

毕业设计（论文）

说明书

题 目 四个概念性水文模型在黑河
流域上游的应用与比较分析

专 业 水利水电工程

班 级 工 063

学 生 何思为

指导教师 南卓铜 副研究员

西安理工大学

2010

四个概念性水文模型在黑河上游 流域的应用与比较分析

摘要

流域水文模型是水文科学中一个重要分支之一，是研究水文自然规律和解决水文实践问题的主要工具，它是以水文系统为研究对象，根据降雨和径流在自然界的运动规律建立数学模型，通过电子计算机快速分析、数值模拟、图像显示和实时预测各种水体的存在、循环和分布，以及物理和化学特性。本次毕业设计的内容主要包括：（1）综述国内外广泛应用的四个概念性水文模型，理清这几个模型的产汇流机理，模拟所需的数据和模拟输出量；（2）分别对上述四个水文模型在黑河上游进行应用；（3）结合模拟结果和模型机理，进行一些总结。

本文首先结合新安江模型，TOPMODEL，HBV 模型和 Sacramento 模型自身的机理，从模型结构的土层划分、土壤水分计算、蒸散发计算、产流区不均匀性的考虑、产流机制、下渗机制、水源划分、汇流计算、模型参数及驱动数据分析九个方面进行了理论上的比较，然后选择黑河流域上游为研究对象，结合模拟结果对这四个概念性水文模型在黑河上游山区流域应用时的土壤含水量、蒸散发、径流总量和径流组分的模拟情况进行了分析比较。本论文得出的结论主要有以下几点：

- (1) 对新安江模型而言，当采用的土壤层参数不同时，即使 Nash-Sutcliffe 效率系数稳定，也会造成土壤水分模拟结果的很大变化，可见新安江模型土壤水分模拟结果并不准确。
- (2) 四个模型对土壤含水量的计算采用的方法各不相同，结果差别很大，模拟结果在数量上不能反映真实情况，但是在变化趋势上能够反映土壤湿度的变化情况；
- (3) 对于概念性水文模型蒸散发模块采用新安江模型的三层蒸散发模式计算效果较好；
- (4) 这四个水文模型对黑河流域上游的径流过程的峰值模拟效果较差；
- (5) 概念性水文模型就径流的模拟能力而言，模型的适用性还是比较好的，但是对土壤水分变化，蒸散发等水文过程描述能力比较差；

- (6) 新安江模型和 Sacramento 模型采用了相近的土壤层模块和汇流计算模块，模拟所得径流过程也比较相近。
- (7) 四个模型在 Nash-Sutcliffe 效率系数上接近，但是通过比较土壤水分变化，蒸散发模拟两个水文过程发现，新安江模型在黑河上游的可用性要强于其余三个水文模型。
- (8) 通过采用 LOG(NSE)比较发现，新安江模型和 Sacramento 模型在枯水期的模拟能力比较差，HBV 模型最优，TOPMODEL 次之。
- (9) 四个模型对于基流的模拟能力除去 TOPMODEL 模型外，不同模型模拟的情况相差并不大。
- (10) 黑河流域上游处于寒区，每一年年初会有冰雪融水补给，这四个模型均没有考虑冰雪融水补给，造成对每一年年初的径流模拟都比实际流量偏低。每一年年末的时候降水可能是雪，并不产流，而四个模型除去 HBV 模型之外均没有考虑这个影响，模拟的时候仍然按照降雨——径流响应模式，造成对每一年年末的径流模拟比实际流量偏高。

关键词：概念性水文模型；径流模拟；径流成分；黑河流域上游山区；模型结构；比较研究

Applications and comparative analyses of four conceptual hydrological models in the upper stream area of the Heihe river basin

ABSTRACT

Hydrological model is a primary tool to understand the natural of hydrologic circle and to solve practical water related problems. A hydrological model is usually built upon mathematical equations depicting the rain-runoff processes. Computerized hydrological models can be used to explore and forecast, even in a real-time manner, water body formation, water cycling and distribution. The main works included in this thesis paper are as follows: (1) Reviewing the four conceptual hydrological models, including the Xianjiang (XAJ) model, HBV, TopModel and the Sacramento model, in terms of model implementation, inputs, and outputs. (2) Applications of the four models in the upper stream area of the Heihe river basin (HRB), respectively. (3) Comparative analyses of the four models' performance from model structures and case studies in the HRB.

The four conceptual hydrological models were analyzed and compared in details from nine aspects, namely soil profile division, soil moisture computation, evapotranspiration, heterogeneity of contributing area, runoff generation formulation, percolation mechanism, runoff components, flooding routing, and model parameters. And then, we choose the upper stream area of the Heihe river basin as the study area, and evaluated the models' performance in terms of soil moisture, evapotranspiration, runoff and runoff components. Main conclusions of this paper are then drawn as follows:

- (1) For the Xianjiang model, the simulated soil moisture is not reliable. The simulation will vary significantly when different soil moisture parameters are input to the model, although the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient appears stable.
- (2) The four conceptual models adopt different methods in calculating soil

moisture content, and the results have great differences. The soil moisture simulations therefore can only reflect their change trends in a qualitative manner.

- (3) Through our comparative analyses upon the four models, the preferable solution to simulate evapotranspiration is the three layers schema that is used by the Xinanjiang model.
- (4) All the four hydrological models have bad simulation capabilities in simulating peak runoffs when they are applied to the upper stream area of the HRB.
- (5) All those conceptual models are good at runoff simulation but not good at simulating changes of soil moisture and evapotranspiration.
- (6) The Xinanjiang model and Sacramento model have a similar runoff hydrograph because they are using a similar soil moisture calculation and routing algorithms.
- (7) The four models have similar Nash-Sutcliffe efficiency coefficients, but the Xinanjiang model is the best in the upper stream application of the Heihe river basin when soil moisture and evapotranspiration are considered.
- (8) The LOG(NSE) efficiency coefficient suggests that the Xinanjiang model and Sacramento model are very poor in dry seasons while the HBV model is the best and the TOPMODEL follows.
- (9) Those models have same performances in groundwater simulation except for the TOPMODEL.
- (10) Simulated runoff amounts from all four models are lower than actual runoff amounts at the snow-melt period of each year. By the end of every year, the precipitation is in snow form which actually does not produce flow. All the models except the HBV model do not consider this case so that the runoff simulations near the year end are higher than observed runoff.

KEY WORDS: conceptual hydrological model; runoff simulation; runoff components; the upper stream area of the Heihe river basin; model structure;

comparative study

目录

第 1 章 绪论.....	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.2 流域水文模型的发展及运用.....	2
1.3 概念性水文模型及其发展.....	3
1.4 本文的研究内容.....	3
第 2 章 研究区概况.....	4
2.1 研究区简介.....	4
2.2 研究区基础资料.....	4
第 3 章 模型及原理简述.....	6
3.1 新安江模型.....	6
3.1.1 模型概述.....	6
3.1.2 模型参数.....	6
3.2 HBV 模型.....	7
3.2.1 模型概述.....	7
3.2.2 模型参数.....	7
3.3 Sacramento 模型.....	9
3.3.1 模型概述.....	9
3.3.2 模型参数.....	9
3.4 TOPMODEL.....	10
3.4.1 模型概述.....	10
3.4.2 模型参数.....	11
第 4 章 模拟结果比较和分析.....	13
4.1 模型评价标准.....	13
4.2 模型结构比较.....	13
4.2.1 土壤层的划分.....	13
4.2.2 土壤水分计算.....	14
4.2.3 蒸散发的计算.....	15

4.2.4	产流区不均匀性的考虑.....	16
4.2.5	产流机制.....	17
4.2.6	下渗机制分析.....	19
4.2.7	水源划分.....	19
4.2.8	汇流计算.....	20
4.2.9	模型参数及驱动数据分析.....	21
4.3	模拟结果分析与比较.....	21
4.3.1	土壤含水量结果分析.....	22
4.3.2	蒸散发结果分析.....	24
4.3.3	模拟径流结果分析.....	25
4.3.4	径流成分结果分析.....	27
第 5 章	结论与不足.....	31
5.1	结论.....	31
5.2	不足.....	32
致 谢	33
参考文献	34
附录	37

第 1 章 绪论

1.1 研究背景及意义

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,流域的水文模拟是人们认识和管理水资源的重要手段。由于水文循环贯穿了整个全球系统,因而水文模拟也是环境科学、生态科学、陆表过程等地球科学研究的重要组成。最近几十年来,伴随着全球社会经济的快速发展,以及信息技术的快速发展和计算机技术的不断进步,把地理信息系统(GIS)、遥感(RS)、全球定位系统(GPS)结合运用来解决实际问题的 3S 技术在水科学研究中得到了日益广泛的应用(如文献^[1-3]),传统的水资源评价已发展为在可持续发展思想的指导下,包括水量、水质、生态和环境等全方位的评价(如文献^[4-7])。20 世纪 60 年代以来,随着计算机技术的出现,数学模型技术在水科学研究的各个领域得到了前所未有的快速发展和广泛应用,集水文过程、土壤侵蚀、水沙输移、非点源污染以及水资源规划与管理等功能的数学模型大量涌现,这些模型技术的诞生和发展极大地丰富了水科学的研究内容,促进了水科学的发展^[8]。

近年来,随着计算机技术和 3S 技术的发展,水文模型研究兴趣开始从概念性水文模型转移到分布式水文模型。但是,分布式水文模型需要标定大量的参数,对驱动数据的要求也比较高,需要进行水文预报的流域往往没有这样丰富的资料,相反,概念性水文模型不但具有完整的物理基础,能够科学的表达水文循环的机理,反映水文循环的过程,而且仅需要标定较少的参数即可进行径流模拟。对水文预报机构而言,如果采用概念性水文模型能够达到预报精度,则将大大减少预报成本,并且,使得一些观测资料较少的流域,也可以进行水文预报。关于概念性水文模型的可用性,也有文章进行比较研究。文章^[9]对新安江模型, Sacramento 模型和 Tank 模型模型从蒸散发、产流、水源划分等方面做了说明,主要是针对参数不独立的原因做了解释。文章^[10]对新安江模型、HBV 模型、SMAR 模型、SIMHYD 模型和 TOPMODEL 从水源划分、产流机制、汇流计算和产流空间不均匀性等方面做了比较,但是侧重于理论上的比较,和实际联系较少。

为了把理论分析和实际情况结合起来,我们选择黑河流域上游地区作为研究

对象。黑河是我国第二大内陆河，地处西北寒冷干旱地区，目前也有不少关于水文模型在黑河流域的可用性研究^[11-13]，但是，他们都是针对一种水文模型，没有进行不同模型之间的相互比较。如：文章^[11]主要研究焦点是检验通过对 HBV 模型进行改动，能否建立了适合在气候变化条件下预测内陆河山区流域出山径流可能变化趋势的水文模型；文章^[12]主要研究了 DEM 数据分辨率对 TOPMODEL 在黑河上游应用时的影响；文章^[13]探讨 SWAT 分布式水文模型在黑河上游山区流域应用时的主要影响因素。本文拟把国内外广泛应用的新安江模型、TOPMODEL、HBV 模型和 Sacramento 模型四个概念性水文模型在黑河流域上游进行应用与分析比较，对结果进行总结，从而为黑河流域上游地区流域水文模型的应用提供一些基础资料，为水文预报时模型的选择提供一些参考。

1.2 流域水文模型的发展及运用

水文模型是水文学发展到一定阶段的产物，并伴随着水文学的发展而发展。据黄锡荃等对水文学的发展历程所作的描述^[14]，自远古至约 14 世纪末是水文现象定性描述阶段，15 世纪初到约 19 世纪末是水文科学体系的形成阶段，自 20 世纪初到 50 年代为应用水文学的兴起阶段，而现代水文学则起始于 50 年代。但 Anderson 等则提出水文学作为一门独立的应用学科起始于 20 世纪 30 年代^[15]。早期的水文学是人们在防洪和治洪的过程中逐渐发展起来的，水文模型的出现也是基于预报洪峰的需要，Dooge 指出传统的洪峰预报方法起始于 1851 年^[15]。现代水文模型应该出现于应用水文学的兴起阶段，20 世纪初至 60 年代以来，世界范围的大规模工程建设促进的工程水文学的发展和成熟^[16]，这一时期的降雨径流模拟技术也初步形成，像 Sherman 的单位线法^[17]和 Nash 的瞬时单位线^[18]等，但这些模型大都采用降雨径流应答，即经验性的“黑箱”模型（black-box model）分析方法。20 世纪 60-80 年代，随着科学技术的进步，进入流域水文模型即概念集总式 (Conceptual model & Lumped model) “灰箱”模型的开发阶段，代表性模型有美国的 Stanford 模型^[19]和 HEC-1 模型^[20]日本 20 世纪 60 年代后期开发的 Tank 模型^[21]，我国 20 世纪 70 年代开发的新安江蓄满产流模型和陕北超渗产流模型^[22]等。20 世纪 80 年代中期以来，随着计算机技术、地理信息系统和遥感技术的发展，考虑水文变量空间变异性的分布流域水文模型的研究受到重视，世界各地的水文工作者开发了许多分布式或半分布式流域水文模型。贾仰文老师曾在其著作^[23]中作了以

下总结：在美国及加拿大常用的有 HSPE 模型、HEC-HMS 模型、SWMM 模型和 UBC 模型等，在欧洲国家比较知名的模型有 SHE/MIKESHE 模型^[24-25]、TOPMODEL 模型、HBV 模型和 IHDM 模型，在日本影响较为广泛的模型诸如 IISDHM 模型、WEP 模型。这些模型都从水循环过程的物理机制入手，将产汇流、土壤水运动、地下水运动及蒸发过程等联系起来一起研究并考虑水文变量的空间变异问题，通常又称为“白箱”模型(Physically-based model)。

