

基于遥感数据的叶尔羌河流域水文过程模拟与分析

刘蛟^{1,2}, 刘铁^{1*}, 黄粤¹, 包安明¹

(1. 荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011;
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要:在西北荒漠-绿洲生态系统中,山区水循环对下游水资源管理具有重要作用。为了准确地理解高寒山区水文过程,以降水、温度和潜在蒸散发的遥感数据为模型输入,建立叶尔羌河流域的MIKE SHE模型。根据模型输出,从径流、积雪和蒸散发三方面探讨了流域的水文过程。结果表明:经校正后的遥感产品在叶尔羌河流域的水文模拟中取得了良好的应用效果,出山口卡群站日径流的效率系数达0.71,相关系数达0.85。河道的年平均径流深为146.66 mm,其中稳定的基流补给占21.3%。流域的年平均降雪231 mm,占总降水的74%左右;73.9%的融雪发生在7-9月,积雪主要分布于5000 m以上区域。蒸散发以7-9月中低山区植被覆盖良好的针叶林和草地为主。选用合适的方法对遥感数据进行验证和率定,有助于提高对资料缺失的高寒山区流域水文过程的认识。对不同水文要素进行分析验证,可更准确地理解水资源的转化、储存方式及其时空分布,以便为下游水资源管理提供依据。

关键词:水文模型;水文过程;遥感数据;叶尔羌河流域

1 引言

中国西北内陆干旱区的河流多为内陆河,产流于山区,耗散于绿洲和荒漠。因此,理解山区水循环过程,把握山区水资源的产生、转化、输移及耗散状况对于山麓经济带的水资源管理决策非常重要(高前兆等, 1992)。流域水文模型是理解流域尺度上水循环过程的重要工具。然而受高海拔山区复杂的地形条件和地理结构影响,流域内的水文参数具有很强的空间异质性,加之水文气象监测站点稀少,使得大尺度山区流域水文过程模拟的难度加大(Marks et al, 1992)。气象卫星、陆地资源卫星和微波技术等遥感手段在水文研究中的广泛应用(傅国斌等, 2001),为理解高寒山区水文机理提供了新的

参数源(陈仁升等, 2014)。颜伟等(2014)利用MODIS分析了西昆仑山2000-2013年的积雪变化。Sun等(2012)基于遥感数据对无资料地区的水文模型进行了率定。Liu等(2012)以遥感输入研究了分布式模型在资料缺失山区流域的应用。遥感数据在半干旱及干旱区的水文研究中得到了广泛应用,对于其应用效果,往往是通过某一个水文要素进行评价,而缺乏对整个流域水文过程的关注。同时,由于卫星数据受本身轨道、传感器及反演算法等方面限制,遥感数据在不同流域中,与实际情况存在不同的误差(Prigent, 2010)。直接应用可能导致对水文循环过程的错误判断,因此应用前需根据研究区域的实际情况,对遥感数据进行检验和校正。

在气候变化大背景下,西北地区山区的水资源

收稿日期:2016-08;修订日期:2016-12。

基金项目:青年千人计划——新疆项目(374231001);中国科学院特色研究所计划项目(Y674122);国家自然科学基金(41301039, U1503183) [Foundation: the Thousand Youth Talents Plan of China: Xinjiang Projects, No.374231001; Special Institute Research Project of Chinese Academy of Sciences, No.Y674122; National Natural Science Foundation of China, No.41301039, No.U1503183]。

作者简介:刘蛟(1986-),男,四川成都人,博士研究生,主要从事流域水文过程研究, E-mail: liujiao1102@aliyun.com。

通讯作者:刘铁(1977-),男,山东临沂人,研究员,主要从事水文水资源研究, E-mail: liutie@ms.xjb.ac.cn。

引用格式:刘蛟, 刘铁, 黄粤, 等. 2017. 基于遥感数据的叶尔羌河流域水文过程模拟与分析[J]. 地理科学进展, 36(6): 753-761. [Liu J, Liu T, Huang Y, et al. 2017. Simulation and analysis of the hydrological processes in the Yarkant River Basin based on remote sensing data[J]. Progress in Geography, 36(6): 753-761.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2017.06.010

形成、转化与水循环过程等也发生了变化(陈亚宁等, 2014)。源于喀喇昆仑山脉的叶尔羌河上游流域属于典型的高寒山区流域, 河道补给包括降水、融雪和混合补给。目前对该流域的研究主要集中在分析冰川积雪消融上 (Zhang et al, 2009; Chen et al, 2010; 高鑫等, 2010; 牛竞飞等, 2011)。研究结果表明, 增温导致冰川退缩, 冰雪融水对河道径流的贡献增大, 并且由冰川阻塞湖引起的突发性洪水增强。对叶尔羌河流域的研究较少关注其他水文过程, 而流域水循环是一个完整的水文过程, 忽略或淡化其他水文过程都可能影响对高寒山区水资源的正确理解。

本文选取干旱区高海拔山区的叶尔羌河流域为研究区域, 以降水、温度、积雪覆盖面积和潜在蒸散发的遥感数据为支撑, 构建流域的 MIKE SHE 模型。通过模型输出, 从流域的水循环出发, 分析流域内径流组成、积雪和蒸散发的时空分布, 探讨其水文过程。

2 研究区概况

叶尔羌河发源于喀喇昆仑山北坡, 在出山口卡群站形成 $2.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的绿洲区。绿洲区以农业经济为主, 灌溉面积 $5.0 \times 10^3 \text{ km}^2$, 是新疆最大的灌区, 全国主要的棉花产地(Tang et al, 2013)。本文选取卡群水文站的控制集水面为研究区(图1), 面积为 50248 km^2 , 河长约 585 km。研究区内群峰耸立, 纵向河谷, 横向冰川是其主要的地貌特点。流域地形南高北低, 高程梯度变化很大, 从世界第二高峰乔戈里峰 8611 m 下降到出山口 1446 m, 平均高程 4450 m。流域内空间降水分布极为不均, 5000 m 以

