

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.0024

He Siwei, Nan Zhuotong, Zhang Ling, *et al.* Spatial-temporal distribution of water and energy fluxes in the upper reaches of the Heihe River simulated with VIC model[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(1): 211–225. [何思为, 南卓铜, 张凌, 等. 用 VIC 模型模拟黑河上游流域水分和能量通量的时空分布[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(1): 211–225.]

用 VIC 模型模拟黑河上游流域水分和能量通量的时空分布

何思为¹, 南卓铜^{1,2*}, 张凌¹, 余文君¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 受地形起伏影响, 山区流域的水分和能量通量时空分布差异很大. 利用水文模型 VIC (variable infiltration capacity) 对黑河上游流域的水文和能量时空分布进行了模拟, 并通过观测对模拟结果进行了验证. 结果表明: VIC 模型能够较合理地模拟研究区径流过程, 对净辐射的计算也较准确, 模拟得到的部分水分通量和能量通量(感热、潜热和土壤热通量)在趋势上较一致, 但在数量上存在偏差. 积雪过程对研究区的水文和能量循环有重要影响, VIC 模型对积雪的模拟偏差较大, 导致了每年 4 月左右的模拟径流偏低, 也没有模拟出积雪融化导致的土壤含水量上升; 同时, 积雪模拟的不准确也明显影响到能量通量的模拟. 在研究区, 土壤水分变化受土壤冻融影响明显, VIC 模型对气温较高、不发生冻融过程的 7–9 月土壤水分变化模拟较好, 但是在其他月份, 对积雪及表层土壤消融导致的土壤水分迅速增加和土壤冻结导致的土壤水分迅速减少两个过程的模拟比较差; VIC 模型能够给出水分和能量各通量的时空分布, 较好地揭示研究流域各个通量的空间异质性及相互影响.

关键词: 水分通量; 能量通量; VIC 模型; 时空分布; 山区河流; 黑河

中图分类号: TV124 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2015)01-0211-15

0 引言

水是人类赖以生存的自然资源, 在当今经济快速发展、人口不断增加的时代, 稳定而可持续的水资源供给是社会平稳发展的重要基础. 许多大江大河均起源于山区^[1], 研究山区流域水文循环过程及水分通量的时空分布对合理开发利用水资源具有重要意义. 山区流域地形起伏大, 异质性高, 高寒地区还受到积雪、冻土和冰川的影响, 导致水分和能量通量的时空差异大. 黑河是我国第二大内陆河, 在维持流域的生态、工农业、畜牧业及其他一些经济活动中发挥着重要作用. 其上游是径流形成区, 属于高海拔山区流域. 为了探讨我国典型干旱区内陆河流域生态-水-经济的相互联系, 提高内陆河流

域生态-水-经济系统演变的综合分析预测预报能力, 为内陆河流域水安全、生态安全以及经济的可持续发展提供基础理论和科技支撑, 国家自然科学基金委员会启动了重大研究计划“黑河流域生态-水文过程集成研究”^[2].

黑河流域是我国流域尺度上开展水文和陆面过程模型研究最丰富的地区^[3]. 其中, 概念性模型包括改进的 HBV 模型^[4-5]、新安江模型^[6]、TOPMODEL^[6-7]、Sacramento 模型^[6]、HBV 模型^[6]、融雪径流模型 SRM^[8]等; 分布式水文模型有分布式时变增益水循环模型(DTVGM)^[9]、WEP-HeiHe^[10-12]、SWAT^[13-14]、PRMS^[15]、分布式水热耦合模型 DWHC^[16-18]等; 陆面过程模型有 Noah LSM^[19]、SiB2^[20]等. 虽然有如此多的模型对该流

收稿日期: 2014-07-23; 修订日期: 2014-12-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(41471059; 91125006); 冻土工程国家重点实验室开放基金项目(SKLFSE201009)资助

作者简介: 何思为(1988–), 男, 甘肃会宁人, 2013年在四川大学获硕士学位, 现为美国怀俄明大学在读博士研究生, 主要从事水文模型的研究. E-mail: hesiweide@gmail.com

* 通讯作者: 南卓铜, E-mail: nztong@lzb.ac.cn.

域进行了模拟研究,但是对深入了解黑河上游流域水分和能量的时空分布及变化规律,这些研究还存在一些不足:

(1) 概念性水文模型能够较好地预测流域出口径流过程,但是对蒸散发、土壤水分等水文要素的描述能力有限^[6]. 概念性水文模型也没有考虑能量交换对水文循环的影响,无法研究流域内水文和能量循环之间的影响及反馈作用.

(2) 分布式水文模型克服了概念性水文模型的缺陷,但是在黑河上游流域已有的研究及应用中,更多地关注流域出口径流,对水分通量和能量通量的时空分布没有涉及,在结果分析中往往也缺少对水分、能量、植被之间的影响和反馈的描述.

(3) 已有陆面过程模型在黑河上游流域的应用主要限于单点的水热过程分析和比较,对整个上游区域的水分和能量各通量空间分布研究较少.

VIC (variable infiltration capacity) 模型是一个用于大尺度陆面过程模拟的综合模型,包括地表热力过程(包括辐射及热交换过程)、动量交换过程(如摩擦及植被的阻抗等)、水文过程(包括降水、蒸散发及径流等)以及地表以下的热量和水分输送过程^[20-21]. 大尺度水文模型均假设网格内是均一平坦的,该假设符合平原流域,但并不符合山区流域的特点,因此,其适用性需要检验. 本文利用VIC模型对黑河上游流域的水文和能量通量时空分布进行模拟,并根据观测对模拟结果进行验证,从而揭示研究区的水分和能量时空分布及特点,并对VIC模型在高寒山区流域的模拟结果和特点进行总结.

1 研究区和模型

1.1 研究区概况

黑河是河西走廊三大内陆河之一,介于 $98^{\circ}00' \sim 101^{\circ}30' E$, $38^{\circ} \sim 40^{\circ} N$ 之间,涉及青海、甘肃、内

蒙古三省(区),流域面积约 $14.3 \times 10^4 km^2$,干流全长821 km,是我国第二大内陆河^[9]. 河流出口口莺落峡以上为上游,莺落峡至正义峡为中游,正义峡以下为下游. 河流上、中、下游在地形、气候、植被等方面差异很大. 上游为产流区,高山起伏,降水较多,植被以高寒草甸、草地及灌丛为主;中游为主要用水区,有张-临-高商品粮基地和面积的人工绿洲;下游为极端干旱区,是黑河流域生态环境需要保护和恢复的地区.

本文研究区域为黑河上游流域(图1),上游区域河道长303 km,受地形抬升及西南和东南季风的影响,年降水量400 mm左右,年平均气温 $2^{\circ}C$ 左右,成为干旱区中的湿岛^[22-23],植被较好. 从90 m SRTM DEM数据可以得到,上游流域海拔范围为1 682 ~ 5 010 m,流域面积为10 009 km^2 ^[6].

1.2 VIC 模型选取

本文采用匹兹堡大学的VIC版本^[24-31]. VIC模型在土壤水分模拟^[32]、径流预报^[33]、气候变化影响分析^[34-35]以及土地利用变化影响分析^[36]等方面都有广泛的应用. 该版本VIC模型主要特点包括^[37]: 1) 考虑次网格内降水和土壤特性的变化; 2) 通过考虑次网格空间变化,同时包含蓄满产流和超渗产流机理; 3) 两种时间尺度上(快和慢)的产流过程; 4) 考虑地下水和地表水的相互作用及其对地表通量和土壤水分的影响; 5) 考虑冻土和积雪过程; 6) 考虑网格内多种植被种类.

