂直方向取 σ 坐标, 分为 10 层, 分别为 $\sigma = 0.0 \ 0.15 \ 0.30 \ 0.45 \ 0.60 \ 0.75 \ 0.85 \ 0.93 \ 0.97 \ 0.99 \ 1.0$ 。初始物理场和边界条件使用 NCEP/NCAR $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ 分辨率的再分析资料 (1998 年 5 月 1 日—8 月 31 日), 气候模式的时间步长为 120 s, 从 5 月 1 日 00:00 时积分到 8 月 31 日 00:00 时, 分析 6 月、7 月和 8 月的模拟结果。陆面过程模式的时间步长为 1 h, 水文模式的时间步长为 1 d。水文模式使用 Vitek 提供的模式, 采用 Manning 方程计算流速、确定地形关系, 以定义气候模式分辨率下的数字化河网形态。

2 地表径流算法

野外研究表明, 地表径流主要是两种机制产生

的:超渗流和饱和流。土壤属性的空间变化性、前期的土壤性质、地形和降水都将影响到地表径流的产生。在 BATS(原先 RegCM2 使用的陆面过程模式)地表径流参数化中,并没有使用物理方法来表示两个径流产生的机制,即没有考虑流域的地表不均匀性对地表径流的影响,本文采用另一种径流算法,以改善 RegCM2 中 BATS 的地表径流算法。

假定在土壤含水量满足以前不产生径流,而在土壤含水量满足以后则产生径流。产生的径流分为地表径流和地下径流两部分。湿润地区由于降雨充沛,地下水位高,不饱和土壤不薄,上层虽然被蒸发而含水量较低,但下层常达到田间持水量,不饱和土壤含水量不大。此外,在湿润地区或非湿润地区的多雨季节,植被茂盛,土壤覆盖层向下渗透率较大,在流域内的大部分土地上,当土壤缺水没有满足时,所有的降水都被吸收,而不会产生径流^[22]。可见决定径流的是降水量和土壤的渗透率之间的关系,或土壤渗透与土壤缺水之间的对比,径流主要由土壤缺水量和土壤渗透率决定。但是有些地区植被稀疏,土壤紧密,土壤对降水的渗透率较差,降水强度常常比土壤的渗透率大,即使较小的降雨,也能产生地表径流,径流由降水强度和土壤渗透率决定。为此,需要建立能既适用于湿润地区,也适用于土壤紧密地区的通用可变渗透率 (GVIC) 径流计算方案。设流域平均土壤渗透率随时间的变化为^[23]

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt}. \quad (1)$$

$$\text{由 (1) 得: } f(t) = f_0 e^{-kt} + f_c (1 - e^{-kt}). \quad (2)$$

$$\text{令} \quad f_1(t) = f_0 e^{-kt}, \quad (3)$$

$$f_2(t) = f_c (1 - e^{-kt}). \quad (4)$$

式中: $f(t)$ 是 t 时刻流域空间平均的渗透率, f_c 是流域空间平均的渗透率, f_0 是土壤干燥时流域空间平均的渗透率, k 是土壤物理特性参数,表示渗透率随时间的递减系数。设土壤在 t 时刻的水分为 $w_s(t)$, 并设该土壤水分是经历了 $0 \sim t$ 时间的水分渗透所产生的,那么土壤水分可以表示成

$$w_s(t) = \int_0^t f dt = \frac{f_0}{k} (1 - e^{-kt}). \quad (5)$$

当 $t \rightarrow \infty$ 时, $w_s(t \rightarrow \infty) = f_0/k = W$ 为田间持水量。则在时段 t 到 $t + \Delta t$ 内流域的渗透率和排水率分别为

$$\bar{f}_{\Delta t} = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} [(f_0 - f_c) e^{-kt} + f_c] dt \quad (6)$$

$$\bar{j}_{\Delta t} = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} f_c (1 - e^{-kt}) dt \quad (7)$$

