林业科学研究 2007, 20(4): 477～484
Forest Research

文章编号: 1001-1498(2007)04-0477-08

分布式生态水文模型 TOPOG在温带山地小流域的应用
——以祁连山排露沟小流域为例

董晓红[1], 于澎涛[1*], 王彦辉[1], 王金叶[2], 王顺利[3],
刘贤德[3], 徐丽宏[1], 吴旭东[4]

(1. 中国林业科学研究院森林生态环境与保护研究所,国家林业局森林生态环境重点实验室,北京 100091; 2. 桂林工学院旅游学院,广西 桂林 541004; 3. 祁连山水源涵养林研究院,甘肃 张掖 734000; 4. 内蒙古农业大学林学院,内蒙古 呼和浩特 010019)

摘要: TOPOG模型是基于热带森林小流域研究而开发的生态水文过程模型。为了检验该模型在模拟温带小流域森林水文影响方面的适用性,本文应用祁连山排露沟小流域 2001年和 2002年生长季的生态水文数据,运用 TOPOG模型的"水量"模式模拟了流域的林冠截留、蒸散与径流等生态水文过程,并对其进行了检验。结果表明: TOPOG模型能准确的模拟雨量为 5～25 mm的次降雨截留量;也能较准确的模拟海拔 2 730～3 100 m的青海云杉林总蒸散量及其组成,以及海拔 2 700～2 800 m的阳坡草地总蒸散量;模拟的生长季小流域径流量与实测值相一致。

关键词:温带山地;祁连山;生态水文过程;分布式生态水文模型; TOPOG
中图分类号: S715 **文献标识码**: A

The Application of the Distributed Eco-hydrological Model TOPOG in a Mountainous Small Watershed of Temperate Zone:
A Case Study in the Small Watershed of Pailugou in Qilian Mountains

DONG Xiao-hong[1], *YU Peng-tao*[1*], *WANG Yan-hui*[1], *WANG Jin-ye*[2],
WANG Shun-li[3], *LIU Xian-de*[3], *XU Li-hong*[1], *WU Xu-dong*[4]

(1. Research Institute of Forestry Ecology, Environment and Protection, CAF; Key Laboratory of Forest Ecology and Evironment, State Forestry Administration, Beijing 100091, China; 2. Tourism College of Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China; 3. Academy of Water Resources Conservation Forests in Qilian Mountains of Gansu Province, Zhangye 734000, Gansu, China; 4. College of Forestry Science, Agriculture University of Inner Mongolia, Huhhot 010019, Inner Mongolia, China)

Abstract: TOPOG model is an eco-hydrological model designed during forest hydrological studies with small watersheds in tropical region. In order to test the applicability of TOPOG for simulating the hydrological effects of forests in small watersheds of temperate zone, the meausered eco-and hydrological data in the growing seasons of 2001 and 2002 in the small watershed of Pailugou in Qilian Mountains were selected to simulate the hydrological processes such as canopy interception, evapotranspiration of different vegetation types and watershed runoff by using the "yield" mode of TOPOG. It showed that the canopy interception simulated matches the measured well when the rainfall amount of single rainfall events varies within 5～25 mm, and the total evapotranspiration as well as their composition from the forest stands of *Picea crassifolia* which grow within the elevation range of 2 730～3 100 m could be more accurately simulated; for the grasslands growing within the elevation range of 2 700～2 800 m on sunny slopes, their evapotranpiration could also be well simulated by TOPOG; the calculated runoff volume during growing

收稿日期: 2006-11-06
基金项目: 国家林业局技术引进项目(2003-4-43);科技部科研院所社会公益研究专项(2004DIB3J102);国家自然科学基金项目(40671038和 30230290)
作者简介: 董晓红(1982—),女,山东潍坊人,在读硕士,主要从事森林水文研究; Email: yuzhongbizhu@sina.com
*通讯作者 Corresponding author,副研究员,博士; Email: yupt@forestry.ac.cn

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

seasons from the small watershed was close to the measured values.