1.3 数据获取

VIC模型的输入数据包括气象驱动数据、土壤数据、植被数据和高程数据. 气象驱动数据采用“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”(以下简称ITP数据)^[38-39],其时间分辨率为3 h,空间分辨率为 0.1° . 本文输入VIC模型的气象驱动变量有气温($^{\circ}C$)、降水(mm)、长波辐射

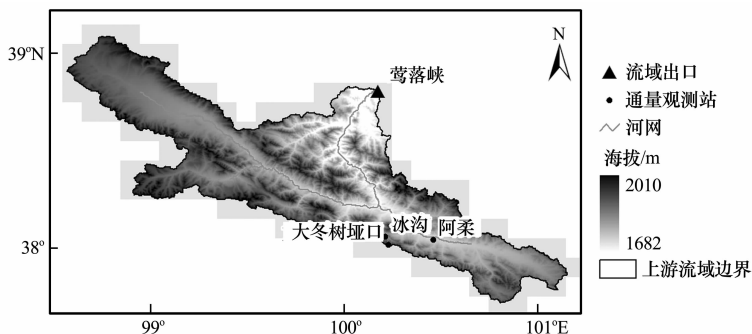


图1 黑河上游流域及水文气象通量观测站分布

Fig. 1 Map showing the hydro meteorological sites in the upper reaches of the Heihe River

($W \cdot m^{-2}$)、气压(kPa)和风速($m \cdot s^{-1}$)。第一层和第二层土壤质地采用刘超^[40]的土壤质地图;第三层采用 Shangguan 等^[41]的土壤质地数据,其空间分辨率均约为 1 km,为了匹配模型分辨率,将其重采样到 0.1° 。植被数据采用侯学煜^[42]调查获得的植被类型图,土壤和植被具体参数见文献[43]。研究区位于高寒山区,有积雪及土壤冻融过程,网格内需要划分高程带,本文采用华盛顿大学网站(<http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/SourceCode/Download.shtml>)提供的高程分带代码,采取默认的参数,在每个网格内划分出 5 个高程带。

流域出口莺落峡站有逐日的径流观测数据,由于 2000 年后上游有水库,观测到的径流非天然径流过程,所以,对 2000 年开始的径流数据进行了径流还原^[44]。

研究区内有阿柔、冰沟、大冬树垭口 3 个水文气象通量观测站(图 1),但是冰沟数据质量差,在后文的比较中没有采用该站点数据。阿柔和冰沟大冬树垭口站点的观测时间区间及部分观测项目情况见表 1^[45-47]。

2 结果与讨论

2.1 参数率定

模拟时间为 2000-01-01/2009-12-31,时间步长为 3 h,网格为 0.1° 。模拟时,首先对模型部分参数进行标定,在本文中,采用洗牌复形演化算法(shuffled complex evolution, SCE)^[48]对 VIC 模型的 6 个土壤参数和 2 个汇流参数进行优化,目标函数为流域出口莺落峡站日径流的 Nash-Sutcliffe 系数,优化时段为 2000-01-01/2007-12-31,然后采用 2008-01-01/2009-12-31 的数据进行验证。Nash-Sutcliffe 系数按下式计算:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (1)$$

式中: NSE 为 Nash-Sutcliffe 系数; Q_{obs} 为观测值; Q_{sim} 为模拟值; \bar{Q}_{obs} 为观测的平均值; N 为时间序列总数; i 为时间序列。

率定期 NSE 为 0.83,验证期 NSE 为 0.82,表明率定得到的参数合理,标定得到的参数见表 2。

表 1 水文气象通量观测站数据情况

Table 1 Information of the observed hydro-meteorological data

站点	自动气象站数据区间	涡动观测数据区间	雪深	土壤温湿观测深度/m	土壤热流观测深度/m
阿柔	2008-01-01/2009-04-06	2008-06-06/2009-11-02	无	0.1, 0.2, 0.4,	0.05, 0.15
	2009-04-14/2009-12-26	2010-01-01/2010-11-03		0.8, 1.2, 1.6	
	2009-12-28/2009-12-31				
大冬树垭口	2007-11-01/2007-12-19	无	有	0.05, 0.1, 0.2,	0.05, 0.15
	2007-12-22/2008-03-21			0.4, 0.8, 1.2	
	2008-03-24/2009-05-23				
	2009-05-30/2009-07-17				

表 2 参数优化及其物理意义

Table 2 The optimized parameters and their physical meanings

参数	范围	标定值	物理意义
b	0.0001 ~ 0.4	0.4	VIC 曲线的形态函数,描述流域内土壤异质性
D_s	0.0001 ~ 1	0.005	非线性基流发生时 D_{max} 的比重系数
D_{max}	1 ~ 30	29.99	基流的最大流速
W_s	0.0001 ~ 1	0.1027	非线性基流发生时 W_c 的比重系数
$d1/m$	0.1 ~ 1	0.1	上层土壤厚度
$d2/m$	0.3 ~ 3	0.6546	下层土壤厚度
K	1 ~ 10	9.998	瞬时单位线汇流参数,流域滞时系数
m	1 ~ 10	2.6654	瞬时单位线汇流参数,单位线底长

2.2 水量平衡分析

2.2.1 径流

径流是对流域内所有因素的综合响应,是评价模型模拟效果的关键变量.图2给出了2008-01-01/2009-12-31河流出山口莺落峡站点观测和模拟日径流结果,表3是模拟和观测日径流比较的一些统计评价指标.

从图2的结果可以看到,模型能够较好地模拟出该研究区的径流量及径流过程的涨落变化.模型

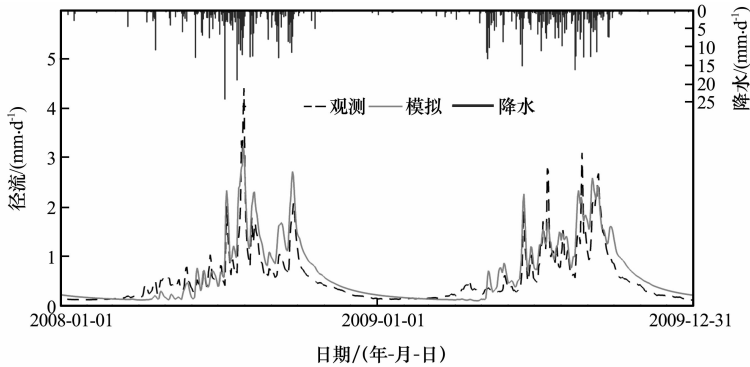


图2 莺落峡站模拟和观测径流比较(2008-01-01/2009-12-31)

Fig. 2 Comparison of simulated and observed daily runoffs at Yingluoxia site (2008-01-01/2009-12-31), together with precipitation record

流出现一定幅度的增加,这在模拟结果中没有体现出来.造成这一偏差的可能原因有两个:一是模型没有考虑冰川影响;二是模型对积雪积累及消融过程模拟欠佳.

表3中各个指标主要参考了文献[49],计算公式分别如下:

$$PCC = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} Q_{sim,i}) - N(\bar{Q}_{sim} \bar{Q}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N Q_{obs,i}^2 - N\bar{Q}_{obs}^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N Q_{sim,i}^2 - N\bar{Q}_{sim}^2}} \quad (2)$$

$$DRMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2} \quad (3)$$

$$DLOW = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (\log Q_{sim,t} - \log Q_{obs,t})^2} \quad (4)$$

$$Bias = \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})}{\sum_{t=1}^N Q_{obs,t}} \quad (5)$$

式中: PCC 为相关系数; $DRMS$ 为均方根误差,主要反映对较大径流的模拟效果; $DLOW$ 为将变量取对数之后的均方根误差,主要反映模型对枯水期的模拟能力; $Bias$ 为相对偏差,正值表示模拟偏大,负值表示模拟偏小; Q_{obs} 为观测值; Q_{sim} 为模拟值;

对径流过程中出现的特大峰值模拟不好,造成这一现象的原因有两方面:一方面受驱动数据精度的限制,难以代表特大降水量,从而很难得到和观测很匹配的峰值模拟结果;另一方面是因为观测径流的不确定性,由于从2000年开始,上游流域陆续有水库建成,图上显示的观测径流实际上是根据其上游两个水文站的径流数据还原得到的,因此存在一定的不确定性.

从每年的4月开始,积雪、冰川融水会导致径

\bar{Q} 为平均值; N 为时间序列总记录数; i 为时间序列.

从表3的统计指标可以看出,标定期和验证期的各评价指标精度相当,反映出所率定的模型参数比较合理.

表3 莺落峡站日径流模拟精度评价
Table 3 Assessment of the simulated daily runoff at Yingluoxia site

	NSE	$DRMS$	$DLOW$	$Bias$	PCC
标定期	0.83	0.19	0.20	-0.05	0.92
验证期	0.82	0.23	0.18	0.07	0.92

2.2.2 土壤水分

本文VIC模型三层土层的厚度分别是0.1 m、0.1 m和0.65 m.由于模拟得到的土壤水分为各个土层的平均含水量,而观测值仅仅是某深度一点的含水量,因此,观测和模拟结果比较存在一定的偏差.分别将阿柔站2008-01-01/2009-12-26观测得到的0.1 m、0.2 m和1.2 m深度逐日土壤水分和模拟得到3个土层的逐日土壤水分进行比较,结果见图3.从阿柔站的土壤水分模拟结果可以看出,VIC模型能够比较合理地模拟土壤水分的变化过程,尤