近年来，将分布式流域水文模拟技术和地理信息系统（GIS）、数字高程模型（DEM）和遥感（RS）、航测及雷达等遥测（telemetering）技术相结合，解决水资源评价、洪水预报调度、污染物运移和土壤侵蚀流失以及水生态等各种生产实际问题，即将水文模型与各专业应用模型相耦合建立模型库集成系统，成为水文模拟技术的发展方向之一^[26-29]。如美国 USGS（United States Geological Survey）正在研制的 MMS 系统，丹麦 DHI 开发的模型系列 SHE/MIKESHE/SHETRAN/MIKE11/MIKE21 等。

1.3 概念性水文模型及其发展

根据水文循环概念，采用概化和推理的方法对流域水文现象进行数学模拟，以建立有水文逻辑关系的一系列数学方程组，用以计算流域系统的径流输出，这样的模型称为概念性水文模型（Conceptual hydrological model）^[21]。从 20 世纪 60 年代到 80 年代，是概念性水文模型蓬勃发展的时期，世界各国的水文科技工作者研制建立了多种多样的流域水文模型。到目前为止，据不完全统计，至少有上百种概念性流域水文模型^[10]。

1.4 本文的研究内容

本文选取新安江模型、TOPMODEL、HBV 模型和 Sacramento 模型作为研究对象，黑河上游山区流域为模拟区域，以实际模拟情况为基础进行理论分析和模型结构的一些比较，得出四个概念性水文模型在黑河流域上游径流模型的适用性。本文内容主要包括以下几点：

- （1）研究区概况；
- （2）新安江模型、HBV 模型、TOPMODEL 和 Sacramento 模型的概述；
- （3）模拟结果和比较分析。

第 2 章 研究区概况

2.1 研究区简介

黑河发源于祁连山北麓中段，流域介于 $98^{\circ}00'E - 101^{\circ}30'E$, $38^{\circ}N - 40^{\circ}N$ 之间，西起嘉峪关，以黑山为界分别与石羊河流域和疏勒河流域相邻，东至山丹定羌庙，以大黄山为界，南以托莱南山为分水岭与疏勒河上游和大通河上游相邻，北抵中蒙边界，涉及青海、甘肃、内蒙古三省（自治区），流域面积 13 万 km^2 ，干流全长 821km，是我国仅次于塔里木河的第二大内陆河。出山口莺落峡以上为上游，河道长 303km，河道两岸山高谷深，植被较好，多年平均气温不足 $2^{\circ}C$ ，年降水量 350mm，是黑河流域的产流区。莺落峡至正义峡为中游，河道长 185km，两岸地势平坦，光热资源充足，但年降水量仅有 140mm，多年平均气温 $6-8^{\circ}C$ ，年蒸发能力达 1410mm，人工绿洲面积较大，是黑河流域的主要用水区。正义峡为以下为下游，河道长 333km，除河流沿岸和居延海三角洲以外，大部分为沙漠戈壁，年降水量只有 47mm，多年平均气温在 $8-10^{\circ}C$ 左右，年蒸发能力高达 2250mm，干旱指数达 47.5，属于极端干旱区，是黑河流域生态环境需要保护和恢复的地区。

黑河上游山区流域（图 2-1）面积约 10009 km^2 ，从 90mDEM 数据可以得到流域海拔范围为 1668-5005m，平均海拔为 3737m，根据 1959-1993 年资料统计^[30]，黑河莺落峡以上流域的冰川覆盖度为 0.59%，年径流量 $16.05 \times 10^8 m^3$ ，冰川面积 59 km^2 ，冰川融水补给率为 3.4%。流域内土壤棕钙土、灰漠土、棕漠土、亚高山草甸土和亚高山草原土为主。区内植被带主要由草甸、灌丛和森林等组成，垂直带谱极其分明。森林主要分布于中山地带，灌木和草甸分布在流域各处，流域以海拔 3600m 为高山冰雪冻土带和山区植被带的分界线。

2.2 研究区基础资料

本论文所采用的数据时间步长均为一天，包括降水、蒸发、气温和径流。资料范围从 1990 年 1 月 1 日到 2000 年 12 月 31 日，共 11 年。由于实测到的原始数据均是点数据，我们所选用的四个模型都是集总参数式，为了能够较好的代表黑河流域上游整个区域，数据采用以下方法：每年的降水数据从其所控流域中取祁

连、扎马什克、莺落峡、冰沟、新地、肃南、康乐和大野口八个站点所测降水的平均值，康乐站虽然缺少 1993 年和 1996 年数据，但考虑到其在其他年份数据的完整性，故仅在 1993 年和 1996 年没有考虑康乐站，其他年份仍然考虑康乐站；蒸发数据取野牛沟、莺落峡、冰沟、新地、肃南五个站的平均值；气温数据取张掖、民乐、肃南、冰沟和新地五个站的平均值；径流数据是流域出口站点莺落峡的观测流量。

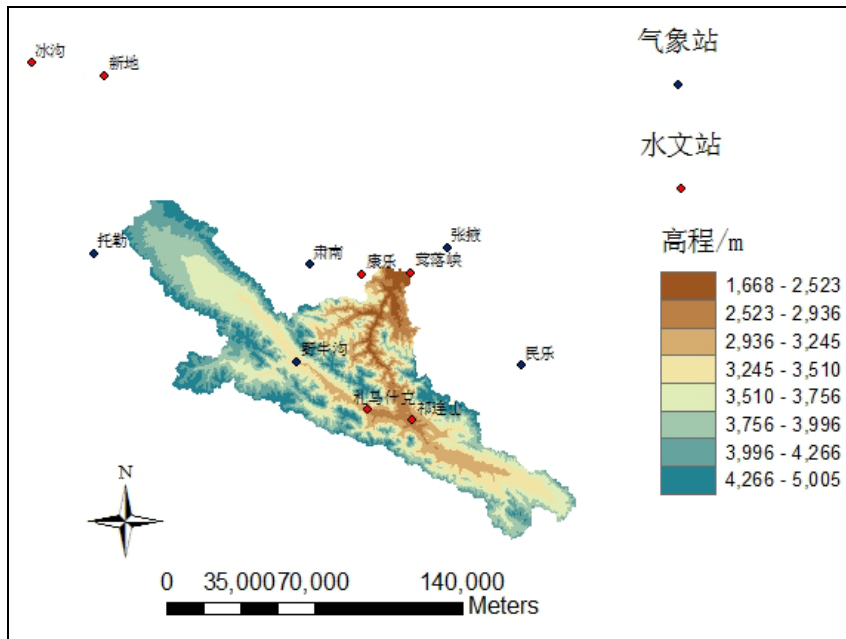


图 2-1 黑河上游山区流域 90mDEM

Fig 2-1 The DEM of the upper stream of the Heihe river basin (HRB) with a spatial resolution of 90m

第3章 模型及原理简述

3.1 新安江模型

3.1.1 模型概述

该模型是河海大学赵人俊教授等1973年^[21]对新安江水库作入库流量预报时提出的降雨径流流域模型，简称新安江模型。目前，根据水源的划分有不同的版本，其特点是假设流域内产流方式均为为蓄满产流，所提出的流域蓄水容量曲线较好的考虑了流域内下垫面产流不均匀的问题，是模型的核心。近几十年，新安江模型得到不断改进^[31-36]。图3-1是二水源新安江模型结构示意图，框外是模型参数，框内是状态变量。

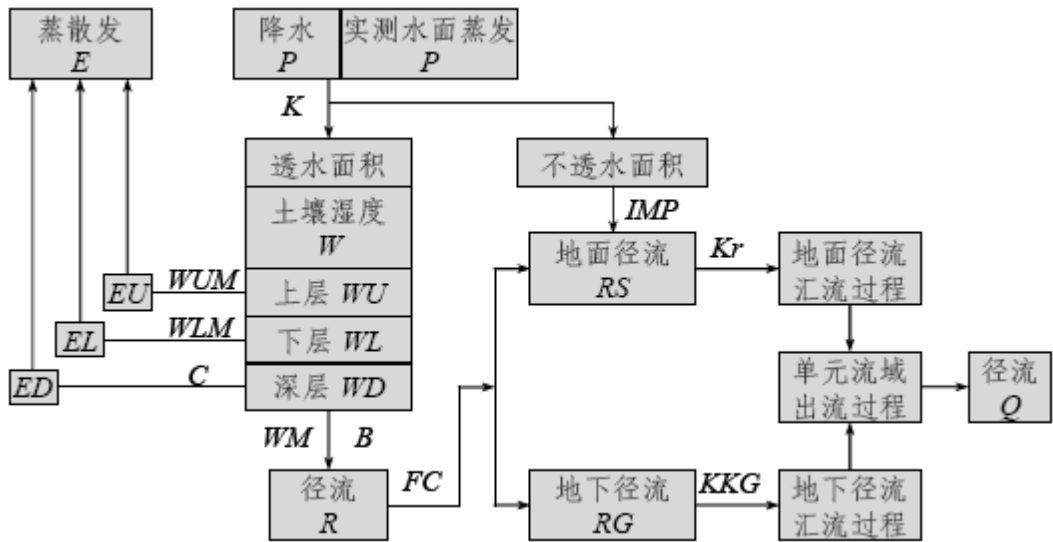


图 3-1 新安江（二水源）模型结构示意图^[37]

Fig 3-1 Schematic chart of the Xinanjiang (XAJ) model (two water sources)

3.1.2 模型参数

本论文采用二水源新安江模型，以莺落峡整个上游流域为一个单元流域，不涉及河道的汇流演算，故参数较少，具体意义、符号及取值如表3-1所示。模型的驱动数据为与步长相对应的降水和蒸发。

表 3-1 新安江模型参数

Table 3-1 Parameters of the XAJ model

序号	参数意义	参数	标定值
1	蒸发折算系数, 无量纲	K	0.12142
2	不透水面积占全流域面积的比值, 无量纲	IMP	0.22072
3	流域内蓄水容量曲线的指数, 无量纲	B	0.72152
4	流域内上层土壤蓄水容量, 毫米	WUM	27.91125
5	流域内下层土壤蓄水容量, 毫米	WLM	7.81756
6	流域内深层土壤蓄水容量, 毫米	WDM	185.3009
7	流域内下层与深层土壤的蒸散发系数, 无量纲	C	0.29361
8	稳定入渗率, 毫米/小时	FC	14.1458
9	基流汇流的线性水库消退系数, 无量纲	KKG	0.97224
10	表面产流的汇流参数, 无量纲	Kr	5.74239

3.2 HBV 模型

3.2.1 模型概述

HBV^[38] (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning model) 模型是瑞典水利气象研究中心 SMHI(Swedish Meteorological and Hydrological Institute)于 20 世纪 70 年代开发的一个概念性水文模型。该模型包括积融雪计算, 土壤产流计算和汇流响应三部分 (图 3-2), 模型的核心是假设产流量随土壤湿度呈指数变化, 用类似 tank 模型的方法进行水源的划分。由于它可以把每一个流域可以划分成不同的高程区, 高程区又可以根据积雪、土壤和植被等不同划分成不同的径流带, 因此, HBV 模型也可以看做是一个半分布式的模型。目前, 不同版本的 HBV 模型在世界上 40 多个气候各异的国家成功应用^[39]。

3.2.2 模型参数

本文使用的 HBV 模型是 Stockholm University 在 2005 年编写的 HBV 轻量版, 在使用过程中没有进行径流带的划分。模型参数如表 3-2 所示。由于模型考虑了积融雪, 同时模型本身有通过温度计算蒸散发的程序, 因此驱动数据要求温度和降水要与步长相对应, 而蒸发数据月均即可。

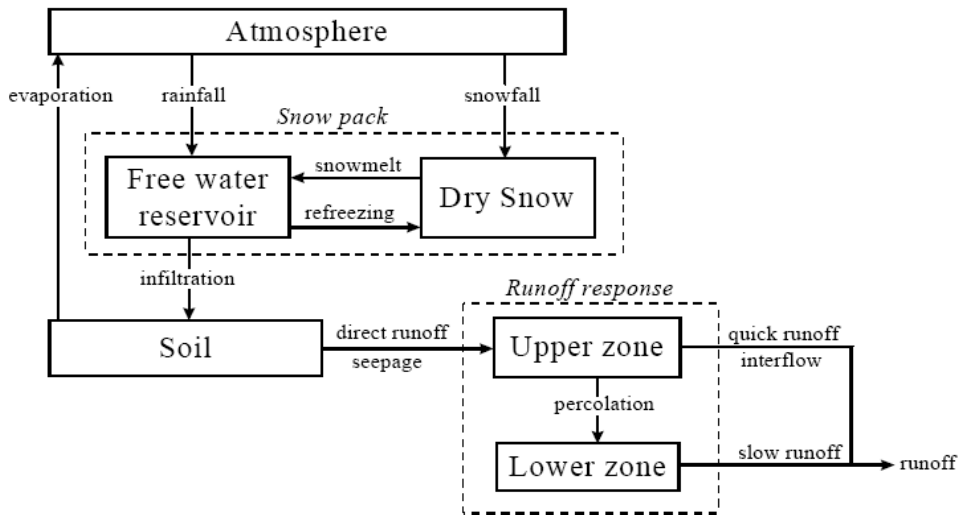


图 3-2 HBV 模型示意图^[40]