Key words: mountain in temperate zone; Qilian Mountains; eco-hydrological process; distributed eco-hydrological model; TOPOG

分布式水文模型的研究始于 20世纪 80年代,随着计算机、地理信息系统等新技术的发展,很快成为水文学、生态学等相关领域的研究热点[1~9],我国目前正在进行的多个国家级别的研究项目也将分布式水文模型作为重要研究内容之一。分布式生态水文模型是分布式水文模型的升华和提高,该模型可以连续预测植被 - 水分的相互关系,是当前生态学、林学、气候变化等学科研究的重点[10]。

在我国温带干旱缺水地区,重要的水源地通常都集中在山地,需恢复或维持较高的森林植被覆盖以保护山地土壤和充分利用森林的水文效益,但过分增加森林覆盖可能会减少径流水资源[11, 12],应该根据自然环境条件和人类发展要求合理调控森林植被与水资源的关系。传统的森林水文研究大都注重通过野外定位观测来研究和对比坡面上的诸如截留、入渗、蒸发等单个水文过程[13~20],较少综合、同步地研究坡面和小流域尺度的水文过程及其机理,并由于时空差异导致定点研究结果难以广泛推广应用,无法满足林水关系调控的生产需要,急需发展适宜的分布式生态水文模型,以提高林水关系和水资源管理的科技水平。

TOPOG模型是 20世纪 90年代在澳大利亚发展起来的基于生态水文过程机理的小流域分布式生态水文模型[18, 19, 21, 22],它同时考虑了林冠截持、植物蒸腾、土壤蒸发、入渗、地表径流、壤中流、植物生长等生态水文过程,同步模拟植被与水的相互关系,已在世界很多地方应用 (www.per.clw.csiro.au/topog)。TOPOG模型是针对热带环境特点而构建的,迄今尚不知道它在温带山地小流域的适用性和应用限制因素。本文以位于温带干旱地区的祁连山排露沟小流域为例,检验了 TOPOG模型在温带山地的适用性,以便确定未来需要改进的方向和内容,以期为构建适于我国温带山地小流域的分布式生态水文模型奠定良好基础,促进我国林水关系调控理论与技术的发展。

1 研究地区概况

排露沟小流域位于温带祁连山中段北坡,100°17′E、38°24′N,面积 2.74 km^2,南北走向,海拔 2 650～3 770 m,气候垂直分异明显。在小流域出口附近海拔 2 580 m处,年均气温 0.5 ℃,年降水量 435.5 mm,年均蒸发量 1 051.7 mm,年均空气相对湿度 60%。气温随海拔的升高而升高,以 0.58 ℃/100 m的速率递减。年降水量随海拔的升高而升高,在 2 580～3 300 m内以 18.6 mm/100 m的速率递增;在 3 300～3 770 m内以 16.4 mm/100 m的速率递减[20]。土壤和植被也表现出明显的垂直分异,山地栗钙土 (草地)主要分布在海拔 2 720～3 000 m的阳坡;山地灰褐土 (青海云杉林)主要分布在海拔 2 600～3 300 m的阴坡;亚高山灌丛草甸土 (亚高山灌丛)分布在海拔 3 300～3 770 m的亚高山地带。

2 研究方法

2.1 TOPOG模型主要水文过程 (图 1)的计算

2.1.1 林冠截留 降雨优先满足冠层截留,当日降雨量小于冠层截留容量 I_{max}时,则全部降雨被冠层截留;当日降雨量大于冠层截留容量时,截留量等于截留容量。截留容量为:

$$I_{max} = LAI \cdot R_{int} \tag{1}$$

式 (1)中: I_{max}为林冠截留容量 (mm); LAI为叶面积指数 (m^2 · m^{-2}); R_{int}为冠层截留系数 (mm · LAI^{-1} · d^{-1})。

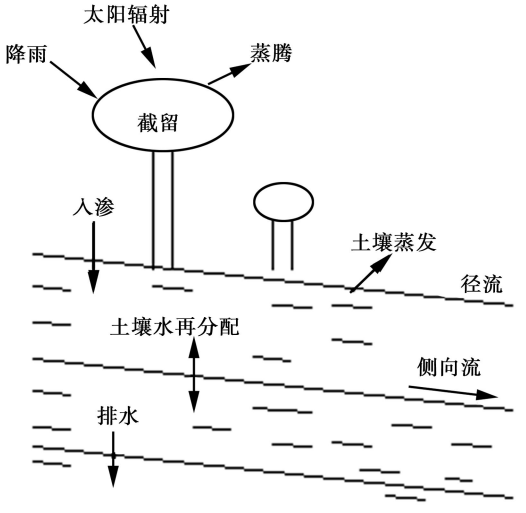

图 1 TOPOG模型模拟的主要水文过程

2.1.2 蒸散 用 Penman-Monteith方程计算蒸散量:

$$E = \frac{sR_n + \rho C_p D_a / r_a}{\lambda s + \lambda \gamma (1 + r_{ss} / r_a)} \tag{2}$$

