

分布式水文-土壤-植被模式的改进及 气候水文 Off-line 模拟试验*

王守荣

(中国国家气候中心, 北京, 100081)

黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

丁汇

(中国国家气候中心, 北京, 100081)

L. R. Leung M. S. Wigmosta L. W. Vail

(Pacific Northwest National Laboratory, USA)

摘要

文中对引进的高分辨率(942.5 m × 942.5 m)分布式水文-土壤-植被模式(DHSVM), 针对海、滦河流域的特点进行了改进, 主要包括: (1) 改变蒸散发模拟方法, 用改进的 Penman-Monteith 模式模拟海滦河流域的蒸发, 较好地模拟出1 a内的两个峰值, 最大值出现在4~6月, 次大值出现在7~8月; (2) 改变水文模式结构, 用多站点气候观测资料内插到模式网格点, 充分实现了分布式水文模拟; (3) 发展新的水文、植被、土壤参数化方案, 对33个参数分区计算和确定, 并重点对土壤孔隙度 ϕ 、土壤蓄水能力 θ_{fc} 、叶面指数LAI、随机阻抗 γ_s 等11个参数进行调试和修订, 提高了水文模拟精度。用改进的DHSVM模式分别对滦河、桑干河流域蒸散发、地下水位、土壤湿度、土壤水下渗、产流、汇流与径流等水文过程进行Off-line模拟试验, 模拟结果与实测值一致性较好, 滦河流域1979~1991年、桑干河流域1979~1987年水文模拟效率系数分别为0.89和0.82, 均高于国内其他相关研究。

关键词: 水文模式改进, Off-line 模拟试验, 模拟效率系数。

1 引言

近年来, 国外发展了一些综合考虑气候、土壤、植被和水文过程的分布式模式^[1,2], 如SHE(Abbott等, 1986), TOPMODEL与地面能量模式的耦合(Famiglietti等, 1992), FOREST-BGC(Running和Coughlan, 1988)与TOPMODEL的耦合(Band等, 1993), DHSVM(Wigmosta等, 1994), HBV(Bergstrom, 1995; Lindstrom, 1997), VIC(Xu Liang, Dennis P. Lettenmaier, 1994)等, 在欧洲和北美的模拟都取得了较好的结果。中国近年来已开始研究分布式水文模式并用于一些流域的研究^[3], 但其物理过程仍较为简单, 模拟效果有待于进一步提高。因此, 有必要在引进和借鉴国外先进水文模式的基础上, 结合中国各流域自然、地理、水文等特征进行改进和创新, 从而

建立自己的新一代水文模式。

为适应海滦河山区水文模拟与预测的需要, 本文选择了Wigmosta等发展的分布式水文-土壤-植被模式(DHSVM)^[4], 并结合海、滦河流域的特点进行了改进。Wigmosta, Leung, Vail和Lettenmaier^[5]应用DHSVM模式对北美西部山区的哥伦比亚河、美洲河等流域以及加拿大温哥华岛的水文变化成功地进行了模拟, 目前正在对密西西比河的气候、水文过程进行模拟, 并据气候情景进行水文预测。尽管DHSVM模式性能先进, 且在北美多个流域的应用都取得了成功, 但在中国流域的应用尚属首次。北美山区与海、滦河流域在气候、水文、土壤、植被等方面有很大的差异, 因此DHSVM模式在海滦河流域的应用, 需要对模式结构、计算公式和参数系列进行改进。

* 初稿时间: 2001年6月18日; 修改稿时间: 2001年10月23日。
资助课题: 中国气象科学技术研究课题项目(96-908-03-04)。

2 水文-土壤-植被模式 DHSVM 的原理及对模式的改进

2.1 DHSVM 模式简介

DHSVM 模式由 5 个模块组成: (1) 数字高程模式 DEM (Digital Elevation Model) 从地理信息系统 GIS 获取地形、植被和土壤特性资料, 用于模拟水文细网

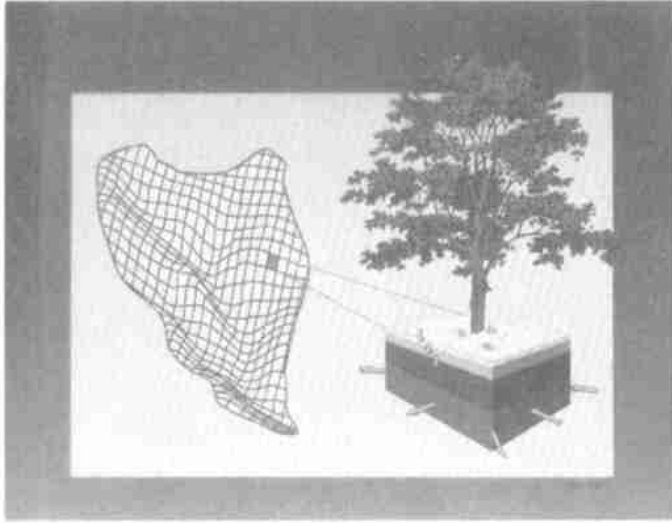


图 1 DHSVM 模式构造

DHSVM 既可用气候观测资料驱动, 也可用大气模式模拟结果驱动。对于前一种情况, 模式发展了一套资料内插方案, 可将气象台站观测资料内插到水文模式的网格点, 获得流域各个网格点上的温度、降水、风速、辐射等各种要素资料。对于后一种情况, 模式发展了另一套资料内插方案, 即把大气模式输出的格点资料按照不同地形高度转换成水文模式网格点上所需的资料。DHSVM 模式把模拟流域划分成若干细网格, 网格的边长为 $942.5 \text{ m} \times 942.5 \text{ m}$, 网格的面积不到 1 km^2 。中国目前水文模式网格最小值为 $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ (其面积为 900 km^2), DHSVM 模式比中国现有水文模式的分辨率提高了近 3 个数量级。

DHSVM 模式输出量为流域单位时间内水文要素平均值, 包括: 蒸散发量 (ET), 即流域土壤、植被平均蒸发和蒸散 (蒸腾) 量; 径流深是流域单位面积上的平均径流深度; 地下水位是流域地下水位平均高度; 融雪量 (snow melt), 即流域平均雪水当量; 土壤湿度是流域单位体积土壤内的平均含水量; 土壤水下渗速率是流域单位面积土壤面在单位世间内的水分下渗量。

