

四川大學

硕士学位论文

题目 黑河流域上游气象数据精度评判及水热过程模拟研究

作者 何思为 完成日期 2013 年 04 月 27 日

培养单位 四川大学

指导教师 梁旭教授 南卓铜研究员

专 业 水文学及水资源

研究方 向 生态水文

授予学位日期 2013 年 月 日

分类号_____密级_____

UDC 注_____

学 位 论 文

题目黑河流域上游气象数据精度评判及水热过程模拟研究

作者何思为

单位四川大学水利水电学院

地址四川省成都市武侯区一环路南一段 24 号

指导老师姓名梁旭 职务_____ 职称 教授 学位 博士

指导老师姓名南卓铜 职务_____ 职称 研究员 学位 博士

申请学位级别 工学硕士 专业名称 水文学及水资源

论文提交日期 2013 年 05 月 答辩日期_____

学位授予单位 四川大学 授予日期_____

答辩委员会主席_____

评 阅 人_____

2013 年 月 日

黑河流域上游气象数据精度评判及 水热过程模拟研究

水文学及水资源专业

研究生 何思为 指导教师 梁旭教授、南卓铜研究员

摘要

黑河是我国第二大内陆河流，在维持其流域内及附近的生态、农业、工业、畜牧业及其他一些经济活动发挥着重要作用。上游属于高寒山区流域，伴随着积雪、冻土、冰川等的冻融，水热过程的空间和时间差异很大，但是又是其产流区，因此研究上游山区的水热过程具有重要意义。大尺度水文陆面过程模型可以帮助人们深入地认识流域的水文循环和能量交换过程，从而为流域的合理利用及预报提供有力的证据。VIC 模型是一个广泛应用的水文、陆面过程模型，在参与陆面参数化方案比较项目（Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, PILPS）的各个比较项目中，表现出不错的模拟能力，属于北美陆面数据同化系统（North American Land Data Assimilation System, NLDAS）中四个模型之一。

使用模型模拟，精度是最重要的问题，这一方面和模型的结构、参数率定直接相关，另一方面也和驱动数据精度直接相关。目前，国内公开发布的覆盖黑河流域上游的高精度陆面过程驱动数据有两套，即“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”（简称 ITP 数据）和“黑河流域 2000~2012 年大气驱动数据集”（简称 WRF 数据），但是对这两套数据集的精度仍然没有学者进行比较研究，因此本文首先对这两套数据集的精度进行了评价。气象数据受多种因素综合作用，其数据时间序列也包含多种信息，一方面，数据序列的变化趋势，

分布，数量大小可以作为数据准确性评价的一个角度，另一方面，数据序列包含其生成系统信息的多少也可以作为评价数据准确性的一个角度。本文采用统计、小波变换和多尺度熵三种方法对两套数据集从变化趋势、变化幅度、时间分布、不同的时域和频域、数据序列包含其生成系统信息的多少等多个方面进行了评价。本文的比较项目是降水和气温。

由于两套数据集空间分辨率不同，在比较之前，首先采用 MicroMet 模型对 ITP 数据进行插值，使其空间分辨率和 WRF 数据的空间分辨率一致，都为 $5\text{km} \times 5\text{km}$ ，然后采用三种方法进行比较。

1) 不论是降水数据还是气温数据，ITP 和 WRF 与观测数据的相关系数差别不大，尤其是气温，相关系数都很高，统计方法显示 WRF 降水数据在日、月尺度上精度均低于 ITP。相比较在日尺度上的精度，ITP、WRF 降水和气温数据在月尺度上精度明显提高。

2) 经过小波变换之后可以看出，ITP、WRF 降水气温数据主要部分和观测数据主要部分的差别小于细节部分，并且 ITP 的精度高于 WRF，这和采用统计方法得到的结论一致。

3) 多尺度熵方法能从数据反映的系统的复杂性的角度来对数据的精度进行评价，在本文中其评价结果与统计方法及小波分析方法相反，这说明具有物理机制的模型能够比简单的数据融合方法更好地把握自然系统的规律，较为准确的描述系统的复杂性。

本文采用日尺度 ITP 数据，以 0.1° 的空间分辨率模拟了黑河流域上游水文循环和能量交换过程，通过对水文和能量要素时间及空间分布的分析和比较，探讨了黑河流域上游水热过程及 VIC 模型在山区流域应用存在的不足。有以下主要结论：

1) 模型的模拟结果显示，通过参数优化，VIC 模型能够很好的模拟黑河流域出山口的径流过程，在日尺度上 Nash-Sutcliffe 系数能达到 0.7，蒸散发的结果验证显示模型对蒸散发模拟趋势上基本吻合，但是对土壤水分在土层内的分配并不准确，和实际相比，年内变化幅度偏小，在夏季，对表层和上层土壤水分模拟偏低，在冬季，对表层和上层土壤水分模拟偏高。