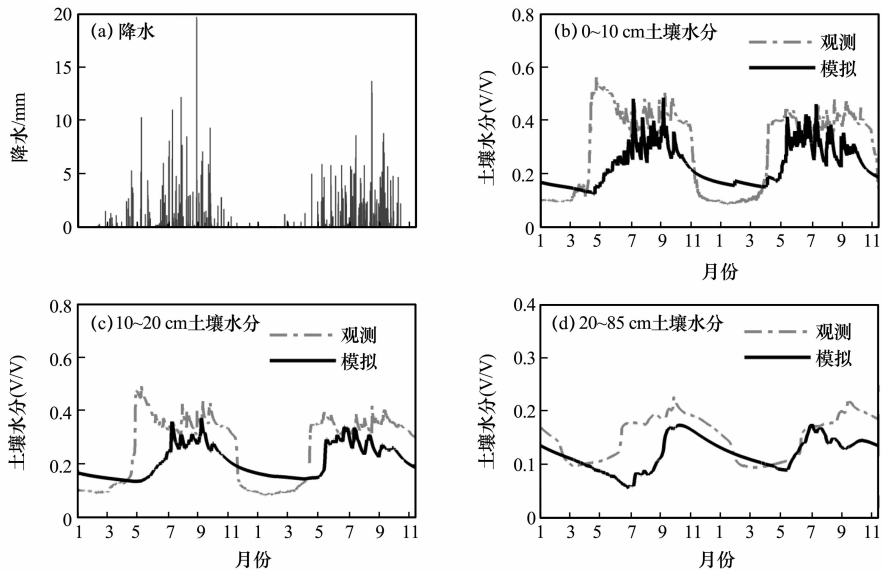


图3 阿柔站土壤水分观测与模拟值比较(2008-01-01/2009-12-26)

Fig. 3 Observed precipitation (a), simulated and observed daily soil moisture at the depth of 0-10 cm (b), 10-20 cm (c) and 20-85 cm (d) at the Arou site, 2008-01-01/2009-12-26

其是降水较多、气温较高的7-9月,但也存在一些明显的偏差. 主要问题表现为:

(1) 观测显示表层和上层(0~20 cm)土壤水分在每年4月开始急剧增加,但是模拟土壤水分在4月缓慢增加. 通过图3(a)可以看到,相对于7-9月,4月降水并不多,这可能归因于积雪融化和冻结土壤融化这两个过程. 伴随气温升高积雪和冻结土壤开始融化,一方面,由于下层土壤仍然处于冻结状态,表层土壤水分难以向下迁移,表层土壤水分增加;另一方面,土层中的冰融化之后体积变小,也导致土壤含水量增加. 从图3(b)~(d)看出,土壤水分增加的时间依次延后,说明了土壤从上到下逐渐融解的过程.

(2) 表层和上层(0~20 cm)土壤水分约在10月开始迅速减少,究其原因,一方面是由于降水减少;另一方面和气温下降、水分冻结有关. 从图3(b)~(c)可以看出,上层(10~20 cm)土壤水分迅速下降的开始日期晚于表层(0~10 cm),显示了土壤水分从上到下逐渐冻结.

(3) 深层土壤含水量变化较为稳定,趋势变化滞后于上层和表层土壤,在9月土壤水分达到最大值,3-5月土壤含水量低. VIC对深层(20~85 cm)土壤水分的模拟精度较好,对土壤水分减少过程描述和实际观测匹配较好,但是模拟得到的土壤水分上升时期晚于观测.

将大冬树垭口站 2007-11-01/2009-07-17 期间

观测0.1 m、0.2 m和1.2 m处的逐日土壤水分和模拟得到的各层逐日土壤水分进行比较(图4). 大冬树垭口站海拔高于阿柔站,同一时期气温低于阿柔站,将图3与图4比较可以发现,大冬树垭口观测土壤水分上升期明显晚于阿柔站,消退期早于阿柔站. 此外,由于大冬树垭口地表由高寒草甸和块石构成,持水能力较差,而阿柔站地表为壤土,所以该站观测土壤水分低于阿柔站. 模拟和观测结果比较图显示, VIC对该站土壤水分的变化趋势能够比较好的模拟,但是对土壤水分变化幅度的模拟存在一定的误差,主要表现为:

(1) 没有模拟出表层(0~10 cm)和上层(10~20 cm)土壤水分迅速上升和迅速下降过程,上升和下降两个过程和土壤冻融密切相关^[50-51],反映出VIC模型对冻土的计算需要进一步完善, Su等^[52]的研究也提及同样的问题.

(2) 深层(20~85 cm)土壤水分较小,模型模拟得到的土壤水分远高于观测. 由于该站点海拔高,只有5-9月气温位于0℃以上. 因此,深层土壤难以消融,上层水分难以补给该层,但没有模拟出这一特点. 这可能是VIC土壤导热及导水系数的计算和实际差别较大造成的,而且模型假设每层土壤是匀质的,与实际土壤质地差异较大.

2.2.3 积雪

新雪的导热性能很差,阻止了土壤和大气之间的能量交换;新雪的反照率很高,使得感热通量增

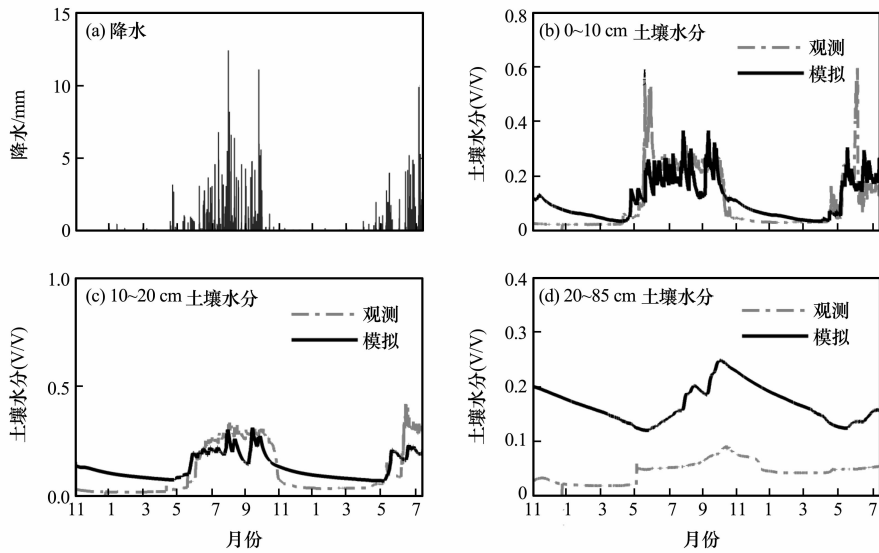


图4 大冬树垭口站土壤水分观测与模拟值比较(2007-11-01/2009-07-17)

Fig. 4 Observed precipitation (a), simulated and observed daily soil moisture at the depth of 0-10 cm (b), 10-20 cm (c) and 20-85 cm (d) at the Dadongshu Pass site, 2007-11-01/2009-07-17

加,净辐射减少.研究区位于高寒山区,水文循环和能量交换每年受积雪影响时间较长.大冬树垭口站是一个典型的积雪观测站,图5是2008-01-01/2008-12-31该站观测和模拟逐日积雪的比较.模型模拟结果显示该站每年积雪融化很少,会逐年累积,这与实际不符.为了探讨积雪积累过程,图5(c)中模拟积雪厚度减去了2007-12-31的积雪厚度.从模拟结果可以看出,模型对积雪模拟存在较大偏差,表现为:

(1) 根据观测及已有研究可知该地区春、秋、冬季通常被积雪覆盖,夏季没有积雪,但是模拟结果显示该地区常年积雪覆盖,并且积雪基本全部累积,消融较少.

(2) 图5(c)观测结果显示在1-3月积雪厚度维持在10 cm以上,并有明显的上升和下降波动,说明在该时期有降水;而图5(a)1-3月基本没有降水,说明降水观测存在较大误差.从10月中旬到12月,观测显示有积雪覆盖,而图5(a)并无降水

观测,再一次反映了降水观测存在问题.实际上,由于受到风、雪等的影响,寒冷地区降水观测一直是个难题,关于如何准确地观测高寒地区降水以及对观测的校正方法已有较多的讨论^[53-55].本文的模拟中,4月中旬有一次降水输入,模拟得到的积雪深度也有明显的上升.虽然幅度和观测有一定差距,但是趋势完全一致,这也说明降水观测是积雪深度模拟的关键影响因素之一.

(3) 图5(b)显示1-4月、10-12月气温均低于0℃,但是在此期间的积雪仍有明显消融,主要是由雪升华造成的.根据文献[56],在雪积累期间,雪升华量最大可达到降水量的68.8%.同时,由于风吹雪的影响,观测到的积雪深度呈现剧烈波动,这在11-12月尤为明显.模型没有考虑风吹雪的影响,也没能合理地模拟出积雪损耗过程,因此,导致模拟得到的积雪厚度不断积累.

