

文章编号 1001-8166(2006)08-0806-13

内陆河高寒山区流域分布式水热耦合 模型() 模型原理

陈仁升, 吕世华, 康尔泗, 吉喜斌, 阳 勇, 张济世
(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 在全球变暖的背景下, 我国多数大江大河源区存在冰川退缩、雪线上升以及多年冻土和季节冻土明显退化等现象, 并由此造成河源区产流量减少以及生态环境恶化等诸多问题, 这在内陆河山区流域体现的较为明显, 但目前分布式水文模型中很少涉及冻土水热耦合问题。文章以黑河干流山区流域为例, 构建了一个内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(DW HC)。模型基于土壤水热连续性方程将流域产流、入渗和蒸散发过程融合起来, 在植被截留、入渗、产流和蒸散发计算方面也有所改进和创新, 部分模块具有多个可选择方案。模型设计了与中尺度大气模式 MM5 的嵌套接口, 也可以用地面气象资料驱动。模型在 1 km × 1 km 网格基础上, 以日为时间步长, 将流域土壤分为 18 类, 土壤剖面分为 3 ~ 5 层不等, 流域植被概化为 9 类。模型只需要土壤初始含水量、初始地温和常规气象资料, 以及土壤和植被物理参数, 就能够连续演算各层土壤的温度、液态含水量、固态含水量、感热传导、潜热变化、水势梯度、导水率以及水分入渗和毛细上升量等水文循环要素。主要介绍了模型的基本原理和构建思路, 有关模型的地面资料驱动结果和与 MM5 嵌套结果部分, 参见后续文章()、()。

关 键 词: 冻土; 全球变暖; 地温; 土壤含水量; 水势
中图分类号: P343 **文献标识码:** A

我国寒区面积 $417.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[1], 是我国主要大江、大河的发源地和生态环境极为脆弱的地区。在全球变暖的背景下, 我国大多数寒区出现了冰川退缩、雪线大幅度上升和冻土退化等现象, 从而造成了多数河源地区产流量减少、水土流失严重和植被种类演替等环境问题。冰川水文、积雪水文和冻土水文是寒区水文研究的主要内容。相对而言, 冻土水文过程在寒区分布的更为广泛。在寒区流域产汇流过程中, 多年冻土活动层和季节性冻土融化层底部是深度不断变化的隔水层, 冻结和半冻结土壤和

岩层中固态含水量的存在, 改变了土壤—岩层的能量收支和平衡, 既增加了冻结—融化潜热过程, 同时改变了土壤—岩石层的导热系数、热容和总能量, 以及感热传导过程。固态含水量的存在, 还改变了土壤—岩石层的结构, 减小了土壤—岩层的有效孔隙度和实际土壤田间持水量, 从而改变了土壤液态水分—土壤水势关系(土壤水分特征曲线), 改变了土壤—岩石层的实际水力传导率, 最终改变了液态水分的流向、流速、流长和流量。陆地表层是水文过程中水分交换最为频繁、最为复杂的地区, 是地—气相

收稿日期 2006-03-18, 修回日期 2006-06-29.

* 基金项目 国家自然科学基金项目“内陆河流域高寒山区多年冻土活动层产流机制观测试验研究”(编号: 40401012)和“长江源区冰雪水文过程及对气候变暖的响应研究”(编号: 40301010), 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新前沿工程项目“黑河流域交叉集成研究的模型开发和模拟环境建设”(编号: 2003102)和“内陆河流域高寒山区多年冻土活动层产流机制观测试验研究”(编号: 2004112); 中国科学院知识创新工程重要方向性项目“内陆河(黑河)水—土—气—生观测与综合研究”(编号: KZCX3-SW-329)资助。

作者简介 陈仁升(1974-), 男, 山东沂水人, 副研究员, 博士, 主要从事寒区水文过程研究. E-mail: crs2008@lzb.ac.cn

互作用的汇集地,是对外界影响最为敏感的地区之一。因此,土壤冻融作用和水热交换贯穿于整个寒区流域的产流、入渗和蒸散发过程之中,是寒区流域水文循环过程的中心环节。探讨一个寒区流域的水文循环过程机理,最重要的一环就是要进行冻土水文过程观测试验与模拟研究。

我国内陆河流域的水资源主要来自于降水量相对较多的高大山区。在一个内陆河山区流域,冰川和多年积雪是“固体水库”,水源涵养林和高山草甸是“绿色水库”,而冻土则是调节和连接这两个“水库”和河川水系的纽带,同时也通过抑制蒸发和冻融过程中水势变化来涵养水源。内陆河山区海拔高度相对青藏高原腹地要低,多年冻土层厚度相对较浅,季节性冻土比例较大,冻土、冰川和积雪对气温的变化更为敏感,在全球变暖的趋势下,许多内陆河高山地区的多年冻土转变为季节性冻土,甚至在乌鲁木齐¹号冰川顶部出现了冰面湖^[2]。内陆河高寒山区冻土和积雪的变化将直接引起山区生态环境的变化,进而导致流域水文过程的变更,最直接的反映将是流域出山口径流量和径流年内分配的改变。这对水资源极为有限且水量主要来源于山区径流的内陆河流域来说,不论是对流域生产规划,还是对流域生态环境恢复和重建,均会产生较大的影响。

因此,需要在内陆河山区流域开展水文循环过程机理研究,在进行小流域综合寒区水文过程观测试验的同时,还需要进行模型模拟研究,将小流域研究成果推广应用到流域尺度,定量水文循环过程中的各变量,以期使全球变化背景下内陆河山区流域所面临的科学问题明朗化。内陆河山区流域季节冻土比例较大,其综合集成成果基本能够包含我国北方多数河源冻土分布区的水文过程。因此,在内陆河山区流域模型研究方面,应该发展一种能够适用于任何存在季节冻土和多年冻土山区流域的分布式模型。

国外分布式水文模型的研究至今已有近40 a的历史,并得以广泛应用^[3]。国内分布式水文模型研究起步较晚,但近年来开展得如火如荼^[4-3]。国内许多学者分别从不同角度描述了当前分布式水文模型的研究进展、展望及存在的问题^[14-3]。但纵观国内外众多的分布式水文模型,很少有模型涉及土壤冻融作用对流域产汇流过程的影响。鉴于上述分析,本文以黑河干流山区流域为例,构建了一个“内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(DWHC)”,以期能够服务于内陆河山区流域和其

他存在季节冻土和多年冻土的流域水文循环过程的研究。由于模型输入变量较多,在流域气象、土壤和植被参数资料等稀少的情况下,拟主要进行模型原理探讨。

1 模型结构

内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(DWHC)主要由气象因子模型、植被截留模型、冰川和积雪融化模型、土壤水热耦合模型、蒸散发模型、产流模型、入渗模型和汇流模型等8个子模型组成(图1)。模型根据大气降水到达地表以后各水文过程发生的先后进行构建,考虑了寒区流域冰川水文、积雪水文和冻土水文过程,其中最关键之处是利用土壤水热耦合模型将流域产流、入渗和蒸散发过程融合成一个整体(图1),弥补了分布式水文模型中缺乏冻土水文过程的问题,从而能够全面定量描述整个寒区水文过程。在大量吸收已有成果的基础上,模型在植被截留、入渗、产流和蒸散发计算方面也有所改进和创新,部分模块还设计了多套可选择方案。其中气象因子模型设计了两套方案,一是以地面观测资料进行空间分布,二是由中尺度大气模式MM5输出结果驱动。有关气象因子模型部分,将分别在“地面资料驱动结果”和“MM5嵌套结果”中介绍。下面分别就模型输入变量、模型基本原理和模型参数予以介绍。

2 模型时空分辨率和输入变量

2.1 时空分辨率

模型以数字高程模型(DEM)栅格单元为最小计算单元,考虑到黑河流域详细土壤、植被参数等资料的缺乏,模型空间分辨率定为 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 。空间坐标为双标准线等积圆锥投影(Albers),研究区域为 166×218 个网格,其中黑河干流山区流域面积为 $10\,009\text{ km}^2$ 。模型以日为时间步长。

2.2 输入变量

2.2.1 气象因子

气象因子主要有降水、气温和潜在蒸散发,资料来源为地面资料空间插值或中尺度大气模式MM5输出结果。模型设计了3套潜在蒸散发输入方案:

以E601蒸发资料代替;根据经典的Perman-Monteih公式^[20]、ASCE-PM公式^[21]或Priestley-Taylor方法^[22]计算;应用MM5模式输出的潜热转换。

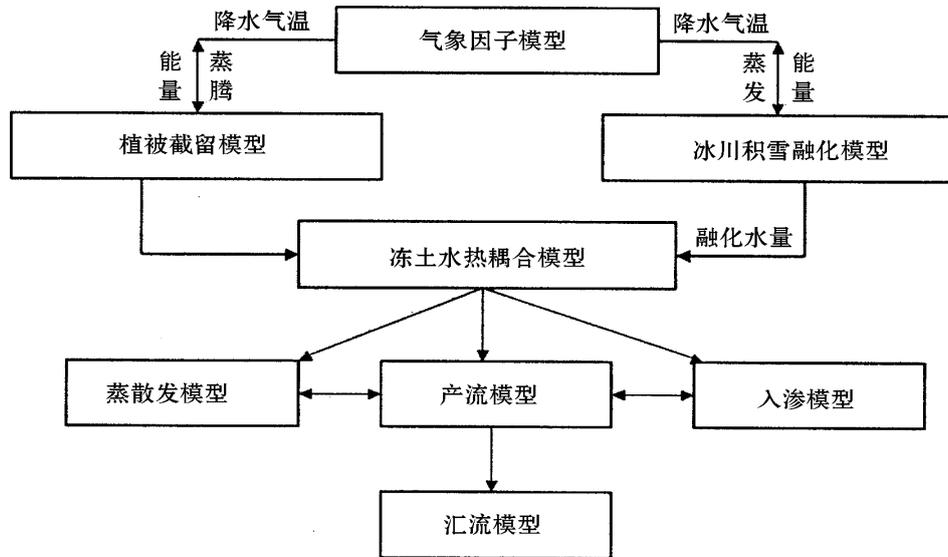


图 1 模型结构

Fig.1 Model structure and flow sheet

2.2.2 植被因子

植被因子主要包括植被类型、植被盖度、叶面积指数和饱和截留容量等。

根据最新的我国 1:100 万植被图^[23],黑河山区流域共有 20 种植被景观类型,为简单计,根据植被属、植被高度等将流域植被概化为 9 类。根据野外实际调查和测量结果^[24],以及其他地区相关植被的测量成果^[25,26],估计不同类型植被典型生长阶段的叶面积指数和饱和截留容量。在非生长季节,由于山区树木为常绿树种以及树枝和枯草的存在,植被对固态降水有一定的截留作用,因此冬季叶面积指数不为零。根据 2000 年 6 月 TM 影像解译成果和野外经验,给出不同土地利用类型下(共 11 种)的植被盖度。

2.2.3 土壤参数

根据黑河流域已有研究积累,山区流域土壤主要有 13 类计 18 亚类。根据流域土地利用类型,将流域土壤分为 3~5 层不等(图 2),并给出每层土壤的质地类型。根据祁连山区现有土壤剖面测量成果^[27~30]和其他地区同类标准土的研究成果^[31~36],以及我们大量实测调查结果,给出每层土壤的主要参数。这些参数包括土壤厚度、孔隙度、比重、田间持水量、枯萎含水量、残余含水量、初始含水量、饱和导水率、粒度分布指数、进气压力、固体颗粒比热以及土壤水分特征曲线等 12 个。

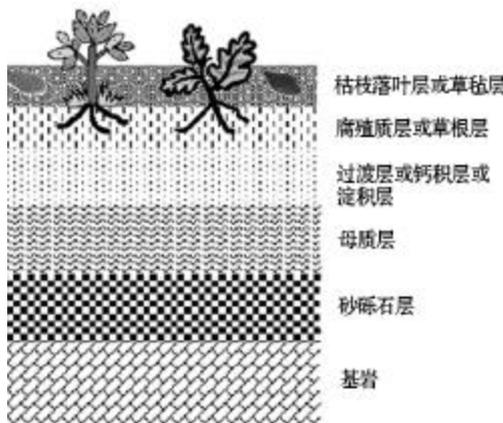


图 2 黑河干流山区流域土壤剖面划分

Fig.2 Soil profiles in mountainous watershed of Hehe river basin

2.2.4 地形因子

地形因子主要包括流域的 DEM,以及由此生成的坡度、坡向和水流流向等,DEM 为 1:10 万地形图生成。

3 模型基本原理

3.1 固液态降水分离及降水观测误差校正

固液态降水分离模型设计了 2 套方案:常用

的临界气温法^[37,38]; 根据降水的热量状态分离^[39]:

$$Q_p = \begin{cases} \min(1, (1 - f_{liqmax}) + f_{liqmax} \frac{T_1 - T}{T_1 - T_s}) & T < T_1 \\ 0 & T \geq T_1 \end{cases} \quad (1)$$

$$P_1 = P(1 - Q_p) \quad (2)$$

式中: P_1 为日液态降水量(mm), P 为日降水量(mm), T 为日平均气温(), T_s 为固态降水的临界气温(), T_1 为液态降水的临界气温(), Q_p 为降水的热量状态, f_{liqmax} 为降雪中最大液态水分含量, 可取 0.5。

受动力损失、蒸发损失和湿润损失的影响^[40], 常规气象站点器测降水比实际降水量少, 需分别对液态降水和固态降水进行校正。校正方法为经验系数法, 根据在乌鲁木齐河源、黑河山区流域和瑞士气象和水文研究所的试验研究工作, 液态降水校正系数大约为 1.07, 固态降水校正系数约为 1.15。

3.2 植被截留模型

参照 SW AT 模型的植被截留模型^[41], 设计了如下截留模型:

$$V_{p0} = V_{pmax} \frac{LAI}{LAI_{max}} \quad (3)$$

式中: V_{p0} 为植被截留容量(mmH_2O), V_{pmax} 为植被饱和截留容量(mmH_2O), LAI 为植被叶面积指数, LAI_{max} 为植被最大叶面积指数。

根据模型输入的典型日期不同植被类型的叶面积指数, 用多项式插值法^[41] 计算每天的叶面积指数。

实际冠层储存总截留量为:

$$V_{p, total} = \begin{cases} V_{p0} & P < V_{p0} \\ V_{p0} + V_{sto} & P > V_{p0} \end{cases} \quad (4)$$

式中: $V_{p, total}$ 为植被冠层实际总截留量(总储存量, mm), P 为日降水量(mm), V_{sto} 为植被叶面前期储存量(mm)。

实际截留量 V_p 如下计算:

$$V_p = \begin{cases} P & V_{p0} - V_{sto} < P \\ V_{p0} - V_{sto} & V_{p0} - V_{sto} > P \end{cases} \quad (5)$$

从而可以计算到达单元格地面的净水量:

$$P_{ground} = P(1 - V_{cov}) + V_{cov}(P - V_p) \quad (6)$$

式中: P_{ground} 为到达单元格地面的净水量(mm), V_{cov} 为植被盖度。

植被截留的降水量, 消耗于蒸发, 截留量蒸发可

按水面蒸发或潜在蒸发计算。此时植被的叶面储存量 V_{sto} :

$$V_{sto} = \begin{cases} V_{p, total} - E_0 & V_{p, total} \geq E_0 \\ 0 & V_{p, total} < E_0 \end{cases} \quad (7)$$

式中: E_0 为 E_01 蒸发量(mm)或潜在蒸发量。

3.3 季节性积雪和冰川融化模型

季节性积雪的融化, 一般采用度日因子法^[10-12,38]、能量平衡法和温度指标法等^[42]。另外还有根据积雪密度和厚度变化的热量传输法和一些经验方程等。本模型采用度日因子法。

冰川区季节性积雪作为冰川物质累积量处理。考虑中国西北山区冰川为大陆性冰川, 模型仅考虑冰川自上而下的融化过程^[10]。

3.4 冻土水热耦合模型

3.4.1 土壤水热连续性方程

经典的土壤水热耦合方程中, 土壤内的热量传输包括热量传导和对流^[24]:

$$q_h = -k_{hs} \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T_s q_w + L_v q_v \quad (8)$$

式中: q_h 为土壤内的热量传输(W/m^2), q_w 为水汽通量, q_v 为液态水通量, C_w 为水的比热, k_{hs} 为土壤热量传导系数($J/(m \cdot s \cdot)$), T_s 为地温(), z 为土壤深度(m), L_v 为蒸发潜热(常温为 $2465 \times 10^3 J/kg$)。