积分上式,并利用土壤含水量 $w_s(t)$ 和田间持水量的表达式,得到

$$\bar{f}_{\Delta t} = \frac{1}{\Delta t} (W - w_s(t)) (1 - e^{-k\Delta t}) + f_c \left[1 - \frac{W - w_s(t)}{\Delta t \cdot k \cdot W} (1 - e^{-k\Delta t}) \right], \quad (8)$$

$$\bar{j}_{\Delta t} = f_c - \frac{f_c}{\Delta t \cdot k} e^{-kt} (1 - e^{-k\Delta t}). \quad (9)$$

在假定土壤渗透率方程时,描述的是流域平均的土壤渗透率,实际在整个流域,各地土壤的渗透率差别是十分显著的,为此用以下方法考虑土壤渗透率的空间不均匀性,设 f 为流域中某地的土壤渗透率,则在整个流域土壤小于等于这一渗透率的面积占总面积的比为

$$\alpha = 1 - \left[1 - \frac{f}{f_{\max}} \right]^n. \quad (10)$$

这就是流域分布曲线, $f_{\max}$ 为流域内最大土壤渗透率。由此可以得到某一时刻流域平均的土壤渗透率为 $\bar{f}_{\Delta t} = \int f d\alpha$, 积分得到

$$\bar{f}_{\Delta t} = \frac{f_{\max}}{(1+n)}. \quad (11)$$

小于等于 α 面积的土壤渗透率都小于流域的平均降水强度 p , p 减去 f 即为径流 r 。利用渗透曲线,及全流域分布曲线,从 $0 \sim p$ 积分,得

$$r = \int_0^p f d\alpha = p - \frac{f_{\max}}{1+n} \left[1 - \left(1 - \frac{p}{f_{\max}} \right)^{1+n} \right]. \quad (12)$$

将式中的 $f_{\max}$ 代换掉,得

$$r = p - \bar{f}_{\Delta t} \left[1 - \left(1 - \frac{p}{(1+n)\bar{f}_{\Delta t}} \right)^{1+n} \right], \quad (13)$$

则在 Δt 时间内平均的径流量为

$$R_s = P - \Delta t \cdot \bar{f}_{\Delta t} \left[1 - \left(1 - \frac{P}{(1+n)\bar{f}_{\Delta t}} \right)^{1+n} \right]. \quad (14)$$

其中: P 为 Δt 时间内的降水量。

3 汇流模式

假设 GCM 水文参数化输出两个径流值:地面径流和地下径流,因此假设汇流模式包括暴雨的地面蓄水以及地下蓄水两部分,这两个蓄水中由于不同的水传输机制,其时间尺度是有差别的,地下蓄水输送要比地面蓄水慢得多。此外,还假设地下蓄水向地面蓄水反馈,地面蓄水通过河网连接起来。根据质量守恒原理,则汇流模式的连续方程为^[24]

$$\frac{ds_s}{dt} = Q_{si} + Q_{sr} + Q_g - Q_{so} \tag{15}$$

$$\frac{ds_g}{dt} = Q_{gr} - Q_{go} \tag{16}$$

其中: s_s 是地面蓄水, s_g 为地下蓄水, Q_s 为地面水流, Q_g 为地下水流, Q_{si} 是网格地面径流 (由 GCM 网格地面水径流得到), Q_{gr} 是网格地下径流 (由 GCM 网格地下水径流得到), Q_{si} 是由邻近网格的地面水流入量, t 是时间。

假设这两个蓄水线性正比于流出的径流量 $s(t) = kQ(t)$, k 是时间量纲的常数, 在方程应用到每个汇流网格时, 通过河网将 Q_{si} 连接起来。将 Q_{si} 表示为

$$Q_{si} = Q_{sN} + Q_{sNE} + Q_{sE} + Q_{sSE} + Q_{sS} + Q_{sSW} + Q_{sW} + Q_{sNW} \tag{17}$$

