

⑥

森林、枝叶截蓄、蒸散发、水文模型

21-27

枝叶截蓄与蒸散发模型及界面水分效应

——森林流域水文模型研究之二

陈祖铭 任守贤

(四川联合大学,成都,610065)

S715.1

摘要 本文主要论及枝叶截蓄,蒸散发和界面水分效应三个子模型。采用递减指数方程模拟林冠截蓄比随降水量的变化过程,导出时段截蓄量计算方程。采用分散式的三层蒸散发模型和水分传递方程,模拟流域蒸散发过程。本流域水文模型中,沿林床垂向剖面设置地表界面、浅层界面、深层界面和下界面四个水分效应界面,以入渗方程为基础,计算降水产流量、各水源分量。至于各水源分量的河网总入流,则用线性蓄滞方程模拟。

关键词 枝叶截蓄 流域蒸散发 界面水分效应

在“森林流域水文模型研究之一”中,论述了FCHM的结构和子模型“高山深谷融雪模型”。本文继上文之后,着重讨论枝叶截蓄模型、流域蒸散发模型和界面水分效应三个子模型。

1 枝叶截蓄模型

近50年来,国内外地学界、林学界、水文学界等对枝叶截留进行了广泛的研究,推出不少截留公式。这些公式大都以计算次降雨截留总量为目标,与流域水文模型的计算时间尺度不相匹配。另外,几乎在所有场合下,研究者都把枝叶临时蓄积与林冠雨期蒸发统称为林冠截留^[1],这固然有利于采用间接法测定截留总量和计算降雨的总损失量,但是,却忽略了二者分属于两个不同的范畴,各有其发展过程与影响基因的事实。为了满足森林流域水文模型连续演算之需,在FCHM中将林冠雨期蒸发归入流域蒸散发一并模拟,单列枝叶临时蓄积建立计算模型。为了与常用的截留名词相区别,将临时蓄积模型定义

为截蓄模型。

野外实验与力学分析表明,截蓄量随林冠(或林外)降雨量的增加而增加,并且在降雨初期或小雨时增加较快,随后缓慢递增,最终趋向一定值,如图1中 $I_c \sim P$ 所示。至于截蓄比 dI_c/dP 则随林冠降雨量的增加而递减,最后趋于零^[1],如图1中 $dI_c/dP \sim P$ 所示。

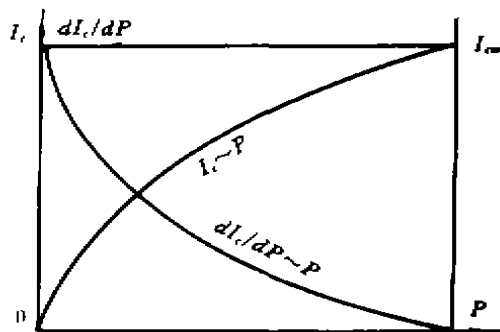


图1 $I_c \sim P, dI_c/dP \sim P$ 图

$dI_c/dP \sim P$ 可以用指数方程来近似,即

$$dI_c/dP = e^{-kP} \tag{1}$$

式中 I_c —— 截蓄量(mm);
 P —— 林冠或林外降雨量(mm);

• 国家自然科学基金资助项目,水电部科研基金资助项目。

e —— 自然对数之底;

K —— 与森林树种、结构、林龄、郁密度、蓄积量、季节等有关的参数。

在前期十分干旱后期降下特大雨量和在前期有一定截蓄量的基础上再降下有限雨量的条件下,对式(1)通过推导获得计算时段截蓄量的公式为:

$$\Delta I_c = I_{cm} e^{-P_0/I_{cm}} (1 - e^{-P/I_{cm}}) \quad (2)$$

$$P_0 = -I_{c0} \ln(1 - I_{c0}/I_{cm}) \quad (3)$$

式中 ΔI_c —— 时段截蓄量(mm);

I_{cm} —— 截蓄容量(mm);