式 (2)中: E为潜在蒸散量 (mm · d^{-1}); s为饱

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

和水汽压 - 温度曲线的斜率 (kPa · ℃$^{-1}$); λ为水的汽化潜热 (MJ · kg^{-1}); R_n为净辐射 (MJ · m^{-2} · d^{-1}); ρ为空气密度 (kg · m^{-3}); C_p为空气比热 (J · kg^{-1} · K^{-1}); D_a为冠层上部的空气饱和水汽压差 (kPa); γ为干湿表常数 (kPa · ℃$^{-1}$); r_a为冠层表面空气动力学阻力 (s · m^{-1}); r_{ss}为冠层表面气孔阻力 (s · m^{-1})。

$$r_{ss} = 1/g_c \tag{3}$$

式 (3)中: g_c为冠层导度 (m · s^{-1})。当计算植被潜在蒸腾时,应用饱和水汽压差、最大冠层导度、土壤含水量或者最大碳同化速率等分别计算每层植被的 g_c值。对于土壤蒸发,当表层土壤风干时,土壤蒸发速率为 0,当表层土壤湿润时表面阻力 r_{ss}设为 0。

TOPOG模型假设冠层截留水全部蒸发掉,然后从总的净辐射中扣除冠层截留水蒸发需要的能量,计算每层植被和地表获得的净辐射,应用公式 (2)分别计算每层植被的潜在蒸腾和土壤蒸发,最后通过比较土壤水分和潜在的蒸发和蒸腾来计算土壤水分对蒸散的限制作用,具体计算如下:

$$Es = \min(E_{S_0},\ SW_t - SW_r) \tag{4}$$

$$T = \min(T_0,\ 0.9(SW_{Rt} - SW_{Rlw}) \tag{5}$$

式 (4)、(5)中: E_S、E_{S0}分别为实际土壤蒸发速率和潜在蒸发速率 (mm · d^{-1}); SW_t为 t时刻表层土壤含水量 (mm); SW_r为表层土壤风干时的含水量; T、T_0分别为植被的实际蒸腾和潜在蒸腾速率 (mm · d^{-1}); SW_{Rt}为 t时刻根系层的土壤含水量 (mm); SW_{Rlw}为萎蔫点时根系层的含水量。假设当穿透雨大于 0时,土壤蒸发为 0。

2.1.3　土壤水　土壤水在土壤剖面上的运动和分配用 Richard方程计算:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta\left(K - \frac{\delta U}{\delta z}\right)}{\delta z} \tag{6}$$

式 (6)中: θ为 t时刻深度 z处的土壤含水量 (m^3 · m^{-3}); t为时间; z为地表起算的土层深度 (m); K为土壤导水率 (m · d^{-1}); U为 Kirchoff转换变量,

$$U = \int_{\infty}^{\Psi} K d\psi \tag{7}$$

式 (7)中: Ψ为土壤水压力势 (m水柱); K为土壤导水率 (m · d^{-1})。

2.1.4　地表径流　假设降落到地面的降水首先渗入土壤,只有当整个土柱完全饱和时,才有地表积水和地表径流的产生。在"水量"模式下,不再计算流速等,而是假设在一个模拟时间步长内,一个单元产生的地表径流全部流入下一个单元,地表径流的连续方程为:

$$v_0 = \frac{dh}{dt} + \frac{dQ}{dx} \tag{8}$$

式 (8)中: h为单元地表水层厚度 (m); t为时间; x为沿坡向下的距离; Q为单元单宽净流量; v_o为地表积水的降雨净输入量或入渗净损失量。

2.2　TOPOG模型参数的率定

TOPOG模型以流域单元为基本单位进行生态水文过程模拟,描述每个单元特征的参数有植被、土壤和气象参数 3类 (表 1)。

表 1　TOPOG模型参数列表

项目	参数
气象	日最高温度,日最低温度,日降雨量,日饱和水汽压差,日太阳总辐射
土壤	土壤饱和体积含水量,风干土的体积含水量,土壤饱和导水率,土壤结构参数 (反映土壤大孔隙特征),毛管长度,土壤大孔隙比率 (体积百分比),大孔隙导水率
植被	叶碳面积 - 质量转换系数,根、茎和叶现存生物量,碳在植物体内的分配比率,植物根系的最大分布深度,植物可利用水的临界水势,冠层反射率,地表反射率,冠层截留系数,冠层表面空气阻力,盐度敏感系数,同化作用的最适温度

TOPOG模型所需参数大部分可直接或间接地在野外测定,少部分参数不能或者很难测定,需通过拟合水文特征的实测值与计算值来率定。率定的总原则是先率定相对独立或者只影响单个水文过程的参数,最后率定具有综合影响的参数。本文采用 2002年观测的气象数据和水位数据进行参数率定。