2.2.4 蒸散发

VIC模型的蒸散发过程包括植被蒸腾、植被截

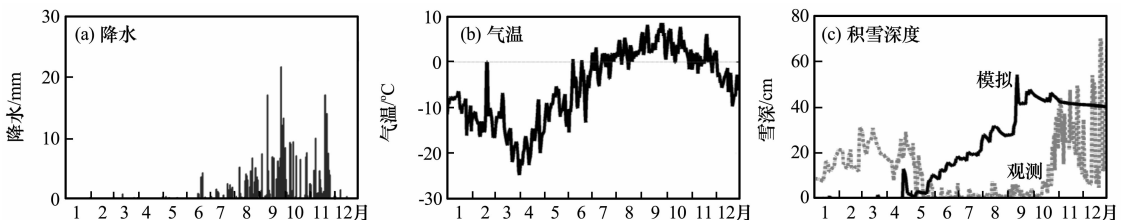


图5 大冬树垭口站雪深模拟(2008-01-01/2008-12-31)

Fig. 5 Observed monthly variations of precipitation (a) and air temperature (b), and simulated and observed daily snow depth (c) at the Dadongshu Pass site, 2008-01-01/2008-12-31

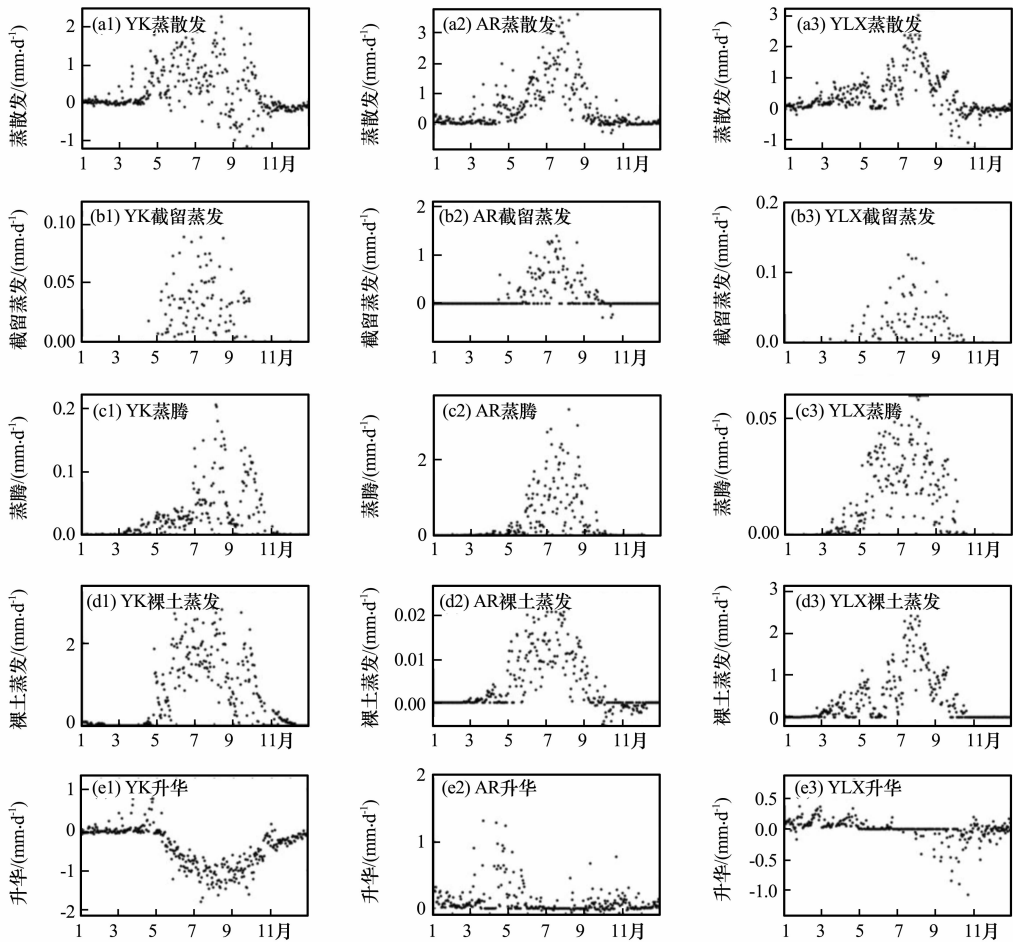


图 6 VIC 模型在 3 个不同网格模拟得到的 2008 年逐日蒸散发及其各个组分

Fig. 6 Simulated daily evapotranspiration and its components at three selected simulation cells in 2008: evapotranspiration (a), canopy interception evaporation (b), vegetation transpiration (c), bare soil evaporation (d) and sublimation (e)

流蒸发、裸土蒸发、积雪升华和凝结。凝结是和蒸散发相反的物理过程，因此，模型计算得到的蒸散发会存在负值。模型通过蒸散发将能量交换和水分循环联系起来。

图 6 列出了 VIC 模型在 3 个不同网格模拟得到的 2008 年逐日蒸散发及其各个组分(冠层截流蒸发、植被蒸腾、裸土蒸发、升华)，网格依次对应大冬树垭口、阿柔和莺落峡 3 个站点，其植被、土壤质地、降水及气温组成如表 4 所示。

表 4 3 站点植被、土壤质地、降水、气温和高程数据

Table 4 Information of vegetation, soil texture, precipitation, air temperature and altitude at three sites

站点	植被	土壤质地	降水 /mm	气温 /℃	海拔 /m
大冬树垭口(YK)	裸地	壤土	424	-5	4 146
阿柔(AR)	草地	粉壤土、壤土	459	-4	3 032
莺落峡(YLX)	裸地	粉壤土、壤土	250	-3	1 674

从图 6(a)可以看出，3 个站点蒸散发有不同的特点。阿柔和莺落峡在一年内随着月份变化具有明显的单峰分布特征，最大蒸发期都出现在 8 月，但是大冬树垭口站峰值不明显。图 6(b)显示植被截流蒸发具有明显的起止时间，且气温高的站点起始时间早于气温低的站点，而停止时间晚于气温低的站点。由于大冬树垭口和莺落峡对应的网格 99% 区域无植被覆盖，为裸地，所以模拟得到的植被截流蒸发很小。同样的现象也可以在植被蒸腾这一项观察到(图 6c)。阿柔站 99% 为草地，故模拟得到的裸土蒸发(图 6d)很小，而大冬树垭口和莺落峡则比较高。受气温影响，莺落峡裸土蒸发的最大值大于大冬树垭口裸土蒸发的最大值；但是受降水影响，大冬树垭口站的年内总裸土蒸发高于阿柔站。

积雪升华(图 6e)是积雪损耗的一个重要途径，阿柔站降水较多，积雪升华也比较大，但是莺落峡站降水较少，主要集中在夏、秋季，所以升华量比

较少,大冬树垭口站在3-4月较多,但是在5-10月为负值,这是由凝结现象导致的.大冬树垭口气温低、昼夜温差大,使得该地区水汽凝结大.图中蒸散发及各组分负值是由于凝结作用导致的,大部分出现在9月末和10月初,该出现时间和潘颜霞等^[57]的研究一致.根据韩春坛等^[58]的研究,高山寒漠区的水分凝结现象非常明显.

2.2.5 空间分布

图7是模拟得到的各水分通量的多年平均(2002-2009年)空间分布,包括降水、地表径流、地下径流、蒸散发、积雪深度、土壤水分(三层).为了便于分析,将地表温度的空间分布也在图7给出.可以看出水分通量空间分布有以下规律:

(1) 地下径流(图7b)和地表径流(图7c)的空间差异较大,地下径流主要集中在研究区中部,地表径流主要集中在研究区的东支及中部地区,和降水的空间分布(图7a)有较好的一致性,但是在积雪积累区例外.

(2) 模拟得到的多年平均蒸散发(图7e)有正有负,除去积雪覆盖区,蒸散发的空间分布和地表温度(图7d)一致,但是也受降水分布的限制,在东支降水较多的地区,蒸散发明显较高.积雪覆盖区(图7f)的蒸散发出现了负值,这是由水汽凝结导致

的.由于形成了积雪,蒸散发小,反照率大,致使低空气体温度升高,饱和含水量增大,上升遇冷之后饱和含水量减小,水汽凝结回落,抵消并超过之前的蒸散发量.

(3) 图7(g)~(i)为模拟得到的表层(0~10 cm),上层(10~20 cm)和深层(20~85 cm)土壤水分(V/V)空间分布.可以看到,表层和上层土壤含水量空间分布基本一致,都表现为研究区东支及中部含量较高,西支较低,深层土壤含水量空间异质性较大,但是变化范围很小.