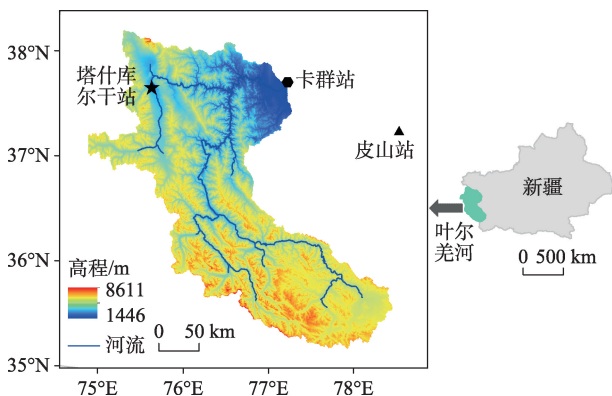


图1 叶尔羌河流域图

Fig.1 The Yarkant River basin

上高山区域, 年降水量可以达到 500 mm 左右, 但 3000 m 以下区域, 年降水量不足 100 mm(高鑫等, 2010)。

研究区内只有塔什库尔干一个气象站点(图1), 海拔高程 3090 m。塔什库尔干站实测的多年平均降水量为 96 mm, 而蒸发皿测得的年均蒸发量达到 1500 mm。流域内冰川丰富, 分布有 2689 条冰川, 冰川水储量 685 km^3 (杨惠安等, 1991)。根据 2010 年 Landsat5 及 Landsat8 TM 解译的土地覆盖图, 冰川积雪主要覆盖在 5000 m 以上区域, 占流域总面积的 26.14%。5000 m 以下区域以草甸、裸地和稀疏草地为主要土地利用方式, 分别占流域总面积的 29%、20% 和 19.1%。在出山口附近分布有少量的常绿针叶林和灌木林。冰川积雪融水为叶尔羌河流域提供了丰富的水资源, 卡群站多年平均径流量为 68.75 亿 m^3 , 其中冰雪融水占 70% 左右(Chen et al, 2010)。受冰雪融水的季节性影响, 卡群站年内各月流量的分布不均, 6-9 月的径流量占全年总径流量的 80%。

3 流域模型

MIKE SHE 利用质量、能量和动量守恒的偏微分方程描述流域水循环过程, 包括截留蒸发、地表径流、河道汇流、非饱和流和饱和带流 5 个部分。在水平面上流域可划分为结构化的矩形网格, 各网格独立输入参数, 然后通过水动力学方程描述各网格之间的水力联系; 在垂直面上, 将土壤划分为几个水平层, 计算土壤水运动。叶尔羌河流域以融雪径流为主, 实际的融雪一般从雪层内部开始, 初期形成的融水具有壤中流特点, 随着温度的继续升高, 雪层表面才开始融化。融水下渗增加, 聚集形成饱和含水带后渗出, 部分沿地表汇流补给河道, 部分下渗进入土壤层。MIKE SHE 模型将降水分为降雨和降雪 2 种形式, 降雨直接参与水循环, 重点模拟地表径流和下渗后地下基流对河道的补给作用。降雪通过简单的度日因子溶雪计算后, 形成融水再参与水循环。本文将流域划分为 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ 的网格, 利用遥感数据驱动模型, 模拟叶尔羌河流域 2000-2009 年的水文过程, 其中 2000-2002 年为预热期, 2003-2007 年为率定期, 2008-2009 年为验证期。

3.1 模型数据

在地形复杂的山区流域, 站点对其相应泰森多

变形区域的地形代表性较差,即使较为密集的站点插值也较难反映降水的空间分布(许宝荣等, 2015)。而熊喆等(2014)利用观测和遥感数据构建的黑河流域气候模式,在山地区域模拟中取得了良好的分布式降水结果。受叶尔羌河流域极端地形和实测站点的限制,因此本文采用降水、温度和潜在蒸散发的遥感数据作为气象输入。为准确地描述流域的水文过程,将积雪覆盖的遥感数据用于模型验证。主要利用的数据如表1所示。

3.2 遥感数据的校正

TRMM 3B42 V6 数据利用实测站点数据在全球尺度上进行了校正,很大程度上降低了其系统偏差(胡庆芳等, 2013)。但是在叶尔羌河这样的高海拔山区,实测站点稀缺,TRMM数据的精度并不理想,特别是在日尺度上(季漩等, 2013)。根据塔什库尔干及周边皮山2个气象站点在2000-2009年的实测降水数据,对TRMM数据中降水事件(日降水量大于0.01 mm)的准确性进行了检验,如式(1)-(2)所示。

$$D_r = \frac{TRSB_{dec}}{TRSB_{dec} + SBD_{dec}} \tag{1}$$

$$D_w = \frac{TRMM_{dec}}{TRMM_{dec} + TRSB_{dec}} \tag{2}$$

式中: D_r 和 D_w 分别为TRMM测得降水事件的正确率和错误率; $TRSB_{dec}$ 为TRMM和站点同时测得降水的天数(days); SBD_{dec} 为站点测得降水而TRMM没有测得降水的天数(days); $TRMM_{dec}$ 为TRMM测得降水而站点没有测得降水的天数(days)。检验结果如表2所示,表明TRMM数据在叶尔羌河流域的精度并不理想,发生降水事件的频率高于实测站点。进一步分析发现,TRMM多测得的降水事件主要为小强度的降水(日降水量小于0.3 mm),TRMM数据对小强度降水事件的误判率 $D_{w,0.3}$ 达到95%以上。