2.2.1　气象参数　排露沟小流域气象条件的垂直差异较大,将其划分成为 2 650～2 880、2 880～3 080、3 080～3 280、3 280～3 480、3 480～3 680、3 680～3 770 m,共 6个海拔范围,并假定在每个海拔范围内气象条件一致,并分别用 2 780、2 980、3 180、3 380、3 580、3 680 m处的气象参数依次代表 6个海拔范围的气象参数;然后根据流域沟口附近 (海拔 2 580 m)气象站实测的逐日气象数据和温度、降水随海拔的变化规律[23] (公式

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

9、10),计算了这 6处的日最高温度、日最低温度和日降水量,再用 TOPOG模型计算出这 6个海拔的日饱和水汽压差和日太阳总辐射。

$$T_h = T_{2580} - (h - 2\ 580) \times 0.58/100 \quad (9)$$

当 $h < 3\ 000$ m时,

$$P_h = P_{2580} \times (h - 2\ 580)(1 + 4.95\%)/100 \quad (10)$$

当 $h > 3\ 000$ m时,

$$P_h = P_{3380} \times (h - 3\ 380)(1 - 8.3\%)/100 \quad (11)$$

式(9)～(11)中:T_h为海拔 h(m)处的温度(℃),P_h、P_{2580}、P_{3380}分别为海拔 h(m)、2 580、3 380 m处的降水量(mm)。

2.2.2 土壤参数 饱和体积含水量、饱和导水率为实测值;因为风干状态下的土壤体积含水量没有实测数据,取模型说明书提供的对应本流域土壤质地的缺省值。

排露沟小流域的土壤质地为壤土,依据 TOPOG模型给出的不同土壤结构参数的范围,在 1.01～1.50间率定,具体方法是在该范围内每隔 0.09取值,代入模型分别创建三种土壤类型的属性表,将模拟得到的径流量与实测值进行比较,误差最小时的取值即为该种土壤类型的土壤结构参数。毛管长度根据模型说明书提供的缺省值给定。

2.2.3 植被参数 排露沟小流域的植被有青海云杉林、阳坡草地、亚高山灌丛 3种类型,限于计算量,假设每种植被类型在空间上一致。地表反射率、冠层反射率、冠层消光系数、植物可利用水的临界水势、叶肉导度与气孔导度的比率取模型手册提供的同种植被类型的参考值,如青海云杉林、亚高山灌丛的叶肉导度与气孔导度的比率按手册中给出的 C_3植物取值,草地按 C_4植物取值。冠层截留系数根据公式(1)和截留观测数据计算得出。单位质量叶碳的叶面积为实测值;同化作用固定的总碳在茎叶中的分配比率取植物体现存的茎、叶生物量的比率;植物根系的最大分布深度等于土层厚度;盐度敏感系数取 1,表示盐分和水一样限制植物生长。同化作用的最适温度定为 25 ℃。

3 结果与分析

3.1 流域单元划分

TOPOG模型依据小流域的等高线和流域边界划分出流域单元并确定汇水路径,再计算每个单元的坡度、坡向等。排露沟小流域地形为典型的"V"地形(图 2),流域地势较陡、地形破碎。流域内高差为 1 120 m;流域面积为 2.74 km^2,共划分为 5 879个不规则单元。单元的平均面积为 466.1 m^2,最小单元面积为 24.02 m^2,最大单元面积为 5 449.11 m^2,约 41.59%的单元小于平均面积;65%的单元坡度大于 25°;位于阴坡和阳坡的单元数量和面积相当,其中位于西北坡(270°～360°)的单元约占流域面积的 46%,位于东北坡(0°～90°)的约占 4%,位于东南坡(90°～180°)的约占 20%,位于西南坡(180°～270°)的约占 30%。不同海拔的流域单元分布情况见表 2。

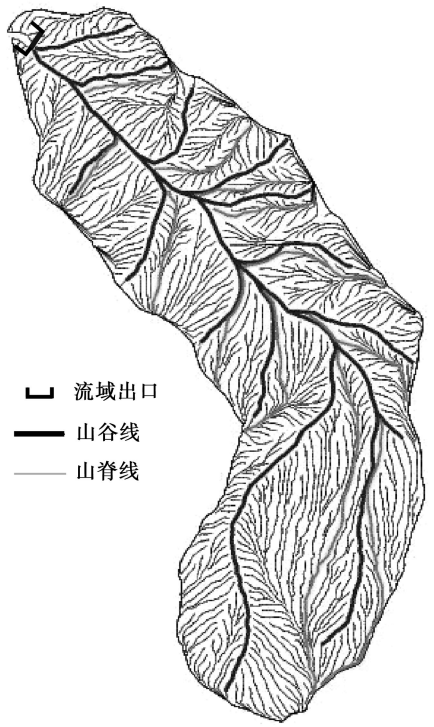

图 2 排露沟小流域山谷山脊线图

表 2 流域内不同海拔范围的单元分布

海拔/m	单元数/个	占流域面积的百分比/%	海拔/m	单元数/个	占流域面积的百分比/%
2 650～2 800	809	13.76	3 200～3 300	328	5.58
2 800～2 900	1 290	21.94	3 300～3 400	363	6.17
2 900～3 000	1 143	19.44	3 400～3 500	382	6.50
3 000～3 100	461	10.66	3 500～3 600	366	6.22
3 100～3 200	376	7.84	3 600～3 770	361	6.14