其中: 下标 N、NE、E、SE、S、SW、W 和 NW 为网格水流的方向。对上述微分方程进行数值求解。作者提出如下差分方程, 它具有比 Dooge 方法更高精度的二阶近似

$$Q_s^{t+1} = Q_s^t \left(1 + \frac{\tau^2}{2k^2} - \frac{\tau}{k} \right) + \frac{\tau}{2k} Q^{t+1} + \left(\frac{\tau}{2k} - \frac{\tau^2}{2k^2} \right) Q_s^t \tag{18}$$

其中: $Q = Q_{si} + Q_{sr} + Q_g$, τ 为路径模式的时间步长 (取 1 d)。设 k_g 是地下水延迟时间, 考虑边界条件和积分因子 e^{-t/k_g} , 得到 $Q_g(t)$ 的表达式

$$Q_g(t) = e^{-t/k_g} Q_g(t-1) + (1 - e^{-1/k_g}) Q_{gr}(t) \tag{19}$$

4 降水模拟结果

本文首先利用 RegCM 2 模拟了 1998 年夏季月降水量, 为了检验降水模拟的效果, 以下的结果都与中国气象局提供的 160 站月平均降水量实测资料 (图略) 作比较。图 1a 是模拟的 6 月降水分布, 长江以南地区 500 mm 以上的雨带强度、300 mm 的降水范围与实况一致, 中心强度达到 700 mm 以上 (实测 1 000 mm); 第 2 个降水中心位于 110°E, 25°N 附近, 模拟降水量为 550 mm (实测为 700 mm); 在青藏高原东部, 长江上游地区也有一降水中心, 中心最大降水达到 350 mm。7 月 (图 1b) 模拟的鄂、赣的降水中心位置在 105~ 120°E, 30°N 附近, 与实际观测情况一致, 降水量不到 500 mm, 比实测略低; 华南地区的降水中心位于 110°E, 22°N 左右, 比实测降水量大; 此外在青藏高原的东侧, 长江上游地区, 110°E, 25~ 30°N 之间存在一降水中心, 中心最大强度为 300~ 500 mm, 这与实测的结果也是一致的。可见 7 月模拟的降水强度与实测基本一致, 但降水中心位置与实测有一定的差异。8 月 (图 1c), 从青藏高原东部到山东半岛有一明显的降水带, 最大降水量 300 mm 以上, 在 100°E, 30°N 附近; 110°E, 30°N 附近分别有两个降水量达到 550 mm、400 mm 以上的中心, 这一降水带和降水中心与实测也是一致的; 同时在华南大部月降水量有 100~ 300 mm, 其中广东、广西沿海北部湾地区的最大降水量达到 300~ 500 mm 以上, 实测资料也显示在华南地区、雷州半岛有一降水带, 中心强度达 200 mm 以上。