将能量守恒方程加入, 有:

$$\frac{\partial (C T_s)}{\partial t} - L_f s \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-q_h) - s_h \quad (9)$$

或:

$$\frac{\partial (C T_s)}{\partial t} - L_f s \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (k_{hs} \frac{\partial T_s}{\partial z} - C_w T_s \frac{\partial q_w}{\partial z} - L_v \frac{\partial q_v}{\partial z}) - s_h \quad (10)$$

式中: L_f 为冻融潜热($334 \times 10^3 J/kg$), s 为土壤固态体积含水量, s_h 为土壤密度, s_h 为源汇项, C 为土壤热容量。等式左边两项表征土壤感热和潜热随时间的变化。

3.4.2 基于土壤冻结状态的简单数值解法

(1) 土壤冻结状态。土壤冻结状态可分为 3 种, 即完全冻结、未冻结和部分冻结。土壤温度大于 0 时, 一般认为土壤没有冻结, 土壤含水量全为液态。当土壤低于一临界温度阈值 T_f , 可认为土壤完全冻结。土壤完全冻结, 是指土壤内除残余含水量之外, 其他水分为固态的状态。根据黑河祁连山区西水和野牛沟两套综合环境观测系统每半小时自动

观测数据^[24],模型取 T_f 为 -8 。当地温介于 0 和 T_f 之间时,土壤部分冻结(半冻结状态)。

(2) 不同冻结状态的水力传导率。

饱和导水率。不同土壤类型的土壤饱和导水率 k_0 是模型的输入参数。在土壤不同冻结状态,土壤饱和导水率不同,需要进行地温校正^[39]:

$$k_0 = \begin{cases} k_0 (0.54 + 0.023 T_s) & T_s > 0 \\ 0 & T_s < T_f \end{cases} \quad (11)$$

式中 k_0 为经地温校正以后的饱和导水率(cm/d)。

非饱和水力传导率。非饱和水力传导率是土壤水势(对应液态含水量)的函数,同时还受土壤结构和土壤饱和导水率的影响。

当土壤含水量小于含水量阈值 θ_n 时^[43]:

$$k_w' = k_{mat} \left(\frac{\theta - \theta_n}{\theta_s - \theta_n} \right)^{2.42n} \quad (12)$$

式中 k_{mat} 为饱和基质势传导率, n 为有关孔隙校正和径流路径扭曲的参数(默认为 1), θ 为土壤粒度分布指数, θ_s 为水势($\text{cm H}_2\text{O}$), θ_n 为进气压力($\text{cm H}_2\text{O}$)。

当土壤接近饱和时(含水量大于含水量阈值 θ_n)的传导率为^[39]:

$$k_w' = 10^{\left(\log(k_w'(\theta - \theta_n)) - \frac{\theta - \theta_n}{\theta_s - \theta_n} \log\left(\frac{k_{sat}}{k_w'(\theta - \theta_n)}\right) \right)} \quad (13)$$

式中 k_{sat} 为总饱和水力传导率, $k_w'(\theta - \theta_n)$ 为当土壤含水量低于 θ_n 时的导水率(即式(12)计算的结果)。

鉴于土壤基质势导水率等参数不易测量,为简单计,模型不直接考虑土壤内大孔隙的作用(仅应用式(12))并以经温度校正的饱和导水率(k_0)代替饱和基质势导水率(k_{mat})。这导致当土壤大孔隙较少时,所计算的导水率偏大,而存在较大孔隙时,所计算的导水率偏小。为处理这一问题,根据土壤剖面粒度资料,对存在大孔隙的土壤层,适当加大土壤饱和导水率。另外,由于黑河山区流域气温较低,多年冻土和季节性冻土广泛分布,冻土对土壤实际导水率影响较大,大孔隙作用相对变弱。

(3) 土壤热容量和导热系数。

热容量。土壤热容量 C ,可用如下公式计算^[39]:

$$C = f_{solid} C_{solid} + f_{water} C_{water} + f_{ice} C_{ice} \quad (14)$$

式中 f_{solid} 、 f_{water} 和 f_{ice} 分别表征干燥土壤固体颗粒、水和冰, $f_{solid} = 1 - \theta_s$,为土壤内矿物与有机固

体含量, θ_s 为孔隙度。土壤固体颗粒比热为模型输入资料,模型参照文献[44]和[45],在不考虑地温影响的情况下,估计了黑河山区流域不同土壤类型的固体颗粒比热。

土壤完全冻结时(地温小于 T_f),固态含水量为总含水量与残余含水量之差,液态含水量为残余含水量。当土壤没有冻结时,固态含水量为 0 ,液态含水量为总含水量:

$$C = \begin{cases} C_{ice} i_{ice} (total - r) + C_{water} w_r + C_{solid} s(1 - \theta_s) & T_s < T_f \\ C_{ice} i_{ice} + C_{water} w_{total} + C_{solid} s(1 - \theta_s) & T_s > 0 \end{cases} \quad (15)$$

式中: $total$ 为土壤总含水量, r 为残余含水量, s 为土壤比重, w 为水的密度, i 为冰密度。为简单计,模型不考虑冰—水转换造成的体积变化,从而假定冰与水的密度相等。

土壤导热系数。土壤导热系数同土壤颗粒性质及土壤含水量有关。不同土壤冻结状态的导热系数计算方法互异。

(a) 土壤未冻结。对有机质层(草毡层或枯枝落叶层)有^[46]:

$$k_{ho} = h_1 + h_2 \quad (16)$$

式中 k_{ho} 为有机质层未冻结导热系数($\text{J}/(\text{s} \cdot \text{m} \cdot \text{K})$), θ 为土壤总体积含水量(%), h_1 和 h_2 为系数,分别为 0.06 和 0.01 。

对非冻结矿物土壤,有如下经验公式^[47]:

$$k_{hm} = 0.343 \left(a_1 \log\left(\frac{\theta}{\theta_d}\right) + a_2 \right) 10^{a_3 d} \quad (17)$$

式中 a_1 、 a_2 和 a_3 为经验系数(粘土: 0.13 、 -0.129 和 0.6245 ;砂土: 0.1 、 0.058 和 0.6245), d 为土壤干密度。

(b) 土壤完全冻结。对完全冻结有机质层^[46]:

$$k_{ho,i} = \left(1 + h_3 \frac{\theta}{100} \right)^2 k_{ho} \quad (18)$$

式中 $k_{ho,i}$ 为未冻结残留层导热系数($\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$), θ 为土壤总含水量(%), Q 为土壤热质比, h_3 为系数,取值 2.0 。对完全冻结矿物土壤^[47]:

$$k_{hm,i} = b_1 10^{b_2 d} + b_3 \left(\frac{\theta}{100} \right) 10^{b_4 d} \quad (19)$$

式中: d 为土壤干密度, b_1 、 b_2 、 b_3 和 b_4 为系数,粘土分别为 0.00144 、 1.32 、 0.0036 和 0.8743 ,砂土分别为 0.00158 、 1.336 、 0.00375 和 0.9118 。

表层冻土的导热系数需做一修正,即乘以一个衰减系数^[39]:

$$R_f = e^{c_f} c_{m,d} + (1 - c_{m,d}) \quad (20)$$

式中 T_s 为表层冻土温度, c_f 和 $c_{m,d}$ 为系数(0.2 和 0)。

(c) 土壤部分冻结。当土壤温度在 0 到 T_f 之间变化时^[39] :

$$k_h = Q k_{h,i} + (1 - Q) k_{h,s} \quad (21)$$

式中 k_h 为部分冻结土壤的导热系数, $k_{h,s}$ 为未冻结土壤的导热系数, $k_{h,i}$ 为完全冻结土壤的导热系数。

(4) 土壤总能量。

完全冻结状态 完全冻结土壤层之间没有潜热产生, 只有感热传导。

土壤温度在 T_s 时的总能量 $Q_{\text{song},if}$ 是潜热与感热的函数^[39] :

$$Q_{\text{song},if} = z c_f T_f - L_f w_{\text{ice}} \quad (22)$$

式中 L_f 为冻融潜热($334 \times 10^3 \text{ J/kg}$), w_{ice} 为可能的冻结水量(质量), 即总含水量与残余含水量之差:

$$w_{\text{ice}} = w - z r_1 \quad (23)$$

式中 w 为土壤水总量(质量), z 为土壤厚度, r_1 为液态水密度, r 为残余含水量(%), 可根据实测取值(模型输入) 也可采用经验公式计算:

$$r = d_1 w_{\text{ilt}} \quad (24)$$

式中 d_1 为常数(取值 0.5), w_{ilt} 为土壤枯萎含水量。

半冻结状态和未冻结状态^[39] :

$$Q_{\text{song}} = L_f w_{\text{ice}} \left(\frac{T_s}{T_f} \right)^{\frac{d_2 w_{\text{ice}}}{d_2 d_3}} + C_{\text{ice}} T_s \quad (25)$$