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

3.2 排露沟小流域 TOPOG模型的参数值

排露沟小流域的植被和土壤共有 3种组合方式,即山地灰褐土 —森林、山地栗钙土 —草地、亚高山灌丛草甸土 —灌丛。在初步给定参数的基础上,应用 2002年的数据选取 TOPOG模型的“水量 ”模式运行模型,对需要率定的参数进行率定,最终得到上述 3种土壤 —植被组合的有关土壤和植被参数值(表 3、4)。

表 3 排露沟小流域土壤特征参数值

参数代码	参数	山地灰褐土	灌丛草甸土	山地栗钙土	获得方法
K	饱和导水率 /(m · d^{-1})	4.00	1.26	1.49	实测
θ_s	饱和含水量 /(m^3 · m^{-3})	0.67	0.50	0.58	实测
θ_r	风干状态下体积含水量 /(m^3 · m^{-3})	0.04	0.20	0.05	来自模型手册
C	土壤结构参数	1.50	1.10	1.01	率定
λ_c	毛管长度 /m	0.10	0.02	0.10	率定
Lc	土层厚度 /m	0.70	0.45	0.67	实测

表 4 排露沟小流域植被特征参数值

参数代码	参数	青海云杉林	亚高山灌丛	阳坡草地	获得方法
A_{can}	冠层反射率	0.15	0.20	0.10	率定
A_{soil}	地表反射率	0.1	0.3	0.1	率定
R_{int}	冠层截留系数 /(m · LAI^{-1} · d^{-1})	0.000 65	0.000 6	0.000 5	计算
L_{ex}	冠层消光系数	-0.4	-0.5	-0.4	率定
Lwp_{max}	植物可利用水的临界水势 /(m水柱)	-130	-120	-110	率定
A_{max}	最大碳同化率 /(kgC · m^{-2})	0.03	0.03	0.02	率定
W_H	叶肉导度与气孔导度的比率	0.2	0.2	0.8	来自模型手册
T_{opt}	同化作用的最适温度 /℃	25	25	25	来自模型手册
r_{max}	植物根系最大分布深度 /m	0.7	0.45	0.67	等于土层深度
Sla	叶碳面积 —质量转换系数 /(m^2 · kgC^{-1})	5	4	5	实测
abpart	同化作用固定的总碳在茎叶中的分配比率	0.5	0.5	0.8	实测
r_a	植被冠层表面空气动力学阻力 /(s · m^{-1})	30	100	100	率定
r_s	地表空气动力学阻力 /(s · m^{-1})	100	100	100	模型缺省值
Saltf	盐分敏感度系数	1	1	1	来自模型手册

3.3 TOPOG模型参数检验

为检验通过率定等方式得到的 TOPOG模型参数值(表 3、4)的准确性和 TOPOG模型的适用性,选取 TOPOG模型“水量 ”模式,用 2001年夏季的气象数据和水位数据以日为单位运行模型,检验 TOPOG模型对截留、蒸散和径流等各个水分平衡分量模拟计算的准确程度。

3.3.1 林冠截留　对比 TOPOG模型、林冠截留修正指数模型[16]和幂函数模型[17]计算出的 2001年 4—10月海拔 2 730 m处青海云杉林的次降雨截留量(表 5),发现当次降雨量小于 5 mm时,TOPOG模型计算出的截留量偏大,原因是当次降雨量小于截留容量(2.65 mm)时 TOPOG模型假定截留率为 100%,而另外 2个模型模拟的截留率仅为 50%～60%;当次降雨量大于 5 mm时,TOPOG模型与另外两模型模拟的截留量基本一致。

表 5 不同模型模拟的青海云杉林 2001年次降雨林冠截留量

次降雨量 /mm	降雨次数 /次	次降雨平均雨量 /mm	次降雨平均截留量 /mm		
			TOPOG模型	修正指数模型	幂函数模型
0～1	5	0.37	0.37	0.24	0.20
1～2	3	1.72	1.72	0.73	0.69
2～3	4	2.86	2.11	1.12	1.04
3～4	3	3.34	2.32	1.28	1.17
4～5	2	4.52	2.36	1.67	1.50
5～10	8	6.97	2.63	2.40	2.11
10～15	2	11.20	4.10	3.54	3.10
15～25	4	18.07	5.87	5.02	4.54
>25	4	32.60	7.02	7.02	7.26
合计	35	318.35	107.93	107.93	84.02