格中地形对辐射、气温、降水和土壤中水分运动的影响; (2) 2 层植被模式, 用 Penman-Monteith 方法模拟植被和土壤蒸散发过程; (3) 能量、质量平衡模式, 用于模拟积雪、融雪、冻结和升华等过程; (4) 2 层根带模式, 用于模拟水分在未饱和土壤中的运动; (5) 准三维路径模式, 用于模拟饱和土壤中的壤中流。模式结构见图 1。

2.2 DHSVM 模式原理

2.2.1 土壤植被水量平衡

模式网格点上的水量平衡方程为:

$$\Delta S_{s1} + \Delta S_{s2} + \Delta S_{io} + \Delta S_{iu} + \Delta W = P - E_{io} - E_{iu} - E_s - E_{to} - E_{tu} - P_2 \quad (1)$$

式中, ΔS_{s1} 、 ΔS_{s2} 分别为上、下层土壤水增量, ΔS_{io} 、 ΔS_{iu} 分别为上下冠层 (高、低层植被) 截留水增量; ΔW 为雪水当量增量; P 为降水量; P_2 为下层土壤下渗水量; E_{io} 、 E_{iu} 、 E_s 分别为上、下冠层和土壤蒸散发量; E_{to} 、 E_{tu} 分别为上、下冠层散发量。

2.2.2 蒸散发

模式假定降水分别被上、下冠层植被截留, 达到最大的截留存储贮能力 (I_{co} , I_{cu}) 为止, 超过 I_{co} , I_{cu} 的降水量分别通过上、下冠层下渗。对于降雨和降雪的截留不加区分。 I_{co} , I_{cu} 由叶面指数 I_{LA} 决定:

$$I_{co} = 10^{-4} I_{LA_o} F \quad (2)$$

$$I_{cu} = 10^{-4} I_{LA_u} \quad (3)$$

式中, I_{co} 、 I_{cu} 分别为植被上、下冠层最大截留存储能力, F 为上冠层覆盖地表的比列。截留存储的变化由下式计算:

$$S_j^{t+\Delta t} = S_j^t + P - E_j \quad (4)$$

式中,下标 j 表示植被上(o)、下冠层(u); i 为网格序号;当截留储量 $S_j^{t+\Delta t}$ 超过 I_g ,就产生了下渗($S_j^{t+\Delta t} - I_g$),此时则令 $S_j^{t+\Delta t} = I_g$; P 对上冠层而言为降水,对下冠层而言为上冠层的下渗。

假定植被湿表面的截留水蒸发按最大蒸发能力进行,植被干表面的散发(蒸腾)用 Penman-Monteith 公式计算:

$$E_j = \frac{\Delta R_{nj} + \rho c_p (e_s - e) / r_{aj}}{\lambda [\Delta + \gamma (1 + r_{aj} / r_{aj})]} \Delta t \quad (5)$$

式中, E_{ij} 为 Δt 内散发增量, ΔR_{nj} 为净辐射通量密度, ρ 为湿空气密度, c_p 为常压下空气比热, e_s 、 e 分别为饱和水汽压和水汽压, r_{aj} 为空气动力学阻抗, λ 为水面蒸发潜热, Δ 为饱和水汽压湿度曲线斜率, γ 为干湿常数, γ_{cj} 为植被气孔阻抗。当计算植被表面截留水蒸发时,令式(5)中的 $\gamma_{cj} = 0$,则可计算蒸发量 E_{pj} :

$$E_{pj} = \frac{\Delta R_{ij} + \rho c_p (e_s - e) / r_{aj}}{\lambda [\Delta + \gamma]} \Delta t \quad (6)$$

DHSVM 模式计算土壤蒸发量(E_s)的公式为:

$$E_s = \min(E_{ps}, F_e) \quad (7)$$

式中, E_{ps} 取地表数值计算; F_e 是土壤的解析(减湿)率。

2.2.3 短波与长波辐射

2.2.3.1 无雪盖辐射收支

对于下冠层和地面的短波、长波辐射收支分别进行模拟计算。上冠层获得的短波辐射量由叶面指数、植被覆盖地面的比例 F 、反射率 α_0 、短波辐射的穿透性以及下冠层对上冠层的反射量决定,其计算公式如下:

$$R_{so} = R_s [(1 - \alpha_0) - \tau_0 (1 - \alpha_u)] F \quad (8)$$

式中, R_{so} 为上冠层吸收的短波辐射, R_s 为入射短波辐射, α_u 为下冠层的反射率, τ_0 为上冠层向下传输短波辐射的比率。

下冠层接收穿透上冠层的短波辐射($R_s \tau_0 F$)以及直接来自空中的辐散($R_s [1 - F]$)。下冠层吸收的总辐射通量 R_{su} 为:

$$R_{su} = R_s [(1 - \alpha_u) - \tau_0 (1 - \alpha_g)] \cdot [\tau_0 F + (1 - F)] \quad (9)$$

式中, α_g 是土壤反射率, τ_u 为下冠层向地面传输短波辐射的比率。土壤表面吸收的短波辐射 R_{sg} 由下式计算:

$$R_{sg} = R_s \tau_u (1 - \alpha_g) [(1 - F) + \tau_0 F] \quad (10)$$

上冠层分别与空气、下冠层或地面交换长波辐射

$$R_{lo} = (L_d + L_u - 2L_o) F \quad (11)$$

式中, R_{lo} 是上冠层净长波辐射, L_d , L_u , L_o 分别为空间向下、下冠层向上以及上冠层长波辐射通量。

2.2.3.2 有雪盖辐射收支

如果模式网格点上有雪盖,模式假定雪盖分两种情形,一是积雪完全覆盖了上冠层,二是积雪完全在上冠层之下,但完整覆盖了下冠层和地面。对两种情况的选择取决于上冠层的高度。在有雪盖的情况下,下冠层和土壤则对蒸散发不作贡献,在计算蒸散发时可以忽略。在雪盖低于上冠层的网格点中,雪盖反射率 α_s 就分别替代了无雪盖情况下的 α_o , α_u 与 α_g 。