式中 d_2 和 d_3 为系数, d_2 为接近于 0 的数字(可取 0.1), $d_3 = \pm 10$, 为土壤粒度分布指数, T_s 为地温 其他符合意义同上。

(5) 感热和潜热转换以及地温变化。

感热和潜热转换。只有土壤层之间发生感热传导, 才会导致地温的变化。而感热的变化, 与土壤总能量和土壤内潜热的变化密切相关。土壤内热量转换和传导以及温度的变化, 则与上下层土壤之间的含水量多少、相态以及温度等因子有关。

热量的传导过程是连续的, 在实际计算中, 一般是分层计算。以每层土壤中间的温度, 表征本层土壤的地温。土壤热传导一般存在以下几种情况:

(a) 上层土壤没有冻结, 下层土壤也没有冻结。

此时, 由于温度梯度的存在, 感热发生, 若存在向上的水汽流(在表层发生蒸发过程), 则潜热发生。

$$H_s = \left(k_{h,up} \frac{z}{2} + k_{h,down} \frac{z}{2} \right) \frac{T_{s,up} - T_{s,down}}{0.5z_{up} + 0.5z_{down}} \quad (26)$$

式中 H_s 为感热, k_h 为导热系数, z 为土壤厚度, 下标

up 和 down 分别表征上层和下层土壤, 下同。

(b) 上层土壤没有冻结, 下层土壤半冻结(融化时)

首先计算下层土壤的总能量(式(25)), 然后计算此时冰的潜热与土壤完全冻结时的总能量(式(22))的比值 $f_{\text{lat}}^{\text{down}}$:

$$f_{\text{lat}}^{\text{down}} = L_f w_{\text{ice,down}} / Q_{\text{song},if}^{\text{down}} \quad (27)$$

再计算下层土壤的冰点降低量 $r_{\text{down}}^{\text{down}}$:

$$r_{\text{down}}^{\text{down}} = \left(1 - Q_{\text{song},if}^{\text{down}} / Q_{\text{song},if}^{\text{down}} \right)^{d_2 \text{down} + d_3 \text{min}} \left(1 - Q_{\text{song},if}^{\text{down}} - Q_{\text{song},if}^{\text{down}} \right) / \left(Q_{\text{song},if}^{\text{down}} + L_f w_{\text{ice,down}} \right) \quad (28)$$

最后计算上下层之间的感热传导:

$$H_s = Q_{\text{song}}^{\text{down}} (1 - f_{\text{lat}}^{\text{down}}) (1 - r_{\text{down}}^{\text{down}}) \quad (29)$$

(c) 上层土壤没有冻结, 下层土壤完全冻结(融化时) 计算公式与情况(a) 相同, 但下层土壤的导热系数应该按照完全冻结土壤状态计算(式(18)和式(19))。

(d) 上层土壤半冻结, 下层土壤没有冻结(冻结时) 按照式(26) 计算;

(e) 上下层土壤均半冻结(融化和冻结时均可发生) 按照式(27) ~式(29) 计算;

(f) 上层土壤半冻结, 下层土壤完全冻结(融化时) 按照式(26) 计算;

(g) 上层土壤完全冻结, 下层土壤没有冻结(这种情况一般不存在) 按照式(26) 计算;

(h) 上层土壤完全冻结, 下层土壤半冻结(冻结时) 按照式(27) ~式(29) 计算;

(i) 上下层土壤均完全冻结 按照式(26) 计算。地温的变化。地温的变化, 是感热传导直接导致的:

$$T_{s,\text{change}}^2 = \frac{H_{1,2} - H_{2,2}}{C_2 z_{s,2} z_{s,2}} \quad (30)$$

式中 $T_{s,\text{change}}^2$ 为计算层(中间层) 土壤温度的变化, $H_{1,2}$ 为上层和计算层之间的热传导, $H_{2,2}$ 为计算层和下层土壤之间的热传导, C_2 为计算层土壤的热容量(式(15)), $z_{s,2}$ 为计算层土壤的密度(随含水量多少和相态变化而变化), $z_{s,2}$ 为计算层土壤的厚度。

根据式(30) 即可计算本层土壤的地温。

在知道各层土壤的初始地温和实测连续地表温度情况下, 可以连续演算各层土壤的温度。在缺乏实测地表温度的情况下, 可以用气温乘一个系数代替。

(6) 含水量大小及相态变化。

在计算完本层土壤地温的变化, 并获得本层土

壤在经过一次热传导以后的地温以后,即可根据此时的地温,判断本层土壤的冻结状态。从而根据式(22)或式(25)计算此时本层土壤的总能量,然后计算本层土壤的能量变化,从而计算本层土壤固态含水量的变化,最终完成一次完整的水热耦合过程。

一个简单的计算方法如下:

若土壤未冻结,则此时含水量全为液态含水量;若土壤完全冻结,则全为固态含水量(残余含水量除外);若土壤半冻结,则总能量根据式(25)计算,从而计算固态含水量变化量^[39]:

$$\Delta m_{\text{change}} = \frac{Q_{\text{ice change}}}{L_i z} \quad (31)$$

式中: $Q_{\text{ice change}}$ 为固态含水量质量变化, $Q_{\text{ice change}}$ 为土壤总能量变化, z 为土壤厚度。

在土壤初始固态和液态含水量已知的情况下,即可连续计算各层土壤的液态含水量和固态含水量。

3.5 入渗模型

有关土壤入渗的理论很多,有饱和下渗理论、非饱和下渗理论,以及一些经验公式,如霍顿公式(Horton, 1932)、考斯加柯夫公式(Kostiakov, 1931)、非利普公式(Philip, 1957)和格林—安普特公式(Green-Ampt, 1911)等^[42]。根据研究目的和研究尺度的不同,所应用的下渗理论也不一样。在SVATs和SPAC系统方面,多应用基于严格物理基础的下渗理论,即基于土壤水分特征曲线,根据水势判断水分运移方向,涉及土壤水分条件和土壤结构等条件下的导水率大小^[48]。或用经典的土壤水分传输方程,即基于Darcy定律和能量平衡方程的Richards方程^[49, 50],考虑土壤水力传导率和扩散率。在流域或区域尺度上,受土壤水分、物理性质资料的限制,一般采用简化的方法和一些经验公式^[5, 17, 42]。

本模型首先根据经典的土壤水分特征曲线(图3)计算水势,不同土壤的水分特征曲线为模型输入变量。如图3所示,经典的土壤水分特征曲线分为3段:

当土壤体积含水量小于 θ_x (图3)时,土壤含水量—水势张力关系可假定为对数—线性关系^[39]:

$$\log \left(\frac{\theta}{\theta_x} \right) = \frac{\psi - \psi_x}{\psi_{mat} - \psi_x} \quad \theta < \theta_x < \theta_{wilt} \quad (32)$$

式中: ψ_x 为水势拐点($\text{cm H}_2\text{O}$, 图3), ψ 为实际水势($\text{cm H}_2\text{O}$), θ 为实际体积含水量, θ_{wilt} 为枯萎含水量

(%) ,即水势 $\psi_{wilt} = -15000 \text{ cm H}_2\text{O}$ 时的含水量。

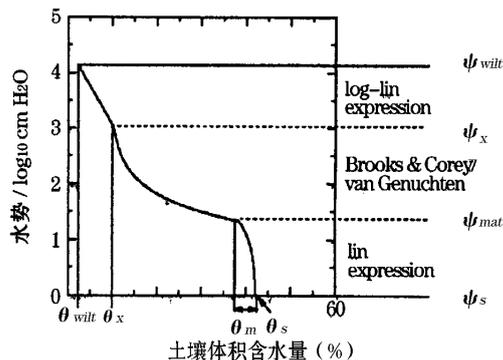


图3 经典土壤水分特征曲线示意图

Fig.3 Sketch map of the classical soil water potential-soil water content

当土壤体积含水量大于 θ_x 且小于 θ_m 时(图3),应用 Brooks&Corey 公式^[51]:

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} = \frac{\psi - \psi_{mat}}{\psi_s - \psi_{mat}} \quad \theta_m < \theta < \theta_x \quad (33)$$

式中: ψ_a 为进气张力($\text{cm H}_2\text{O}$), m 为土壤粒度分布指数, θ_s 为空隙度, θ_r 为残余水分含量(%), $\theta_m = \theta_s - 4$ 。

当体积含水量大于 θ_m 时(图3)^[39]:

$$\psi = \psi_{mat} - \frac{\psi_{mat} - \psi_s}{m} \left(\frac{\theta - \theta_m}{\theta_s - \theta_m} \right)^{1/m} \quad \theta > \theta_m \quad (34)$$

式中: ψ_{mat} 为对应于 θ_m 的水势张力($\text{cm H}_2\text{O}$), ψ_s 为大孔隙含量(4%), ψ_s 为土壤饱和时的水势($\text{cm H}_2\text{O}$)。

当土壤温度在 0°C 以下时,由于固态含水量的存在,使土壤结构发生了变化,从而对同一土样来说,随着温度和固态含水量的变化,土壤水分特征曲线会有无数种不同的形式。本模型首先按照非冻结土壤的理论(式(32)~式(34))计算水势,然后根据如下公式对水势进行温度校正^[39]:

$$\psi = \psi_{\text{solid} + \text{s} - \text{total}} + 200 \frac{\text{solid}}{\text{solid} + \text{s} - \text{total}} z g \quad (35)$$

式中: ψ 为经温度校正以后的实际水势($\text{cm H}_2\text{O}$), solid 为土壤固态水分体积含量(%), $\text{s} - \text{total}$ 为土壤总体积含水量(%), z 为土壤深度(m), g 为重力加速度(9.8 m/s^2)。

土壤液态水分由水势张力小的土壤层流向水势张力大的土壤层。在实际计算中,首先根据地温判断上下层土壤的冻结状态,选择合适的水力传导率计算公式,然后再根据 Darcy 定律计算液态水分

流量。

若第一层土壤水势张力小于第二层土壤水势,

$$INF_{1,2} = \max \left[-k_w^* \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{z_2} - 1 \right) \left(\psi_1 - (chshuiliang_1 - solid_1) \right) z_1, \psi_1 - (chshuiliang_1 - solid_1) \right] \quad (36)$$

式中: $INF_{1,2}$ 为第一层土壤和第二层土壤之间的下渗量, k_w^* 为实际导水率, ψ 为含水量, ψ 为水势, $solid$ 表征固态, ψ 表征液态, $chshuiliang$ 为田间持水量, z_1 和 z_2 分别表征第一层土壤和第二层土壤。当第一层土壤温度小于 0°C 时(冻结和半冻结状态), 只有第一层土壤液态含水量大于有效田间持水量(田间持水量与土壤固态含水量之差)时, 才有入渗过程发生(式(36))。

若第一层土壤水势大于第二层土壤水势, 则土壤毛细水上升, 此时, 上升量为:

$$INF_{1,2} = \min \left[-k_w^* \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{z_2} - 1 \right) \left(\psi_1 - \psi_{wilt,2} \right) z_2 \right] \quad (37)$$

式中: $\psi_{wilt,2}$ 为第二层土壤枯萎含水量。毛细水上升不得大于第二层土壤液态含水量与枯萎含水量之差(式(37))。实际计算中, 必须考虑量纲统一和土壤厚度等因子。

3.6 蒸散发模型

鉴于缺乏流域详细的植被参数资料, 模型设计了一套蒸散发简化计算方法, 即在一个计算单元内, 首先计算土壤(裸地)和植被的分布面积, 然后单独计算土壤蒸发和植被蒸腾:

(1) 土壤蒸发。土壤蒸发系水面蒸发量 E_0 和土壤有效液态含水量(液态含水量 ψ_1 与残余含水量 ψ_r 之差)的函数。水面蒸发的大小反映了实际蒸发能力, 有效液态含水量表征可蒸发的水量。当土壤液态含水量小于土壤残余含水量时, 不发生土壤蒸发过程:

$$E_s = aE_0(\psi_1 - \psi_r) \quad (38)$$

$$E_s = \min[E_s, \max(0, (\psi_1 - \psi_r) z_1)] \quad (39)$$

(2) 植被蒸腾。植被蒸腾是水面蒸发量 E_0 、植被实际截留蒸发量 VE 、土壤液态含水量 ψ_1 、枯萎含水量 ψ_{wilt} 和叶面积指数 LAI 的函数。水面蒸发量与植被实际截留蒸发量之差($E_0 - VE$)反映了经植被截留蒸发以后的实际蒸发能力, 植被蒸腾只能是液态含水量。当土壤液态含水量小于土壤枯萎含水量时, 植被不进行蒸腾过程。叶面积指数反映了植被的类型和生长状况:

$$E_v = b(E_0 - VE)(\psi_1 - \psi_{wilt})LAI \quad (40)$$

则土壤水分下渗, 此时, 下渗量为:

$$E_v = \min[E_v, \max(0, (\psi_1 - \psi_{wilt}) z_1)] \quad (41)$$

单元格平均蒸散发与植被盖度有关:

$$E = E_s(1 - V_{cov}) + E_v V_{cov} \quad (42)$$

式中: ψ_1 为土壤液态含水量(小数), ψ_{wilt} 为土壤枯萎含水量(小数), ψ_r 为土壤残余含水量(小数), E_0 为水面蒸发量(可用 $E601$ 资料代替, 或应用 $MM5$ 模式输出的潜热计算), VE 为植被实际截留蒸发量(mm), E_s 为土壤蒸发量(mm), E_v 为植被蒸腾(mm), E 为单元格蒸散发(mm), z_1 为第一层土壤厚度(mm), a 为土壤蒸发统一调整系数, b 为植被蒸腾统一调整系数, V_{cov} 为植被盖度(小数), LAI 为叶面积指数。

3.7 产流模型及土壤水热耦合流程

产流、入渗和蒸散发是流域地表过程中相互关联不可分隔的 3 个重要的水文过程。在水文模型中, 无法同时描述这几个主要的水文过程, 因此必须区分各水文过程发生时间的先后。随研究时间尺度的不同, 这三个过程的重要性也不同, 因此在水文模型中的描述次序互异。

本模型的研究时间尺度是一日, 因此, 模型先考虑地表产流过程, 然后考虑表层入渗过程和第一层壤中流过程, 再考虑蒸散发过程, 最后考虑第二层及其以下土壤的壤中流过程。根据黑河流域短历时强降雨过程较少以及冻土广泛分布的状况, 以及考虑模型的时间尺度是日, 设计了如下产流模型:

地表产流: 首先判断到达地表面的液态净水量(包含固态降水融化量, 扣除植被截留液态水量), 是否大于地表面的饱和导水率, 若大于, 则产流, 否则不产流:

$$R_{surface} = \max(0, P_{ground} + R_{snow} + R_{glacier} - k_0) \quad (43)$$

式中: $R_{surface}$ 为地表产流量, P_{ground} 为到达地表的液态净水量(式(6)), R_{snow} 为季节性积雪融化量, $R_{glacier}$ 为冰川融化量, k_0 为经温度校正以后的饱和导水率(式(11))。计算过程中, 单位需统一。

第一层土壤的壤中流: 扣除地表产流量以后, 剩余液态水分全部入渗到第一层土壤。此时, 求取第一层土壤的液态含水量和固态含水量, 并判断第一层是否有壤中流产生。第一层土壤产流的前提条件是液态含水量必须大于残余含水量, 而且总含水量

必须大于土壤孔隙度：

$$R_1 = \max \left\{ 0, \left[\frac{0}{(s_{1j} - (s_{1j} - s_{\text{solid},j}))z_1)} - r_1 \right] \right\} \quad (44)$$

式中 R_1 为第一层土壤产流量, s_{1j} 为第一层土壤液态水分含量, $s_{\text{solid},j}$ 为第一层土壤孔隙度, r_1 为第一层土壤残余含水量, $s_{\text{solid},j}$ 为第一层土壤固态含水量, z_1 为第一层土壤厚度。实际计算中, 变量单位需一致。