I_{c0} —— 时段初始截蓄量(mm)。

式(2)嵌入 FCHM 中,对四川 10 余条森林流域的水文模拟表明,截蓄模型是有效的,模拟成果将在“森林流域水文模型研究之三”中列出。

2 流域蒸散发模型

2.1 流域蒸散发模型设计

有一定森林规模的流域,蒸发面大体可以分为水面(包括冰面与雪面)、非森林地和森林地三类。森林地蒸发面的蒸散发环境大别于其它蒸发面。首先,森林叶面对于以热效

应为主的红光和近红外辐射波段的反射率,在湿润地区为 58%左右,远大于迹地土壤表面等蒸发面的反射率;然而,热辐射能力(支出)却与其它蒸发面基本一致^[2],即使说,森林地的太阳能收入不及迹地土壤表面多。其次,森林地的饱和水汽压差、风速、生长期气温等蒸发因子均小于迹地等蒸发面。再次,森林地具有林床和林木表面(叶面与树体表面)两个蒸发面,两者的蒸发供水水源与输水途径不完全相同。林床蒸发直接从林床土层中吸取蒸发需水;林木表面蒸发首先消耗掉枝叶截蓄水量,然后越过表层由根系从浅土层中吸取水分,经根、茎、枝、叶柄、叶脉的输水导管送至叶面气孔而散逸到大气之中,即林木表面蒸散发不仅取决于外界蒸散发环境,还与树木的生理特性有关^[3]。

由上可见,由森林蒸散发引起的森林地土壤含水量消退规律以及土壤水分沿垂直剖面的分布态势有别于其它蒸发面,降雨径流过程、径流成分、洪枯水特性等也随之发生改变^[4]。为了突出森林这样一种坡地生物群落的水文效应,因此,在 FCHM 中按蒸发面特性将流域蒸散发模型设计成分散式结构。

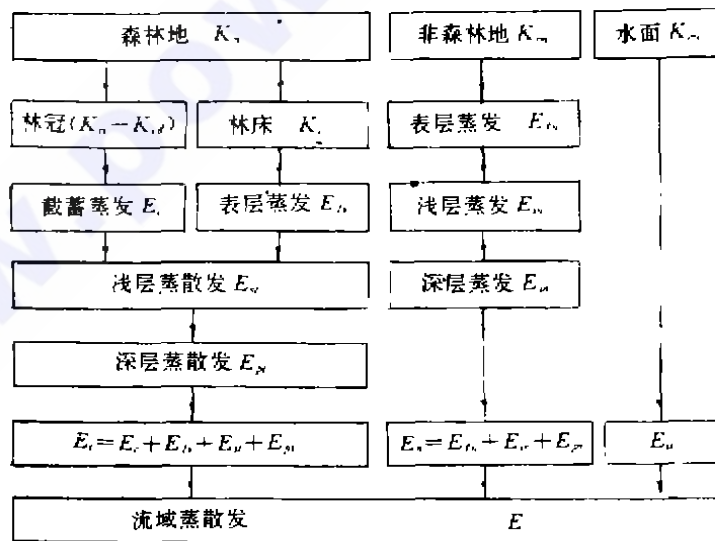


图 2 流域蒸散发模型计算流程图

水面蒸发属充分供水条件下的蒸发,按蒸散发能力设计水面蒸发模型。非森林地和森林地的蒸散发过程遵从各自的“蒸发折线过程”,采用三层蒸散发模型模拟。流域蒸散发模型计算流程如图2所示。具体计算式与常用的三层蒸散发计算式雷同。此不赘述。

时段流域总蒸发量为:

$$E = [E_t \times FR + E_m(1 - FR)](1 - IM) + E_w \cdot IM \quad (4)$$

图2和上式中 $K_{et}, K_{em}, K_{ew}, K_{ed}$ —— 森林地、非森林地、水面和林床蒸散发折算系数; E_t, E_f, E_s, E_d, E_w —— 林冠、表层、浅层、深层及水面蒸散发量(mm),脚号 t 与 m 表示森林地与非森林地; FR, IM —— 森林覆盖率和水面面积百分比。