2.2.4 积雪与融雪

如前所述,积雪和融雪由单层的能量与质量模式模拟。模式的能量模块用于模拟融雪,再冻结以及雪盖的热量变化;质量模块用于模拟积雪/消融、雪水当量变化以及雪盖的出水量。

2.2.4.1 雪盖能量平衡

雪盖能量平衡由下式计算

$$c_s W \frac{dT_s}{dt} = R_{ns} + Q_s + Q_1 + Q_p + Q_m + Q_g \quad (12)$$

式中, c_s 是冰的比热, W 为雪水当量, t 为时间, R_{ns} 为雪和空气界面的能量交换, Q_s 为涡动对流导致的显热传输, Q_1 为蒸发、升华造成的能量损失,或由冷凝过程散发潜热得到的能量, Q_p 为降雨过程平流输送到雪盖的热量, Q_m 为消融导致内部潜热的损失,或由液态水冻结得到的热量。输送到雪盖的通量取正值。由雪盖与地面的界面上传导的热量 Q_g 忽略不计。

2.2.4.2 雪盖质量平衡

雪盖由两种相态组成,即水相和冰相:

$$W = W_{liq} + W_{ice} \quad (13)$$

式中, W_{liq} 为单位面积液态水体积(厚度), W_{ice} 为冰水当量。两种相位的质量平衡由下式计算:

$$\Delta W_{liq} = [P_r + \frac{Q_e}{\rho_w \lambda_e} + \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_e}] \Delta t \quad (14)$$

$$\Delta W_{ice} = [P_s + \frac{Q_e}{\rho_i \lambda_i} + \frac{Q_m}{\rho_i \lambda_i}] \Delta t \quad (15)$$

式中, P_r , P_s 分别为降雨和降雪水当量深度, λ_e , λ_i 分别为两种相态的潜热传输。

2.2.5 未饱和土壤中的水分运动

透过植被下渗的降水以及雪盖融水都进入土壤。如果土壤达到饱和状态, 多余的水分将形成地面径流。如前所述, 未饱和土壤中水分运动动力过程由两层土壤模式模拟。上层土壤的厚度 d_1 等于下冠层植被根系平均深度, 下层土壤厚度 d_2 从 d_1 处伸展到上冠层植被根系的平均深度。

上、下层土壤的质量平衡由下式计算:

$$d_1(\theta_1^{t+\Delta t} - \theta_1) = P_0 - P_1(\theta_1) - E_{t_0} - E_{tm} - E_s + V_{sat} - V_r \quad (16)$$

$$d_2(\theta_2^{t+\Delta t} - \theta_2) = P_1(\theta_1) - P_2(\theta_2) - E_{t_0} - E_{sat} \quad (17)$$

式中, d_1, d_2 分别为上、下层土壤的厚度, θ 为土壤平均湿度, P_0 为降水或雪融水的渗透量, E_s 为土壤水分蒸发量, V_{sat} 为地下水抬升供水量, V_r 为回流量(地下水位抬升至地面形成的径流量), P_1 与 P_2 为在 Δt 内分别从上、下层土壤下渗的水量。

2.2.6 饱和和浅表层径流

Wigmosta 发展了准 3 维饱和和浅表层径流模式。地形对径流路径的影响可由数字高程模式 DEM 模拟, 水文模式每个网格都可与其邻近的 8 个网格交换水分(见图 2)。假定水文梯度近似等于地表坡度(运动学近似), 则每个网格点接收其上坡网格点的水分并流入下坡网格点。根据流域水文情景, 对水分传输过程作一系列的稳态模拟计算。

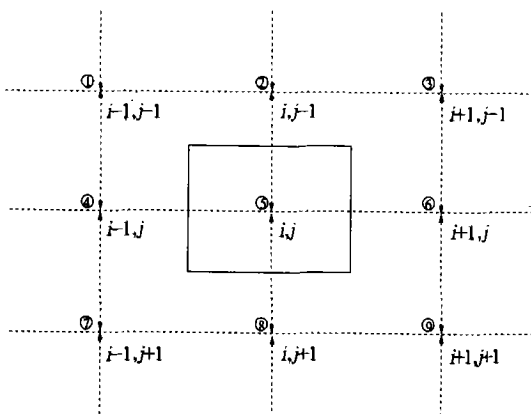


图 2 浅表层径流路径模拟

(网格中心与 DEM 的格点重合, 实线正方形围绕节点 i, j , 格点附近的 8 个方位按顺时针方向从 0 到 7 标出)

模式网格中心与 DEM 高程点重合, 亦即图中的实线正方形围绕着 DEM 节点 (i, j) 。节点邻近的 8 个方位的指标 K 表示, 从 0 到 7 按顺时针方向排

列, 例如 $K=2$, 则地表节点 (i, j) 到节点 $(i+1, j+1)$ 之间的方位。 t 时刻水从网格 (i, j) 向其低梯度相邻网格流动速率由下式计算:

$$q(t)_{i,j,k} = T(t)_{i,j} B_{i,j,k} W_k \quad B_{i,j,k} < 0$$

$$q(t)_{i,j,k} = 0 \quad B_{i,j,k} \geq 0 \quad (18)$$

式中, $q_{i,j,k}$ 为径流流出网格 (i, j) 的速率, $T_{i,j}$ 为网格 (i, j) 的土壤传导率, $B_{i,j,k}$ 是地表 K 方向的坡度, W_k 为 K 方向上的径流宽度。