Fig 3-2 Schematic chart of the HBV model

表 3-2 HBV 模型参数

Table 3-2 Parameters of the HBV model

序号	参数意义	参数	标定值
1	雨雪转化的临界气温, °C	TT	-1.381657
2	度日因子, mm°C ⁻¹ day ⁻¹	CFMAX	2.644193
3	降雪校正因子, 无量纲	SFCF	1.578436
4	重新结冻系数, 无量纲	CFR	0.05
5	积雪最大持水比率, 无量纲	CWH	0.1
6	最大土壤含水量, mm	FC	213.3092
7	实际蒸发量等于潜在蒸发量时的临界 SM/FC, 无量纲	LP	0.8828064
8	土壤参数, 无量纲	BETA	0.4112972
9	上层响应区到下层响应区的最大渗透量, mm/day	PERC	1.173106
10	上层响应区临界蓄水量, mm	UZL	1.239651
11	上层响应区表面流出流系数, 无量纲	K0	0.301274
11	上层响应区壤中流出流系数, 无量纲	K1	0.0144848
12	下层响应区基流出流系数, 无量纲	K2	0.0191
13	汇流计算参数, 无量纲	MAXBAS	2.040408
14	依据气温计算每天潜在蒸发量时候的校正因子, 无量纲	CET	0.1

3.3 Sacramento 模型

3.3.1 模型概述

Sacramento 流域水文模型（简称 SAC 模型）是美国加利福尼亚州的萨克拉门托河流预报中心在第 IV 号 Stanford 模型基础上改进和发展的一个确定性、概念性的集总参数模型^[41]。该模型考虑了流域下垫面的不同，对流域表面进行了划分，也考虑了不同深度土壤含水量贮存、渗透、排水和蒸散发的物理过程不同，沿着土壤深度方向也进行了分类。主要特点是：（1）把土壤水分分为张力水和自由水，张力水附着在土壤颗粒之间，不流动，仅消耗于蒸散发，自由水可以流出形成地表径流，壤中流和地下径流；（2）地下水分成深层地下水和浅层地下水两大部分。该模型在计算中采用简单的数学式子，易于理解，据 1995 年的统计数字显示，在美国的水文预报中有 30% 的河流在使用该模型^[41]。

3.3.2 模型参数

由于 SAC 模型对流域在平面上和空间是都进行了较详细的分区，因此其参数是比较多的，具体如表 3-3 所示，其中最后五个参数是表示土壤初始状态的参数，对这五个参数初值的确定也严重影响着模型的模拟效果。SAC 模型的驱动数据和新安江模型一样，也是与步长相对应的降水和蒸发。

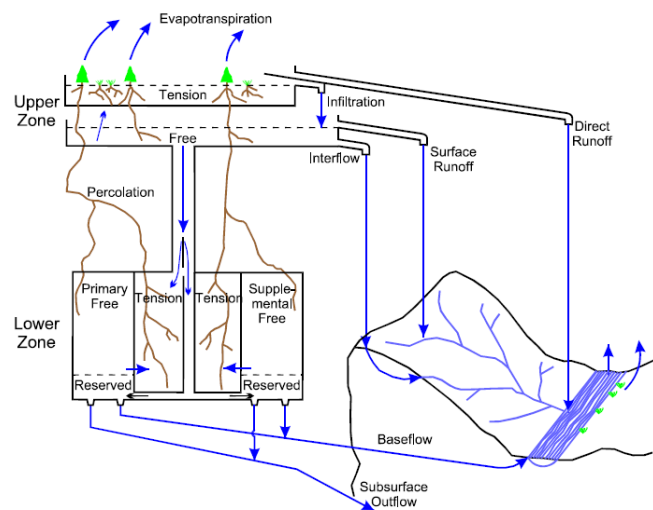


图 3-3 SAC 模型结构图解

Fig 3-3 General illustration of the Sacramento (SAC) model^[42]

表 3-3 SAC 模型参数

Table 3-3 Parameters of the SAC model

序号	参数意义	参数	标定值
1	永久不透水面积的比例，无量纲	PCTIM	0.0588
2	变动不透水面积的比例，无量纲	ADIMP	0.083
3	湖泊、河槽等的面积占全流域面积的比值，无量纲	RIVA	0.0001
4	下层浅层自由水日出流系数，mm/day	LZSK	0.0233
5	下层深层自由水日出流系数，mm/day	LZPK	0.08
6	上层张力水最大蓄水容量，mm	UZTWM	3
7	上层自由水最大蓄水容量，mm	UZFWM	100
8	下层张力水最大蓄水容量，mm	LZTWM	20
9	下层浅层自由水最大蓄水容量，mm	LZFSM	7
10	下层深层自由水最大蓄水容量，mm	LZFPM	82
11	上层自由水日出流系数，mm/day	UZK	0.13
12	与最大渗透指数有关的参数，mm	ZEPRC	70
13	渗透指数，无量纲	REXP	1.4
14	非河道出流占河道基流的比例，无量纲	SIDE	0.0
15	直接进入下层自由水的渗透水比例，无量纲	PFREE	0.9999
16	不能转化为张力水的下层自由水占其比例，无量纲	RSERV	0.185
17	变动不透水面积的含水量，mm	ADIMC	2.5
18	上层张力水初始蓄水量，mm	UZTWC	2
19	上层自由水初始蓄水量，mm	UZFWC	0
20	下层张力水初始蓄水量，mm	LZTWC	15
21	下层浅层自由水初始蓄水量，mm	LZFSC	15
22	下层深层自由水初始蓄水量，mm	LZFPC	0

3.4 TOPMODEL

3.4.1 模型概述

TOPMODEL (Topography Based Hydrological Model) 是一个建立在变动产流面积概念上的集总式概念性水文模型，1979 年由 Beven 和 Kirky 提出^[43]。TOPMODEL 以地形空间变化为主要结构：通过地形信息(地形指数 $\ln(\alpha/\tan\beta)$)，基于重力排水作用来描述流域内水流沿坡向运动原理(图 3-4)；根据地形指数计算得到的流域缺水量作为模拟变动产流面积的指标(图 3-5)；认为具有相同的地

形指数区域具有相同的水文响应。

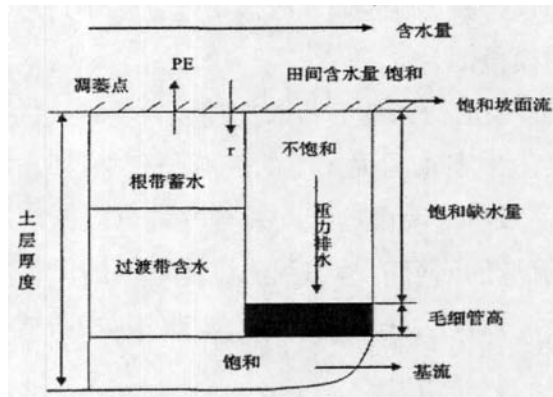


图 3-4 单元栅格水分运动示意图^[44]

Fig 3-4 Soil moisture movement in a unit cell

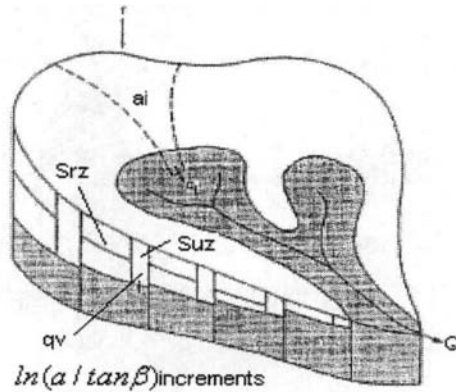


图 3-5 源面积发展过程示意图^[44]

Fig 3-5 A sketch map of contributing area increments

3.4.2 模型参数

TOPMODEL 的参数较少, 比较容易进行参数的标定, 具体结果如表 3-4 所示。由于 TOPMODEL 是以地形指数为基础进行水文过程的模拟, 因此运行 TOPMODEL 不仅需要与步长相对应的降水和蒸发数据, 同时还需要该流域的地形指数, 本论文中采用 90m DEM 数据计算得到其地形指数, 如图 3-6 所示, 在坡面汇流计算的时候采用分级的方法, 流域分级如图 3-7 所示。

表 3-4 TOPMODEL 参数

Table 3-4 Parameters of TOPMODEL

序号	参数意义	参数	标定值
----	------	----	-----

1	基流计算中的指数, m	SZM	0.0005283
2	饱和导水率, $\ln(\text{m}^2/\text{h})$	T0	0.853
3	为重力排水的时间滞时参数, h	TD	0.8593
4	河道汇流速度, m/h	CHV	5500
5	地表坡面汇流的速度, m/h	RV	4500
6	根带最大蓄水量, m	SRMAX	0.00012
7	支流初始出流量, m/h	Q0	0.00005
8	根带初始缺水, m	SR0	0.001

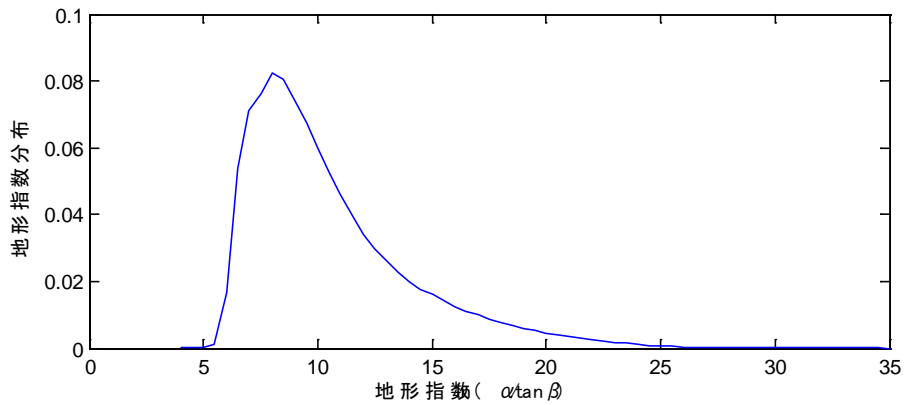


图 3-6 黑河上游山区流域地形指数

Fig 3-6 The topographic index distribution of the upper stream area of the Heihe basin

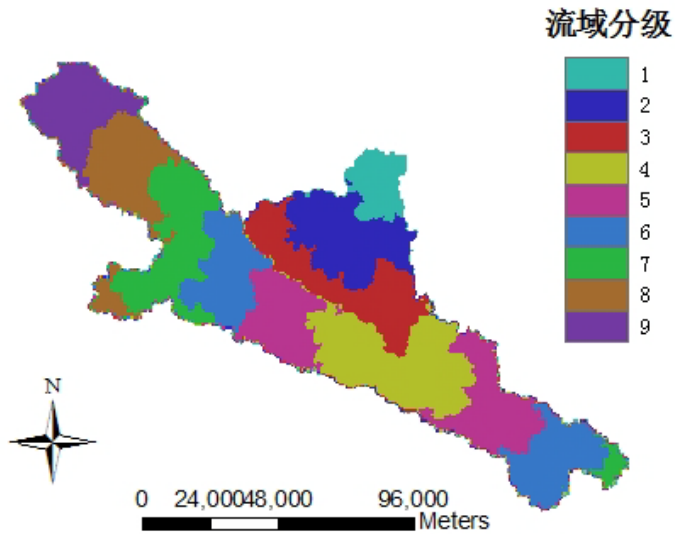


图 3-7 汇流计算分级图

Fig 3-7 The routing map based on river distance from the basin outlet

第 4 章 模拟结果比较和分析

4.1 模型评价标准

本文采用 Nash-Sutcliffe 效率系数 (NSE) 和对流量取对数之后的效率系数 LOG (NSE) 作为模型对观测数据模拟效果的度量指标, 计算公式如下:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad \text{式 (4.1)}$$

$$LOG(NSE) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log Q_{obs} - \log Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^N (\log Q_{obs} - \log \overline{Q_{obs}})^2} \quad \text{式 (4.2)}$$

式中, Q_{obs} 为观测流量, Q_{sim} 为模拟流量, $\overline{Q_{obs}}$ 为观测流量的平均值, N 为观测的时段数。

4.2 模型结构比较

水文模型是一个集合水文循环的各个过程而抽象组合起来的一个系统, 由于建模人员对水文过程的理解和采取的表达策略不同, 就会造成不同水文模型结构的差异, 下面对这四个概念性水文模型的主要过程进行理论上的比较。

4.2.1 土壤层的划分

为了计算蒸散发, 新安江模型把土壤层划分为上、下、深三层, 每层都有相应的蓄水容量; TOPMODEL 把土壤层分为植被根系区、非饱和区和饱和地下水区三层; HBV 模型对土壤没有进行分层; SAC 模型把非不透水面积上的土壤分为上、下两层, 对上、下两层又各自分为张力水层和自由水层。

4.2.2 土壤水分计算

土壤水分的含量和蒸散发的大小有密切的关系。本文采用的四个模型对土壤水分的计算各不相同。

新安江模型的土壤含水量是除去蒸散发模式计算蒸散发之后所得：

$$SM = WUC + WLC + WDC \quad \text{式 (4.3)}$$

式中，WUC，WLC，WDC 分别为上、下、深层土壤含水量。

TOPMODEL 是利用迭代的方法计算土壤缺水量，具体公式为：

$$\bar{D}_t = \bar{D}_{t-1} + Q_{b,t-1} - Q_{v,t-1} \quad \text{式 (4.4)}$$

式中， \bar{D}_i 是第 i 时段流域平均缺水量， $Q_{b,i}$ 是第 i 时段基流流量， $Q_{v,i}$ 是第 i 时段不饱和层重力排水量。

HBV 模型中采用下式计算土壤含水量，土壤含水量仅与两个因素有关：降水和蒸发：

$$\frac{recharge}{P_t} = \left(\frac{SM_t}{FC} \right)^{BETA} \quad \text{式 (4.5)}$$