VIC模型模拟的积雪消融过程和实际情况存在较大差异(图5),图8给出了一年内积雪覆盖面积随着月份的变化过程,实线表示用积雪深度计算得到的积雪覆盖面积,而虚线表示用雪水当量计算得到的覆盖面积.可以看到,在黑河上游流域,积雪覆盖面积年内变化呈现双峰型,这和党素珍等^[59]采用MODIS数据得到的结果一致.年内最大积雪覆盖面积出现在10月,占黑河上游流域的49%;次大积雪覆盖面积出现在5月,占36%;积雪最小覆盖面积出现在7月,为10%.图8显示由雪深和雪水当量计算出的积雪覆盖面积存在显著差异,这揭示了积雪积累的过程.因为新雪的密度小,所以同样厚度的雪,新雪的雪水当量小于旧雪.图8还显示出两种算法在5月的覆盖面积差距很大,说明

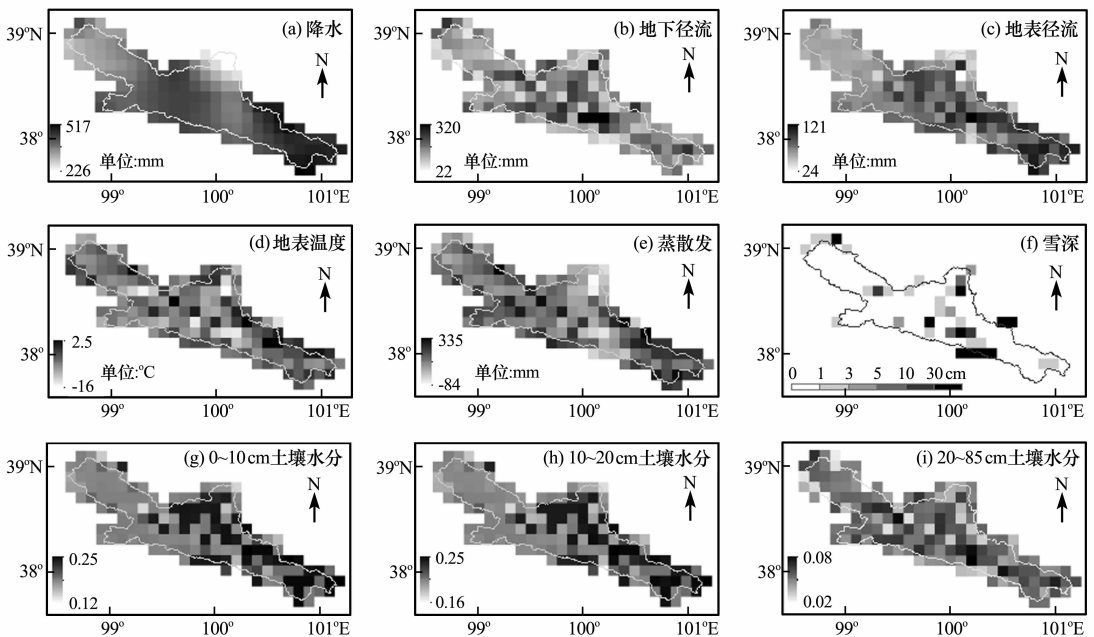


图7 黑河上游流域各个水分要素的多年平均空间分布

Fig. 7 Spatial distributions of various mean annual water fluxes in the upper reaches of the Heihe River: precipitation (a), base flow (b), surface runoff (c), ground surface temperature (d), evapotranspiration (e), snow depth (f), soil moisture (V/V) at the depth of 0-10 cm (g), 10-20 cm (h) and 20-85 cm (i)

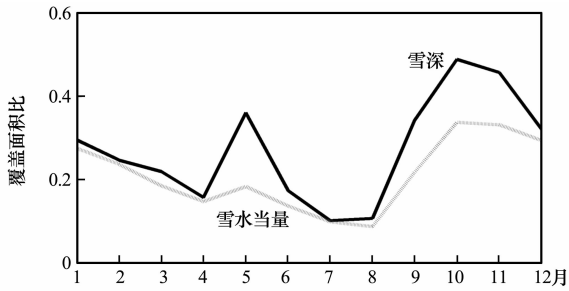


图 8 根据雪水当量和积雪深度计算出的黑河上游流域年内积雪覆盖面积变化

Fig. 8 Monthly variations of snow cover rates calculated from snow water equivalent and snow depth

5 月的积雪积累以新雪为主, 也反映出 9 - 11 月是新雪不断积累的阶段.

2.3 能量平衡分析

VIC 模型的能平衡方程可以表示为:

$$R_n = H + \rho_w \lambda_v E + G \quad (6)$$

式中: R_n 为净辐射 ($W \cdot m^{-2}$); H 为感热通量 ($W \cdot m^{-2}$); $\rho_w \lambda_v E$ 为潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$); G 为土壤热通量 ($W \cdot m^{-2}$).

净辐射按照下式计算:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + \varepsilon R_{ld} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (7)$$

式中: α 为反照率; R_s 为向下短波辐射 ($W \cdot m^{-2}$); ε 为辐射系数; R_{ld} 为向下长波辐射 ($W \cdot m^{-2}$); T_s 为地表辐射温度; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数 ($5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$).

2.3.1 净辐射

图 9 为阿柔站净辐射、短波辐射观测与模拟

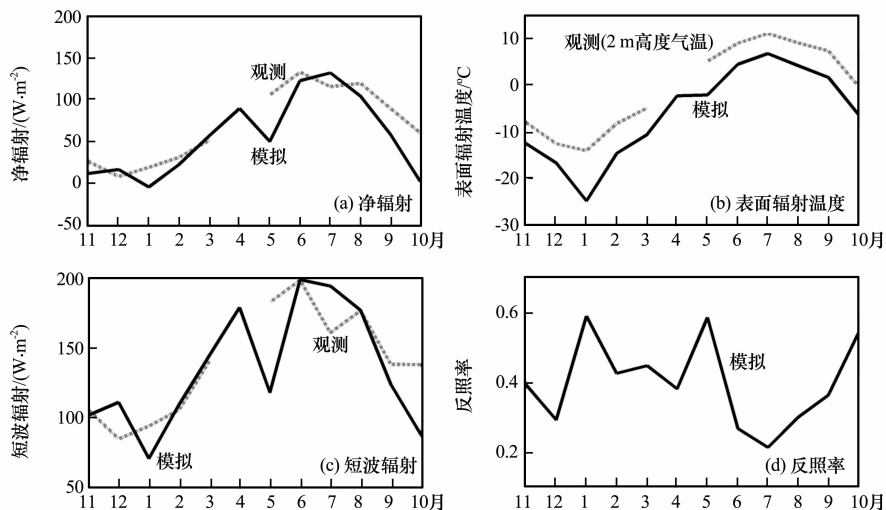


图 9 阿柔站净辐射、表面辐射温度、短波辐射及反照率的观测与模拟值逐月比较 (2008-11/2009-10)

Fig. 9 Monthly simulated and observed net radiation (a), surface radiation temperature (b), shortwave radiation (c) and albedo (d) at the Arou site during 2008-11/2009-10

值, 模拟表面辐射温度和 2 m 高度观测气温 2008-11/2009-10 比较以及模拟反照率. 可以看出, 模拟和观测基本吻合. 模拟得到的净辐射 (图 9a) 在 5 月和 10 月均低于观测值较多. 根据反照率变化过程 (图 9d) 可以看到, 5 月和 10 月反照率高, 而短波辐射也小, 导致净辐射减少. 反照率升高是因为模拟得到的积雪覆盖增加 (图 8), 5 月和 10 月分别出现了积雪覆盖面积的次大和最大值. 在 1 月, 短波辐射下降幅度大, 反照率上升幅度也大, 但是净辐射变化幅度并不大, 这是因为在 1 月表面辐射温度也大幅下降.

比较图 8 和图 9 (d) 可以发现, 反照率和积雪密切相关. 从图 9 (b) 可以看到地表辐射温度低于气温, 变化规律和气温一致. 观测结果显示 7 月净辐射和短波辐射比 6 月有明显下降, 模拟结果没有显示出这一点, 其原因需要进一步研究.

2.3.2 潜热通量

VIC 模型中潜热通量是指蒸散发消耗的能量, 主要包括植被蒸腾、植被截流蒸发、裸土蒸发、积雪升华和凝结. 通过蒸散发和潜热的关系, VIC 模型将能量平衡和水量平衡联系起来. 图 10 是阿柔站 2008-11/2009-10 模拟潜热通量和观测逐月比较结果. 图中显示出模拟潜热通量和观测能够在趋势上很好吻合, 但在 6 - 10 月显著低于观测, 这说明模型在此时段蒸散发计算中存在较大偏差. 阿柔站植被为草地, 以植被蒸腾和截流蒸发为主, 低估蒸散发可能是因为高估了地表径流. 11 月 - 翌年 5 月潜热比较小, 模拟结果和观测一致.