2.3 对 DHSVM 模式的改进

2.3.1 改进 DHSVM 模式中的蒸散发子模式

DHSVM 模式原用 Penman-Monteith (PM) 模式进行蒸散发模拟。PM 模式应用的一大障碍是表面阻力的估算问题^[6]。在有植被情况下, 表面阻力主要包括冠层气孔阻力、冠层叶片表面到源汇高度处的阻力和土壤阻力, 表面阻力可看作这 5 个阻力的合阻力, 它受冠层温湿分布、土壤水分状况、气孔开启特性的影响, 而这些气候、水文、土壤、植被特征又具有很大的区域差异。华北地区蒸散发能力的变化主要取决于气候因素, 首先是气温的影响, 其次是大气边界层风速及比湿的影响。正是在这些因素的共同影响下, 蒸发能力最大值出现在 4~5 月到 6 月初, 次大值出现在高温的 7~8 月。据中国学者多年的研究结论, Penman-Monteith 方法用于华北地区, 必须对其进行改进。近年来, 中国学者在华北地区进行水文研究常用改进的 Penman-Monteith (PM) 和 Priestly-Taylor (PT) 模式模拟蒸散发^[7]。这两种方法在滦河流域丰宁站的模拟结果如图 3 所示。从图中可见, 对于比较干旱的海滦河流域, 修正的 PM 模式的模拟精度明显高于 PT, 用修正的 PM 模式计算的蒸发能力与用 E601 蒸发皿测出的蒸发能力比较接近, 尤其是形状基本一致, 模拟出了蒸发能力的峰值出现在夏季 5 月份而不是在 7 月(最高温度月份)的特点。这主要是因为春夏季节海滦河流域的风速较大, 对蒸发的影响很大。用 DHSVM 原有的 Penman-Monteith 模式模拟滦河、桑干河流域的蒸发, 只出现 7~8 月一个峰值, 所以本研究选用改进的 Penman-Monteith 模式代替 DHSVM 中的原 PM 模式[见式(5)]。

改进的 Penman-Monteith 模式结构如下:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - A_h) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.53U_2) D}{\lambda} \quad (19)$$

式中 E_p 为蒸发能力 (mm/d); Δ 为饱和水汽压风线的斜率, γ 为干湿常数 ($c_p p K_h / (0.622 k_w)$), R_n 为净

辐射, U_2 为 2 m 高处的风速, D 为水汽压差 ($e_s - e$), 对于地区估算而言, A_h 可以假设为 0。

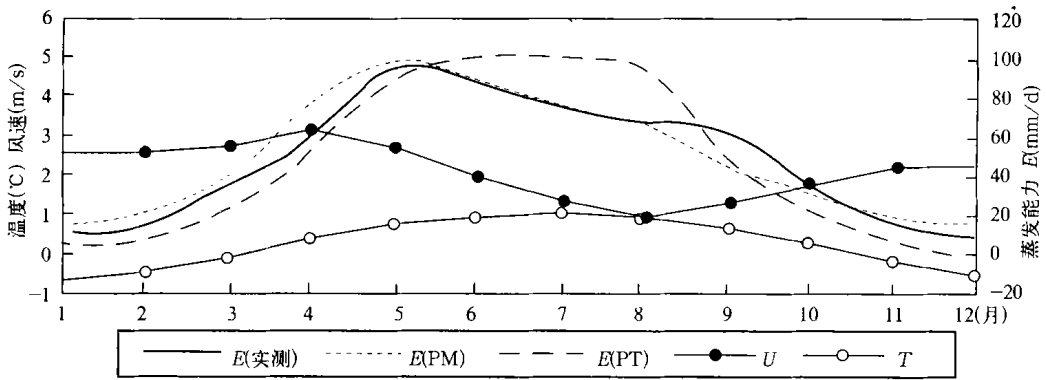


图 3 滦河流域宁站不同蒸散发模式结果比较(姜爱文等, 1999)

比较式(19)与式(5)可以看出, 改进的 PM 蒸发模式考虑了风速对蒸散发的影响。将修正的 P 蒸发模式嵌入 DHSVM, 得出的滦河流域 1979~1991 年月平均蒸散发模拟结果如图 4 所示。目前滦河流域尚

无完整的蒸散发观测资料可用于模拟检验, 但改进后的蒸发模拟与丰宁站单站观测资料在趋势上是一致的, 说明改进的 PM 模式适合于海滦河流域蒸发模拟, 这为后继径流模拟奠定了基础。

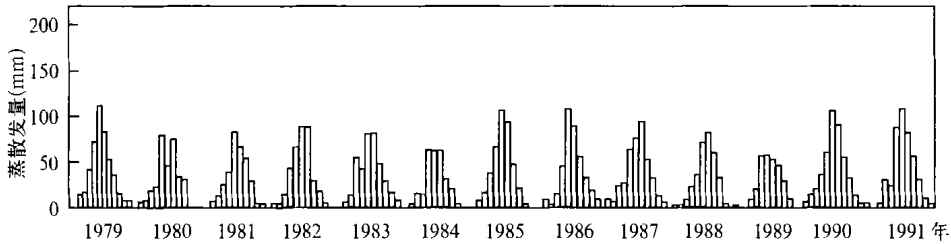


图 4 改进的 PM 蒸发模式得出的滦河流域月平均蒸散发模拟结果

2.3.2 改变模式结构

DHSVM 模式用于北美山区水文模拟时, 由于山区测站稀少, 对一个流域只能收集 1, 2 个站点的气候资料, 然后根据地理信息系统 GIS 提供的地理、水文信息, 应用数字高程模式 DEM 将 1, 2 个站点的资料线性内插到模式网格^[4-6,8]。

本研究首次引入 DHSVM 模式对滦河流域进行模拟, 起初也沿用了模式单站资料内插的结构, 用承德站的气候观测资料内插到各个网格, 得到如图 5a 的模拟结果。图中模拟 4 与模拟 5 分别为用不同参数系列得到的模拟结果, 与观测值比较, 均相差甚远。此后曾试图继续改变参数系列, 模拟效果仍未有大的改善。于是着手改变模式结构, 根据滦河上中游山区的气候和地理特征, 将模拟区域分为坝上高原、内蒙沙地草原、北部七老图山地和山区河谷 4 部分, 分别用丰宁、多伦、围场、承德的气候资料根据

DEM 信息进行内插, 然后再连同 GIS 提供的土壤、植被、水文数据一起加入到水文模式的各个网格点, 较好地实现了分布式水文模拟。改变模式结构的 4 a 模拟效果有了很大的改善(5b)。但由于此时参数方案不尽合理, 所以模拟精度还不够高。

2.3.3 发展新的参数方案

本研究根据两个流域的特征和水文学理论方法^[9-17], 对 33 个水文、植被、土壤参数分区进行计算, 并用观测资料进行率定。在模式运算过程中, 重点对土壤孔隙度 ϕ , 土壤蓄水能力 θ_{fc} , 土壤垂直饱和和导水率 K_v 、侧向饱和和导水率 K_s 及其衰减指数 f , 植被冠层高度 h , 叶面指数 LAI, 最大随机阻抗 r_{smax} 与最小随机阻抗 r_{smin} , 土壤深度 d 和冠层辐射截留系数 K 等参数进行修正和调试, 提高了模拟精度。