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表 6 2001年 5—9月 2 730 m处青海云杉林的截留量

月份	降雨量 /mm	林冠截留量 /mm		
		TOPOG模型	修正指数模型	幂函数模型
5	28. 02	11. 45	9. 94	8. 88
6	22. 81	11. 49	8. 59	7. 69
7	69. 71	21. 53	22. 93	20. 52
8	41. 19	13. 77	13. 66	12. 17
9	126. 02	31. 75	37. 29	34. 15
合计	287. 75	89. 99	92. 41	83. 41

排露沟小流域 87%以上的降雨集中在大于 5 mm的降雨事件中,因此 TOPOG模型计算出的生长季截留量和月分配与另外两模型相当 (表 6)。例如对于海拔 2 730 m处的青海云杉林, TOPOG模型计算的 2001年生长季 (5—9月)林冠截留量为 89. 9 mm;修正指数模型计算的生长季截留量为 92. 4 mm;幂函数模型计算的生长季截留量为 83. 4 mm。这表明 TOPOG模型能准确的模拟生长季截留量和大于 5 mm的次降雨的截留量,但在模拟次降雨量小于 5 mm的截留量方面有待改进。

3. 3. 2 蒸散 分别应用 TOPOG模型和王金叶[23]公式、陈昌毓[24]公式计算 2001年不同海拔的青海云杉林总蒸散量和各分量 (表 7)以及草地总蒸散 (表 8)。统计检验结果表明,王金叶公式中降水与林地蒸散的相关系数为 0. 83,降水与草地蒸散的相关系数为 0. 91,陈昌毓公式中总蒸散与海拔的相关系数为 0. 96,相关系数均较高,可靠性强。

表 7 排露沟小流域青海云杉林生长季蒸散组成比较 mm

海拔 /m	总蒸散			上层植被蒸腾			林地蒸散		
	TOPOG	陈昌毓公式	ETE	TOPOG	王金叶公式	OE	TOPOG	王金叶公式	UE
2 730	293. 2	295. 9	- 2. 7	180. 0	167. 9	12. 1	113. 3	128. 1	- 14. 8
2 800	292. 7	289. 0	- 3. 7	183. 0	165. 1	17. 8	109. 7	123. 9	- 14. 2
2 850	303. 8	284. 1	19. 7	185. 9	157. 4	28. 5	117. 9	126. 7	- 8. 8
2 900	303. 4	279. 1	24. 3	185. 3	155. 9	29. 4	118. 1	123. 2	- 5. 1
2 950	299. 9	274. 2	25. 8	184. 6	153. 8	30. 9	115. 3	120. 4	- 5. 1
3 000	346. 2	295. 9	50. 3	214. 0	160. 8	53. 2	132. 2	135. 1	- 2. 9
3 050	332. 0	264. 3	67. 7	204. 9	139. 1	65. 9	127. 0	125. 2	1. 8
3 100	346. 2	259. 3	86. 5	210. 7	137. 5	72. 2	135. 5	95. 6	39. 9
3 150	330. 3	254. 4	76. 0	203. 4	129. 9	73. 5	127. 1	114. 5	12. 4
3 250	324. 4	244. 5	79. 9	197. 4	129. 1	68. 3	127. 0	115. 4	11. 6
3 300	324. 3	239. 5	84. 8	197. 5	127. 3	70. 3	126. 7	112. 2	14. 5

注: ETE = TOPOG模拟的总蒸散量 - 陈昌毓公式[24]的计算值; OE = TOPOG模拟的上层植被蒸腾量 - 王金叶公式[23]的计算值; UE = TOPOG模拟的林地蒸散量 - 王金叶公式[23]的计算值。

由表 7看出, TOPOG模型计算的海拔 3 100 m以下的林地蒸散与王金叶公式的计算结果接近,差值小于 14. 8 mm,在 3 100 m以上差值较大,为 11. 6 ～39. 9 mm。TOPOG模型的计算结果在低海拔处比王金叶公式低,在高海拔处比王金叶公式高,这与山地土壤蒸发和地被物蒸散的形成机理有关,林地蒸散受土壤水分与蒸散潜力的综合限制。低海拔处土壤水分含量较低限制了土壤蒸发和地被物蒸腾;随着海拔升高,降雨量增加,土壤水分条件得到改善,可供蒸散的水量增加。水面蒸发速率通常作为反映蒸发潜力的指标,王金叶公式用低海拔处的林地蒸散量乘以水面蒸发速率的垂直递减率得到不同海拔的林地蒸散量,虽然反映了蒸散潜力对林地蒸散的影响,却未能反映土壤水分对蒸散的限制作用随海拔的变化;而 TOPOG模型是根据流域内不同位置当时的气象条件、土壤水分状况和植被特征计算出的,得到的林地蒸散在海拔 3 100 m以下随着海拔升高而增加,在 3 100 m达到最大之后随着海拔升高则逐渐减小,这说明 TOPOG模型计算的林地蒸散变化更准确。