式中， FC 是土壤最大蓄水容量； SM 是土壤蓄水量； $BETA$ 是降雨或者融雪对径流量的相对贡献系数， $recharge$ 是地下水补充量， P 是下渗水量。

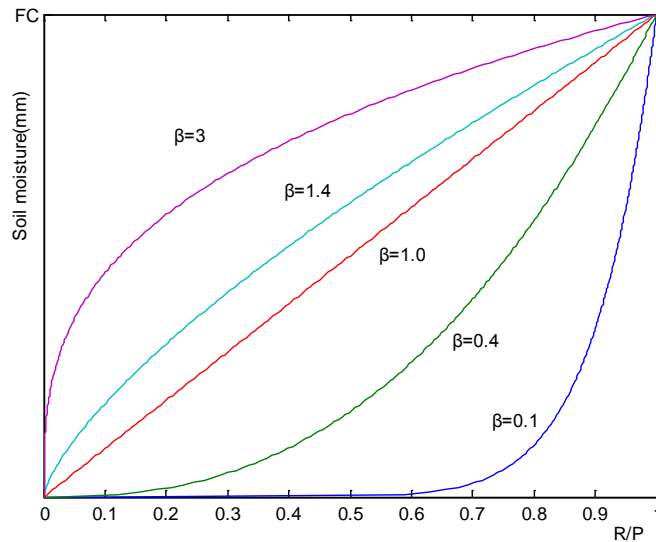


图 4-1 HBV 模型中下渗水量分配关系图

Fig 4-1 The relationship of distribution of percolation water of the HBV model

SAC 模型土壤水分的计算和新安江模型类似，都是在蒸散发后剩余的土壤水分相加所得：

$$SM = UZTWC + UZFWC + LZTWC + LZFSC + LZFPC + ADIMC \quad \text{式 (4.6)}$$

4.2.3 蒸散发的计算

新安江模型蒸散发模块根据土壤含水量的垂直分布，采用三层蒸散发模式。即把可蒸发层分为上、下和深层，降雨时先补给上层，后满足下层，最后才是深层。三层蒸散发模式中各层的计算思路是：上层按照蒸散发能力蒸发；上层含水量不够蒸发时，剩余蒸散发能力从下层蒸发；下层蒸发与剩余蒸散发能力及下层含水量成正比，与下层蓄水容量成反比。要求计算的下层蒸发量与剩余蒸散发能力之比不小于深层蒸散发系数 C ，否则，不足部分由下层含水量补给，当下层含水量不够补给时，用深层含水量补。

TOPMODEL 认为流域的蒸散发只发生在植被根系区，采用下式计算：

$$E_{a,i} = \begin{cases} E_p \left(1 - \frac{S_{r,z,i}}{S_{r,max,i}}\right) & E_{a,i} \leq S_{r,max,i} - S_{r,z,i} \\ S_{r,max,i} - S_{r,z,i} & E_{a,i} > S_{r,max,i} - S_{r,z,i} \end{cases} \quad \text{式 (4.7)}$$

式中， $S_{r,z,i}$ 是在第 i 个地形指数区域内根系区缺水量； $S_{r,max,i}$ 是根系区最大缺水量； E_p 是潜在蒸发量。

HBV 模型的蒸散发按下式计算：

$$E_a = E_p \min\left(\frac{SM_i}{FC \cdot LP}, 1\right) \quad \text{式 (4.8)}$$

式中， FC 是土壤最大蓄水容量； SM 是土壤蓄水量； LP 是实际蒸散发与潜在蒸散发之间的形状控制参数； E_p 是潜在蒸发量。

SAC 模型中不论是土壤水或河槽水，均要计算蒸散发损失。模型把流域中的蒸散发分为五部分计算，分别是：透水面积上的上土壤层张力水蒸散发量 $E1$ ；透水面积上的上土壤层自由水蒸散发量 $E2$ ；透水面积上的下土壤层张力水蒸散发量 $E3$ ；河湖面积上蒸发量和水生植物面积上的蒸散发量之和 $E4$ ；可变不透水面积上的蒸散发量 $E5$ 。由地表水或植被覆盖的面积上的蒸发，按其蒸散发能力计算；土壤的蒸散发量由蒸散发能力和土壤张力水的相对含量决定，计算公式如下：

1. 上层张力水蒸散发

$$E_1 = \begin{cases} E_p \cdot \frac{UZTWC}{UZTWM} & (UZTWC \geq E_p) \\ UZTWC & (UZTWC < E_p) \end{cases} \quad \text{式 (4.9)}$$

2. 上层自由水蒸散发

$$E_2 = \begin{cases} E_p - E_1 & (EM > UZTWC, \text{ 且 } UZTWC \geq E_p - E_1) \\ UZFWC & (EM > UZTWC, \text{ 而 } UZTWC < E_p - E_1) \end{cases} \quad \text{式 (4.10)}$$

3. 下层张力水蒸散发

$$E_3 = (E_p - E_1 - E_2) \cdot \frac{LZTWC}{UZTWM + LZTWM} \quad \text{式 (4.11)}$$

4. 河湖面积上蒸发量和水生植物面积上的蒸散发量之和

$$E_4 = \begin{cases} E_p \cdot SARVA & (SARVA \leq PCTIM) \\ E_p \cdot SARVA - (E_1 + E_2 + E_3) \cdot (SARVA - PCTIM) & (SARVA > PCTIM) \end{cases} \quad \text{式 (4.12)}$$

5. 可变不透水面积上的蒸散发

$$E_5 = E_1 + (E_p - E_1) \cdot \frac{ADIMC - UZTWC - E_1}{UZTWM + LZTWM} \quad \text{式 (4.13)}$$

新安江、TOPMODEL 和 SAC 模型对土壤进行了分层，其蒸散发都是以第一层为主，具体来说，新安江模型是以土壤含水量和潜在蒸散量计算，TOPMODEL 和 SAC 模型是以相对含水量和潜在蒸散量计算；HBV 模型对土壤没有进行分层，其蒸散发是以相对含水量、潜在蒸散发量变形曲线形状控制参数 (LP) 和潜在蒸散量来计算。

4.2.4 产流区不均匀性的考虑

在降雨径流形成过程中，流域内产流区域随着降雨和空间位置的不同而不同，对其变化是否考虑是水文模型是否完整的一个重要方面。

新安江模型引入蓄水容量曲线来解决流域内下垫面产流面积不断变化的问题，TOPMODEL 利用地形信息反映空间地形中饱和区域和缺水区域的分布，即产流区域的分布不均匀，因此两者均是变产流区模型；HBV 模型中可以把流域划分

为不同的高程区，高程区又可以根据植被、土壤和积雪情况划分为不同的径流带考虑了下垫面的空间异质性，但是这些径流带在降雨过程中是匀质的，因此不是变产流区模型；SAC 模型把流域划分为透水面积、不透水面积和变动不透水面积，其中变动不透水面积部分产流会随着降水不同而不同，属于考虑部分变产流区模型。

4.2.5 产流机制

根据包气带结构和降雨特性，将自然界可能出现的九种产流机制的组合作进一步概括，可以合并成两种，即蓄满产流和超渗产流^[45]。本文所比较的四个模型均属于蓄满产流机制，但是这些模型在蓄满的条件上处理方法各不相同。

新安江模型和 SAC 模型的透水面积部分以田间持水量为蓄满的条件，当土壤达到田间持水量之后降水全部形成径流。

新安江模型产流计算公式为：

若 $PE+A < W_{mm}$ ，有：

$$R = PE - [WM - W_0 - WM(1 - \frac{PE + A}{W_{mm}})^{1+B}] \quad \text{式 (4.14)}$$

若 $PE+A \geq W_{mm}$ ，有：

$$R = PE - (WM - W_0) \quad \text{式 (4.15)}$$

式中， WM 是流域实际蓄水量之和， $A = W_{mm}[1 - (1 - \frac{W_0}{W_m})^{\frac{1}{1+B}}]$

SAC 模型对流域作了详细的划分，产流是按照其划分的层和区计算的：

(1) 直接径流(DRO)

假设时段降雨量为 P ，直接径流包括不透水面积上产生的直接径流(ROIMP)和变动不透水面积上产生的直接径流(SDRO)。

永久性不透水面积上产生的直接径流(ROIMP)计算式为：

$$ROIMP = P \cdot PCTIM \quad \text{式 (4.16)}$$

式中， $PCTIM$ 表示永久不透水面积比重；

变动不透水面积上产生的直接径流(SDRO)计算式为：

$$SDRO = PAV \cdot \left(\frac{ADIMC - UZTWC}{LZTWM} \right)^2 \cdot ADIMP \quad \text{式 (4.17)}$$

式中, $\left(\frac{ADIMC - UZTWC}{LZTWM} \right)^2 \cdot ADIMP$ 表示变动不透水面积中透水部分的比重;
 $ADIMC$ 是变动不透水面积上的含水量, mm; $UZTWC$ 是上层张力水含水量, mm;
 PAV 是有效降雨量, mm;

(2) 壤中流(SIF)

$$SIF = UZFWC \cdot UZK \cdot (1 - POTIM) \quad \text{式 (4.18)}$$

式中, $UZFWC$ 是上层自由水含水量, mm; $POTIM$ 是不透水面积之和;

(3) 地面径流

透水面积上的有效降雨形成的地面径流为:

$$SUR = PAVE \cdot (1 - POTIM) \quad \text{式 (4.19)}$$

式中, $PAVE = PAV - (UZFWC - UZTWC)$, 表示透水面积上的有效降雨, 是指时段降雨 P 同时满足上层张力水和自由水之后的剩余量, mm;

变动不透水面积($ADIMP$)上的透水部分也产生地面径流($SSUR$), 其值与透水面积的比重和剩余水量 $PAVE$ 成正比, 即:

$$SSUR = PAVE \cdot \left[1 - \left(\frac{ADIMC - UZTWC}{LZTWM} \right)^2 \right] \cdot ADIMP \quad \text{式 (4.20)}$$

(4) 地下径流

地下径流包括附加地下径流(SBF)和基本地下径流 (BF), 其计算公式为:

$$SBF = LZFSC \cdot LZSK \cdot (1 - POTIM) \quad \text{式 (4.21)}$$

$$SBF = LZFPC \cdot LZPK \cdot (1 - POTIM) \quad \text{式 (4.22)}$$

式中, $LZFSC$ 、 $LZFPC$ 分别为下层浅层、深层自由水含量, mm; $LZSK$ 、 $LZPK$ 分别为下层浅层、深层自由水出流系数。

TOPMODEL 蓄满的条件是要土壤中的含水量达到饱和含水量, 产生径流分为饱和层的出流 Q_b 和饱和坡面流 Q_f , 利用流域平均缺水 \bar{D} 就可以计算基流 Q_b :

$$Q_b = Q_0 \cdot e^{-\bar{D}/m} \quad \text{式 (4.23)}$$

式中, Q_0 是初始出流量;

在 $D_i \leq 0$, 即土壤达到饱和的地表面上将产生饱和坡面流, 其计算公式为:

$$Q_f = \frac{\sum a_i |D_i|}{A} \quad \text{式 (4.24)}$$

式中, A 为流域面积; a_i 为 D_i 相对应的饱和面积;

HBV 模型中认为当土壤含水量达到超过土壤最大蓄水量时产生径流, 具体表达式为:

$$S_{dr} = \max\{(SM + P - FC); 0\} \quad \text{式 (4.25)}$$

式中, FC 是土壤最大蓄水容量; SM 是土壤蓄水量; P 是除去截留、填洼等后的剩余水量。

新安江模型和 SAC 模型均对流域划分了不透水部分, 在不透水部分的产流均为超渗产流。

4.2.6 下渗机制分析

入渗计算贯穿于整个产流过程当中, 模型对降雨入渗量的计算是流域产流计算的基础。

由于四个模型均为蓄满产流, 因此下渗过程中均假设下渗能力始终大于雨强, 基本思想都是降水先补充上层, 再补充下层。从上层到下层的下渗过程新安江、TOPMODEL 和 HBV 均是直接线性下渗, SAC 模型上层向下层的下渗率 (PERC) 按霍顿 (Horton) 下渗曲线计算:

$$PERC = PBASE \cdot [1 + ZPERC \cdot (DEFR)^{REXP}] \cdot \frac{UZFWC}{UZFWM} \quad \text{式 (4.26)}$$

式中, $DEFR = \sum (\text{下层蓄水能力与蓄水量之差}) / \sum (\text{下层蓄水能力})$, $PBASE$ 是稳定下渗能力, $ZPERC$ 是最大下渗率。

4.2.7 水源划分

对于一流域的径流成分而言, 主要有超渗地面径流、饱和地面径流、壤中流及地下水径流。

本文采用的是二水源新安江模型, 二水源新安江模型是通过一个稳定入渗参数 FC 将产生的径流划分为地表径流和地下径流两种径流成分; TOPMODEL 在产流计算时通过饱和源面积将产生径流分为基流和饱和坡面流, 其中基流的范围包

括了上面所提到的壤中流和地下水径流；HBV 模型采用类似 Tank 模型的处理方法^[21]，用两个上下串联的响应层，通过三个出流系数和一个临界含水量划分出三种径流成分：快速径流、壤中流和慢速径流，其中快速径流和壤中流从上径流响应层按照系数 K_0 和 K_1 出流，慢速径流从下径流响应层按照系数 K_2 出流；SAC 模型对水源的划分是在其对土壤层划分的基础上，通过出流系数和溢流的方式分别划分出直接径流、地表径流、壤中流、浅层地下径流和深层地下径流五种径流成分。