用新参数方案对滦河流域径流的模拟结果见图 5c。通过比较图 5b 与图 5c 可知, 用原参数方案进

行的模拟, 径流幅度明显偏高, 模拟精度较差。用新参数方案得出的模拟结果与观测值一致性较好, 径

流过程和幅度都很接近。

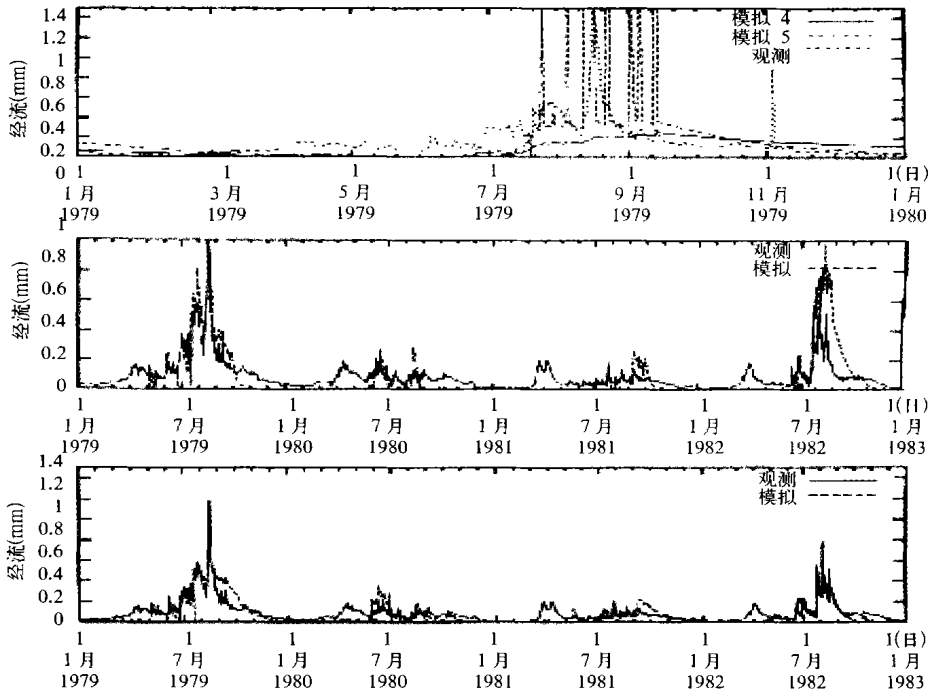


图 5 改变 DHSVM 结构与参数方案对滦河流域径流模拟结果比较

3 应用改进的 DHSVM 模式对滦河、桑干河流域进行 Off-line 模拟试验

3.1 模拟地区的选取及资料应用

为避开海滦河流域水库和平原横向交叉河网的影响, 本研究选择滦河上中游和桑干河流域进行水文模拟。滦河流域, 选择承德附近三道河水文站以上山区流域作为模拟区域, 集水面积为 13965 km²。根据集水区内的自然地理特征, 将其分为 4 个部分, 分别用丰宁、多伦、围场和承德 4 站气候观测资料, 内插到模式 15721 个网格点, 驱动 DNSVM 进行水文模拟; 桑干河流域, 选择石匣里水文站以上的集水区域作为模拟区域, 集水面积为 23506 km², DHSVM 将其分成 26945 个网格点。根据集水区的自然特征, 也将其分为 4 个部分, 分别用五台山、大同、张家口和怀来 4 站气象观测资料内插到水文模式网格点进行水文模拟。气候资料集包括日降水 (mm), 日平均气温 (°C), 日最高气温 (°C), 日最低气温 (°C), 日平均风速 (m/s), 日平均相对湿度 (%), 日最小相对湿度 (%), 日平均气压 (Pa), 日平均云量 (%), 日照时间 (h/d), 日积雪深度 (mm), 日蒸发量 (mm)。模式

系统发展了专用软件, 可与 DEM 模式嵌套, 在每日资料的基础上生成 3 h 或每小时的资料并内插到水文模式的网格点。

对滦河流域, 应用 1970~ 1978 年 9 a 的水文观测资料进行率定、调试和检验模式参数, 然后用 1979~ 1991 年 13 a 的水文观测资料对模式模拟结果进行对比检验。对桑干河流域, 用 1970~ 1978 年 9 a 的还原资料调试、确定模式参数, 用 1979~ 1987 年 9 a 的还原资料对模拟结果进行对比检验。之所以选择 1979~ 1987 年时间段进行模拟, 是因为桑干河流域从 20 世纪 70 年代末由相对丰水期转入枯水期, 该趋势一直持续 80 年代末^[18]。枯水期水文模拟的难度远大于丰水期, 但更能反映出模式的模拟性能。

本研究采用“七五”国家攻关项目“华北暨胶东地区水资源综合评价”^[19]和中美合作项目“气候变化国别研究”的资料处理方法, 对桑干河流域 70 年代以来的径流资料分段进行还原。滦河流域水量相对丰沛, 且三道河水文站以上地区人口不多, 人类活动对天然径流影响相对较小, 除对少数枯水年实测资料进行还原外, 大多数年份的资料没有进行还原。

3.2 滦河流域水文模拟结果

3.2.1 蒸散发模拟。

图 6a、b、d 分别为滦河流域 1979~ 1991 年实测平均降水、温度值和模拟蒸散发量。从图中可见, 蒸散发与温度的正相关关系明显, 温度高则蒸散发量大, 温度低则蒸散发量低; 蒸散发量与降水的对应关系则不甚明显, 因为降水通过下渗过程贮存在土壤中, 而土壤和植被的蒸散发的正相关关系主要是受气温的制约。从图中还可看出, 滦河流域蒸散发量最大值并不是出现在温度最高的 7~ 8 月, 而是出现在 5~ 6 月, 这主要是由于 5~ 6 月风速较大, 湿度也相对较大造成的。对蒸散发的成功模拟, 得益于本