求取此时第一层土壤 T_1 温度时土壤热容^[15]、可能冻结水分含量(式(23))和土壤总能量(式(22))。

此时根据第一层土壤的温度判断其冻结状态, 计算第一层土壤和第二层土壤的水势(由液态水分造成, 式(32)~式(35))然后判断用哪种公式计算第一层土壤和第二层土壤的实际导水率(式(11)~式(13)), 这样即可判断液态水分运动方向和计算液态水分流量(式(36)和式(37))。

此时, 计算经产流和下渗(或毛细水分上升)以后的第一层土壤的液态含水量和固态含水量, 然后计算土壤蒸发和植被蒸腾量(式(38)~式(42))。模型假定植被根系均分布在第一层土壤内, 即显式大叶模式。

根据第一层土壤此时固液态含水量情况, 计算此时土壤热容量、导热系数和与地表之间的感热传导。然后计算第二层土壤在 T_2 温度时的热容量、可能冻结水分含量和总能量。计算第二层土壤的固液态含水量状况和导热系数, 从而计算第一层土壤和第二层土壤之间的感热传导。根据第一层土壤与地表和第一层土壤与第二层土壤之间的感热传导, 计算第一层土壤能量的变化, 从而计算第一层土壤温度的变化和第一层土壤此时的温度, 再根据地温判断第一层土壤固液态含水量的比例, 从而完成一次完整的水热循环过程。其他土壤层土壤水热耦合过程依次类推。

如果下层土壤完全冻结, 则为隔水层。根据土壤剖面划分情况(图 2), 下伏地层是基岩, 渗透性较小。因此, 模型假定模型中计算土壤层以下为隔水层, 即模型不考虑深层地下水的作用。

同时模型还假定, 下边界为隔热层, 即假定在较深部地区, 土壤温度变化幅度较小, 最底层土壤仅仅与其上覆地层之间有热量交换。

3.8 汇流模型

在月或更长的时间尺度上, 一般分布式模型不考虑流域汇流过程, 流域总产流量仅仅是流域计算

单元(坡面、栅格或子流域)产流量之和^[10, 11]。在日或更小的时间尺度上, 汇流过程是分布式模型中极为重要的一个过程。在传统的分布式模型中, 一般采用汇流单位线方法(如新安江模型^[51])然后进行河道流量演算。常用的汇流单位线主要有纳希瞬时单位线和地貌瞬时单位线^[42]。河道流量演算一般采用动力波理论^[50, 52], 具体有水力学和水文学两种方法。经典的水力学方法是数值求解圣维南方程, 而水文学演算方法则是求解马斯京根方程^[11, 41, 42]。

鉴于缺乏详细的流域沟道参数如河道长度、宽度、水力半径、糙率系数等资料, 本模型采用如下的简单汇流方案：

3.8.1 若干假定

鉴于模型空间分辨率为 1 km, 坡面汇流在 1 个单元格之内, 汇流时间较短。为简单计, 本模型不考虑坡面汇流过程(即单元格内汇流), 也就不考虑坡面汇流时间。多数分布式模型都用此概化方式。

模型的第二个汇流假定同 Topmodel 模型^[7], 即假定地表水力坡度与地下水力坡度一致, 也就是说, 壤中流与地表径流的汇流时间差, 仅仅是由于土壤层和地表的水分传输性质不同所造成的。

模型汇流的第三个假定: 不考虑河流流量叠加引起的流速变快问题(即不考虑由于流量叠加引起的水面坡度大于河道坡度以及由此引起的动力波问题), 即直接计算每个河道水流到达流域出口断面的时间, 然后根据汇流时间叠加流量。这个假定与等流时线法相同。

第四个假定: 不考虑不同河道的深度、宽度、水力半径和糙率系数等的差别。多数分布式模型也都用此概化方式, 因为 DEM 生成的河道与实际河道是有差别的, 而且这些参数在较大的流域内很难详细获得。

3.8.2 汇流原理

在对 DEM 进行填充处理的基础上, 计算每一栅格单元与其相邻的八个单元之间的坡度, 按最陡坡度原则即 D8 (Deterministic eight neighbors)^[53] 原则, 确定该单元的水流方向。

以每个计算单元中心点为起点, 计算该单元格水水流向下一个单元格中心点的汇流时间：

$$t_{i,j} = \frac{l_1}{\text{atan}(s_i)^b} + \frac{l_2}{\text{atan}(s_j)^b} \quad (45)$$

式中 $t_{i,j}$ 为自第 i 个单元格中心点到第 j 个单元格中心点的汇流时间, l_1 为第 i 个单元格内的河道长度, l_2 为第 j 个单元格内的河道长度, s_i 为第 i 个单元格的

坡度, β_j 为第 j 个单元格的坡度, a 和 b 为可调汇流参数, 在整个流域内同一土壤层采用统一的汇流参数。

根据单元格水流方向, 确定每个单元格到达流域出口的汇流路径, 从而计算每个单元格到达流域出口的总汇流时间。

根据河道汇流时间, 叠加到达流域出口的日平均流量。模拟起始时间为所有单元格第一天产流量都到达流域出口的时间, 即最长单网格汇流时间, 而不是模型计算起始时间。

根据模型土壤剖面划分结果, 有些地区土壤划分为3层, 有些为4层或5层。相应的汇流也存在4层、5层和6层之分(增加了1层地表汇流)。地表汇流时间最快, 第一层壤中流次之, 依次类推。

4 模型参数

尽管模型是一个基于严格物理基础的模型, 在流域气象、土壤、植被和沟道参数等资料稀少的情况下, 尚存在部分模型参数, 这些参数主要分为3类:

(1) 经验参数: 即根据实际观测结果或经验估计, 一旦确定, 基本不做调整的参数。主要包括固液态降水临界日平均气温^[30]、固液态降水观测误差校正系数^[40]、积雪、冰川融化度日因子、土壤完全冻结临界气温 T_f 和基流常数。这些参数多数来源于相关地区的观测研究成果。

(2) 初始参数: 即初始赋值参数, 主要包括5层土壤初始地温参数和初始含水量参数, 不做调整。

(3) 可调参数: 即在模型运转过程中, 需要进行调整的参数, 这些参数一般对模型计算结果较为敏感。主要包括土壤蒸发统一调整参数和植被蒸腾统一调整系数(式(38)和式(40))以及汇流参数(式(45))。

5 结 语

(1) 土壤水热耦合过程, 贯穿于我国多数大江大河流域河源地区的产流、入渗和蒸散发过程中, 但目前分布式水文模型很少涉及土壤冻融作用对流域水文过程的影响。本文以黑河干流山区流域为例, 构建了一个分布式水热耦合模型(DW HC), 该模型最关键之处是利用土壤水热耦合模型将流域产流、入渗和蒸散发过程融合成一个整体, 弥补了分布式水文模型中缺乏冻土水文过程的问题, 从而能够全面定量描述整个寒区水文过程。模型在植被截留、入渗、产流和蒸散发计算方面也有所改进和创新, 部

分模块还设计了多套可选择方案。

(2) DW HC 模型设计与中尺度大气模式 MM5 的嵌套接口, 并且可以用地面气象资料驱动, 气象资料驱动方式也设计了多套空间插值方案。模型在 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 网格基础上, 以日为时间步长, 依据黑河流域“九五”攻关的有关成果(土壤图、土地利用类型等) 将流域土壤分为18类, 并根据土壤类型及其分布的不同, 将土壤剖面分为3~5层不等, 同时考虑了枯枝落叶层和草毡层的作用。依据我国最新的 $1:100$ 万植被类型图, 将流域植被概化为9类。

(3) 模型可调参数和输入变量很少, 只需要常规气象资料以及基本土壤和植被参数, 就能够连续演算各层土壤的温度、液态含水量、固态含水量、感热传导、潜热变化、水势梯度、导水率和水分入渗和毛细水分上升量等水文循环要素。从理论上来说, DW HC 模型是一个空间分布了的 SVATs 系统模型, 是一种较新的水文模式。

(4) 有关模型的地面资料驱动结果和与 MM5 嵌套结果部分, 参见后续文章。

参考文献(References):