新安江模型和 SAC 模型的不透水部分均产生超渗地面径流。

4.2.8 汇流计算

汇流计算是把模型产流过程中计算得到的净雨从流域各处向流域出口断面汇集的过程，包括坡面汇流和河网汇流两个阶段，由于本文只有莺落峡上游一个单元流域，只有坡面汇流，不涉及河网汇流。而实际上，河网汇流大部分模型采用马斯京根法，故河网汇流不是不同模型结构比较的重点。

新安江模型采用瞬时单位线对地表径流进行汇流计算，用线性水库对地下径流进行调蓄；

TOPMODEL 模型首先将壤中流和饱和坡面流相加，然后采用一条类似于等流时线的无因次分配函数曲线来演算径流输出过程，该法将流域分为 m 级（图 3-7）进行汇流计算：

首先计算在 $k+j_0 \sim k+j$ ($j=j_0+1, \dots, n$) 时段内，到达出口断面径流的比例 $A(j)$ ：

$$A_j = ACH_{i-1} + (ACH_i - ACH_{i-1}) \cdot \frac{j - TCH_{i-1}}{TCH_i - TCH_{i-1}} \quad \text{式 (4.27)}$$

再计算第 $k+j$ 时段内，到达出口的径流比例 $\Delta A(j)$ ：

$$\Delta A_j = A_j - A_{j-1} \quad \text{式 (4.28)}$$

这样可以得到第 $k+j$ 时段时 k 时段的产流在流域出口形成的流量为：

$$Q_{k+j} = Q_k \cdot \Delta A_j \quad \text{式 (4.29)}$$

式中， ACH_i 为第 i 级河道面积占流域总面积的百分比， TCH_i 为第 i 级河道径流的滞后时段； Q_k 为第 k 时段流域的产流量。

HBV 模型的汇流计算采用等边三角形权重函数法，其自由参数为 $MAXBAS$ ：

$$Q_{sim,t} = \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i \cdot Q_{GW,(t-i+1)} \quad \text{式 (4.30)}$$

$$C_i = \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \cdot \frac{4}{MAXBAS^2} du \quad \text{式 (4.31)}$$

式中, Q_{GW} 为时段产流量, u 为权重, i 为权重三角形历时时段。

SAC 模型先将所有产生径流相加得到河网总入流, 然后再采用无因次单位线进行汇流计算:

$$Q_{sim,t} = \sum_{i=1}^N UH_i \cdot TR_{(t-i+1)} \quad \text{式 (4.32)}$$

式中, UH 为无因次时段单位线, N 为单位线的历时时段数, TR 为河网总入流。

4.2.9 模型参数及驱动数据分析

模型参数的多少模型的结构复杂程度有直接影响, 如果一个水文模型有较多的参数, 而概念性水文模型参数的独立性往往不好, 这时, 对于模型使用者来说参数优化就是一项比较庞大的工作, 而对于较少的参数, 在应用时可以大大减轻使用者的工作量。比较四个模型的参数可以发现: TOPMODEL 具有较少的参数, 为 8 个; 二水源新安江模型有 10 个参数, HBV 模型有 14 个参数, SAC 模型则多达 16 个参数。

驱动数据也在很大程度上决定了模型的应用, 因为, 较多的驱动数据可能是很多观测站点较少或资料匮乏流域难以承载的。在这四个模型中, 新安江模型和 SAC 模型的驱动数据均只需降水和蒸发; 由于 HBV 模型考虑了雪这一因素, 因此 HBV 模型需要时段温度和降雨, 但是对蒸发数据要求较低, 月平均即可; 而 TOPMODEL 则还需要流域的地形指数, 并且还要根据河流距离对流域进行分级以便汇流计算。由此可以看出概念性水文模型对驱动要求都是比低的。

4.3 模拟结果分析与比较

4.2 节主要是从理论上对四个模型进行了比较, 下面结合这四个模型在黑河流域上游的应用情况进行一些更深入的分析, 把理论和实际结合起来进行比较四个

模型。

表 4-1 是四个模型所采用的参数标定方法及预热期、标定期和验证期时段和结果。

表 4-1 模型标定方法及结果

Table 4-1 Calibration and validation settings and the models outputs

模型	新安江	TOPMODEL	HBV	SAC
标定方法	模拟退火 ^[37]	手工调试	Monte Carlo ^[46]	手工调试
预热期	1990 年	无	1990 年	无
标定期	1991.1.1 到 1995.12.31	1990.1.1 到 1995.12.31	1991.1.1 到 1995.12.31	1990.1.1 到 1995.12.31
验证期	1996.1.1 到 2000.12.31	1996.1.1 到 2000.12.31	1996.1.1 到 2000.12.31	1996.1.1 到 2000.12.31
结果	表 3-1, 表 4-2	表 3-4, 表 4-2	表 3-2, 表 4-2	表 3-3, 表 4-2

表 4-2 模型模拟结果表

Table 4-2 Simulated runoff evaluation with the four models

模型	新安江	TOPMODEL	HBV	SAC
标定期 NSE	67.26%	64.88%	69.58%	59.51%
验证期 NSE	66.83%	68.10%	63.62%	59.19%
标定期 LOG (NSE)	7%	55.46%	59.61%	-27.34%
验证期 LOG (NSE)	34.67%	58.91%	69.30%	-5.92%

在后面的分析与比较中，由于 1990 年有两个模型作为预热期，故均不考虑，所有比较项目均从 1991 年 1 月 1 日开始。

4.3.1 土壤含水量结果分析

图 4-2, a 图为四个模型有关土壤水分的计算结果，其中新安江，HBV 和 SAC 模型均是土壤含水量，而 TOPMODEL 是土壤缺水量。

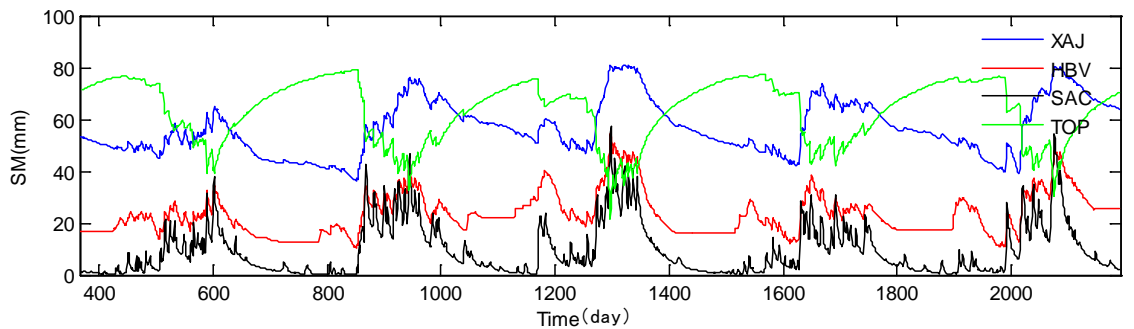
如 4.2.2 分析，四个模型所采用的土壤水分计算方法各不相同，从图 4-2, a 图可以看出，不同模型计算得到土壤含水量相差很大，因此，我们可以推断，概念性水文模型对土壤水分的模拟结果是不可信的，不过，这四个模型对土壤水分变化趋势的描述还是比较准确，都表现为冬季土壤水分少，夏季土壤水分多，降雨多的时段土壤湿度大，降雨少的时段土壤湿度小。

图 4-2, a 中所示的 HBV 模型土壤含水量在每一年的冬季基本是水平不变的，这是因为：①HBV 模型考虑的雨雪之间的转化，当气温低于临界温度 TT 时，降

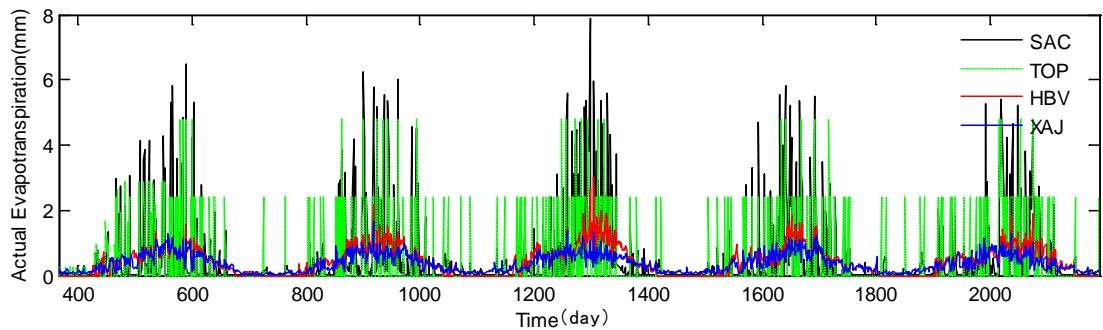
水就会被转化成降雪，降雪并不产流来补充土壤水分；②冬季气温低于临界温度，流域被积雪覆盖，反射能力较强， E_p 较小，再加之参数 FC 很大，导致 E_a 和 E_p 之间的换算系数很小，这样， E_a 近似于零。综合上面两点可以说明土壤水分没有补充也没有蒸发，因而维持在一个较小值不变。

SAC 模型的土壤水分除去蒸散发之外，还按照一定的系数出流，故土壤水分在冬季降水补充较少的时段接近或等于零，如图 4-2, a 图中所示。

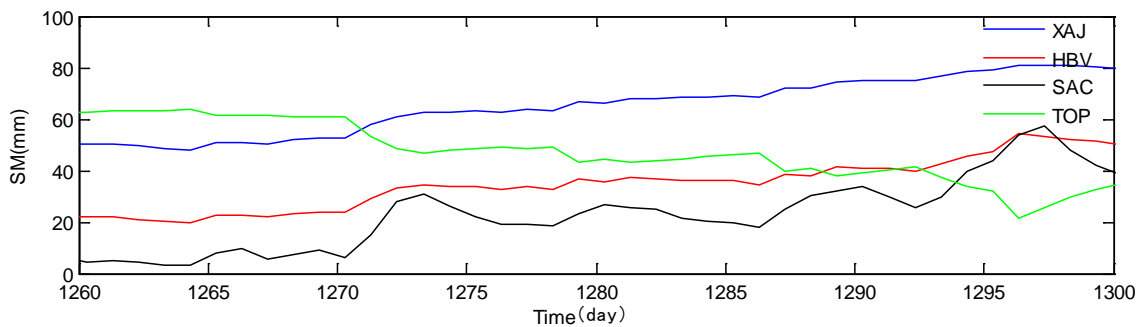
图 4-3 为新安江模型在上、下、深层土壤最大含水量不同时模拟所得的实际土壤湿度。NO.1 的深层最大含水量 WDM 为 185.3009，NO.2 的深层最大含水量 WDM 为 45.3009，其余参数均相同，NO.1 的 NSE 为 72.20%，NO.2 的 NSE 为 67.11%。



(a)



(b)



(c)

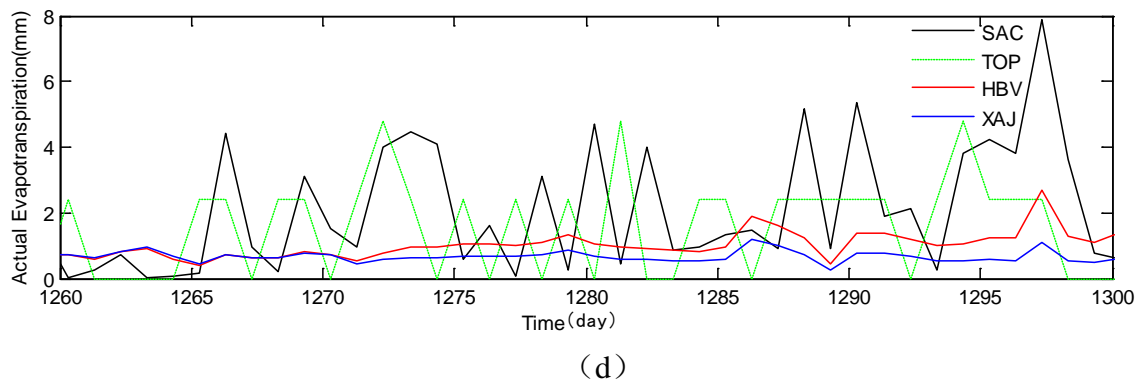


图 4-2 模拟所得土壤含水量和蒸散发比较

Fig 4-2 Simulated soil moisture and actual evaporation with the selected four models

从该图可以看出，保持 NSE 基本不变，改变土壤蓄水量的参数，计算得到的土壤湿度的变化很大，但是趋势不变。

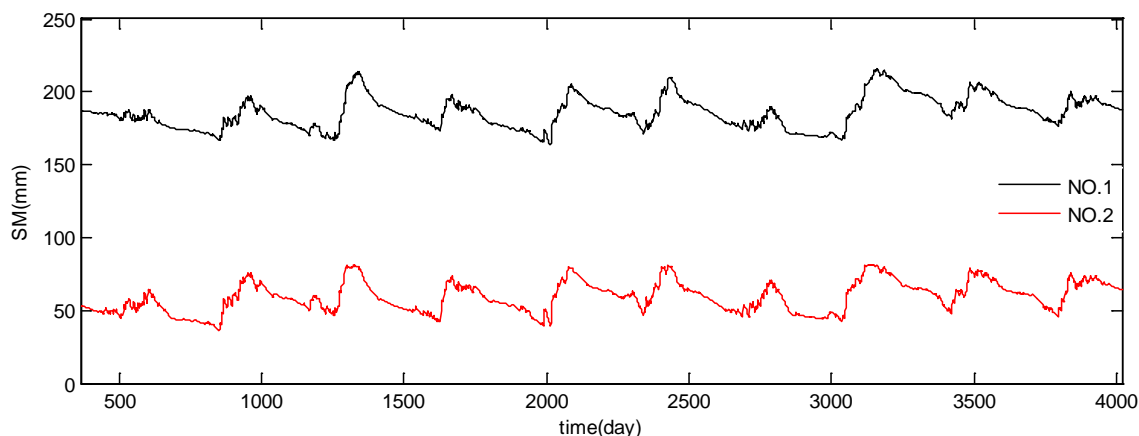


图 4-3 新安江模型在不同土壤参数时模拟所得土壤湿度

Fig 4-3 A comparative of the simulated SM when the parameters of SM difference

4.3.2 蒸散发结果分析

新安江、TOPMODEL、HBV 和 SAC 模型计算得到的年均实际蒸散量分别为 138mm, 149mm, 159mm 和 196mm。从图 4-2, b 可以看出，新安江和 HBV 模型得到的实际蒸散发趋势相近，连续性均较好，但是 TOPMODEL 和 SAC 模型模拟的结果波动很大。