在低海拔处 TOPOG模型计算的生长季总蒸散量与陈昌毓公式计算结果相当,如在 2 730 m处二者差 2. 7 mm,其差别随着海拔增高在扩大,这可能与陈昌毓公式基于海拔 3 000 m以下的数据建立有关,海拔 3 000 m以上可能超过其适用范围,因此 TOPOG模型在 3 000 m以上的验证有待进一步的观测。

上层乔木的蒸腾量也存在同样的变化趋势,在 3 000 m以下, TOPOG模型和王金叶公式计算出的蒸腾量相当,在 2 730 m二者差值仅为 12. 1 mm,但随海拔的升高差别在扩大。在低海拔处二者的结果均与根据容器法测定的单株青海云杉蒸腾得到的乔

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

木林生长季节 (150 d)的平均蒸腾量 183.9 mm接近[23]。

表 8　不同海拔的阳坡草地生长季总蒸散模拟结果比较　mm

海拔 /m	TOPOG	王金叶公式	二者差值
2 700	246.0	241.5	4.5
2 750	214.6	235.5	-20.9
2 800	215.6	241.3	-25.7
2 850	297.8	235.2	62.5
2 900	263.2	229.3	33.9
2 950	276.5	223.6	52.9
3 000	300.6	228.5	80.0

TOPOG模型模拟的海拔 2 700～2 800 m处阳坡草地的蒸散量与王金叶的计算值接近,如在海拔 2 700 m处二者的差值仅为 4.5 mm (表 8),但在 2 800 m以上,二者差别较大,这可能是因为王金叶公式是把海拔 2 700 m处的草地总蒸散按水面蒸发的垂直递减率计算得到不同海拔的蒸散量,而实际上阳坡的蒸散量同时受可供蒸发的水量与温度等的限制,水面蒸发的垂直变化只能反映蒸发潜力因素的变化,却不能反映水分供应随海拔的变化。因此,随着海拔的升高,降水量增加改善土壤水分条件,阳坡草地的总蒸散量不应一直下降,即王金叶公式在反映水分限制蒸散方面有些不足,在高海拔处没有检验[23]。TOPOG模型模拟的海拔 2 700～2 800 m处的阳坡草地蒸散量较准确,在更高地方的适用性还有待进一步验证。

3.3.3　流域径流　每年 4—5月祁连山的积雪和冻土会消融,补给地下水和地表水,形成春季融雪径流,在排露沟流域该段时间的径流量占年总径流量的 10.1%。6—10月广泛分布的冻土一直在融化,到 9—10月份冻土层最薄,以后开始增厚,这个变化过程影响到土壤水分的下渗和径流的形成,导致洪峰明显偏低,这段时间的径流占年径流的 82.3%[24],但排露沟小流域没有永久积雪,期间不受降雪和积雪消融的影响,这一时段的地表径流主要来源于同期降雨。

TOPOG模型假设所有的降水均为降雨,未考虑积雪累积和消融过程及土壤冻融过程,为减少积雪消融和土壤冻融对径流的影响,本研究选取 2001年 6—9月份的降雨和径流数据对 TOPOG模型的"水量"模式模拟的夏季径流量的准确性进行了检验。结果表明,TOPOG模型计算出的夏季 (6—9月)径流量 (66 178 m^3)与实测值 (70 758 m^3)基本相同,说明 TOPOG模型"水量"模式模拟出的夏季径流量比较准确。

4　结论

应用祁连山排露沟小流域 2001年、2002年的生态水文数据,在 TOPOG模型的"水量"模式下运行并检验林冠截留、蒸散和流域径流量。TOPOG模型能准确的模拟 5～25 mm次降雨截留量;能较准确的模拟海拔 3 100 m以下青海云杉林的总蒸散和各分量,以及海拔 2 700～2 800 m的阳坡草地总蒸散量,海拔 3 100 m以上的青海云杉林蒸散模拟效果和 2 800～3 000 m的阳坡草地蒸散模拟效果还需进一步验证;模拟的生长季小流域径流量与实测值相一致。