根据实测站点对TRMM数据的检验情况,本文选用了LOCI(local intensity scaling)(Schmidli et al, 2006)的方法对TRMM数据进行校正。LOCI可消除多余小降水事件,从降水频率和降水量上对原有数据进行修正,如式(3)-(4)所示。

$$s_m = \frac{\mu(P_{SD,m}|P_{SD,m} > 0)}{\mu(P_{TRMM,raw,m}|P_{TRMM,raw,m} > P_{thres})} \tag{3}$$

$$P_{TRMM,cor,m} = \begin{cases} 0, & P_{TRMM,raw,m} < P_{thres} \\ P_{TRMM,raw,m} \times s_m, & \text{其他} \end{cases} \tag{4}$$

式中: $P_{SD,m}$ 和 $P_{TRMM,raw,m}$ 为站点和原始的TRMM在第 m 月的降水量(mm); $P_{TRMM,cor,m}$ 为校正后TRMM在第 m 月的降水量(mm); $\mu(\cdot)$ 表示均值; s_m 为比例因子; P_{thres} 为临界降水强度(mm)。临界降水强度用于保证降水频率与实测站点的一致性,根据表2的检验结果,本文确定为0.3 mm。通过校正后,TRMM降水数据的精度得到较大提升,在降水频率上与站点基本一致,月尺度上降水量与站点实测数据的相关系数也明显提高(R_{raw} 和 R_{cor}),年均降水量(PRE_{TRMM} , $PRE_{TRMM,cor}$)与实测年均降水量(PRE_{OBS})更加接近,(表2)。最终 s_m 和 P_{thres} 的修正参数应用到整个叶尔羌河流域上,对全流域内的TRMM降水数据进行修正。

本文选取的地表平均温度为在干旱及半干旱区有更好应用效果的MOD11C1 V4.1(Hulley et al, 2009)。但是MIKE SHE模型中需要输入的是空气温度,大量的研究(Prince et al, 1998; Cristóbal et al, 2008)已经表明,地表温度与空气温度间存在良好的线性关系。图2为塔什库尔干和皮山站实测日平均空气温度与MODIS地表温度之间的线性回归图,也证明了两之间良好的线性相关性。根据两个站点的线性回归方程,建立了MOD11C1 V4.1的转化方程式(5),得到MIKE SHE模型的温度数据。

表1 叶尔羌河流域MIKE SHE 模型数据
Tab.1 Data used in the MIKE SHE model of the Yarkant River basin

数据	来源	分辨率	提供参数
DEM	SRTM	90 m×90 m	地形、流域边界、河网水系
土地利用	基于2010年Landsat TM的解译	.shp 文件	地表的植被覆盖类型
土壤类型	HWSD	500 m×500 m	土壤类型及其属性
降水	TRMM 3B42 V6	0.25°×0.25°	日值的降水量
温度	MODIS 11C1	0.05°×0.05°	日值的平均地表温度
潜在蒸散发	FEWS NET Data Portal	0.5°×0.5°	日值的潜在蒸散发量
积雪覆盖	MODIS 10A2	500 m×500 m	8天的最大积雪覆盖面积

表2 TRMM数据在叶尔羌河流域的精度检验及校正情况

Tab.2 Calibration and correction of the TRMM data in the Yarkant River basin

站点	D_i	D_w	$D_{w,0.3}$	R_{rw}	R_{cor}	PRE_{TRMM}	$PRE_{TRMM-cor}$	PRE_{OBS}
塔什库尔干	0.54	0.75	0.95	0.26	0.56	210.95	111.03	94.57
皮山	0.15	0.88	0.99	0.36	0.67	40.25	49.46	54.28

$$T_{air} = 0.7592 \times LST - 5.565 \quad (5)$$

式中: T_{air} 为计算的空气温度(°C); LST 为MODIS地表温度(°C)。

FEWS NET Data Portal的日潜在蒸散发数据从全球数据同化系统(Global Data Assimilation System)中提取6小时的空气温度、气压、风速、相对湿度和太阳辐射数据,采用经过联合国粮农组织标准化的Penman-Monteith公式计算每6小时的潜在蒸散发量(Reference Evapotranspiration),然后合成覆盖全球的日值数据。FEWS NET Data Portal的潜在蒸散发满足MIKE SHE模型的输入要求。

3.3 模型率定及评价

虽然MIKE SHE模型的参数具有明确的物理意义,理论上不需要进行率定。但现有的数据并不能满足模型完备性的需求,因此本文选定了MIKE SHE模型自动的Auto Calibration模块,采用SCE(Shuffled Complex Evolution)的算法,根据2003-2009年卡群站实测的日径流数据,对模型参数进行优化率定。根据不同水文过程的主要影响参数,选定的率定参数包括:地表水模块中的坡面曼宁系数(MAN),地下水模块中的横向及纵向水力渗透系数(HHC 和 VHC),积雪融雪模块中初始融雪温度(TMT)和度日融雪因子(DDF),土地利用模块中的叶面指数(LAI)和根区深度(RD)。由Nash-Sutcliffe系数 NSC 和相关系数 R 对率定效果进行评价,其计算表

达式如式(6)-(7)所示。

$$NSC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (6)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2}} \quad (7)$$

式中: $Q_{obs,i}$ 和 $Q_{sim,i}$ 分别为第*i*天实测和模拟的径流量(m^3/s); \bar{Q}_{obs} 和 \bar{Q}_{sim} 分别为模拟期内实测和模拟的日平均流量(m^3/s); n 为时间步长。