2.2 水分传递

各层自由水不直接参与蒸发计算,而是以薄膜水的形式转换成张力水后间接参与蒸发过程,这便涉及同层自由水向张力水传递的模拟。FCHM 中水分传递的设计准则为:自由水向张力水单向传递;水分传递前后某层总含水量不变;水分传递后张力水蓄量比与自由水蓄量比相等;逐时段传递计算,实现蓄量比动态平衡^[5]。

当 $FTWC/FTWM < FFWC/FFWM$ 时

$$U_d = \frac{FTWC + FFWC}{FTWM + FFWM}$$

水分传递后的表层张力水和自由水蓄量为:

$$FTWC = U_d \cdot FTWM$$

$$FFWC = U_d \cdot FFWM$$

当 $STWC/STWM < SFWC/SFWM$ 时

$$U_m = \frac{STWC + SFWC}{STWM + SFWM}$$

水分传递后的浅层张力水和自由水蓄量为:

$$STWC = U_m \cdot STWM$$

$$SFWC = U_m \cdot SFWM$$

当 $PTWC/PTWM < PFWC/PFWM$ 时

$$U_{dp} = \left(\frac{PTWC + PFWC - AVR}{PTWM + PFWM - AVR} - \frac{PTWC}{PTWM} \right) PTWM$$

水分传递后的深层张力水和自由水蓄量为:

$$PTWC = PTWC_0 + U_{dp}$$

$$PFWC = PFWC_0 + U_{dp}$$

式中 $FTWM, FTWC, FFWM,$

$FFWC$ —— 表层的张力水容量与蓄量、自由水容量与蓄量(mm); $STWM, STWC, SFWM, SFWC$ —— 浅层的张力水容量与蓄量、自由水容量与蓄量(mm); $PTWM, PTWC, PFWM, PFWC$ —— 深层的张力水容量与蓄量、自由水容量与蓄量(mm); AVR —— 深层自由水蒸发无效水量; $PTWC_0, PFWC_0$ —— 水分传递前深层张力水与自由水蓄量。

3 界面水分效应

一个地区一方土体,各深度处的土层特性,自然力干预程度、生物作用大小、人类活动强度等方面是不一样的,致使土壤水理特性沿垂向呈现分层结构,存在层间“相对阻水界面”。水流在界面的作用下被分解成不同分量的过程,称之为“界面水分效应”。森林对径流特别是对径流成分的干预是极其重要的效应。因此,分层界面水分效应结构理当是森林流域水文模型的重要组件之一^[5]。

3.1 入渗模型

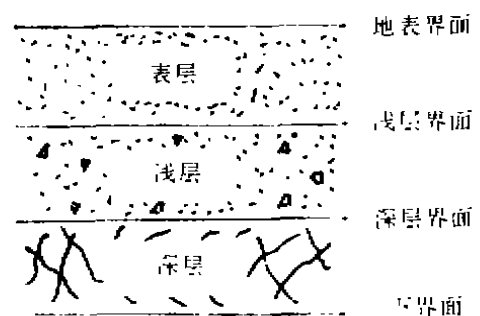


图3 分层示意图

在 FCHM 中设置地表界面、浅层界面、深层界面和下界面四个水分效应界面,如图3所示。入渗是层间水分交换的纽带,制约着

界面水分效应。

根据饱和与非饱和入渗理论以及入渗实验,建立了不少入渗强度 f 随入渗历时 t 而变的入渗公式 $f(t)$ 。但当用计算机作逐时段连续入渗计算时,必然带来繁复的叠代计算。为避开此一弊端,FCHM 中选择 f 随土壤含水量 θ 而变的霍尔坦(Holtan)入渗模型,表达式为:

$$f = f_c + a(\theta_m - \theta_0)^B \quad (5)$$

式中 f, f_c ——入渗强度与稳渗强度; θ_m, θ_0 ——土壤含水量容量与时段初始土壤含水量; a, B ——系数与方次。

为了避免可能出现的计算机“截尾”存储导致读存误差,故将式(5)改写成:

$$f = f_c(1 + A \cdot RAT^B) \quad (6)$$

$$A = a \cdot \theta_m^B / f_c$$

$$RAT = (1 - \theta_0 / \theta_m)$$

式中 A ——最大入渗率参数; RAT ——饱和和不足比。

式(6)便是 FCHM 中采用的入渗模型,其图象如图 4 所示。

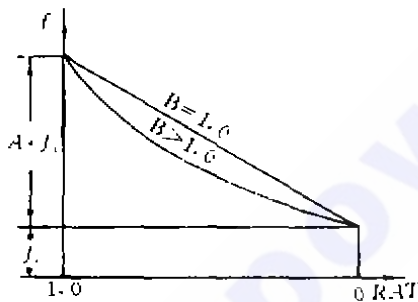


图 4 入渗模型示意图

3.2 步长与出流系数

在界面水分效应计算中涉及“步长”与“出流系数”两个概念,在此对它们作简要的论述。

3.2.1 步长 在连续计算中,为了计算时段 Δt 的各种水文量,常常采用时段始末时刻流域状态变量的平均值作为流域状态时段平均值。然而,时段末时刻的状态变量又与时段内各水文量有关,这便带来浩繁的试算。因

此,在“隐式假定”条件下,可用时段初的状态代替时段平均状态。如果时段 Δt 大于状态变量对入渗或出流的作用时间长度,初始状态与时段后期的流域响应根本没有内在联系,造成计算失控而出现“伪值”。所以有必要将 Δt 划分成更小的时段,例如用更短的时段 ddt 将 Δt 细分成十个、百个乃至千个小时段,命 ddt 为“步长”。这种划分方式又会导至大量的空循环,于是,在 FCHM 中采用水量级划分步长数,即

$$N_i = 1 + \text{int}\left(\frac{P + FFWC}{DW}\right) \quad (7)$$

$$ddt = \Delta t / N_i$$

式中 N_i ——时段 Δt 的步长数; P ——时段降水量(mm); DW ——步长水量,湿润地区取 5mm 左右,干旱地区取 1mm 或更小; int ——取整。

3.2.2 出流系数及其时段转换 在线性蓄泄方程 $W = KQ$ 的前提下,流域月退水方程为:

$$Q_1 = Q_0 \cdot C_d \quad (C_d = e^{-1/K}) \quad (8)$$

式中 W ——流域蓄水量; Q_0, Q_1 ——前、后日出流量; K ——蓄泄系数; C_d ——日消退系数。

考虑到 $W = KQ$, 由式(8)可得:

$$W_1 = C_d \cdot W_0 \quad (9)$$

在退水阶段,某日的出流量是日前流域蓄水消退所致,当以深度计时,有

$$R_1 = W_0 - W_1$$

$$R_1 = W_0(1 - C_d)$$

命 $(1 - C_d)$ 为日出流系数 DK , 有

$$R_1 = DK \cdot W_0 \quad (10)$$

为便于识别,在 DK 前冠以 F, S, P , 表示表层、浅层和深层自由水的日出流系数,即 FDK, SDK 和 PDK 。

特定流域某一种水源的日出流系数为时不变参数,而步长出流系数因各时段 $(P + FFWC)$ 不同,步长 ddt 不一样长,故为变步长时变出流系数,它由日出流系数经时段转

换导出。

一日步长数 m 为：

$$m = 24 \cdot N_i / \Delta t$$

用 C_i 表示步长消退系数，则有

$$W_i = W_0 C_i^m$$

与式(9)比较得：

$$C_d = C_i^m$$

再用 DTK 表示步长出流系数，有

$$1 - DK = (1 - DTK)^m$$

或 $DTK = 1 - (1 - DK)^{1/m}$

($D_i = 1/m$)

在 DTK 前面冠以 F, S, P ，以区分表层、

浅层和深层步长出流系数，则有

$$\left. \begin{aligned} FDTK &= 1 - (1 - FDK)^m \\ SDTK &= 1 - (1 - SDK)^m \\ PDTK &= 1 - (1 - PDK)^m \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