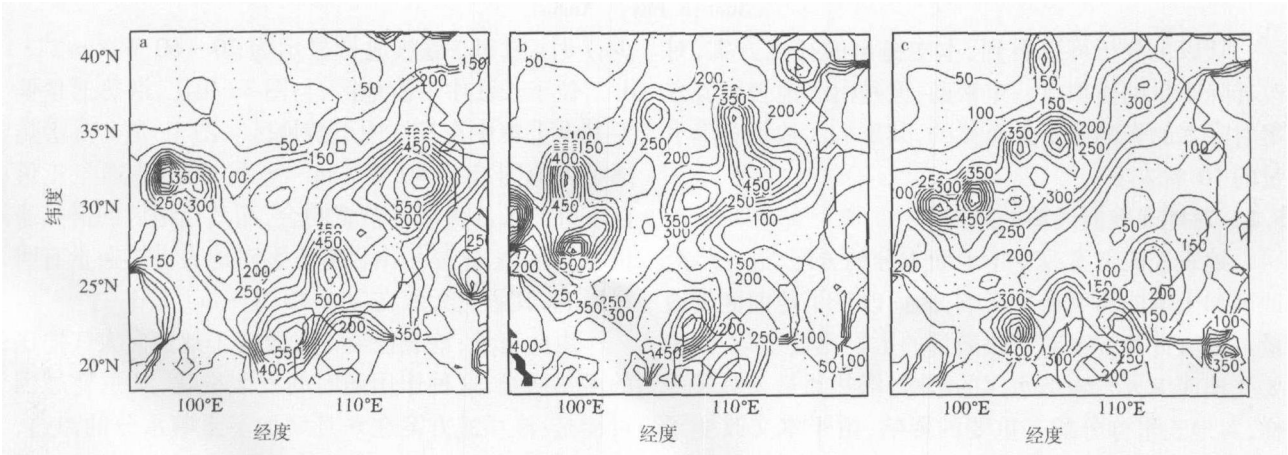


图 1 RegCM 2 模拟的 1998 年 6—8 月长江流域降水量 (单位: mm)
a 6 月; b 7 月; c 8 月

Fig 1 Simulated precipitation in the Yangtze Basin by RegCM 2 from July to August 1998 (units mm)
a June; b July; c August

5 地表径流方案的影响

5.1 对降水的影响

地表径流方案对大气降水产生间接影响。本文分别用两种径流计算方案模拟了降水,图2是这两种方案模拟降水的差值。实线是正差值,表示本方案模拟的降水偏多,虚线是负差值,表示本方案模拟的降水偏少。从降水偏差的空间分布是否合理、是否能改善原方案模拟的降水量及降水分布,判定地表径流方案的作用。6月(图2a),在105~120°E,30°N,有一个明显的降水量正偏差,约占模拟降水量的10%,同时在110°E,30~35°N为负偏差,该区域在图1a中也表现为降水量相对较少;20~25°N

区域的降水量负偏差为5mm,因此模拟的结果是进一步增强了长江流域大雨区的降水量。7月(图2b),在115°E,30°N左右有一个正值中心,中心最大值为30mm左右,这一中心的位置与图1b的450mm降水中心相一致,使降水量增加到500mm左右,与实测更为一致;在这一中心的北部,是降水负偏差区,减少了图1b中115°E,35°N处的降水量,而这一降水区域与实测相比,较为偏北。110°E,40°N处,也有一个降水正偏差中心,这与实测降水分布相一致。8月(图2c),降水正偏差区域与图1c中降水带一致,最大正偏差约为30mm,中心位于110°E,30°N附近;在105°E以西、青藏高原以东地区,也为正偏差区,偏差值为10~15mm。