4 水文过程分析

根据率定结果,得到模型参数的最优值DDF为2.01 mm/(d·°C), TMT 为-0.98 °C; MAN 因不同的土地利用方式,取值为25~60;水力传导系数因不同的土壤类型而不同, HHC 取值为0.0003~0.001 m/s, VHC 取值为0.003~0.01 m/s; LAI 和 RD 因不同的植被覆盖方式而不同,同时受植被的生长方式影响在年季间呈现周期性的变化。代入率定的参数值,得到卡群站的日径流模拟量,与实测径流的对比结果如图3所示。结果表明,MIKE SHE模型很好地模拟出了枯水期基流对河道的补给,而洪峰前期的4-5月,模拟值出现了较大的波动。6-9月的洪水期间,模拟值也基本抓住了洪峰的涨落过程,峰现时间都出现在7月底-8月中旬,多年平均相差4.3天。2003-2009年卡群站的多年平均径流量相对误差仅为0.12%,但是4-5月达到了70%,6-9月的相对误差为-7.2%。造成这种现象的原因是叶尔羌河流域以融雪径流补给为主,在MIKE SHE的融雪模块中,

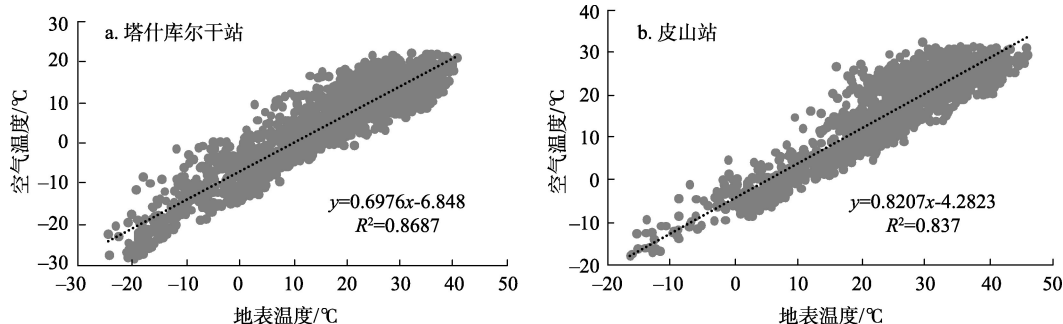


图2 MODIS地表温度与塔什库尔干(a)和皮山(b)站点实测空气温度线性回归图

Fig.2 Regression result of the MODIS surface temperature and air temperature observations at the Tashkurgan (a) and Pishan (b) stations

融雪因子是一个常数,削弱了不同季节融雪分布的差异,造成春夏交替4-5月融雪偏高。另外MIKE SHE不考虑雪表面的积温影响,融雪量由当天的空气温度决定,这就使得初期融雪随空气温度的波动较大,而不是一条较为平滑的上升曲线(Liu et al, 2016a)。从评价参数上看,率定期和验证期在日尺度上的NSC分别为0.71和0.67, R 为0.84和0.85。总体上,经过校正后的TRMM降水数据、MODIS地表温度数据及遥感潜在蒸散发数据在叶尔羌河流域的应用中,对出山口径流的模拟是可行的。

在自动率定中,模型通过参数调整来满足率定目标,而不同水文要素相互影响,单一的率定目标过程就会影响到模型对其他相关水文要素的描述

(Liu et al, 2016b)。因此本文进一步地从径流、积雪和蒸散发3个方面分析模型对水文过程的描述。表3给出了水平衡控制下MIKE SHE对流域在不同季节对各水文要素的模拟量化值。根据MIKE SHE的模拟结果,叶尔羌河流域年均降水量为309.64 mm,积雪储存、河道径流补给和蒸散发耗散分别占15%、47%和38%左右。本文根据模型对各水文要素的输入,结合已有文献和遥感数据的验证,对叶尔羌河流域径流、融雪和蒸散发3个主要水文过程的时空分布进行分析。