新安江模型计算所得的实际蒸散发变化趋势比较稳定，和客观实际吻合。

TOPMODEL 认为流域的蒸散发只发生在植被根系区，是土壤水分和潜在蒸散发的函数，具体计算公式见 4.2.3 节，由于该区属于上层，土壤水分含量极不稳定，

故蒸散发的计算值波动很大,又由于在参数标定时取 $S_{r,max,i}$ 为0.00012m/h,输入的潜在蒸发量数值较大,故计算得到的实际蒸散发量也是波动很大。由此,我们可以推测 TOPMODEL 的蒸散发计算方法在黑河流域上游应用起来并不理想。

HBV 模型的蒸散发计算和 TOPMODEL 一样,也是采用一个分段函数来表示土壤含水量和潜在蒸散发对实际蒸散发的影响,计算公式见 4.2.3 节,但是在黑河流域的应用效果明显要好于 TOPMODEL,这主要是因为 HBV 模型的蒸散发计算是以整个土壤层为水分来源,避免了由于土壤蓄水量参数取值对蒸散发的影响。

SAC 模型的蒸散发计算和新安江模型原理一样,是按照土壤层的划分自上向下递减,逐层计算,然后相加,具体计算公式见 4.2.3 节,但是所得结果时段间波动很大。图 4-2, c, d 是截取模拟时段中一段时间的土壤含水量和蒸散发图形,从中可以看出, SAC 模型蒸散发量对于土壤含水量的变化很敏感,这是因为其蒸散发主要来自上层张力水,而在模型参数优化时,我们取的上层张力水的最大蓄水容量为 3mm,这样,很容易达到饱和,也很容易枯竭,因此蒸发数据对降水很敏感。

4.3.3 模拟径流结果分析

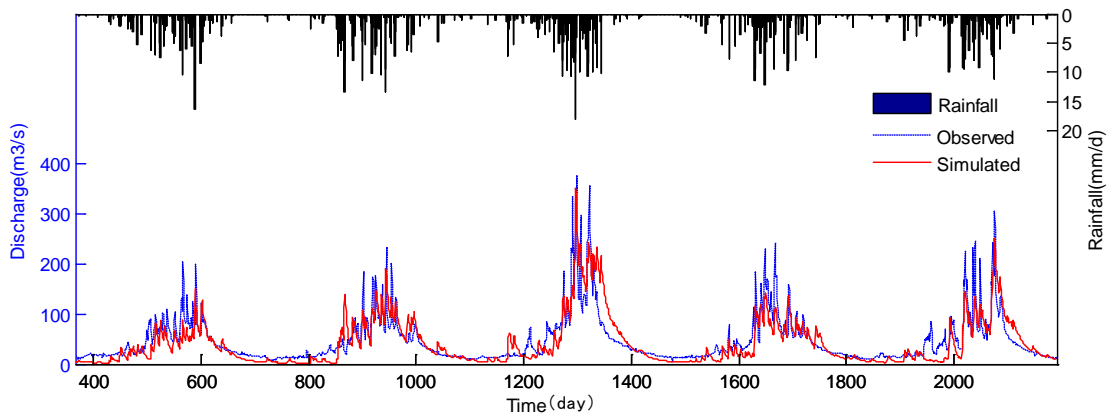
对于总径流的模拟是一个水文模型的主要功用之一,新安江、TOPMODEL、HBV 和 SAC 模型的模拟结果依次如图 4-4, a, b, c, d 所示,其精度大致相当, Nash-Sutcliffe 效率系数见表 4-2。

结合 Nash-Sutcliffe 效率系数和图 4-4 我们可以看出,这四个模型对径流的模拟性能都还不错,这四个模型都表现出对峰值的模拟能力比较差。

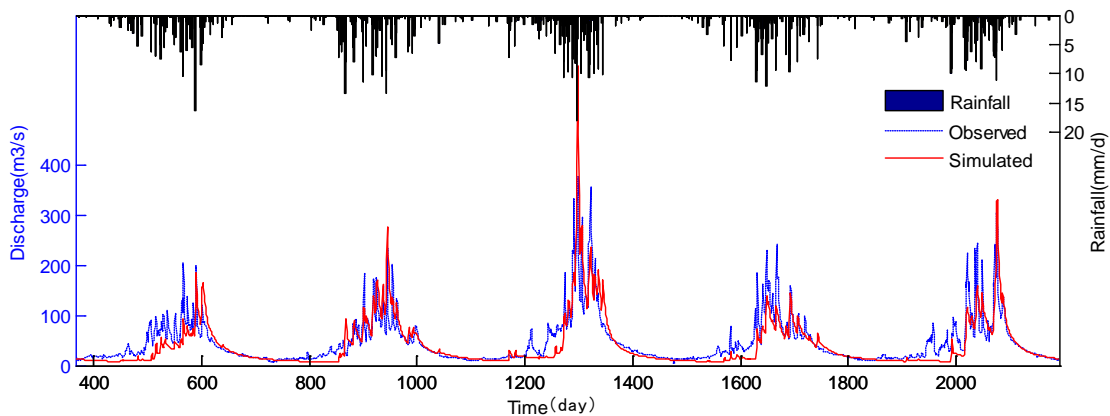
为了分析这四个模型在枯水期的表现,我们分别计算了四个模型的 LOG(NSE),结果见表 4-2,从这计算结果可以看出,新安江模型和 SAC 模型对枯水期的模拟能力相当差, HBV 最优, TOPMODEL 次之。

从模拟情况还可以看出,四个模型对每一年年初的径流模拟都比实际流量偏低,对每一年年末的径流模拟比实际流量偏高,这主要是因为黑河流域上游处于寒区,每一年年初会有冰雪融水补给,而我们在应用这四个模型均没有考虑冰雪融水补给,每一年年末的时候降水可能是雪,并不产流,而四个模型除去 HBV 模型之外均没有考虑这个影响,模拟的时候仍然按照降雨——径流响应模式,造成结果偏高。HBV 模型虽然考虑气温因素,但我们应用的结果也不是很理想。

还有我们可以看到新安江模型和 SAC 模型的 Nash-Sutcliffe 效率系数相当, 径流过程线也是相当的接近, 在枯水期的表现也接近, 这一点我们可以从他们的模型结构得出很好的解释: (1) 两者均是对流域划分了透水面积和不透水面积部分。新安江模型采用蓄水容量曲线减小产流面积空间不均匀性的影响, SAC 模型则是通过变动透水面积和永久不透水面积减小下垫面不均性的影响, 这对于地形简单, 植被多样性较差, 面积较小的流域可以认为具有同样的效果。(2) 对土壤蓄水层均划分较细。新安江模型划分为上、下、深三层, SAC 模型则划分为上层张力水、上层自由水、下层张力水和下层自由水四层。(3) 汇流计算采用的是相似的方法。新安江模型对地表径流采用单位线进行汇流, 对地下径流采用线性水库调蓄, SAC 模型是把地表径流和经过蓄水层调蓄的地下径流相加, 然后再采用单位线进行汇流计算。(4) 降雨补充机制相近。都是自上而下, 以达到田间持水量为临界点, 补充下一层, 但是在 SAC 模型中对于由上层到下层渗透采用了霍顿 (Horton) 下渗曲线, 还有同一层自由水和张力水的水分交换, 相对较细一些。



(a)



(b)

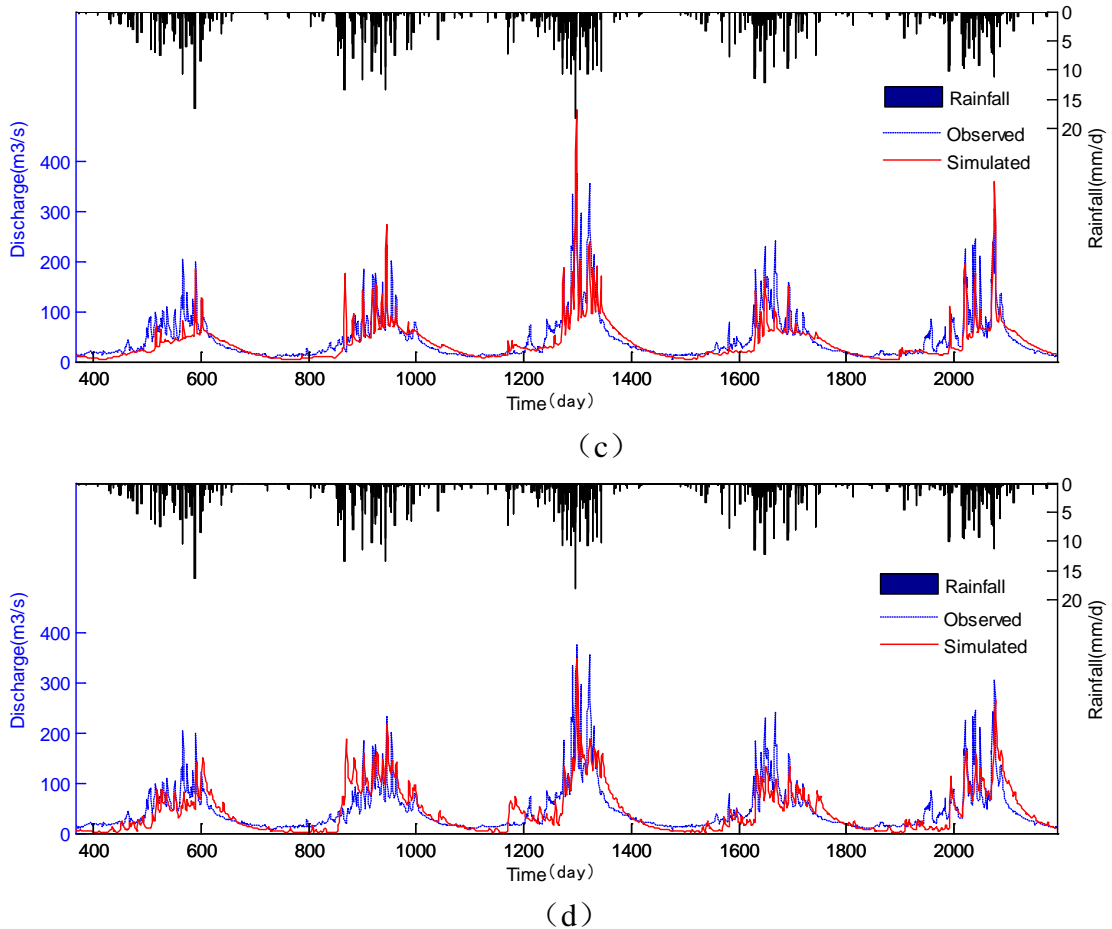


图 4-4 模型径流比较

Fig 4-4 Simulated runoffs by the four models

4.3.4 径流成分结果分析

径流成分是由水源划分决定的，这四个模型对新安江和 TOPMODEL 是二水源，HBV 是三水源，SAC 模型是五水源。为了方便比较，现统一将各个模型的径流成分归为两类：地表径流（包含地面径流和壤中流）和地下径流（基流成分）。

新安江、TOPMODEL、HBV 和 SAC 模型模拟所得结果中地表径流所占比例分别为 64.47%，91.51%，83.31%，73.89%，依次对应图 4-6 中的 a, b, c, d。可以看出四个模型中径流成分相差很大，这一方面是因为我们上面分类的简单造成，另一方面和模型本身的机理密切相关。但是从图 4-6 上可以看出：①所有的表面径流均产生于降水较大的时段，并且随着时段降水的不同波动很大，表现为暴涨暴落，这和客观实际是相符的；②除去 TOPMODEL 外，其余地下径流涨落都比

较稳定，并且连续性也好，这也是很符合实际的。

由于 TOPMODEL 的径流成分是饱和坡面流和地下径流，其产生表面流的条件是土壤达到饱和含水量，比田间持水量的条件更为苛刻，地下径流包括了壤中流的成分，因此实际模拟的地下径流过程线及径流成分和其他三个模型相差比较大。

HBV 模型采用类似 Tank 模型的处理方法（图 4-5），用两个上下串联的响应层，通过三个出流系数和一个临界含水量划分出三种径流成分：表面径流、壤中流和地下径流。其模拟所得径流成分的比例与参数 PERC 密切相关，在一定的范围内，假使 NSE 保持稳定，但是地下径流的比例会随着 PERC 的增大而增大，甚至可能达到 1，这也从另一个侧面说明了概念性水文模型参数的不独立性，所有参数标定必须要接受实际的验证才能最终确定。