以祁连山为代表的温带山地存在积雪与融化、土壤冻融等现象,这会影响流域生态水文过程,而 TOPOG模型却未考虑上述过程,所以需进一步改进 TOPOG模型,使之具有更加广泛的适用性。

在 TOPOG模型的检验过程中还发现,由于缺少高海拔的蒸散观测数据,无法对模型进行有效检验,因此在未来实际观测研究中需增加高海拔的观测,以覆盖全流域,反映生态水文过程的时空变化规律,为分布式生态水文模型的建立和流域植被与水分关系调控提供必要的基础数据。

参考文献:

[1] 于澎涛. 分布式水文模型在森林水文学中的应用 [J]. 林业科学研究, 2000, 13 (4): 431～438

[2] Karvonena T, Koivusaloa H, Jauhiainena M. A hydrological model for predicting runoff from different land use areas [J]. Journal of Hydrology, 1999, 217: 253～265

[3] 程根伟,余新晓,赵玉涛. 山地森林生态系统水文循环与数学模拟 [M]. 北京:科学出版社, 2004

[4] 余新晓,程根伟,赵玉涛,等. 森林流域分布式水文模型研究 [J]. 中国水土保持科学, 2003, 1 (1): 35～40

[5] Jens A, Jens C R, Karsten H. Distributed hydrological modeling of Senegal River Basin—model construction and validation [J]. Journal of Hydrology, 2001, 247: 200～214

[6] Laura Z, Carlo G. Deriving Hydrological Parameters for Modeling Water Flow under Field Conditions [J]. Soil Sci Soc Am J, 2001, 65: 655～667

[7] Connolly R D, Silburn D M. Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data Ⅱ: Application to spatially uniform catchment [J]. Journal of Hydrology, 1995, 172: 105～125

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

[8] Connolly R D, Silburn D M. Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data Ⅰ: Infiltration modeling and parameter measurement [J]. Journal of Hydrology, 1995, 172: 87～104

[9] Patrick N, Lane J, Jacky C C, *et al* Runoff generation from logged and burnt convergent hillslopes: rainfall simulation and modeling [J]. Hydrol Process, 2004, 18: 879～892

[10] Krysanova V, Hattermann F, Wechsung F. Implications of complexity and uncertainty for integrated modelling and impact assessment in river basins [J]. Environmental Modelling & Software, 2007, 22: 701～709

[11] 傅伯杰,邱扬. 黄土丘陵小流域土地利用变化对水土流失的影响 [J]. 地理学报, 2002, 57 (6): 717～722

[12] 刘贤赵,宿庆,宋孝玉,等. 黄土高原长武试区土地利用变化对产水量的影响 [J]. 农业现代化研究, 2004, 25 (1): 59～63

[13] 时忠杰,王彦辉,于澎涛,等. 宁夏六盘山林区几种主要森林植被生态水文功能研究 [J]. 中国水土保持学报, 2005, 19 (3): 134～138

[14] 常宗强,王有科,席万鹏. 祁连山水源涵养林土壤水分的蒸发性能 [J]. 甘肃科学学报, 2003, 15 (3): 68～72

[15] 牛云,刘贤德,马力,等. 祁连山主要植被下土壤对降雨分配的研究 [J]. 甘肃林业科技, 2003, 28 (4): 1～4

[16] 党宏忠,周择福,赵雨森,等. 祁连山水源涵养林土壤水文特性研究 [J]. 林业科学研究, 2006, 19 (1): 39～44

[17] 常学向,车克钧,宋彩福. 祁连山林区青海云杉林群落生物量的初步研究 [J]. 西北林学院学报, 1996, 11 (1): 19～23

[18] 张虎,马力,温娅丽. 祁连山青海云杉林降水及其再分配 [J]. 甘肃林业科技, 2000, 25 (4): 27～30

[19] 金博文,王金叶,常宗强,等. 祁连山青海云杉林冠层水文功能研究 [J]. 西北林学院学报, 2001, 16 (增): 39～42

[20] 葛双兰,牛云. 祁连山青海云杉林水量平衡的研究 [J]. 防护林科技, 2004, 6: 29～31

[21] 黄志宏,周国逸,周光益,等. 雷州桉树集水区地形分析与静态水文模拟 [J]. 生态环境, 2005, 14 (5): 700～705

[22] Warrick R D, Lu Zhang, Tom J. Hattona Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment [J]. Journal of Hydrology, 1997, 191: 64～86

[23] 王金叶. 祁连山水源涵养林生态系统水分传输过程与机理研究 [D]. 株洲:中南林业科技大学, 2006

[24] 陈昌毓. 祁连山北坡水热条件对林木分布的影响 [J]. 中国农业气象, 1994, 15 (1): 30～33

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net