4.1 径流组成及分布

在MIKE SHE模型中,地表水下渗进入非饱和区后,只考虑垂直方向的运动。进一步下渗到饱和

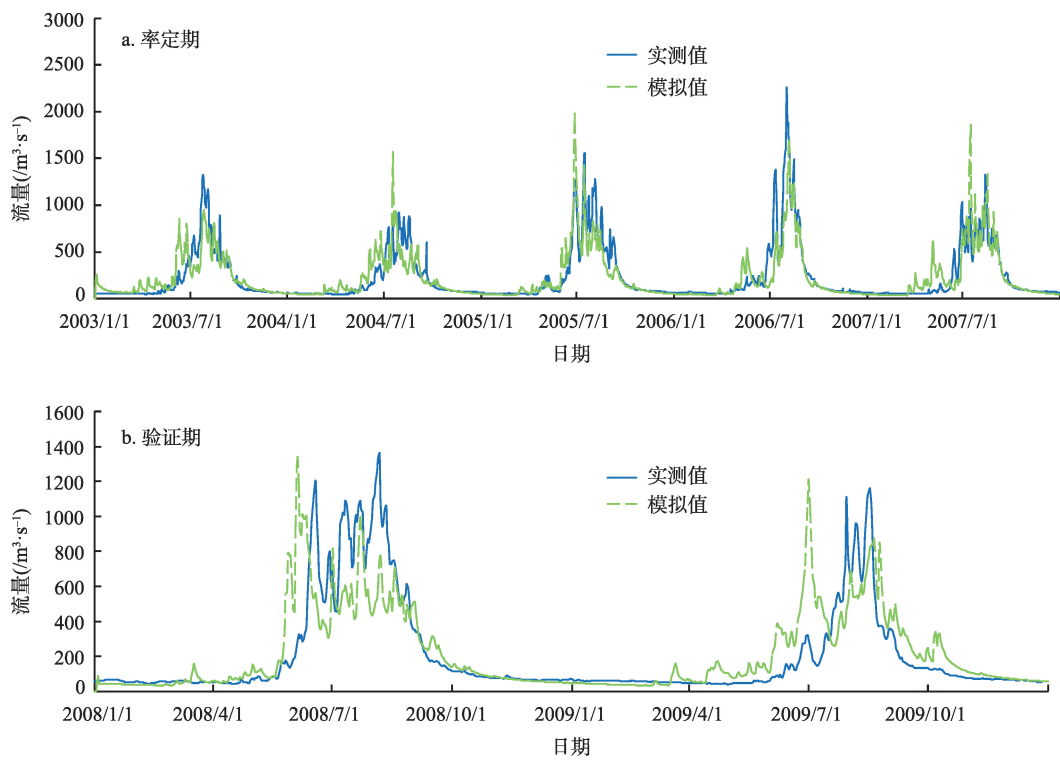


图3 MIKE SHE 模型在率定期(a)和验证期(b)对卡群站的模拟流量与实测流量对比图
Fig.3 Comparison of the simulated and observed daily discharges at the Kaqun station in the calibration (a) and verification (b) periods

表3 各水文要素在不同季节的模拟值
Tab.3 Simulated values of the hydrological components in different seasons

月份	总降水/mm	降雪/mm	融雪/mm	储雪变化/mm	地表径流/mm	基流/mm	实际蒸散发/mm
3~5月	76.03	62.33	32.24	15.33	12.87	5.04	32.56
6~8月	145.57	88.90	112.74	-29.49	75.45	13.68	59.73
9~11月	40.55	32.68	7.34	17.39	22.26	8.71	22.12
12~次年2月	47.49	47.03	0.24	43.41	4.73	3.94	4.32
年平均	309.64	230.93	152.56	46.64	115.30	31.36	118.72

区,通过耦合的MIKE 11,与河道水流发生交换,地下水作为基流补给河道。因此在MIKE SHE模型中,河道总径流包括地表径流和地下基流两部分,其分布如图4所示。图4表明,融雪季的地下基流高于非融雪季,冰雪融水对地下水具有补给作用。地下水基流对河道的补给是常年不间断的,贡献率为21.38%(表3),这保证了枯水期的河道径流。21.38%的基流贡献率也与Fan等(2013)的研究成果(23%)接近,表明MIKE SHE模型在河道径流补给组成和分布上是可信的。

4.2 积雪分布

表3表明:6-8月为叶尔羌河流域的主要融雪季节,占全年融雪量的74%,在此期间,流域的储雪量也表现为消退,其他季节均表现为增长。为了尽量

减少云层对遥感探测地表积雪分类的影响,结合在北疆地区积雪识别率达到88%的MOD10A2产品(黄晓东等, 2007)对MIKE SHE模拟的积雪输出的空间分布进行分析。由于MODIS产品对薄层积雪的识别能力很差(黄晓东等, 2007),因此本文将MIKE SHE输出的积雪深度在50 mm以上的网格定义为积雪面,其他为非积雪面。

MIKE SHE模型的积雪输出与MOD10A2的对比如图5所示,结果表明,相对MOD10A2的积雪覆盖面积,MIKE SHE在4个不同时间节点上的相对误差分别为-3.1%、43%、-12.9%和-11.6%。根据MIKE SHE的模拟,5000 m以上区域的积雪消融主要发生7-8月,这就造成了6月底MIKE SHE模型在流域东南部5000~6000 m山区输出更多的积雪面

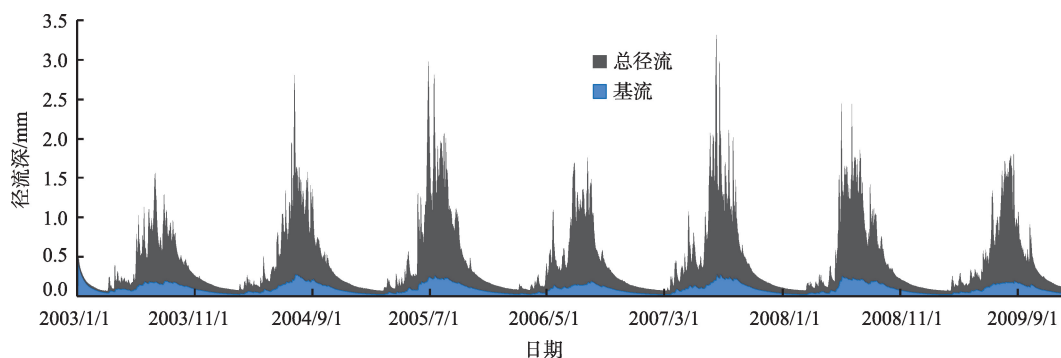


图4 基流和地表径流对河道补给的时间分布图

Fig.4 Temporal distribution of the base flow and surface flow contribution to stream flow