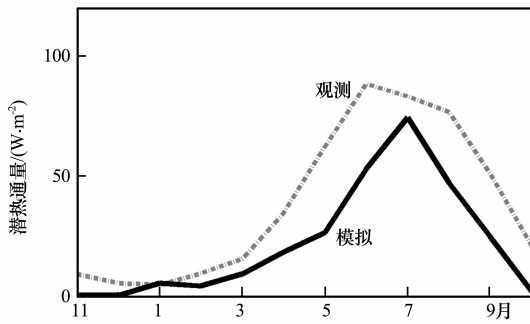


图 10 阿柔站潜热通量模拟与观测值比较 (2008-11/2009-10)

Fig. 10 Monthly simulated and observed latent heat fluxes at the Arou site (2008-11/2009-10)

2.3.3 感热通量

感热通量主要表示大气和地表的能量交换,当地表温度高于大气温度时,能量从地表传向大气,此时感热通量为正值;反之,能量从大气传向地表,感热通量为负。

图 11 是阿柔站 2008-11/2009-10 模拟感热通量和观测比较结果。虽然均表明能量从大气传向地表,但是二者相差很大,模拟值总体偏小,其原因可能为:感热通量的变化受到反照率的影响(图 9d),表现为 1 月、5 月和 10 月感热通量大,因为积雪在这几个月份也比较多(图 8),而积雪反照率高,导致地表和大气之间温度梯度大,所以能量交换加剧。图 11(c)反映出土壤表面温度一直低于 2 m 高度气温,因而感热通量为负。图 11(b)显示

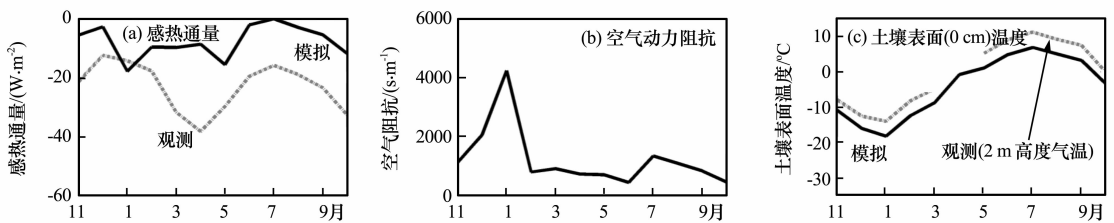


图 11 阿柔站感热通量、空气动力阻抗、土壤表面温度的模拟结果(2008-11/2009-10)

Fig. 11 Simulated monthly variables in the Arou site during 2008-11/2009-10: sensible heat flux (a), aerodynamic resistance (b) and ground surface temperature (c)

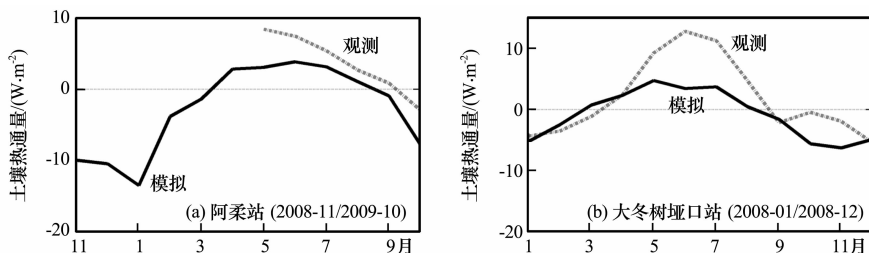


图 12 阿柔站(a)和大冬树垭口站(b)土壤热通量比较

Fig. 12 Monthly ground heat fluxes at Arou site (2008-11/2009-10) (a) and Dadongshu site (2008-01/2008-12) (b)

在 1 月动力阻抗很大,但是根据感热通量及反照率(图 9d)可以看出,空气动力阻抗对感热通量的影响小于反照率。此外,模拟感热通量数值偏小,故模拟地表温度可能偏高。

2.3.4 土壤热通量

土壤热通量主要表示土层内能量的交换,可正可负,正值表示能量向下传播,负值表示能量向上传播。图 12 是阿柔站(2008-11/2009-10)和大冬树垭口站(2008-01/2008-12)模拟土壤热通量和观测的比较结果。可以看出,模拟和观测趋势吻合,但是低估了土壤热通量峰值。观测显示 4-9 月热量从上向下传播,在 10 月-翌年 3 月热量从下向上传播,土壤热通量最大值出现在 7 月,和净辐射最大值出现的月份一致。这一现象主要是受气温影响,在 4-9 月气温升高,土壤上层温度高于下层,而在 10 月-翌年 3 月,气温较低,土壤上层温度下降,但是土壤导热性能较差,下层温度比较稳定,高于土壤上层,致使热量向上传播。在阿柔站,观测数据较少,可以看到模拟和观测在 7-9 月比较吻合;在大冬树垭口站,1-4 月模拟和观测比较吻合,5-8 月模拟结果低于观测。

2.3.5 空间分布

图 13 是模拟得到的各能量通量的多年平均(2002-2009 年)空间分布,包括净辐射、潜热通量、感热通量、土壤热通量、反照率和空气动力阻抗。可以看出,在多年平均积雪较厚的地区(图

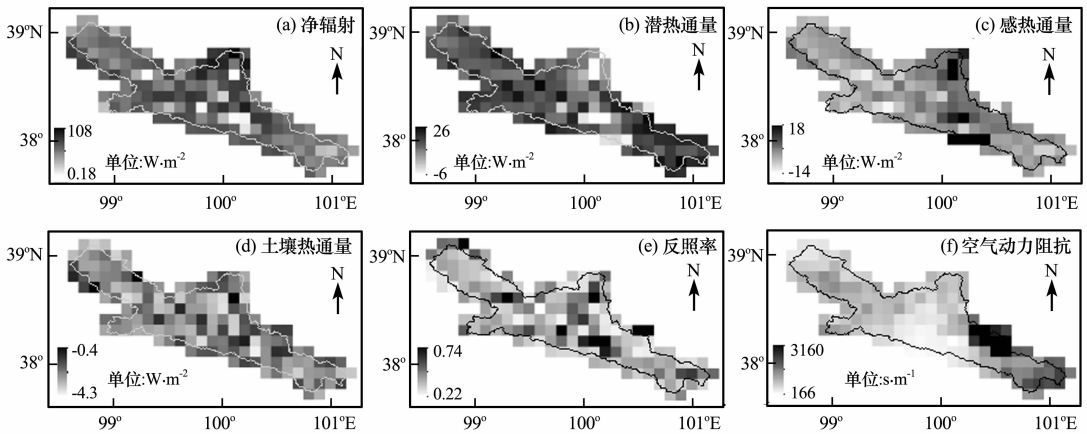


图 13 黑河上游流域各个能量通量的多年平均空间分布

Fig. 13 Spatial distributions of various energy fluxes in the upper reaches of the Heihe River: net radiation (a), latent heat flux (b), sensible heat flux (c), ground heat flux (d), albedo (e) and aerodynamic resistance (f)

7f), 净辐射小(图 13a), 潜热通量(图 13b)的空间分布和蒸散发(图 7e)完全一致, 感热通量(图 13c)和潜热通量相反, 在潜热通量小的区域感热通量大, 土壤热通量(图 13d)的空间异质性最大. 在大部分区域, 感热通量为负值, 表明以多年平均计算, 研究区的能量主要是从大气传向地表, 多年平均土壤热通量均为负值, 这与多年平均土壤热通量为零略微有出入, 反映出感热或者潜热通量模拟偏高.

反照率(图 13e)对感热通量有明显的影响, 表现为反照率高的地方潜热通量小(向上为正). 根据图 11 及图 13, 空气动力阻抗(图 13f)对能量分布的影响小于反照率. 根据潜热通量和积雪覆盖面积的逐月空间分布图(本文未给出), 在 10 月 - 翌年 6 月, 积雪增加, 潜热通量也增大, 但是影响比较小, 因为此时积雪升华是潜热通量的主要来源, 而升华量又比较小; 在 7 - 9 月, 积雪减少, 潜热通量增加, 因为此时潜热通量的主要来源是液态水蒸发, 积雪反照率高, 导致净辐射小, 蒸散发受能量限制.

3 结论

以 0.1° 空间分辨率和 3 h 时间分辨率的“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”作为驱动数据, 用 VIC 模型模拟了黑河上游流域地区的水文循环和能量交换过程. 在模拟中, 采用莺落峡站点径流作为目标变量进行了参数标定, 标定后的模型能够较好地模拟出研究区的径流过程. 基于此, 结合站点观测及已有研究, 本文对水分和能量

通量的时空分布进行了研究, 得出以下结论:

(1) VIC 模型能够较合理地模拟出研究区的径流过程, 经过和站点观测比较发现, 模型虽对部分水文变量模拟存在数量差异, 但是变化趋势合理, 并且能够给出各个水文变量的空间分布, 有助于了解研究区水文过程. 对净辐射的计算较准确, 但是对能量分配(感热、潜热和土壤热通量)模拟和观测在趋势上一致, 数量上存在一定偏差.