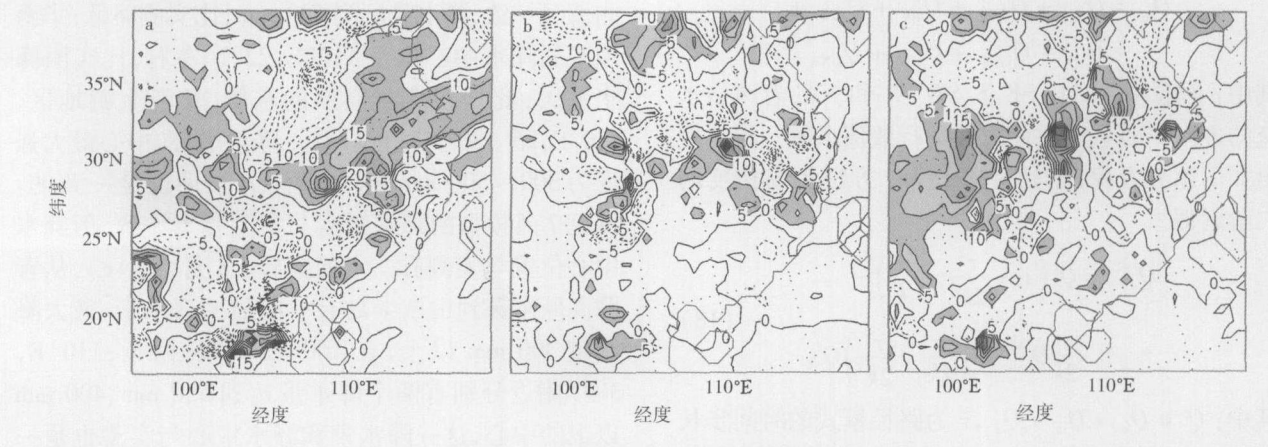


图2 地表径流方案对模拟降水月总量的影响
(本方案模拟的降水量减原方案模拟的降水量,单位:mm)

a 6月; b 7月; c 8月

Fig 2 Impact of the surface runoff scheme on the simulated monthly precipitation
(Differences of simulated rainfall between this scheme and the original scheme, units mm)
a June; b July; c August

从以上分析可以看到,本文提出的径流方案,对改善降水量的模拟有一定帮助,但是由于地表径流方案对降水的影响并不是直接的,其影响大致是总降水量的10%左右。

5.2 对地表能量通量的影响

地表径流方案改变了地面水分的分配,进一步对地表和土壤的温度产生影响,因而改变了地面能量通量。径流计算方案对潜热通量的影响比较复杂,但主要受地面向大气输送水汽的影响,潜热通量与蒸发一样,对地表水分分配有重要的影响,由于本文改变了地表径流的计算方案,也就改变了地表水分的再分配。6月(图3a)的潜热通量差值为负值,分布比较均匀,没有明显的中心,在长江中下游及其以北地区一般为-20~-40W·m⁻²·d⁻¹,显示地面蒸发减

少;7月(图3b)潜热通量显示为20~60W·m⁻²·d⁻¹,位于长江中下游地区,与图3a相比,潜热通量偏差基本上集中在长江中下游地区。图3c是8月潜热通量差值图,20~40W·m⁻²·d⁻¹的潜热通量正值区正好与长江流域的位置吻合,而其他地区的潜热通量一般较小,这显示出径流方案对地表潜热通量有明显影响,其影响大致在20~40W·m⁻²·d⁻¹。

由此可见,地表径流方案改变了地面向大气输送的潜热通量,这种作用随时间发生变化,其主要原因可能是:该径流方案在6月增加了土壤水分的渗透,减少了地面的水分,使得地面的潜热通量(蒸发)减少;7月土壤渗透进一步增加,并在部分地区达到田间持水量,地面产生的径流开始增加;8月长江流域的土壤水分基本达到田间持水量,地面水分比原径流