- [1] Chen Rensheng, Kang Esi, Wu Lizong, et al. Cold regions in China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(4): 469-475. [陈仁升, 康尔西, 吴立宗, 等. 中国寒区分布探讨 [J]. 冰川冻土, 2005, 27(4): 469-475.]
- [2] Li Zhongqin. A glacier meltwater pool was discovered at summit of east branch of glacier No. 1 at Tuziqi river head, Tianshan Mts., Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(1): 150-152. [李忠勤. 天山乌鲁木齐河源1号冰川东支顶部出现冰面湖 [J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 150-152.]
- [3] Michael B A, Refsgaard J C. Distributed Hydrological Modeling [M]. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1996.
- [4] Li Jiren. Application of remote sensing and geographic information system in research of distributed hydrological model [J]. Hydrology, 1997(3): 8-12. [李纪人. 遥感和地理信息系统在分布式水文模型研制中的应用 [J]. 水文, 1997(3): 8-12.]
- [5] Xiong Lihua, Guo Shenglian. Three layers coupled watershed hydrological model (D) model structure and equation [J]. Journal of Wuhan University of Hydraulic & Electric Engineering, 1998, 31(1): 28-31. [熊立华, 郭生练. 三层耦合流域水文模型(D)模型结构和数学方程 [J]. 武汉水利电力大学学报, 1998, 31(1): 28-31.]
- [6] He Yanbo, Yang Kun. Remote sensing and geographic information system applied to hydrologic modeling [J]. Geology-Geochemistry, 1999, 27(2): 99-103. [何延波, 杨琨. 遥感和地理信息系统在水文模型中的应用 [J]. 地质地球化学, 1999, 27(2): 99-103.]

- [7] Guo Fang, Liu Xinren, Ren Liliang. A topography based hydrological model: TOPMODEL and its widened application [J]. *Advances in Water Science*, 2000, 11(3): 296-301. [郭方, 刘新仁, 任立良. 以地形为基础的流域水文模型——Topmodel 及其拓宽应用 [J]. *水科学进展*, 2000, 11(3): 296-301.]
- [8] Guo Shengjian, Xiong Lihua, Yang Jing. A DEM and physically based distributed hydrological model [J]. *Journal of Wuhan University of Hydraulic & Electric Engineering*, 2000, 33(6): 1-5. [郭生练, 熊立华, 杨井. 基于 DEM 的分布式流域水文物理模型 [J]. *武汉水利电力大学学报*, 2000, 33(6): 1-5.]
- [9] Ren Liliang. A study on digital hydrological modeling [J]. *Journal of Hohai University*, 2000, 28(4): 1-7. [任立良. 流域数字水文模型研究 [J]. *河海大学学报*, 2000, 28(4): 1-7.]
- [10] Chen Rensheng, Kang Ersi, Yang Jianping, et al. A distributed runoff model for inland river mountainous basin of northwest China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2003, 13(3): 363-372.
- [11] Yu Xinying, Liu Xinren. Distributed hydrological model for watersheds supplemented with melted snow and glacier water and rainfall [J]. *Journal of Hohai University*, 2002, 30(5): 23-27. [俞鑫颖, 刘新仁. 分布式冰雪融水雨水混合水文模型 [J]. *河海大学学报*, 2002, 30(5): 23-27.]
- [12] Wang Zhonggen, Zheng Hongxing, Liu Changming, et al. A distributed hydrological model with its application to the Jinghe watershed in the Yellow River Basin [J]. *Science in China (Series E)*, 2004, 47(suppl.): 60-71.
- [13] Huang Qinghua, Zhang Wanchang. Improvement and application of GIS-based distributed SWAT hydrological modeling on high altitude, cold, semi-arid catchment of Heihe river basin, China [J]. *Journal of Nanjing Forestry University*, 2004, 28(2): 22-26. [黄清华, 张文昌. SWAT 分布式水文模型在黑河干流山区流域的改进及应用 [J]. *南京林业大学学报*, 2004, 28(2): 22-26.]
- [14] Huangping, Zhao Jiguo. A study on distributed hydrological mathematical model of basin and applied prospect [J]. *Hydrology*, 1997, (5): 5-10. [黄平, 赵吉国. 流域分布式水文数学模型的研究及应用前景展望 [J]. *水文*, 1997, (5): 5-10.]
- [15] Ren Liliang, Liu Xinren. A review of the digital elevation model extraction and digital hydrological modeling [J]. *Advances in Water Science*, 2000, 11(4): 463-469. [任立良, 刘新仁. 数字高程模型信息提取与数字水文模型研究进展 [J]. *水科学进展*, 2000, 11(4): 463-469.]
- [16] Chen Rensheng, Kang Ersi, Yang Jianping, et al. Research review of hydrological modeling [J]. *Journal of Desert Research*, 2003, 23(3): 221-229. [陈仁升, 康尔泗, 杨建平, 等. 水文模型研究综述 [J]. *中国沙漠*, 2003, 23(3): 221-229.]
- [17] Wang Zhonggen, Liu Changming, Wu Xi'an. A review of the studies on distributed hydrological model based on DEM [J]. *Journal of Natural Resources*, 2003, 28(2): 168-173. [王中根, 刘昌明, 吴险峰. 基于 DEM 的分布式水文模型研究综述 [J]. *自然资源学报*, 2003, 28(2): 168-173.]
- [18] Wang Shuyang, Kang Ersi, Lixin. Progress and perspective of distributed hydrological models [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(1): 61-65. [王书功, 康尔泗, 李新. 分布式水文模型的进展及展望 [J]. *冰川冻土*, 2004, 26(1): 61-65.]
- [19] Rui Xiaofang, Huang Guoru. Actuality and future of the distributed hydrological models [J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2004, 24(2): 55-58. [芮孝芳, 黄国如. 分布式水文模型现状与未来 [J]. *水利水电科技进展*, 2004, 24(2): 55-58.]
- [20] Campbell G S. *An Introduction to Environmental Biophysics* [M]. New York: Springer-Verlag, 1977.
- [21] Allen R G, Smith M, Perrier A. An update for the definition of reference evaporation [J]. *ICD Bulletin*, 1994, 43(2): 1-34.
- [22] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using larger-scale parameters [J]. *Monthly Weather Review*, 1972(100): 91-92.
- [23] Hou Xueyu. *Vegetation Atlas in China (1:1000000)* [M]. Beijing: Science Press, 2001. [侯学煜. 中国植被图集(1:1000000)] [M]. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [24] Kang Ersi, Cheng Guodong, Song Kechao, et al. Simulation of energy and water balance in soil-vegetation-atmosphere transfer system in the mountain area of Heihe River Basin at Hexi Corridor of northwest China [J]. *Science in China (Series D)*, 2005, 48(4): 538-548.
- [25] Wang Xiping, Kang Ersi, Zhang Jinguang, et al. Comparison of interception loss in shrubby and sub-shrubby communities in the Tengger desert of northwest China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(1): 89-94. [王新平, 康尔泗, 张景光, 等. 荒漠地区主要固沙灌木的降水截留特征 [J]. *冰川冻土*, 2004, 26(1): 89-94.]
- [26] Du Zhanchi, Yang Zongui, Cui Xiaoyang. A comparative study on leaf area index of five plant communities in typical steppe region of Inner Mongolia [J]. *Grassland of China*, 2001, 23(5): 13-18. [杜占池, 杨宗贵, 崔晓勇. 内蒙古典型草原地区 5 类植物群落叶面积指数的比较研究 [J]. *中国草地*, 2001, 23(5): 13-18.]
- [27] Chen Longheng, Qu Yaoguang. *Water and Land Resources and Their Rational Development and Utilization in the Hexi Region* [M]. Beijing: Science Press, 1992. [陈隆亨, 曲耀光. 河西地区水土资源及其合理开发利用 [M]. 北京: 科学出版社, 1992.]
- [28] Chen Longheng, Xiao Hongliang. *Mountainous Soil and Its Utilization in Hexi Region* [M]. Beijing: Ocean Press, 2003. [陈隆亨, 肖洪浪. 河西土地土壤及其利用 [M]. 北京: 海洋出版社, 2003.]
- [29] Soil Reconnaissance Office of Gansu Province. *Gansu Soil* [M]. Beijing: Chinese Agriculture Press, 1993. [甘肃省土壤普查办公室. 甘肃土壤 [M]. 北京: 农业出版社, 1993.]
- [30] Soil Reconnaissance Office of Gansu Province. *Gansu Soil Type* [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1993. [甘肃省土壤普查办公室. 甘肃土种志 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993.]
- [31] Zhu Zuxiang. *Soil Sciences* [M]. Beijing: Chinese Agriculture