(2) 积雪过程对研究区的模拟结果有重要影响, 但是 VIC 模型对积雪的模拟和观测结果差距较大, 这导致了模型对 4 月左右的径流过程模拟偏低, 同时无法模拟出积雪融化导致的土壤含水量增大. 此外, 模拟的积雪变化也明显影响到对感热通量的模拟.

(3) 土壤水分变化受土壤冻融影响明显, 因此, VIC 模型对 7 - 9 月土壤水分变化模拟较好, 但是对其他月份, 尤其是土壤水分增加和减少两个过程的模拟比较差.

(4) VIC 模型给出了水分和能量各个分量的空间分布, 较好地揭示了研究区各个变量的空间异质性及在空间上的相互影响.

综上所述, 黑河上游流域积雪、冰川、冻土等对水文过程有显著的影响, 通过参数率定, VIC 模型可以较好地模拟径流, 但对其他要素的模拟均有改善的余地.

参考文献 (References):

- [1] Burlando P, Pellicciotti F, Strasser U. Modelling mountainous water systems between learning and speculating looking for challenges[J]. *Nordic Hydrology*, 2002, 33(1): 47 - 74.

- [2] Li Xin, Cheng Guodong, Liu Shaomin, *et al.* Heihe watershed allied telemetry experimental research (HiWATER): scientific objectives and experimental design[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94(8): 1145–1160.
- [3] Li Xin, Cheng Guodong, Kang Ersi, *et al.* Digital Heihe River Basin. 3: model integration[J]. Advances in Earth Science, 2010, 25(8): 851–865. [李新, 程国栋, 康尔泗, 等. 数字黑河的思考与实践. 3: 模型集成[J]. 地球科学进展, 2010, 25(8): 851–865.]
- [4] Kang Ersi, Cheng Guodong, Lan Yongchao, *et al.* Application of a conceptual hydrological model in the runoff forecast of a mountainous watershed[J]. Advances in Earth Science, 2002, 17(1): 18–26. [康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 概念性水文模型在出山径流预报中的应用[J]. 地球科学进展, 2002, 17(1): 18–26.]
- [5] Kang Ersi, Cheng Guodong, Lan Yongchao, *et al.* A model for simulating the response of runoff from the mountainous watersheds of inland river basins in the arid area of Northwest China to climatic changes[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 1999, 42(S1): 52–63. [康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化响应模型[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 1999, 29(S1): 47–54.]
- [6] He Siwei, Nan Zhuotong, Wang Shugong, *et al.* Application and comparative analysis of four conceptual hydrological models for upper reach of Heihe River Basin[J]. Journal of China Hydrology, 2012, 32(3): 13–18. [何思为, 南卓铜, 王书功, 等. 四个概念性水文模型在黑河流域上游的应用与比较分析[J]. 水文, 2012, 32(3): 13–18.]
- [7] Chen Rensheng, Kang Ersi, Yang Jiangping, *et al.* Application of Topmodel to simulate runoff from Heihe main stream mountainous basin[J]. Journal of Desert Research, 2003, 23(4): 94–100. [陈仁升, 康尔泗, 杨建平, 等. Topmodel模型在黑河干流出山径流模拟中的应用[J]. 中国沙漠, 2003, 23(4): 94–100.]
- [8] Wang Jian, Li Shuo. Effects of climate change on the snowmelt runoff of inland river in Northwest China[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2006, 49(8): 881–888. [王建, 李硕. 气候变化对中国内陆干旱山区融雪径流的影响[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2005, 35(7): 664–670.]
- [9] Xia Jun, Wang Gangsheng, Lü Aifeng, *et al.* A research on distributed time variant grain modeling[J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58(5): 789–796. [夏军, 王纲胜, 吕爱锋, 等. 分布式时变增益流域水循环模拟[J]. 地理学报, 2003, 58(5): 789–796.]
- [10] Jia Yangwen, Wang Hao, Yan Denghua. Distributed model of hydrological cycle system in Heihe River Basin (I): Model development and verification[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(5): 534–542. [贾仰文, 王浩, 严登华. 黑河流域水循环系统的分布式模拟(I): 模型开发与验证[J]. 水利学报, 2006, 37(5): 534–542.]
- [11] Jia Yangwen, Wang Hao, Yan Denghua. Distributed model of hydrological cycle system in Heihe River Basin (II): Model application[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(6): 655–661. [贾仰文, 王浩, 严登华. 黑河流域水循环系统的分布式模拟(II): 模型应用[J]. 水利学报, 2006, 37(6): 655–661.]
- [12] Jia Y, Ding X, Qin C, *et al.* Distributed modeling of landsurface water and energy budgets in the inland Heihe River basin of China[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2009, 13(10): 1849–1866.
- [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 (Nature Sciences Edition), 2004, 28(2): 22–26. [黄清华, 张万昌. 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(自然科学版), 2004, 28(2): 22–26.]
- [14] Yu Wenjun. Improvement and application of SWAT model over the mountainous regions of Heihe River Basin[D]. Nanjing: Nanjing Normal University, 2012: 1–51. [余文君. SWAT模型在黑河山区流域的改进与应用[D]. 南京: 南京师范大学, 2012: 1–51.]
- [15] Zhou Jian, Li Xin, Wang Genxu, *et al.* An improved precipitation-runoff model based on MMS and its application in the upstream basin of the Heihe River[J]. Journal of Natural Resources, 2008, 23(4): 724–736. [周剑, 李新, 王根绪, 等. 一种基于MMS的改进降水径流模型在中国西北地区黑河上游流域的应用[J]. 自然资源学报, 2008, 23(4): 724–736.]
- [16] Chen Rensheng, Lü Shihua, Kang Ersi, *et al.* A distributed water-heat coupled (DWHC) model for mountainous watershed of an inland river basin (I): model structure and equations[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(8): 806–818. [陈仁升, 吕世华, 康尔泗, 等. 内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(I): 模型原理[J]. 地球科学进展, 2006, 21(8): 806–818.]
- [17] Chen Rensheng, Kang Ersi, Lü Shihua, *et al.* A distributed water-heat coupled (DWHC) model for mountainous watershed of an inland river basin (II): model results using the measured data at the meteorological & hydrological stations[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(8): 819–829. [陈仁升, 康尔泗, 吕世华, 等. 内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(II): 地面资料驱动结果[J]. 地球科学进展, 2006, 21(8): 819–829.]
- [18] Chen Rensheng, Gao Yanhong, Kang Ersi, *et al.* A distributed water-heat coupled (DWHC) model for mountainous watershed of an inland river basin (III): model results using the results from MM5 model[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(8): 830–837. [陈仁升, 高艳红, 康尔泗, 等. 内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型(III): MM5嵌套结果[J]. 地球科学进展, 2006, 21(8): 830–837.]
- [19] Chen Hao, Nan Zhuotong, Wang Shugong, *et al.* Simulating the water-heat processes on typical sites in the mountainous areas of the upper reaches of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(1): 126–137. [陈浩, 南卓铜, 王书功, 等. 黑河上游山区典型站的水热过程模拟研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 126–137.]
- [20] Tian Wei. A coupled model of groundwater and land surface processes and its application in the middle reaches of the Heihe River Basin[D]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2012: 35–45. [田伟. 地下水模型和陆面过程模型耦合及其在黑河中游的应用研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2012: 35–45.]
- [21] Sun Shufen. Physics, biochemistry and parameterization of land surface model[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005: 1–307. [孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 1–307.]
- [22] Li Zongyi, Yang Jiancai, Li Rongqing, *et al.* The climatic analysis on weather modification in mid-section of Qilian Mountain