SAC 模型根据划分的不同土壤层产流划分水源，从上到下依次为：直接径流、地表径流、壤中流、浅层地下径流和深层地下径流五种，我们在归类时将前三者归为地表径流，后两者归为地下径流。

从图 4-7 可以看出，对于基流的模拟能力除去 TOPMODEL 模型外，其他模型模拟所得过程线都比较稳定，和实际中基流的特点符合，这说明概念性水文模型仅就径流预报这一方面来评价还是可以接受的。

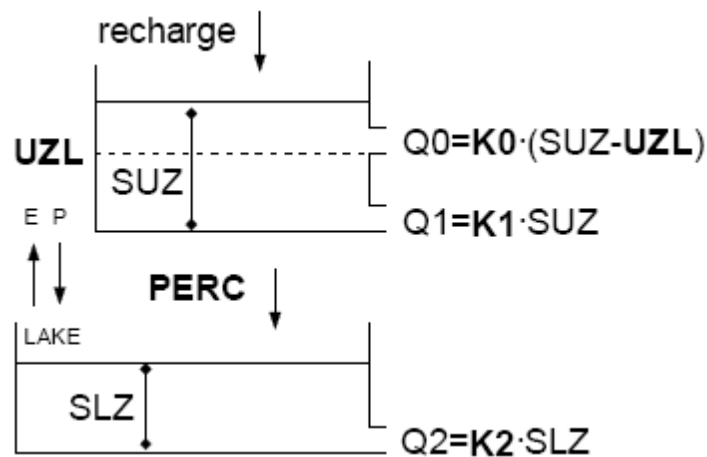
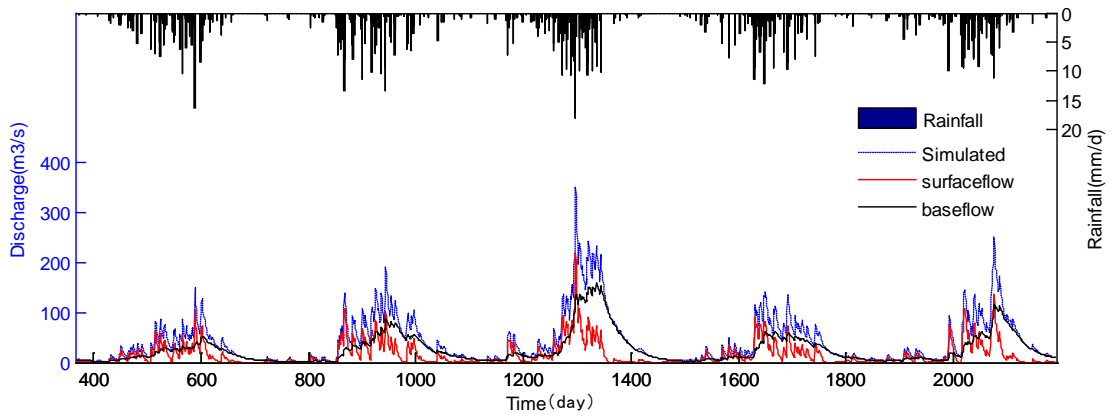
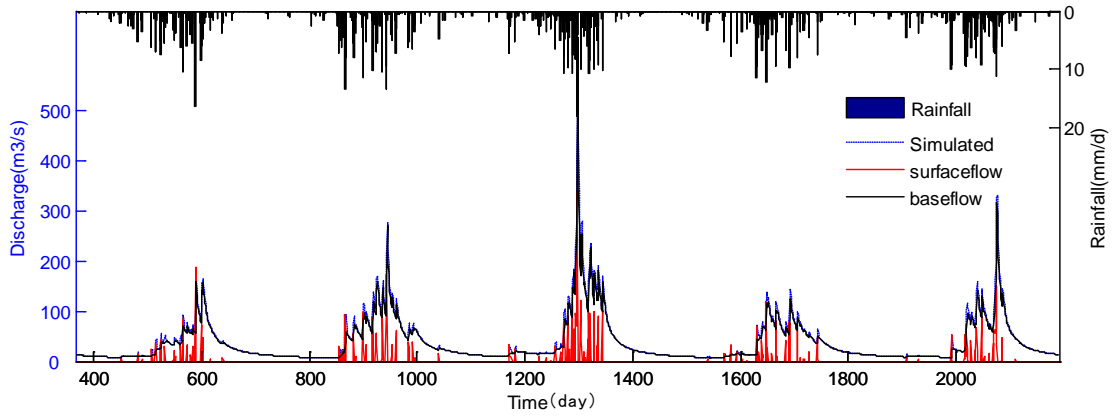


图 4-5 HBV 模型径流响应模块

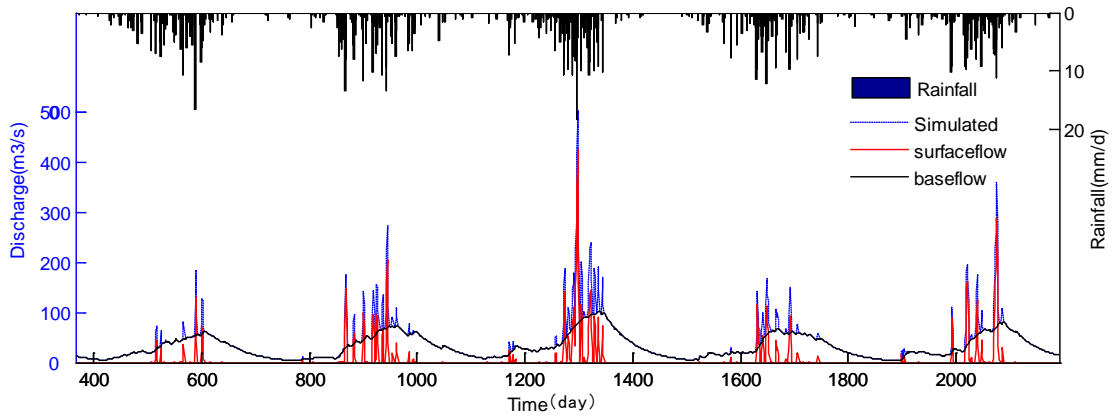
Fig 4-5 Response function of the HBV model



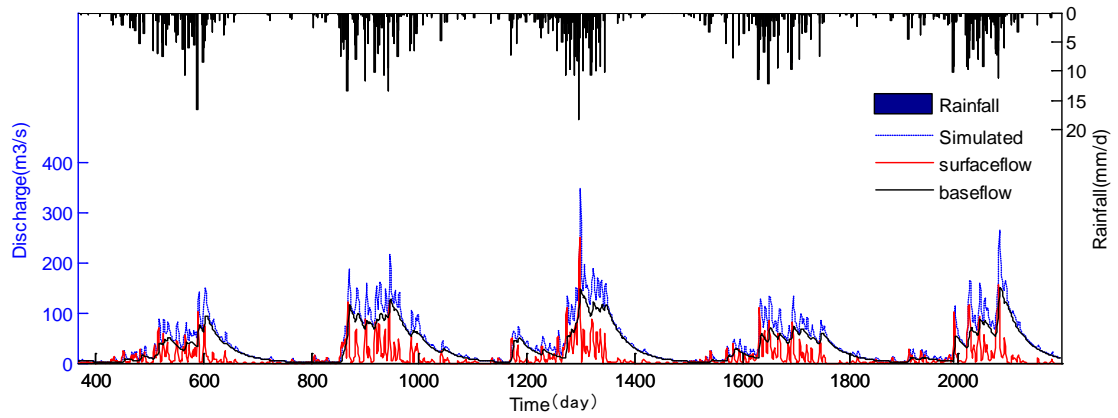
(a)



(b)



(c)



(d)

图 4-6 模拟所得径流成分比较

Fig 4-6 Simulated runoff components of the four models

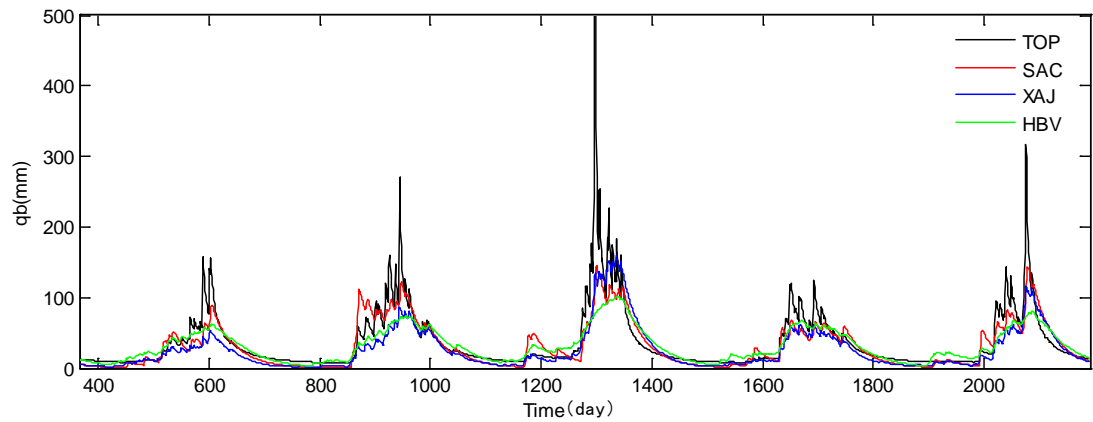


图 4-7 四个模型基流比较

Fig 4-7 Simulated baseflow with the four models

第 5 章 结论与不足

前面我们完成了新安江 TOPMODEL, HBV 和 SAC 四个概念性水文模型在黑河流域上游的应用, 并进行了详细的分析和比较, 现在进行一些系统的总结。

5.1 结论

通过前面的比较分析, 我们可以得出如下结论:

- (1) 对新安江模型而言, 当采用的土壤层参数不同时, 即使 Nash-Sutcliffe 效率系数稳定, 也会造成土壤水分模拟结果的很大变化, 可见新安江模型土壤水分模拟结果并不准确;
- (2) 四个模型对土壤含水量的计算采用的方法各不相同, 结果差别很大, 模拟结果在数量上不能反映真实情况, 但是在变化趋势上能够反映土壤湿度的变化情况;
- (3) 对于概念性水文模型蒸散发模块采用新安江模型的三层蒸散发模式计算效果较好;
- (4) 这四个水文模型对黑河流域上游的径流模拟过程中为达到 Nash-Sutcliffe 效率系数的最优会使得基流比例变大, 对径流过程的峰值模拟效果较差;
- (5) 概念性水文模型就径流的模拟能力而言, 模型的适用性还是比较好的, 但是对土壤水分变化, 蒸散发等水文过程描述能力比较差;
- (6) 新安江模型和 SAC 模型采用了相近的土壤层模块和汇流计算模块, 模拟所得径流过程也比较相近;
- (7) 四个模型在 Nash-Sutcliffe 效率系数上接近, 但是通过比较土壤水分变化, 蒸散发模拟两个水文过程发现, 新安江模型在黑河上游的可用性强于其余三个水文模型;
- (8) 通过采用 LOG(NSE)比较发现, 新安江模型和 SAC 模型在枯水期的模拟能力比较差, HBV 模型最优, TOPMODEL 次之;
- (9) 四个模型对于基流的模拟能力除去 TOPMODEL 模型外, 不同模型模拟的情况相差并不大;
- (10) 黑河流域上游处于寒区, 每一年年初会有冰雪融水补给, 这四个模型均没

有考虑冰雪融水补给，造成对每一年年初的径流模拟都比实际流量偏低。每一年年末的时候降水可能是雪，并不产流，而四个模型除去 HBV 模型之外均没有考虑这个影响，模拟的时候仍然按照降雨——径流响应模式，造成对每一年年末的径流模拟比实际流量偏高。

5.2 不足

本文主要的不足有以下几点：

- (1) 由于是针对黑河流域进行了四个概念性水文模型的分析比较，而黑河处于西北寒冷地区，因此，对寒区流域季节性冻土形成与融解过程、冻土冻结期间土壤水分运动和冻土融解期产流损失的模拟计算进行深入探讨，对寒区流域水文特性在一年中随季节的变化规律进行深入的分析研究是非常重要的，本文在这方面做的比较少；
- (2) 本论文仅仅就整个模拟期的情况进行了分析比较，并没有对场次洪水的模拟情况进行分析；
- (3) 对除去径流之外的其他水文过程没有进行一个定量的比较验证，来说明概念性水文模型的精度；
- (4) 比较中默认参数均达到最优，没有考虑参数不确定性的影响。

致 谢

光阴荏苒，近三个月的大学本科毕业设计即将结束，自己的大学生涯也即将画上一个句号，回想起自己的四年大学生活，一切恍如昨日。

本次毕业设计是在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所完成的，在这三个月的时间里，我的指导教师南卓铜老师为本次毕业设计倾注不少心血，在此表示诚挚的感谢！由于是初次接触水文模型，所以开始时的工作显得很茫然，是南老师给我耐心的指导，引我入门，最终完成本次毕业论文。经过这三个月的时间，南老师认真负责、一丝不苟的治学态度，严格要求而又不失温和的育人之道，乐观积极、心怀感恩的生活哲学使我受益匪浅，也为我将来的研究生学习中能得到这样一位导师的指导而骄傲。也要感谢四川大学梁旭老师对我精神上的鼓舞，梁老师远在异国，但却关心着我的学习，实在是对我莫大的鼓舞。

在寒旱所的这三个月的论文写作过程中，得到了师兄赵彦博、陈昊、舒乐乐、魏晓亮和师姐张秀敏好多帮助和指导，在此表示衷心的感谢！也得到了同级兰州大学侯玉婷、郭帆同学和寒旱所黄培培同学关于 ArcGIS 软件及地理方面相关知识的帮助，和他们一起学习使我的生活倍添乐趣，在此由衷感谢！