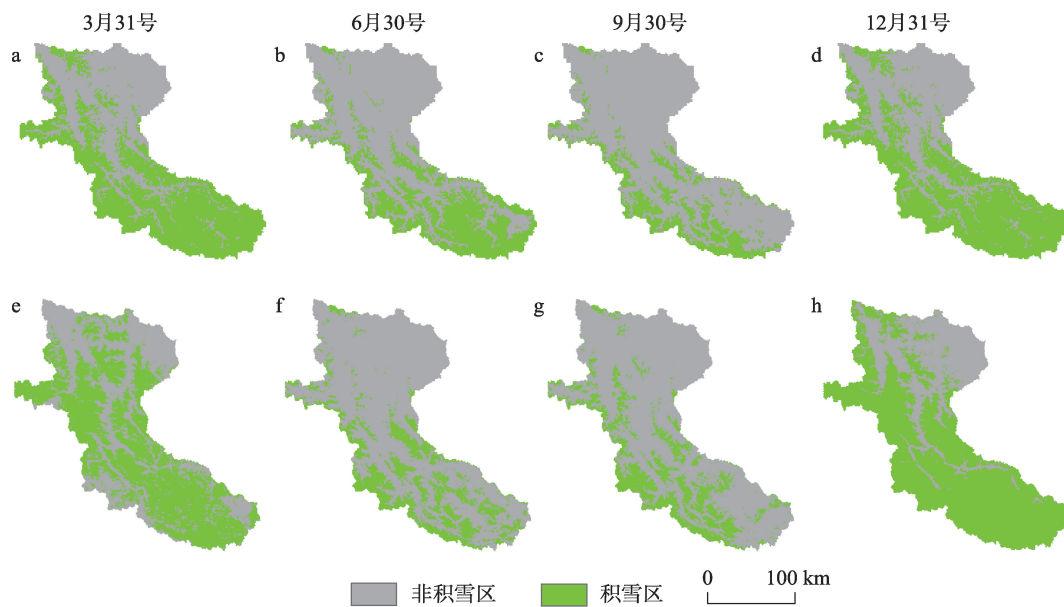


图5 MIKE SHE (a-d)在不同时间节点的积雪覆盖面与MOD10A2(e-f)的对比图

Fig.5 Comparison of the snow covered area by MIKE SHE (a-d) and MOD10A2 (e-f) at the last day of March, June, September, and December

(图5b)。图5表明,从总体上来看,MIKE SHE模拟的积雪及消融在时间和空间分布上,基本与遥感监测数据保持了一致的趋势。叶尔羌河流域不同高程带上的多年平均积雪如图6所示:叶尔羌河流域的终年积雪区域发生在5000 m以上高山区,雪线位于5000~5500 m之间,这与之前5400 m处的雪线研究成果一致(高鑫等, 2010)。雪线以上区域,积雪基本呈现直线的增长方式,这可能与MIKE SHE只关注积雪融化,而不关注风吹雪、雪崩等其他运移方式,积雪增长主要与降水增长相关原因有关。

4.3 实际蒸散发

MIKE SHE模型采用 Kristensen-Jensen 算法,将流域的蒸散发分为积雪升华、植被截留蒸发、水体蒸发、土壤水蒸发、植被蒸腾5类进行模拟。模型输出的各类蒸发量如表4所示。由于模型在坡面汇流计算中,对汇流水体进行了蒸发计算,加之洼地形成,的滞洪区使得水面面积增大,进一步地增强了水体增发量,最终水体蒸发成为最主要的蒸发方式,占总蒸散发量的31.26%。其次,流域内积雪面

表4 MIKE SHE 模型对叶尔羌河流域不同蒸发类型的多年平均蒸发量模拟值

Tab.4 Simulated values of mean annual evaporation from different sources by the MIKE SHE model

蒸发类型	积雪升华	植被截留蒸发	水体蒸发	土壤水蒸发	植被蒸腾
蒸发量/mm	31.4	17.6	37.1	13.9	18.72

广,雪面升华强烈,也占到总蒸散发量的26.45%。MIKE SHE模型对流域内不同季节日平均蒸散发量的空间分布如图7所示,从图中可以看出叶尔羌河流域的实际蒸散发量具有明显的季节性,7-9月为主要的蒸散发月份,占全年总量的45.53%,其次4-6月占全年总量的38.5%。从空间分布上看,植被覆盖良好的常绿针叶林为主要的蒸散发区域,年均蒸散发量大约为267 mm,主要以植被截留和蒸腾作用为主;其次为中低覆盖度的草地,年均蒸散发量为140 mm左右,流域东部的永久性积雪覆盖的高寒山脊区域,年均蒸发量仅为32 mm。

5 结论与讨论

本文以遥感数据为支撑,构建了全分布的MIKE SHE模型,对干旱区高海拔山区流域叶尔羌河的水文过程进行了探讨,得到了以下主要结论:
(1) 通过校正后的遥感数据,在MIKE SHE模型应用中,很好地模拟出了出山口的流量过程,日尺度上的Nash-Sutcliffe系数在达到0.71,相关系数在0.85。
(2) 叶尔羌河流域有常年稳定的地下水基流补给,占河道径流的21%左右。
(3) MIKE SHE的积雪输出与MOD10A2在时空变

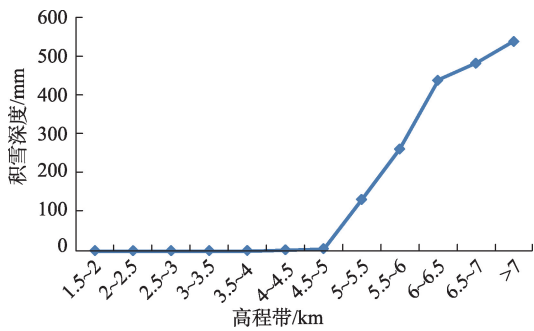


图6 MIKE SHE在不同高程带上的多年平均积雪深度变化图
Fig.6 The mean annual depth of snowpack in different elevation zones by the MIKE SHE model