- and available weather patterns[J]. *Arid Meteorology*, 2006, 24(1): 23–27. [李宗义, 杨建才, 李荣庆, 等. 祁连山中段人工增雨(雪)的气候分析及其有利天气[J]. *干旱气象*, 2006, 24(1): 23–27.]
- [23] Ding Yongjian, Ye Baisheng, Zhou Wenjuan. Temporal and spatial precipitation distribution in the Heihe catchment, Northwest China, during the past 40 a[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(1): 42–48. [丁永建, 叶柏生, 周文娟. 黑河流域过去 40 年来降水时空分布特征[J]. *冰川冻土*, 1999, 21(1): 42–48.]
- [24] Liang X, Lettenmaier D P, Wood E, *et al.* A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 1994, 99(D7): 14415–14428.
- [25] Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification [J]. *Global and Planetary Change*, 1996, 13(1/2/3/4): 195–206.
- [26] Liang X, Lettenmaier D P, Wood E. One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model[J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 1996, 101(D16): 21403–21422.
- [27] Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. Modeling ground heat flux in land surface parameterization schemes[J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 1999, 104(D8): 9581–9600.
- [28] Liang X, Xie Z H. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models[J]. *Advances in Water Resources*, 2001, 24(9/10): 1173–1193.
- [29] Liang X, Xie Z H, Huang M Y. A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model [J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 2003, 108(D16). doi:10.1029/2002JD003090.
- [30] Cherkauer K A, Lettenmaier D P. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin [J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 1999, 104(D16): 19599–19610.
- [31] Cherkauer K A, Lettenmaier D P. Simulation of spatial variability in snow and frozen soil [J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 2003, 108(D22). doi:10.1029/2003JD003575.
- [32] Nijssen B, Schnur R, Lettenmaier D P. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980–93 [J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(8): 1790–1808.
- [33] Nijssen B, O'Donnell G M, Lettenmaier D P, *et al.* Predicting the discharge of global rivers [J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(15): 3307–3323.
- [34] Leung L R, Hamlet A F, Lettenmaier D P, *et al.* Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River basin [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1999, 80(11): 2313–2329.
- [35] Nijssen B, O'Donnell G M, Hamlet A F, *et al.* Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change [J]. *Climatic Change*, 2001, 50(1): 143–175.
- [36] Mao D, Cherkauer K A. Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region [J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 374(1/2): 71–82.
- [37] Wen Z Q, Liang X, Yang S T. A new multiscale routing framework and its evaluation for land surface modeling applications [J]. *Water Resources Research*, 2012, 48(8). doi:10.1029/2011WR011337.
- [38] Chen Y Y, Yang K, He J, He J, *et al.* Improving land surface temperature modeling for dry land of China [J]. *Journal of Geophysical Research; Atmospheres*, 2011, 116(D20). doi:10.1029/2011JD015921.
- [39] He Jie. Development of a surface meteorological dataset of China with high temporal and spatial resolution [D]. Beijing: Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, 2010: 64–68. [何杰. 中国区域高时空分辨率地面气象要素数据集的建立 [D]. 北京: 中国科学院青藏高原研究所, 2010: 64–68.]
- [40] Liu Chao. Soil texture mapping of Heihe River Basin based on fuzzy logic and data fusion [D]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2011: 1–68. [刘超. 基于模糊信息融合的黑河流域土壤质地制图 [D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2011: 1–68.]
- [41] Shanguan W, Dai Y J, Liu B, *et al.* A China data set of soil properties for land surface modeling [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2013, 5(2): 212–224.
- [42] Hou Xueyu. 1: 1 000 000 Vegetation atlas of China [M]. Beijing: Science Press, 2001. [侯学煜. 1: 1 000 000 中国植被图集 [M]. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [43] He Siwei. Meteorological forcing data evaluation and water heat processes simulation over the upstream area of the Heihe [D]. Chengdu: Sichuan University, 2013: 1–81. [何思为. 黑河流域上游气象数据精度评判及水热过程模拟 [D]. 成都: 四川大学, 2013: 1–81.]
- [44] Hou Yuting. Comparative evaluation of precipitation forcing data over the upper Heihe River Basin and runoff responses using Noah LSM [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2013: 1–98. [侯玉婷. 黑河流域上游高分辨率降水驱动分析及 Noah LSM 的径流响应模拟 [D]. 兰州: 兰州大学, 2013: 1–98.]
- [45] Hu Zeyong, Ma Mingguo, Jin Rui, *et al.* WATER: Dataset of automatic meteorological observations at the Arou freeze/thaw observation station [DB/DK]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2008. [胡泽勇, 马明国, 晋锐, 等. 黑河综合遥感联合试验: 阿柔冻融观测站自动气象站数据集 [DB/DK]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2008.]
- [46] Wang Jian, Che Tao, Ma Mingguo, *et al.* WATER: Dataset of automatic meteorological observations at the Binggou cold region hydrometeorological station [DB/DK]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2008. [王建, 车涛, 马明国, 等. 黑河综合遥感联合试验: 冰沟寒区水文气象观测站自动气象站数据集 [DB/DK]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2008.]
- [47] Wang Jian, Che Tao, Li Hongyi, *et al.* WATER: Dataset of automatic meteorological observations at the Dadongshu mountain pass snow observation station [DB/DK]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2008. [王建, 车涛, 李弘毅, 等. 黑河综合遥感联合试验: 大冬树山垭口积雪观测站自动气象站数据集 [DB/DK]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2008.]
- [48] Duan Q Y, Sorooshian S, Gupta V. Effective and efficient global

- optimization for conceptual rainfall-runoff models[J]. *Water Resources Research*, 1992, 28(4): 1015 – 1031.
- [49] Ajami K N, Gupta H, Wagener T, *et al.* Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 298(1/2/3/4): 112 – 135.
- [50] Yang Yong, Chen Rensheng, Ye Baisheng, *et al.* Heat and water transfer processes on the typical underlying surfaces of frozen soil in cold regions (I): Model comparison[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1545 – 1554. [阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究(I): 模型对比[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(6): 1545 – 1554.]
- [51] Yang Yong, Chen Rensheng, Ye Baisheng, *et al.* Heat and water transfer processes on the typical underlying surfaces of frozen soil in cold regions (II): water and heat transfer[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1555 – 1563. [阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究(II): 水热传输[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(6): 1555 – 1563.]
- [52] Su F G, Adam J C, Bowling L C, *et al.* Streamflow simulations of the terrestrial Arctic domain[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2005, 110(D8). doi: 10.1029/2004JD005518.
- [53] Yang D Q, Kane D, Zhang Z P, *et al.* Bias corrections of long-term (1973 – 2004) daily precipitation data over the northern regions[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(19). doi: 10.1029/2005GL024057.
- [54] Mekis E L, Vincent A. An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada[J]. *Atmosphere-Ocean*, 2011, 49(2): 163 – 177.
- [55] Ye B S, Yang D Q, Ma L. Effect of precipitation bias correction on water budget calculation in Upper Yellow River, China[J]. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(2). doi: 10.1088/1748-9326/7/2/025201.
- [56] Li Hongyi, Wang Jian, Bai Yunjie, *et al.* The snow hydrological processes during a representative snowcover period in Binggou watershed in the upper reaches of Heihe River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, 31(2): 293 – 300. [李弘毅, 王建, 白云洁, 等. 黑河上游冰沟流域典型积雪期水文情势[J]. *冰川冻土*, 2009, 31(2): 293 – 300.]
- [57] Pan Yanxia, Wang Xinping, Zhang Yafeng, *et al.* Influence of topography on formation characteristics of hygroscopic and condensate water in Shapotou, Ningxia, China[J]. *Journal of Desert Research*, 2014, 34(1): 1 – 7. [潘颜霞, 王新平, 张亚峰, 等. 沙坡头地区地形对凝结水形成特征的影响[J]. *中国沙漠*, 2014, 34(1): 1 – 7.]
- [58] Han Chuntan, Chen Rensheng, Liu Junfeng, *et al.* Hydrological characteristics in non-freezing period at the alpine desert zone of Hulugou watershed, Qilian Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1536 – 1544. [韩春坛, 陈仁升, 刘俊峰, 等. 祁连山葫芦沟流域高山寒漠带非冻结期水文特征[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(6): 1536 – 1544.]
- [59] Dang Suzheng, Liu Changming, Wang Zhonggen, *et al.* Spatio-temporal distribution characteristics of snow cover in the upper reaches of Heihe River Basin over the past 10 years and the variation trend[J]. *Resources Science*, 2012, 34(8): 1574 – 1581. [党素珍, 刘昌明, 王中根, 等. 近10年黑河流域上游积雪时空分布特征及变化趋势[J]. *资源科学*, 2012, 34(8): 1574 – 1581.]

Spatial-temporal distribution of water and energy fluxes in the upper reaches of the Heihe River simulated with VIC model

HE Siwei¹, NAN Zhuotong^{1,2}, ZHANG Ling¹, YU Wenjun¹

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

2. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Due to the influences of complex mountainous topography, the spatial-temporal characteristics of water and energy fluxes in a mountainous river basin are often dramatically changed. In this paper, a macro scale hydrologic model, the variable infiltration capacity (VIC) model, was used to simulate the spatial-temporal distribution of water and energy fluxes in the upper reaches of the Heihe River. The simulated results were validated with in-situ observations. It was showed that the VIC model is able to properly simulate the outlet discharge and net solar radiation, while it could only represent the changing trends of other variables, such as sensible heat flux, latent heat flux and ground heat flux. The simulated snow process differed from observations, leading to underestimation of outlet runoff, a sudden rise in soil moisture around April and a discrepancy in energy fluxes simulation. The VIC model has a good simulation of soil moisture in summer (from June to September), but bad in other months in which snow melting and soil thawing/freezing processes occur. Snow melting while top soil thawing will jointly induce a sudden rise in soil moisture, and top soil freezing will induce a fast drop in soil moisture. Overall, the VIC model is capable of simulating the spatial-temporal distribution of water and energy fluxes in mountainous basins with spaces to be improved where snow melt and soil thawing/freezing take place.

Key words: water fluxes; energy fluxes; variable infiltration capacity (VIC) model; spatial-temporal distribution; mountainous river; Heihe River