感谢母校四年来对我的培养，感谢母校老师四年来对我的教育，感谢水资源所罗熵老师，我一定不会忘记你们的谆谆教诲。

感谢我们可爱的班集体——工 063 班的全体同学，大学四年和他们一起学习，一起疯玩的经历是我永远美好的回忆！

感谢教四楼八楼科研小组的全体可爱成员们，和他们曾经在一起为一次次比赛而加班，为一个个奇思妙想而讨论的时光永远是我将来追求科研之路上最珍贵的记忆！他们有不少今年将要考研，在此预祝他们成功！

感谢我的祖父祖母、父母、妹妹，他们对我的关心和期待是我一直奋斗的动力！

本科毕业并不意味着我的学习结束，相反，意味着迎接更大的挑战，我会尽我所能而努力拼搏，来回报亲人和朋友对我的关心和支持。

本论文得到中国科学院知识创新工程重要方向项目“地表过程建模环境和模型集成研究”（KZCX2-YW-Q10-1）资助，在此表示感谢！

参考文献

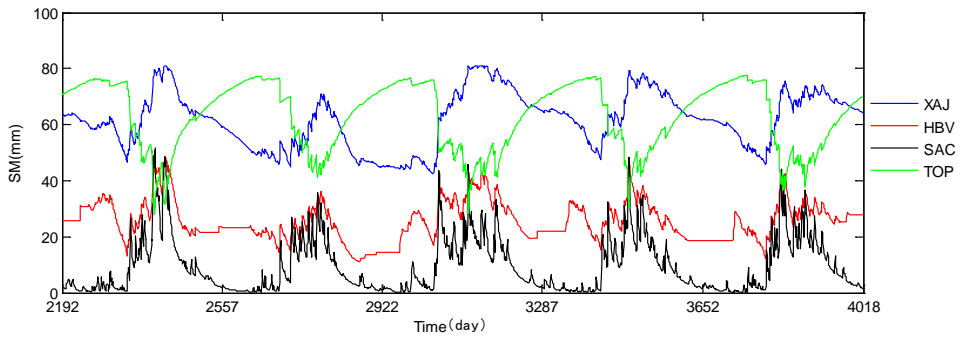
- [1]. 王仁礼,陈波,杨阳等. 3s 技术在数字水利中的应用[J]. 测绘科学, 2008, 03.
- [2]. 袁秀忠,高莲.孙章顺. 3s 技术在黄河小花间暴雨洪水预警预报系统中的应用[J]. 水利电力机械, 2006, 08.
- [3]. 闫新.杨永辉. 3s 技术在水利建设领域中的应用探讨[J]. 黑龙江水利科技, 2008, 02.
- [4]. 姚章民.张建云. 水资源评价研究进展[J]. 水资源研究, 2009(2): p. 16-18.
- [5]. 钱正英.张光斗. 中国可持续发展水资源战略研究综合报告及各专题报告[M]. 2001, 北京: 中国水利水电出版社.
- [6]. 刘昌明.陈志恺. 中国水资源现状评价和供需发展趋势研究[M]. 2001, 北京: 中国水利水电出版社.
- [7]. 刘昌明.何希吾. 中国 21 世纪水问题方略[M]. 2001, 北京: 科学出版社.
- [8]. 徐宗学等. 水文模型[M]. 2009 年 10 月, 北京: 科学出版社.
- [9]. 赵人俊. 流域水文模型的比较分析研究[J]. 水文, 1989(6): p. 1-5.
- [10].张俊, 郭生练等. 概念性流域水文模型的比较[J]. 武汉大学学报(工学版), 2007, 40(2): p. 1-6.
- [11].康尔泗.程国栋等. 概念性水文模型在出山径流预报中的作用[J]. 地球科学进展, 2002, 17(1): p. 18-26.
- [12].陈仁升.康尔泗等. 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): p. 428-434.
- [13].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): p. 22-26.
- [14].黄锡荃,李惠明.金伯欣. 水文学[M]. 1993, 北京: 高等教育出版社.
- [15].Anderson, M..T. Burt. Process studies in hillslope hydrology[M]. 1990: John Wiley & Sons Chichester, UK.
- [16].贾仰文.王浩等. 分布式流域水文模型原理与实践[M]. 2005, 北京: 中国水利水电出版社.
- [17].Sherman, L. Streamflow from rainfall by the unit-graph method[J]. Engineering

- News Record, 1932, 108: p. 501-505.
- [18]. Nash, J. The form of the instantaneous unit hydrograph[J]. Publication, 1957, 45: p. 114-121.
- [19]. Crawford, N.R. Linsley. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV[M]. 1966: Dept. of Civil Engineering, Stanford University.
- [20]. Levy, J., C. Gopalakrishnan, Z. Lin. Advances in decision support systems for flood disaster management: Challenges and opportunities[J]. International Journal of Water Resources Development, 2005, 21(4): p. 593-612.
- [21]. 詹道江, 叶守泽. 工程水文学 (第三版) [M]. 1999, 北京: 中国水利水电出版社.
- [22]. 赵人俊. 流域水文模拟[M]. 1984, 北京: 水利电力出版社.
- [23]. 贾仰文, 王浩, 倪广恒等. 分布式流域水文模型原理与实践[M]. 2005 年 1 月, 北京: 中国水利水电出版社.
- [24]. Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge. An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system[J]. Journal of Hydrology, 1986, 87(1-2): p. 45-59.
- [25]. Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge. An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system[J]. Journal of Hydrology, 1986, 87(1-2): p. 61-77.
- [26]. 穆宏强, 夏军. 水文生态耦合模式的理论框架[J]. 人民长江, 1999, S1.
- [27]. 赵少华, 邱国玉, 杨永辉等. 遥感水文耦合模型的研究进展[J]. 生态环境, 2006(6): p. 1391-1396.
- [28]. 任立良, 刘新仁. 数字时代水文模拟技术的变革[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 2000(5): p. 1-6.
- [29]. 朱雪芹, 潘世兵, 张建立. 流域水文模型和 gis 集成技术研究现状与展望[J]. 地理与地理信息科学, 2003(3): p. 10-13.
- [30]. 彭伟. 基于三种水文模型的流域径流模拟和土壤含水量模拟应用研究[D]. 四川雅安: 四川农业大学, 2009.
- [31]. 王佩兰, 赵人俊. 新安江模型(三水源)参数的客观优选方法[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 1989(4): p. -.

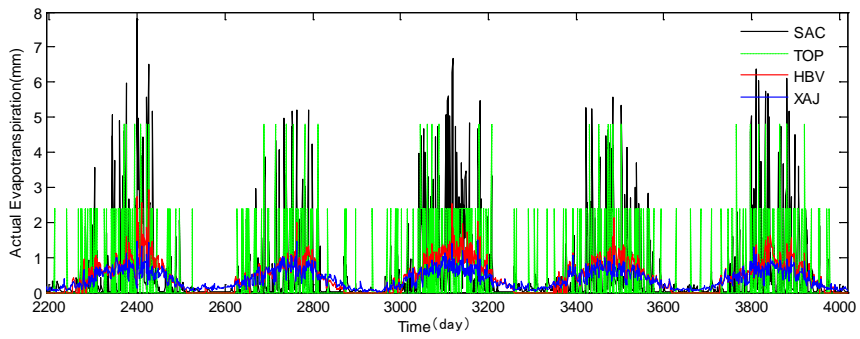
- [32].王佩兰.赵人俊. 新安江模型(三水源)参数的检验[J]. 河海大学学报：自然科学版, 1989(4): p. -.
- [33].李致家.孔祥光. 对新安江模型的改进[J]. 水文, 1998(4): p. 19-23.
- [34].孔凡哲. 新安江模型（三水源）参数的调试[J]. 水资源研究, 2002(1): p. 29-31.
- [35].曹丽娟,刘晶淼.任立良. 对新安江模型蒸散发计算的改进[J]. 水文, 2005(3): p. 5-9,19.
- [36].李莉莉.孔凡哲. 基于 gis 对新安江模型的改进初探[J]. 水文, 2006(5): p. 33-37.
- [37].王书功. 水文模型参数估计方法及参数估计不确定性研究[D]. 中国科学院研究生院. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2006.
- [38].Lindstr m, G.,B. Johansson,M. Persson 等. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model[J]. Journal of Hydrology, 1997, 201(1-4): p. 272-288.
- [39].http://www.smhi.se/foretag/m/hbv_demo/html/welcome.html.
- [40].Yousef, E. Using GIS to produce Vulnerability Maps of Non-Gauged Watersheds area[J].
- [41].翟家瑞. 常用水文预报算法和计算程序[M]. 1995, 郑州: 黄河水利出版社.
- [42].Tsanis, I..M. Apostolaki. Estimating Groundwater Withdrawal in Poorly Gauged Agricultural Basins[J]. Water Resources Management, 2009, 23(6): p. 1097-1123.
- [43].Beven, K..M. Kirkby. A physically based variable contributing area model of basin hydrology Hydrol[J]. Sci. Bull, 1979, 24(1): p. 43-69.
- [44].刘艳丽. 径流预报模型不确定性研究及水库防洪风险分析[D], 2008.
- [45].芮孝芳. 关于降雨产流机制的几个问题的讨论[J]. 水利学报, 1996, 9: p. 22-24.
- [46].Seibert, J. HBV light version 2 User's manual[M]. 2005, Stockholm University: Department of Physical Geography and Quaternary Geology.

附录

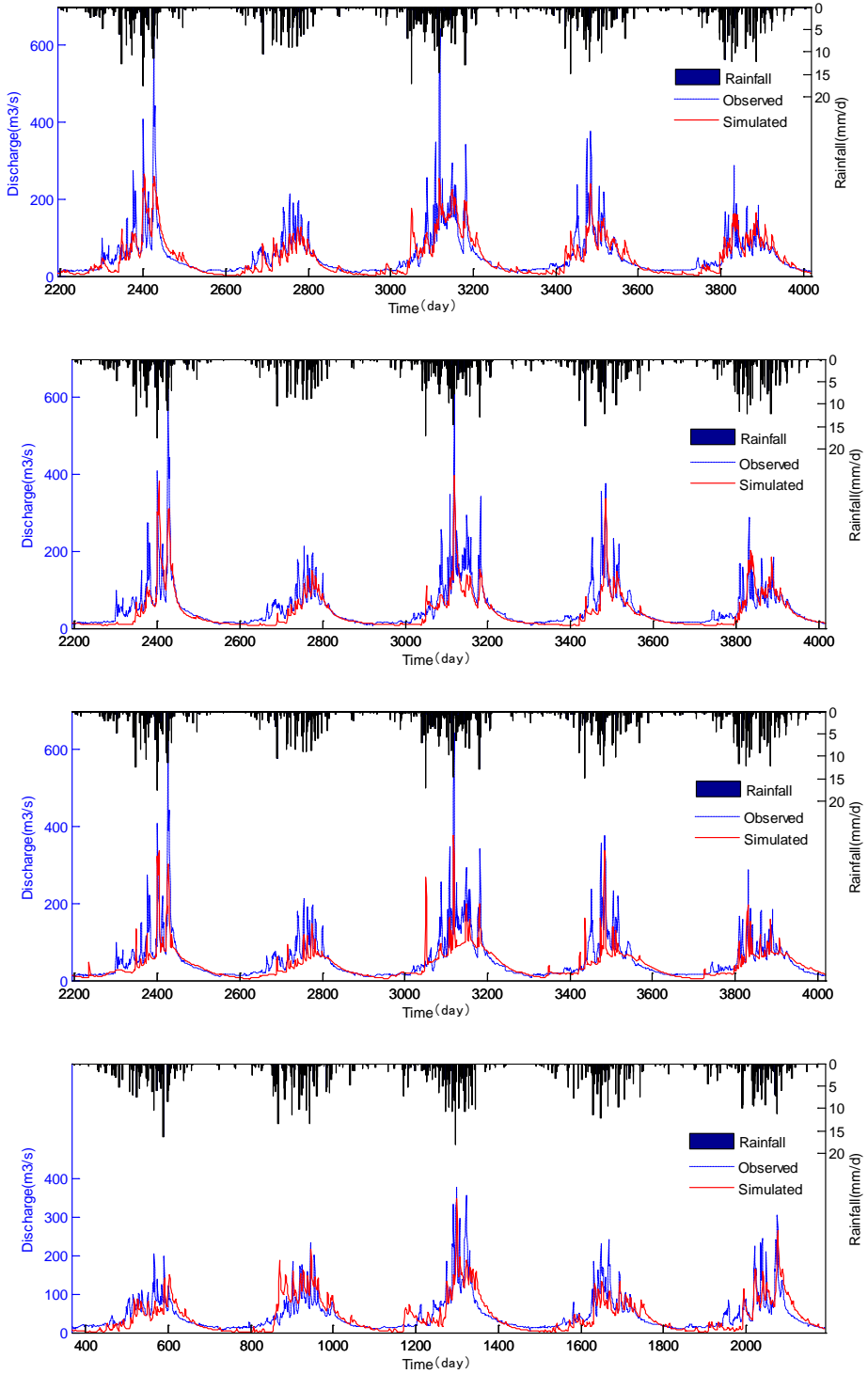
附录 A: 验证期土壤含水量模拟结果



附录 B: 验证期蒸散发模拟结果



附录 C：验证期径流总模拟结果（依次为新安江、TOPMODEL、HBV、SAC）



附录 D：验证期基流模拟结果（依次为新安江、TOPMODEL、HBV、SAC）