研究对蒸散发模式的改进。

3.2.2 地下水位模拟。

滦河流域地下水位模拟值如图 6c 所示。地下水位的抬升与降水密切相关, 降水丰沛, 则地下水位抬升较高; 反之, 降水较少, 则地下水位回落。若连续出现丰水年, 则地下水位抬升更快。如 1985, 1986 两年降水量差别不大, 但 1986 年地下水位比 1985 年高 140 mm 左右。若连续出现枯水年, 则地下水位下降亦更快。如 1989 年与 1988 年的降水量差别不大, 但经过连续 3 a 枯水期之后, 地下水位回落非常明显, 1989 年已不足 1988 年的 1/2。

3.2.3 融雪模拟。

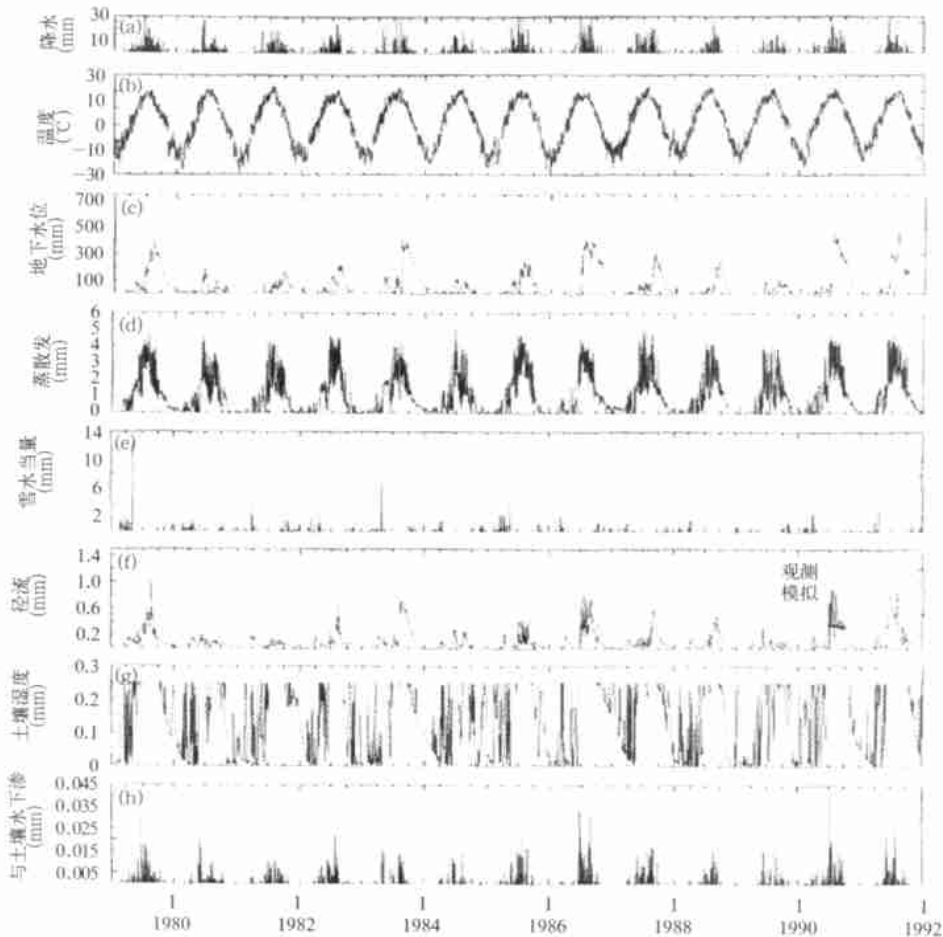


图 6 滦河流域实测降水(a)、温度(b)值及用 DHSVM 得出的地下水位(c)、蒸散发(d)、雪水当量(e)、径流(f)、土壤湿度(g)与土壤水下渗(h)模拟值

模拟值如图 6e 所示。滦河流域雪水当量较低, 而且融雪径流对地下水位及径流的影响仅限于春季。

3.2.4 径流模拟。

径流模拟结果(包括径流模拟值与实测值进行对比)如图 6f 所示。1979~ 1991 年 13 a 径流模拟值与实测值相比, 无论是径流过程, 还是径流幅度, 模拟结果在总体上都与实测资料相一致, 尤其是对主

要洪峰的模拟与实况非常接近,但对枯水年径流的模拟精度不如丰水年。此外,春季径流模拟值偏低,这主要是由于缺少山区积雪资料所致。

3.2.5 土壤湿度与土壤水下渗的模拟。

浅表层(植被下冠层根系的平均深度)土壤湿度与土壤水下渗模拟结果分别见图 6g 与 6h,从图中可见,土壤湿度与降水关系密切,丰水年土壤湿度大,达到饱和值(折合浅表层土壤水深 0.25 mm)状态的时间长;枯水年土壤湿度小,且变化频次多,达到饱

和值状态的时间短。浅表层土壤水下渗过程和幅度与降水过程对应关系很好,反映了半湿润半干旱地区土壤水下渗的一个基本特征。

3.3 桑干河流域水文模拟结果

3.3.1 蒸散发模拟。

图 7a, b, d 分别为桑干河流域 1979~ 1987 年实测平均降水、温度值和模拟蒸散发量。从图中可见,蒸散发量与气温的关系最密切,而与降水的对应关系则不明显。此外,温度最高值出现在 7 月,而蒸散