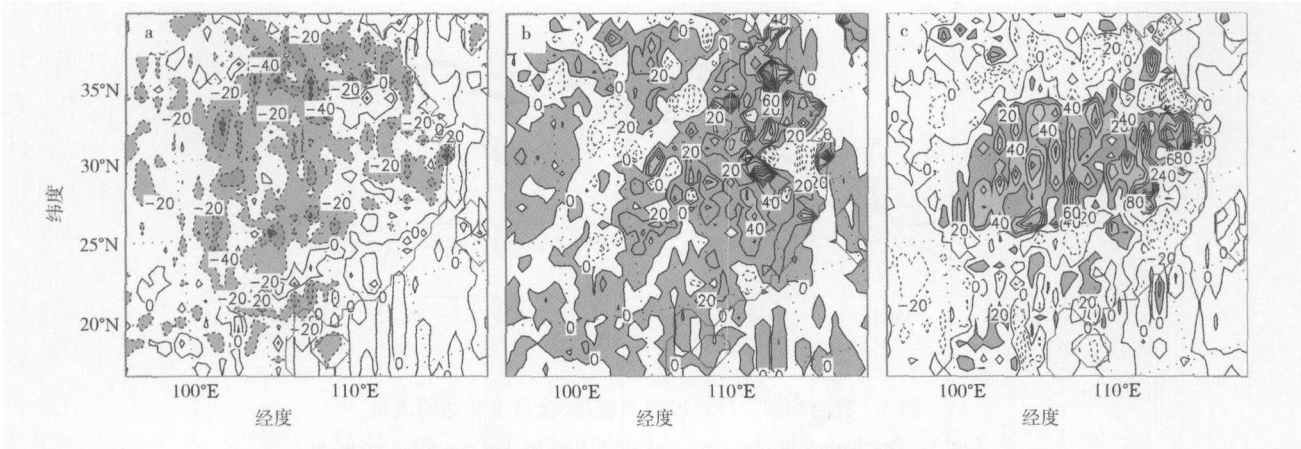


图 3 地表径流方案对日平均地表潜热通量的影响
(本方案的潜热通量减原方案的潜热通量, 单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)
a 6 月; b 7 月; c 8 月

Fig 3 Impact of the surface runoff scheme on the simulated daily mean surface latent heat flux
(Differences of simulated daily mean surface heat flux between
this scheme and the original scheme, units $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)
a June, b July, c August

方案模拟的大,地面向大气蒸发的水分增大,潜热通量增加。

6 水文—气候耦合模拟

利用 RegCM 2 模拟得到每个时间步长上的气候要素场,如降水、温度、水汽压、经过大气衰减的太阳辐射、地表长波辐射等,将这些气候要素场同步输入陆面过程模式 (BATS), BATS 中的地表径流采用 GVIC 算法,陆面过程模式每小时积分一次,由此计算 RegCM 2 模拟的降水和经过植被、土壤蒸发蒸散、渗透后的地表径流。

根据洪庆余等^[25]的长江流域水系图,得到长江流域主要干支流在 RegCM 2 模式网格上的分布,单元网格为 $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$,河流的流向可用数字来表示,并写在模式的网格点上。图 4 为长江流域在 RegCM 2 模式上的河网,根据 (17) 式,河流的方向分为 8 个:东、东北、北、西北、西、西南、南和东南,连接每个网格单元的河网通过网格的中心,网格中心的水流按一个主要的水流方向计算,每个网格的水流可以流进其 8 个邻近网格中的任何一个。

从每个网格单元流出的水进入到下游的单元中,根据简单的输送距离和速度假设,这些水流具有同一个时间延迟。在河网内的输送距离 (travel distance) 采用最短距离原则。模拟得到河流的流量,与 1998 年 6—8 月长江干流宜昌和汉口的实测流量资料进行比较。

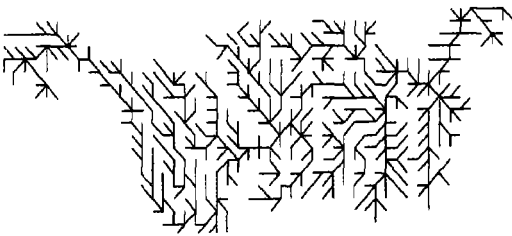


图 4 长江流域在 RegCM 2 上的数字化河网
Fig 4 The digital river network of the Yangtze basin on RegCM 2 grids

图 5 是利用耦合模式模拟得到的汉口、宜昌站逐日流量与观测值的比较。由图可见,耦合模式很好地模拟了 6 月 21 日到 7 月 4 日的流量上升过程,这期间在长江流域发生了 5 次大暴雨。在 7 月,模式模拟的流量与实测不太一致,模拟值偏小,因为 7 月大气对流活动较多,模式较难模拟这种中小尺度的对流性降水,因而模拟的降水偏小。8 月的模拟流量与实测流量有很好的 consistency,并且把实测流量的几个波动都模拟出来了。