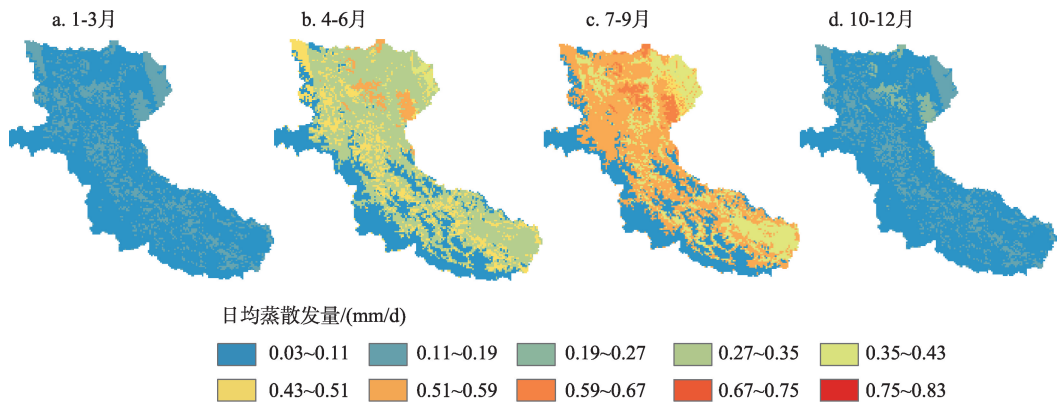


图7 MIKE SHE在不同季节对叶尔羌河流域日平均蒸散发量的模拟结果图
Fig.7 Spatial distribution of the simulated daily evaporation by the MIKE SHE model in different periods

化上基本一致,6-8月为流域的主要融雪季,期间流域积雪表现为消退,5000 m以上为流域的稳定积雪区。

(4) 流域以水体蒸发为主要的蒸发方式,占蒸散发总量的31.26%,空间分布上植被覆盖度良好的针叶林和草地为主要的蒸散发区域,集中在7-9月。

高寒山区流域由于特殊的地理环境,气象和水文要素的空间分布异质性更强,积雪、融雪和雪升华使得水循环过程更加复杂。加之实测站点稀少,使得准确把握流域水文过程的困难更大。空间分布的遥感数据为高寒山区水文模拟研究提供了良好的数据源,但在实际应用中,需要对数据的准确性进行评价,并选用适用的方法进行校正。依托模型输出分析水文过程时,要从多方面对模拟的水文要素进行验证分析,从而准确理解流域内水资源的转化、储存方式及时空分布,为下游水资源的管理提供依据。本文虽然以实测站点为基础,校正了遥感数据,但实测站点稀少,遥感数据的时空分布的精确度有待进一步验证,对于模型结果输出的对比和验证也需要进一步的分析研究。

参考文献(References)

- 陈仁升, 康尔泗, 丁永建. 2014. 中国高寒区水文学中的一些认识和参数[J]. 水科学进展, 25(3): 307-317. [Chen R S, Kang E S, Ding Y J. 2014. Some knowledge on and parameters of China's alpine hydrology[J]. *Advances in Water Science*, 25(3): 307-317.]
- 陈亚宁, 李稚, 范煜婷, 等. 2014. 西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展[J]. 地理学报, 69(9): 1295-1304. [Chen Y N, Li Z, Fan Y T, et al. 2014. Research progress on the impact of climate change on water resources in the arid region of Northwest China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 69(9): 1295-1304.]
- 傅国斌, 刘昌明. 2001. 遥感技术在水文学中的应用研究进展[J]. 水科学进展, 12(4): 547-559. [Fu G B, Liu C M. 2001. Advances in Applications of remote sensing data to hydrology[J]. *Advances in Water Science*, 12(4): 547-559.]
- 高前兆, 史胜生, 温培安, 等. 1992. 中国西北干旱地区的水资源[J]. 中国沙漠, 12(4): 1-12. [Gao Q Z, Shi S S, Wen P A, et al. 1992. Water resources in the arid zone of Northwest China[J]. *Journal of Desert Research*, 12(4): 1-12.]
- 高鑫, 张世强, 叶柏生, 等. 2010. 1961-2006年叶尔羌河上游流域冰川融水变化及其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 32(3): 445-453. [Gao X, Zhang S Q, Ye B S, et al. 2010. Glacier runoff change in the upper stream of Yarkant River and its impact on river runoff during 1961-2006[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 32(3): 445-453.]
- 胡庆芳, 杨大文, 王银堂, 等. 2013. 赣江流域 TRMM 降水数据的误差特征与成因[J]. 水科学进展, 24(6): 794-800. [Hu G B, Yang D W, Wang Y T, et al. 2013. Characteristics and sources of errors in daily TRMM precipitation product over Ganjiang River Basin in China[J]. *Advances in Water Science*, 24(6): 794-800.]
- 黄晓东, 张学通, 李霞, 等. 2007. 北疆牧区 MODIS 积雪产品 MOD10A1 和 MOD10A2 的精度分析与评价[J]. 冰川冻土, 29(5): 722-729. [Huang X D, Zhang X T, Li X, et al. 2007. Accuracy analysis for MODIS snow products of MOD10A1 and MOD10A2 in Northern Xinjiang Area[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 29(5): 722-729.]
- 季璇, 罗毅. 2013. TRMM 降水数据在中天山区域的精度评估分析[J]. 干旱区地理, 36(2): 253-262. [Ji X, Luo Y. 2013. Quality assessment of the TRMM precipitation data in Mid Tianshan Mountains[J]. *Arid Land Geography*, 36(2): 253-262.]
- 牛竞飞, 刘景时, 王迪, 等. 2011. 2009年喀喇昆仑山叶尔羌河冰川阻塞湖及冰川跃动监测[J]. 山地科学, 29(3): 276-282. [Niu J F, Liu J S, Wang D, et al. 2011. Monitoring on ice-dammed lake and related surging glaciers in Yarkant River, Karakorum in 2009[J]. *Journal of Mountain Science*, 29(3): 276-282.]
- 熊喆, 延晓冬. 2014. 黑河流域高分辨率区域气候模式建立及其对降水模拟验证[J]. 科学通报, 59(7): 605-614. [Xiong Z, Yan X D. 2013. Building a high-resolution regional climate model for the Heihe River Basin and simulating precipitation over this region[J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(36): 4670-4678.]
- 许宝荣, 邹松兵, 刘勇, 等. 2015. GIS 支持下黑河流域降水台站的地形代表性[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 51(2): 166-172. [Xu B R, Zou S B, Liu Y, et al. 2015. Terrain representation for the precipitation stations in Heihe River Basin based on GIS[J]. *Journal of Lanzhou University: Natural Sciences*, 51(2): 166-172.]
- 颜伟, 刘景时, 罗光明, 等. 2014. 基于 MODIS 数据的 2000-2013 年西昆仑山玉龙喀什河流域积雪面积变化[J]. 地理科学进展, 33(3): 315-325. [Yan W, Liu J S, Luo G M, et al. 2014. Snow cover area changes in the Yurungkax River Basin of West Kunlun Mountains during 2000-2013 using MODIS data[J]. *Processes in Geography*, 33(3): 315-325.]
- 杨惠安, 安瑞珍. 1991. 叶尔羌河流域现代冰川资源及分布特征[M]//中国冰川编目(塔里木河内陆流域: 叶尔羌河流域). 北京: 科学出版社. [Yang H A, An R Z. 1991. Yarkant River Basin (interior drainage area of Tarim Basin) [M]//Glacier inventory of China. Beijing: Science Press.]
- Chen Y N, Xu C C, Chen Y P, et al. 2010. Response of glacial-lake outburst floods to climate change in the Yarkant River Basin on northern slope of Karakoram Mountains, China [J]. *Quaternary International*, 226(1-2): 75-81.
- Cristóbal J, Ninyerola M, Pons X. 2008. Modeling air temperature through a combination of remote sensing and GIS data [J]. *Journal of Geophysical Research*, 113(D13): D13106.