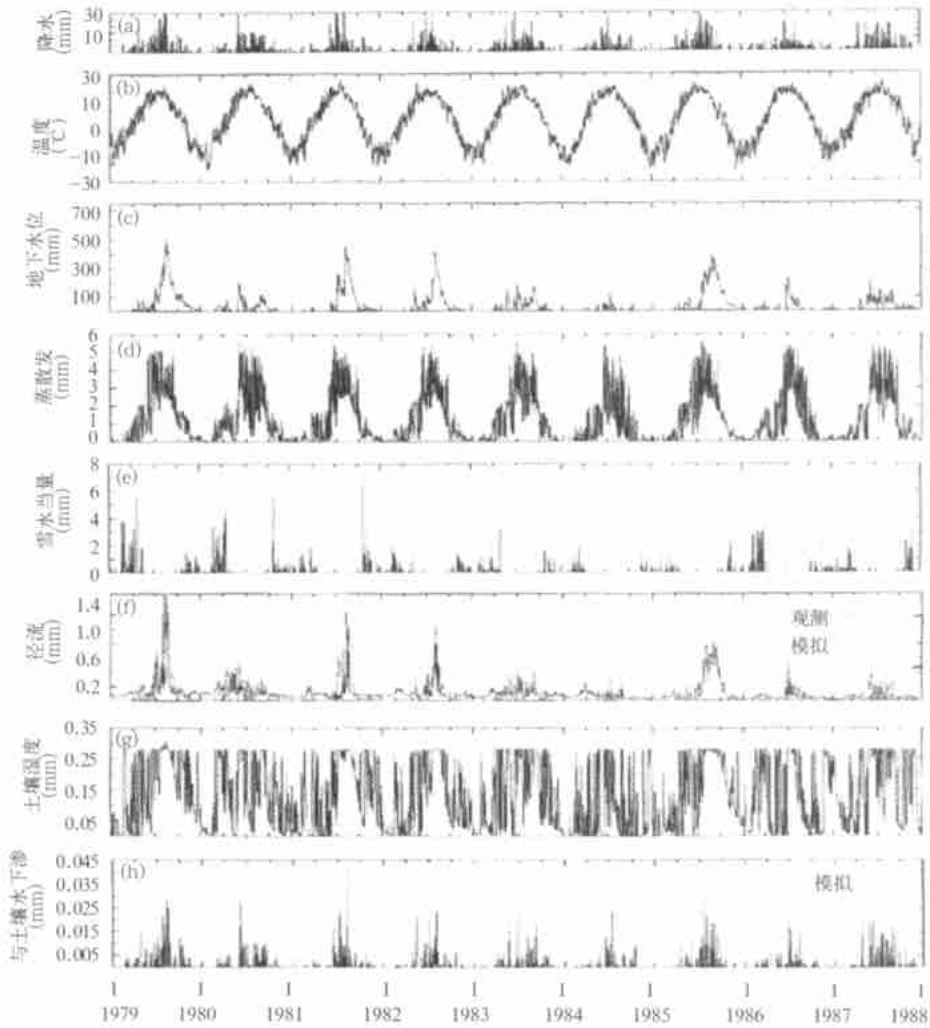


图 7 桑干河流域实测降水(a)、温度(b)值及用 DHSVM 得出的地下水水位(c)、蒸散发(d)、雪水当量(e)、径流(f)、土壤湿度(g)与土壤水下渗(h)模拟值

发量的最大值出现在 5~ 6 月,次大值出现在 7 月。

3.3.2 地下水水位与融雪模拟。

滦河流域地下水水位与融雪模拟值如图 6c 与 6d 所示。地下水水位的变化与降水的关系最为密切,而融雪径流主要是影响春季地下水水位,且造成的地下

水位波动幅度较小。

3.3.3 径流模拟。

径流模拟结果(包括径流模拟值与实测值进行对比)如图 7f 所示。由图可见,径流模拟趋势和幅度与实测资料一致性较好,径流过程、径流幅度、洪

峰出现时间及极值与实况都很接近,但是枯水年模拟效果不如丰水年。径流量的变化与地下水位的变化的趋势相同,说明在干旱的桑干河流域仍然是以蓄满产流为主,超渗产流主要发生在汛期。

3.3.4 土壤湿度与土壤水下渗的模拟。

浅表层土壤湿度与土壤水下渗模拟结果分别见图 7g 与 7h,从图中可见土壤湿度变化趋势与降水趋势一致,说明降水比气温对土壤湿度的影响更显著。土壤水下渗速率变化与降水过程几乎同步,说明模式模拟效果较好。

3.4 滦河、桑干河流域水文模拟检验

通常以模拟径流量与实测径流量的相关系数即模拟效率系数对模拟结果进行检验。模拟效率系数 R 计算公式^[4,20]为:

$$R = \frac{F_0 - F}{F_0} \quad (20)$$

$$F_0 = \sum_{i=1}^n (Q_{i,o} - \bar{Q})^2 \quad (21)$$

$$F = \sum_{i=1}^n (Q_{i,o} - \bar{Q}_{i,s})^2 \quad (22)$$

式中, n 为月径流系列长度; $Q_{i,o}$ 为 i 月实测月平均流量; $Q_{i,s}$ 为 i 月模拟月平均流量; \bar{Q} 为模拟时段实测月平均流量的均值。

滦河、桑干河流域模拟效率系数计算结果分别为 0.89 和 0.82,本研究对两个流域的模拟效率系数高于两个流域其他相关研究的结果。

4 总结与讨论

(1) 本研究引进先进的分布式水文-土壤-植被模式 DHSVM,针对滦河、桑干河流域的大气、水文、土壤、植被特点,应用水文模拟理论方法对模式进行以下几方面的改进:

改变蒸散发模式,用改进的 Penman-Monteith 模式代替原先的蒸散发模式。华北地区受气温、大气边界层风速及比湿的影响,一年内蒸发能力有两个峰值,最大值出现在 4~6 月,次大值出现在 7~8 月。用 DHSVM 原有的 Penman-Monteith 模式模拟滦河、桑干河流域的蒸发,只出现 7~8 月一个峰值,径流模拟精度也不够好。选用改进的 Penman-Monteith 模式后,蒸散发出现双峰值,径流模拟精度显著提高。

改变模式原有结构,用多站点气候资料集内插到水文模式网格点,水文模式在北美应用时,根据

1,2 个站点的资料对网格点进行线性内插。由于滦河、桑干河流域地形复杂,气候特征随地域变化也有较大的差异,故改变模式结构,分别用 4 个站点的气候资料对不同地区的网格点进行内插,而且不同地区采取不同的参数化方案,充分实现了分布式水文模拟,改进了模拟效果。

发展新的水文、植被、土壤参数化方案,改进模拟效果。根据两个流域的特征和水文学理论方法,对 33 个水文、植被、土壤参数分区进行计算,并用观测资料进行率定。在模式运算过程中,重点对土壤孔隙度 ϕ ,土壤蓄水能力 θ_{fc} ,土壤垂直饱和导水率 K_v 、侧向饱和导水率 K_s 及其衰减指数 f ,植被冠层高度 h ,叶面指数 I_{LA} ,最大随机阻抗 r_{smax} 与最小随机阻抗 r_{smin} ,土壤深度 d 和冠层辐射截留系数 K 等 11 个参数进行修正和调试,提高了模拟精度。