3.3 地表界面水分效应

地表界面水分效应就是将时段降水量分解成地表径流和向表层的入渗水量。当表层含水量趋近零时，地表界面各点的入渗强度达到最大值 f_m ，且各点的 f_m 不等，其中极大者记为 f_{m0} ，制定入渗强度发布曲线 $\alpha \sim f_m$ 概括 f_m 的分布规律，现用 n 次抛物线来近似 $\alpha \sim f_m$ ，即

$$\alpha = 1 - (1 - f_m/f_{m0})^n$$

式中 α ——小于和等于 f_m 的面积之和占总面积的比值。

土壤含水量趋于零时的 $\alpha \sim f_m$ 叫做“最大入渗能力分布曲线”，用此时不变分布作逐时段入渗计算时涉及繁难的累积递推演算。鉴于此，FCHM 采用逐时段入渗强度分布曲线，其出发点是当表层具有不同土壤含水量时，构成不同的时变入渗强度分布曲线，为与上式相区别，记作 $\alpha \sim f_w$ ，即

$$\alpha = 1 - (1 - f_w/f_{w0})^n \quad (12)$$

式中 f_w 是表层含水为 $(FTWC + FFWC)$ 时某点的入渗强度， f_{w0} 为 f_w 中的最大者， $\alpha \sim f_w$ 分布如图5所示。

令 i 为时段降水强度，于是

(1) 当 $i < f_{w0}$ 时

$$f = f_{w0} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{i}{(1+n)f_{w0}} \right]^{n+1} \right\}$$

时段入渗量 W_f 和地表径流量 R_f 分别为：

$$W_f = \text{ddt} \sum_{j=1}^{N_i} f$$

$$R_f = i \cdot \Delta t - W_f$$

(2) 当 $i \geq f_{w0}$ 时

$$f = f_{w0}$$

$$W_f = \text{ddt} \sum_{j=1}^{N_i} f_{w0}$$

$$R_f = i \cdot \Delta t - W_f$$

f_{w0} 是表层土壤含水量为 $(FTWC + FFWC)$ 时的面平均步长入渗强度，由式(6)改写成下式后给出：

$$f_{w0} = f_{w0} (1 + FA \cdot RAT^{FB}) \quad (13)$$

$$f_{w0} = FFWM \cdot FDTK$$

$$RAT = 1 - \frac{FTWC + FFWC}{FTWM + FFWM}$$

式中 FA ——地表界面最大入渗率参数；

FB ——方次。

入渗水量 W_f 首先满足张力水缺水 (FTWM——FTWC)，剩余水量补给表层自由水；当表层自由水达容量值后仍有剩余水量时，则剩余水量反馈回地表加入 R_f 。

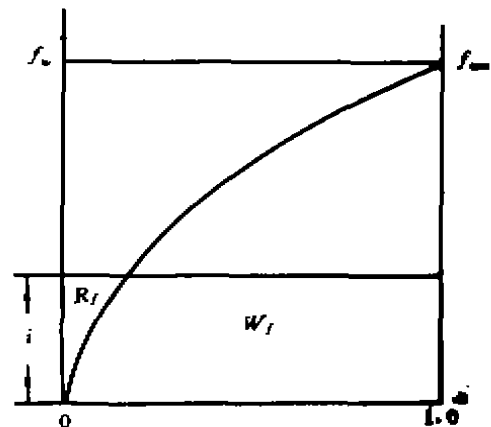


图5 地表界面 $\alpha \sim f_w$ 分布示意图

3.4 浅层界面与深层界面水分效应

3.4.1 浅层界面水分效应 浅层界面水

分效应就是将表层自由水分解成壤中流 R_s 和向浅层的入渗水 W_s 。浅层界面上各点的入渗强度相对地讲差异不十分突出,在满足计算精度要求的条件下,为简便计,不设置入渗强度分布曲线,而改用面平均入渗强度乘以体现表层自由水供水作用的自由水蓄量比 $FFWC/FFWM$,推求浅层界面入渗量 W_s 。于是