- Fan Y T, Chen Y N, Liu Y B, et al. 2013. Variation of base-flows in the headstreams of the Tarim River Basin during 1960-2007[J]. *Journal of Hydrology*, 487: 98-108.
- Hulley G C, Hook S J. 2009. Intercomparison of versions 4, 4.1 and 5 of the MODIS Land Surface Temperature and Emissivity products and validation with laboratory measurements of sand samples from the Namib desert, Namibia[J]. *Remote Sensing of Environment*, 113(6): 1313-1318.
- Liu J, Liu T, Bao A M, et al. 2016a. Assessment of different modelling studies on the spatial hydrological processes in an arid alpine catchment[J]. *Water Resources Management*, 30(5): 1757-1770.
- Liu J, Liu T, Bao A M, et al. 2016b. Response of hydrological processes to input data in high alpine catchment: An assessment of the Yarkant River Basin in China[J]. *Water*, 8(5): 181.
- Liu T, Willems P, Feng X W, et al. 2012. On the usefulness of remote sensing input data for spatially distributed hydrological modelling: Case of the Tarim River Basin in China [J]. *Hydrological Processes*, 26(3): 335-344.
- Marks D, Dozier J, Davis R E. 1992. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada: 1. Meteorological measurements and monitoring[J]. *Water Resources Research*, 28(11): 3029-3042.
- Prigent C. 2010. Precipitation retrieval from space: An overview[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(4-5): 380-389.
- Prince S D, Goetz S J, Dubayah R O, et al. 1998. Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using advanced very high-resolution radiometer satellite observations: Comparison with field observations[J]. *Journal of Hydrology*, 212-213: 230-249.
- Schmidli J, Frei C, Vidale P L. 2006. Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods[J]. *International Journal of Climatology*, 26(5): 679-689.
- Sun W C, Ishidaira H, Bastola S. 2012. Calibration of hydrological models in ungauged basins based on satellite radar altimetry observations of river water level[J]. *Hydrological Processes*, 26(23): 3524-3537.
- Tang H, Yang D G, Zhang Y F. 2013. Food security and agricultural structural adjustment in Yarkant River Basin, Northwest China[J]. *Journal of Food Agriculture and Environment*, 11(1): 324-328.
- Zhang Q, Xu C Y, Tao H, et al. 2009. Climate changes and their impacts on water resources in the arid regions: A case study of the Tarim River Basin, China[J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24(3): 349-358.

Simulation and analysis of the hydrological processes in the Yarkant River Basin based on remote sensing data

LIU Jiao^{1,2}, LIU Tie^{1*}, HUANG Yue¹, BAO Anming¹

(1. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, CAS, Urumqi 83001, China; 2. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

Abstract: In the desert-oasis ecology system of northwest China, water cycle in the mountain region is very important for the water resources management in downstream regions. To accurately understand the hydrological processes in high altitude and cold mountainous areas, a MIKE SHE model was applied to the Yarkant River Basin based on the remote sensing data of precipitation, temperature, and potential evapotranspiration, and the hydrological processes were analyzed based on the simulated outputs of runoff, snow, and evapotranspiration. The results suggest that the corrected remote sensing data are suitable for hydrological modeling of the Yarkant River Basin. At the Kaqun station, Nash efficiency coefficient and correlation coefficient are 0.71 and 0.85 at the daily scale. The annual mean stream runoff was 146.66 mm, among which base flow was 21.3%. The annual mean snowfall was 231 mm, which accounted for 74% of precipitation; 73.9% of the snowmelt occurred in July to September, and the snow storage is primarily distributed in the elevation zone above 5000 m. The evapotranspiration mainly occurred in the mid-low mountains covered by vegetation in June to September. The satellite data processed by appropriate methods are useful for the hydrological study in high-cold alpine catchments; multiple hydrological components could improve the understanding of water resources' transition, storage, and distribution, which will contribute to the water resource management in the downstream regions.

Key words: hydrological model; hydrological processes; remote sensing data; Yarkant River Basin