(2) 对于滦河流域,选择承德附近三道河水文站上游山区作为模拟区域,集水面积为 13,965 km²,水文模式共有 15721 个网格点。分别选用丰宁、多伦、围场和承德 4 站气候实测资料,用数字高程模式 DEM 内插到水文模式网格点,驱动水文模式进行对滦河流域蒸散发、地下水位、土壤湿度、土壤水下渗、产流及汇流等水文过程进行模拟。1979~1991 年径流模拟值与实测值一致性较好,径流过程和幅度变化都与实况基本吻合,主要洪峰的模拟也比较成功。水文模式模拟效率系数达 0.89,明显高于其他相关研究。

(3) 对于桑干河流域,选择石匣里以上流域进行模拟,集水面积为 23506 km²,水文模式将其分为 26945 个网格点,选用五台山、大同、张家口和怀来 4 个站资料进行线性内插。水文模式对桑干河流域 1979~1987 年的水文过程进行了模拟。径流过程和幅度特别是汛期径流峰值的模拟与实况比较一致,1979~1987 年模拟效率系数为 0.82,亦高于其他相关研究。

(4) 水文模式对融雪径流的模拟效率系数低于降雨径流的模拟,这主要是山区积雪观测资料不完善所致;水文模式对枯水年的径流模拟精度不如丰水年,这也是水文模拟的共同现象,因为枯水年的产流系数极小,径流量较丰水年有数量级的差别,模拟难度加大。此外,模式对少数强降水过程的超渗产流不够灵敏,需要作进一步的改进。

致谢:感谢刘春葵、赵宗慈、季劲钧教授的精心指导和高学杰、孙除荣、马强、姚华栋等同仁的热情帮助。

参考文献

- 1 Kenneth D F, David C M. Climate change and water resources. *Clim Change*, 1997, 37: 7~ 23
- 2 George H Leavesley. Modeling the effects of climate change on water resources- A review. *Climatic Change*, 1994, 28: 159~ 177
- 3 刘春蓁. 气候变化对我国水资源的可能影响. *水科学进展*, 1997, 8(3): 220~ 225
- 4 W Mark S, Lance W V, Dennis P L. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour Resea*, 1994, 30(6): 1665~ 1679
- 5 Leung L R, Wigmosta M S, et al. Application of a subgrid orographic precipitation/ surface hydrology scheme to a mountain watershed. *J Geophys Res*, 1996, 101(D8): 12803~ 12817
- 6 刘春蓁. 气候变迁与异常对水文循环影响研究的主要差异. *水科学进展*, 1996, 7(增刊): 12~ 17
- 7 英爱文, 姜广斌. 辽河流域水资源对气候变化的响应. *水科学进展*, 1996, (Supplement): 67~ 72
- 8 刘冬青, 刘玉年等译. GIS 在水文水资源管理中的应用. 南京: 河海大学出版社, 1999. 77~ 122
- 9 张建云, 章四龙, 宋传保. 气候变化与流域径流模拟. *水科学进展*, 1996, (Supplement): 54~ 59
- 10 David R Maidment. *Handbook of hydrology*. McGraw - Hill, INC, 1992, 1.1~ 1.15
- 11 Morel-Seytoux H J. Unsaturated flow in hydrologic modeling. Kluwer Academic Publishers, 1998, 275~ 300
- 12 Barros A. P, Letter maier D P. Dynamic modeling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas. *Mon. Weather Rev*, 1993, 121: 1195~ 1214
- 13 Dickson, R E, et al. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models: A review. *Agric. Meteorol*, 1991, 54: 373~ 388
- 14 季劲钧. 陆地表面物理和生物学过程年变程的模拟. 见: 符淙斌, 严中伟. 全球变化与我国未来的生存环境. 北京: 气象出版社, 1996. 248~ 258
- 15 张晶, 丁一汇. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究第一部分: 陆面过程模式及其“独立(off-line)”模拟试验和模式性能分析. *气象学报*, 1998, 56(1): 1~ 19
- 16 孙菽芬, 金继明. 陆面过程模式研究中的几个问题. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 50~ 57
- 17 黄锡荃. *水文学*. 北京: 高等教育出版社, 1993. 47~ 109
- 18 李桂忱, 马振骅. 从实测径流看华北地区水资源. *高原气象*, 1999, 18(5) 613~ 617
- 19 鲁学仁. 华北暨胶东地区水资源研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1992. 23~ 30
- 20 熊立华, 郭生练, 付小平等. 两参数月水量平衡模型的研究和应用. *水科学进展*, 1996, 7(增刊): 80~ 86

IMPROVEMENTS OF A DISTRIBUTED HYDROLOGY MODEL DHSVM AND ITS CLIMATOLOGICAL- HYDROLOGICAL OFF- LINE SIMULATION EXPERIMENTS

Wang Shourong

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

Huang Ronghui

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Ding Yihui

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

L. R. Leung M. S. Wigmosta L. W. Vail

(*Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington 99352 USA*)

Abstract

The advanced distributed hydrology- soil- vegetation model(DHSVM), developed by Wigmosta et al. (1994), is introduced from US Pacific Northwest National Laboratory. To apply DHSVM in China for the first time, some improvements have been implemented in terms of the basin characteristics: (1) To change evapotranspiration model, using the improved Penman- Monteith approach in replace of the original one; (2) To change the model structure, inserting datasets from 4 stations to grid cells for each river basin, instead of datasets from one or two stations; (3) To develop new hydrology, vegetation and soil parameterization schemes for improving the simulated results, with focus on calculation and adjustment of 11 parameters, such as soil porosity φ , field capacity θ_{fc} , leaf area index (I_{LA}), stochastic resistance γ_s , among the total 33 parameters. Then the improved DHSVM is driven by observed datasets for Luanhe River Basin and Sanggan River Basin, respectively. The simulated evapotranspiration (ET), runoff, snow water equivalent, water table, soil moisture and percolation are then gained as DHSVM outputs. The simulated ET shows that the highest peak appears in May or June instead of July or August. This is consistent with the real situations, owing to the improvement of ET model. The simulated runoff process and flood peak are quite consistent with the observed ones. The model efficiency values for Luanhe River and Sanggan River basins are 0.89 and 0.82, respectively, which shows high modeling ability of the model system for both relatively humid and dry basins.

Key words: Improvements of hydrology model, Off-line simulation experiments, Hydrologic modeling efficiency.