$$W_s = \frac{ddt}{FFWM} \sum_{j=1}^{N_t} [f_{\alpha} (1 + SA \cdot RAT^{SB}) \cdot FFWC]$$

$$f_{\alpha} = SFWM \cdot SDTK$$

$$RAT = 1 - \frac{STWC + SFWC}{STWM + SFWM}$$

式中 SA —— 浅层界面最大入渗强度参数; SB —— 方次。

入渗水量 W_s 同时补给浅层张力水和自由水,计算式为

$$dSTWC = \frac{ddt}{FFWM} \sum_{j=1}^{N_t} (f_{\alpha} \cdot SA \cdot RAT^{SB} \cdot FFWC)$$

$$dSFWC = \frac{ddt}{FFWM} \sum_{j=1}^{N_t} (f_{\alpha} \cdot FFWC)$$

式中 $dSTWC$ 和 $dSFWC$ 为浅层张力水和自由水时段增量。当浅层获得时段入渗量 W_s 达饱和后,如果还有剩余水量 ΔW_s ,则 ΔW_s 反馈回表层自由水。

至于表层壤中流 R_s ,依照式(10)计算,即

$$R_s = \sum_{j=1}^{N_t} (FFWC \cdot FDTK)$$

3.4.2 深层界面水分效应 深层界面水分效应就是将浅层自由水分解成浅层地下径流 R_s 和向深层的入渗水量 W_p 。仿照浅层界面水分效应中的计算原理,得:

$$W_p = \frac{ddt}{SFWM} \sum_{j=1}^{N_t} [f_{\alpha} (1 + PA \cdot RAT^{PB}) \cdot SFWC]$$

$$dPTWC = \frac{ddt}{SFWM} \sum_{j=1}^{N_t} (f_{\alpha} \cdot PA \cdot$$

$$RAT^{PB} \cdot SFWC)$$

$$dPFWC = \frac{ddt}{SFWM} \sum_{j=1}^{N_t} (f_{\alpha} \cdot SFWC)$$

$$f_{\alpha} = PFWM \cdot PDTK$$

$$RAT = 1 - \frac{PTWC + PFWC}{PTWM + PFWM}$$

$$R_p = \sum_{j=1}^{N_t} (SFWC \cdot SDTK)$$

式中 PA —— 深层界面最大入渗强度参数; PB —— 方次; $dPTWC$ 和 $dPFWC$ —— 深层张力水和自由水时段增量。

同理,当深层含水量获得时段入渗量 W_p 达饱和后还有剩余水量 ΔW_p 时, ΔW_p 反馈回浅层自由水。

3.5 下界面水分效应与河网总入流

下界面水分效应的主要内容是计算深层地下径流 R_p ,其计算式为:

$$R_p = \sum_{j=1}^{N_t} (PFWC \cdot PDTK)$$

如果下界面有一定的透水能力,而又因河槽下切深度有限不能接纳这部分入渗水量,故在 FCHM 中特设置流域不闭合结构,模拟这部分入渗水流,计算式为:

$$BF = \sum_{j=1}^{N_t} (R_p \cdot OU / (1 + OU))$$

式中 BF —— 时段不闭合水量 (mm); OU —— 流域不闭合参数。

FCHM 中包含直接径流 R_e 、地表径流 R_f 、壤中流 R_s 、浅层地下径流 R_s 和深层地下径流 R_p 五种水源或五种径流成分。直接径流无坡地汇流阶段,地表径流因坡面汇流历时一般都比计算时段 Δt 小得多,故略去坡面汇流阶段,壤中流和地下径流都是自由水,经一次线性水库调蓄后的坡地出流,即出流计算也就是坡地汇流计算,鉴于上述,河网总入流 R 可由下式给出:

$$R = (R_f + R_s + R_s + R_p)(1 - IM) + (R_e - E_w)IM \quad (14)$$

河网总入流经河网汇流后成为流域出流 $Q(t)$ 。在 FCHM 中,可以采用水文学中的任