汉口站模拟流量的第 1 次上升期为 6 月 10 日至 20 日。6 月 18 日到 25 日,模拟和实测的流量都处于相对平稳的上升过程,从 6 月 25 日开始,汉口的流量进入 6 月的第 2 次上升期,7 月 6 日结束,模拟的第 2 次流量上升过程与实测流量情况相差较大,特别是进入 7 月的流量模拟效果略差。7 月,模拟流量比实测流量小,误差较大。8 月模拟流量与实测流量基本吻合,汉口模拟流量表现出了 8 月 7 日后 2 次上升 2 次

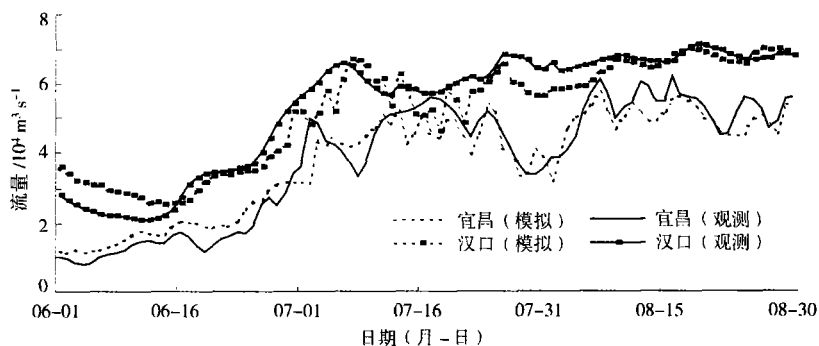


图 5 观测和耦合模式模拟的宜昌、汉口水文站的流量

Fig 5 Discharges of observed and simulated by the coupling model at
Yichang and Hankou hydrological station

回落的过程, 模拟和实测流量的误差不大, 效果较好。

7 结 论

本文提出的地表径流方案, 在模拟 1998 年长江流域夏季大暴雨期间降水的空间分布上有一定的合理性, 对改善降水量的模拟有一定帮助, 地表径流方案对降水的影响并不是直接的, 其影响大致是总降水量的 10%。对地表潜热、径流、土壤湿度的影响表明, 地表径流方案改变了地面向大气输送的潜热通量, 这种作用随时间发生变化, 其主要原因可能是: 该径流方案在 6 月增加了土壤水分的渗透, 减少了地面的水分, 使得地面的潜热通量(蒸发)减少, 7 月土壤渗透进一步增加, 并在部分地区达到田间持水量, 地面产生的径流开始增加, 8 月长江流域的土壤水分基本达到田间持水量, 地面水分比原径流方案模拟的大, 地面向大气蒸发的水分增大, 潜热通量增加。

本文提出的地表径流计算方案与原方案在地表径流的计算上有明显的区别。本方案计算的土壤渗透率较强, 这符合长江流域的特点。在暴雨初期, 两种方案虽然计算的地表径流有合理差异, 但是这种差异不明显; 在暴雨后期, 土壤湿度达到一定程度(田间持水量)时, 本方案在长江流域产生的地表径流明显较大, 表明多余的降水量主要用于产生地表径流。可见, 本方案在暴雨初期不易产生大的径流, 而在暴雨后期即使降水量不是很大, 也能产生大的径流, 这一点更符合洪水形成的特点。利用水文—气候耦合模式, 模拟两个长江水文站的流量, 发现利用本文的地表径流计算方案, 在耦合的区域气候和水循环模式中模拟的长江两个站的流量基本上反映了实测流量的变化趋势, 特别是 6 月两站流量的上升过程和 8 月的波动情况, 这表明耦合模式基本能描述 1998 年夏季长江流域大暴雨期间的地表水文过程。

参考文献:

- [1] Deardorff J W. Efficient predication of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation [J]. J Geophys Res 1978, 83(c4): 1889-1903
- [2] M abuchi K, Sato Y, Kida H, et al A biosphere-atmosphere interaction model (BA M) and its primary verifications using grassland data [J]. Papers in Meteorol and Geophys 1997, 47(3/4): 115-140
- [3] Foley J A, Prentice I C, Ramankutty N. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics [J]. Global Biogeochemical Cycles 1996, 10(4): 603-628.
- [4] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C. A simple biosphere model (SIB) for use with in general circulation models [J]. J Atmos Sci 1986, 43(6): 505-531
- [5] 史学丽. 陆面过程模式研究简评 [J]. 应用气象学报, 2001, 12(1): 102-112
- [6] Zheng X, Elfath A, Elahir B. The role of vegetation in the dynamics of west Africa monsoons [J]. J Climate 1998, 11(8): 2078-2096
- [7] Varella-Silva M A, Franchito SH, Rao V B. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climate change due to land surface alteration [J]. J Climate 1998, 11(7): 1749-1766
- [8] Cakler L R, Harding R J, Rosier P T W. Objective assessment of soil-moisture deficit models [J]. J Hydro 1983, 60(1/4): 329-355.
- [9] Costa M H, Foley J A. Trends in the hydrologic cycles of the Amazon basin [J]. J Geophys Res 1999, 104(D12): 14189-14198
- [10] Fu R, Zhu B, Dickinson R E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon [J]. J Climate 1999, 12(5): 1306-1334
- [11] Russell G L, Miller J R. Global river runoff calculation from a global atmospheric general circulation model [J]. J Hydrology 1990, 117(1/4): 241-254
- [12] Hansen J, Russell G, Rind D, et al Efficient three-dimensional global model for climate studies models I and II [J]. Mon Wea Rev 1983, 111(4): 609-662
- [13] Dickinson R E, Errico M, Giorgi F, et al A regional climate model for the western U. S. A [J]. Climatic Change 1989, 15(3): 382-

422

[14]

G iorg i F , Bates G T. The clim tological skill of a regional model o-
ver complex terrain [J]. Mon Wea Rev, 1989, 117 (11): 2325-
2347.

[15]

Miller J R, Russell G L. The impact of global warming on river run-
off [J]. J G eophys Res 1992, 97(D3): 2757-2764.

[16]

周锁铨, 代 刊, 陈 涛, 等. 陆面过程模式的改进及其检验
[J]. 气象学报, 2003, 61(3): 275-290

[17]

赵人俊, 新安江. 流域模型 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1984
255-269

[18]

Li n Y, G iorg i F, W ashington W M. Simulation of summer monsoon
climate over east Asia with an NCAR regional climate model [J].
Mon Wea Rev, 1994, 122(10): 2331-2348

[19]

Li n Y, A v i s s a r R, G iorg i F. A simulation with the regional climate
model RegCM2 of extreme anomalous precipitation during the
1991 East Asian flood: an evaluation study [J]. J G eophys Res
1996, 101 (D21): 26199-26215.

[20]

沈桐立, 丁一汇, 王咏青, 等. 区域气候模拟的可行性研究 [C].
中国短期气候预测的模式研究. 北京: 气象出版社, 1996: 178-
185

[21]

郑维忠, 苏炳凯, 潘益农, 等. 中尺度大气模式用于中国东部区
域气候模拟的长期积分实验 [C]. 全球变化与中国未来的生存
环境. 北京: 气象出版社, 1996: 242-247.

[22]

丁一汇, 张 晶, 赵宗慈. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试
验研究, 第二部分: 陆面过程模式与区域气候模式的耦合模拟
试验 [J]. 气象学报, 1998, 56(4): 385-399.

[23]

文 康, 李蝶娟, 管金生, 等. 流域产流计算数学模型 [C]. 水文
预报论文选集. 北京: 水利电力出版社, 1985: 10-17.

[24]

V i v e k K A. A river flow routing scheme for general circulation mod-
els [J]. J G eophys Res 1999, 104(D12): 14347-14357

[25]

洪庆余, 罗钟毓. 长江防洪与 98大洪水 [M]. 北京: 中国水利水
电出版社, 1999