- Press, 1983. [朱祖祥. 土壤学 [M]. 北京: 农业出版社, 1983.]
- [32] Zhu Anning, Zhang Jiabao, Cheng Zhuhua. A simple method to estimate water retention curves of light-textured soil [J]. Chinese Journal of Soil Science, 2003, 34(4): 253-258. [朱安宁, 张佳宝, 程竹华. 轻质土壤水分特征曲线估计的简便方法 [J]. 土壤通报, 2003, 34(4): 253-258.]
- [33] Zhang Xiyang, Zhang Lu, Liu Changming. On describing the hydraulic properties of unsaturated soil in piedmont of Mt. Taihang [J]. Acta Agriculturae Boreali-Sinica, 2001, 16(2): 75-82. [张喜英, 张鲁, 刘昌明. 太行山前平原土壤水分特征曲线拟合参数的确定 [J]. 华北农业学报, 2001, 16(2): 75-82.]
- [34] Xu Shahui, Liu Jianli. Fractal approach for estimating soil water retention curves of various textures [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2003, (1): 78-82. [徐绍辉, 刘建立. 估计不同质地土壤水分特征曲线的分形方法 [J]. 水利学报, 2003, (1): 78-82.]
- [35] Liu Jianli, Xu Shahui. Figuring soil water characteristic curve based on particle size distribution data: Application of fractal models [J]. Acta Pedologica Sinica, 2003, 40(1): 46-52. [刘建立, 徐绍辉. 根据颗粒大小分布估计土壤水分特征曲线: 分形模型的应用 [J]. 土壤学报, 2003, 40(1): 46-52.]
- [36] Liu Jianli, Xu Shahui. Estimation of soil water retention characteristics with a non-similar-media method [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2003, (4): 80-84. [刘建立, 徐绍辉. 非相似介质方法在估计土壤水分特征曲线中的应用 [J]. 水利学报, 2003, (4): 80-84.]
- [37] Kang Eris, Ohmura. Energy, water amount and runoff balance model in a glacier watershed, Tien Shan [J]. Science in China (Series B), 1994, 24(9): 983-991. [康尔泗, A. Ohmura. 天山冰川作用流域能量、水量和物质平衡及径流模型 [J]. 中国科学: B 辑, 1994, 24(9): 983-991.]
- [38] Kang Eris, Cheng Guodong, Lan Yongchao, et al. A model for simulating the response of runoff from the mountainous watershed of inland river basins in the arid area of northwest China to climatic changes [J]. Science in China (Series D), 1999, 42(suppl.): 52-63.
- [39] Jansson P E, Karlberg L. Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil-Plant-Atmosphere systems [M]. Stockholm: Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, 2001.
- [40] Yang Daqing, Barry E G, John R M, et al. Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges [J]. Water Resources Research, 1999, 35(2): 491-508.
- [41] Neilsch SL, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Soil and water assessment tool theoretical documentation, version 2002. <http://www.brc.tarrus.edu/swat/>.
- [42] Xiong Lihua, Guo Shengliang. Distributed Hydrological Model [M]. Beijing: China Water & Power Press, 2004. [熊立华, 郭生练. 分布式流域水文模型 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.]
- [43] Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media [J]. Water Resource Research, 1976, (12): 513-522.
- [44] Wang Chunhe. Relationship between groundwater and upper limit of permafrost in north Daxing anling [C]. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, eds. Proceeding of Glaciology and Geocryology, the Geographical Society of China. Beijing: Science Press, 1982: 31-37. [王春鹤. 大兴安岭北部多年冻土上限和地下水 [C]. 中国科学院兰州冰川冻土研究所编辑. 中国地理学会冰川冻土学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 1982: 31-37.]
- [45] <http://www.pep.com.cn/200307/ca253531.htm>
- [46] de Vries D A. Heat transfer in soils [C]. de Vries D A, Aigian N H, eds. Heat and Mass Transfer in the Biosphere. I. Transfer Processes in Plant Environment. Washington DC: Scripta Book Co. 1975: 5-28.
- [47] Kersten M S. Thermal properties of soils [M]. Institute of Technology, Engineering Exp Station, Bulletin No. 28, Minneapolis: University of Minnesota, 1949.
- [48] Zhang Guanghui, Shao Mingan. Using soil physical properties to determine the absorptive parameter S_e in Green-Ampt infiltration model [J]. Acta Pedologica Sinica, 2000, 37(4): 553-557. [张光辉, 邵明安. 用土壤物理特性推求 Green-Ampt 入渗模型中吸力参数 S_e [J]. 土壤学报, 2000, 37(4): 553-557.]
- [49] Zhou Zefu, Hong Lingxia. Studies on infiltration and infiltration simulation of soil water in different woodlands [J]. Scientia Silvae Sinicae, 1997, 33(1): 9-17. [周泽福, 洪玲霞. 不同林地土壤水分入渗和入渗模拟的研究 [J]. 林业科学, 1997, 33(1): 9-17.]
- [50] Yang Dawen, Lichong, Ni Guanghen, et al. Application of a distributed hydrological model to the Yellow river basin [J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(1): 143-154. [杨大文, 李羽中, 倪广恒, 等. 分布式水文模型在黄河流域的应用 [J]. 地理学报, 2004, 59(1): 143-154.]
- [51] Zhao Renjun. Watershed Hydrological Simulation - Xin'anjiang Model and Shanbei Model [M]. Beijing: Water and Electric Power Press, 1984. [赵人俊. 流域水文模拟——新安江模型和陕北模型 [M]. 北京: 水利电力出版社, 1984.]
- [52] Rui Xiaofeng. Hydrological Principles [M]. Beijing: China Water & Power Press, 2004. [芮孝芳. 水文学原理 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.]
- [53] Fairfield J, Leymarie P. Drainage network from grid digital elevation models [J]. Water Resources Research, 1991, 27(4): 29-61.]

A Distributed Water-Heat Coupled (DW HC) Model for
Mountainous Watershed of An Inland River Basin () :
Model Structure and Equations

CHEN Ren-sheng , L Shi-hua , KANG Er-si ,

JI Xi-bin , YANG Yong , ZHANG Ji-shi

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute , Chinese Academy of
Sciences , Lanzhou 730000 , China)

Abstract : In the headwater regions of most large rivers in China , the glacier , permafrost and seasonal frozen soil have degraded largely , and the snowline has also risen in the recent 50 years , under global warming , especially in an inland river basin , where the main water resources come from mountainous river basin . Thus , it is very necessary to quantify the hydrological processes in these mountainous river basins , according to the fieldwork results and using hydrological modeling . However , the distributed hydrological model that describes the water-heat coupled processes is very rare , at the present time . Took the mountainous watershed of Heihe river basin , with an area of 10009 km² , as an example , the authors designed a distributed water-heat coupled (DW HC) model . The minimal computing unit is a DEM (Digital elevation model) grid , with a spatial resolution of 1 km × 1 km , and the reference frame is Albers . The time step of the model is one day . The soil and vegetation of the watershed is divided into 18 and 9 types , respectively . In each computing grid , the soil is divided into 3 ~ 5 layers , according to the land-use types . The DW HC model included 8 sub-models , which were meteorological model , vegetation interception model , snow and glacier melting model , soil water-heat coupled model , evapotranspiration model , runoff production model , infiltration model and flow concentration model . The water-heat coupled processes , based on the continuous water and heat equation , runs through the runoff production processes , infiltration processes and evapotranspiration processes . The DW HC model gave a simple numerical solution to the continuous water and heat equation , according to the soil frozen states . The meteorological inputs are daily precipitation , daily averaged air temperature , and potential evapotranspiration , which come from the meteorological stations , or from the climatic models such as MM5 . The soil and vegetation characters should also be described . At that time , the model could calculate the soil temperature , soil liquid water content , soil solid water content , sensible heat , latent heat , soil water tension and runoff amount , etc . , given the initial soil water content and soil temperature . This paper just described the model principles , and the model results using the data at the meteorological stations as inputs , or using the MM5 results as inputs , would be discussed in the following papers .

Key words : Frozen soil ; Global warming ; Soil temperature ; Soil water content ; Soil water tension .