2) 从水分通量各个变量年平均值的空间分布可以看出，黑河流域上游蒸散

发占降水的主要部分。径流系数最大为 0.406，最小为 0.027，整个区域的平均径流系数为 0.162，因此以出山口径流为目标函数的变量进行模型参数标定时即使结果精度很高，但这并不能保证其他水分和能量过程模拟的准确性。

3) 模拟结果显示，在黑河流域上游能量组份中，潜热通量占主要部分，感热通量次之，土壤热通量最小。除去终年积雪区，感热通量在空间分布比较均匀，但是潜热通量则受到比较多的因素影响，空间分布变化较大。

关键词：VIC 模型，黑河流域上游，水文要素，ITP 数据，WRF 数据

Meteorological forcing data evaluation and water heat processes simulation over the upstream area of the Heihe River basin

Hydrology and Water Resources

Student: Siwei He **Supervisors:** Dr. Xu Liang, Dr. Zhuotong Nan

Abstract

The Heihe River (literally meaning black river), as being the second largest inland river in China, plays an important role in sustaining ecological, agricultural, industrial, stock farming, and other economic activities within its watershed (HRB). The spatial and temporal distributions of water and heat processes in HRB upstream area vary drastically, since this region is characterized by high altitude, permafrost underlain, mountains, and snow coverage. The upstream area is the runoff-yield region of HRB and it would be significant for a good understand of water and heat processes in this area. Macroscale hydrological or land surface models help people deeply understand hydrological cycle and energy exchange processes of a basin, and provide guides to basin management authorities on rational development or scenario forecasting. The VIC model is an extensively used model, with a good performance as presented in the project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, and also has been coupled in the NLDAS (North American Land Data Assimilation System).

The simulation accuracy is mostly concerned when one model was run for a basin. Model mechanism and model calibration have influences on the accuracy;

meanwhile, forcing data also remarkably impact the modeling accuracy. At present, there are two open published data sets available in China covering the HRB upstream area. They are “China Meteorological Forcing Dataset” (hereafter ITP) produced by data merging techniques, and “the atmospheric forcing data from 2000 to 2012 in the Heihe river basin” (hereafter WRF) generated by running the WRF model, respectively. Although they are extensively used in HRB studies as forcing data for a land surface model, their accuracies remain unclear. In this paper, the accuracies of these two data sets were evaluated through a set of metrics. As meteorological data were results of many factors, a lot of information was contained in its time series. The trend, distribution, and magnitude of time series can be used to evaluate accuracy as conventional evaluation studies did. However, more information can be discovered by using advanced data processing techniques such as wavelet and multiscale entropy. This paper combined statistical metrics, wavelet transformation, and multiscale entropy method to jointly assess accuracy of two forcing data sets. The better forcing data set will be used in following simulation study. Since these two data sets have different spatial resolution, ITP data were downscaled from 0.1 degree to 5km via MicroMet model. After this, three types of methods were used to evaluate accuracy of WRF and ITP datasets.

1) The statistics method showed that for both precipitation and air temperature, the differences in Person correlation coefficients are small, especially air temperature with a coefficient of approximate 1. In comparison to the daily scale, accuracies of ITP and WRF precipitation and air temperature data in monthly scale have significant improvements. Also, this statistics method presented a better accuracy of ITP over WRF.

2) Using wavelet transformation, it showed that a good agreement between principal components of ITP and WRF for both precipitation and air temperature while a larger difference in detailed components. Also, the wavelet method suggested better accuracy of ITP than WRF, which is coincident with the result with the statistics method.

3) Multiscale entropy method can assess accuracy from the angle of system complexity. Its application showed that ITP precipitation time series are less sufficient in representing the internal law than that of WRF. . Thus we draw a conclusion that physical model derived dataset, like WRF, has advantage in representing natural principles than other data processing techniques, such as data merging.

With a daily time step and 0.1 degree spatial resolution, ITP data was then selected as meteorological forcing data to VIC model, which was applied to the HRB upstream area. Through analyzing temporal and spatial patterns of hydrologic characteristics and energy budget, water and heat processes in the study area as well as limitations of the VIC model in a mountainous region were discussed. Main conclusions are as followings.

1) The results confirm that VIC model can well simulate runoff in an cold and alpine area, with a Nash-Sutcliffe coefficient up to 0.7 on a daily scale. The simulated evapotranspiration fits with observation in trend. However, there are certain biases in soil moisture simulation. In general, VIC model underestimates soil moisture of the top and upper layers, and in winter, oppositely, it overestimated soil moisture of those layers.

2) In terms of the spatial distribution of annual mean water fluxes in the HRB upstream area, it can conclude that evapotranspiration consumed most part of incoming precipitation, and soil moisture and runoff are in the second and third places. Maximum runoff ratio in the HRB upstream is 0.406, minimum 0.027, and mean runoff ratio 0.162. This implies although we can achieve a good discharge simulation by setting discharge as the unique objective function, it does not mean the simulation presents all water and heat processes well enough.

3) The simulation suggested latent heat flux occupies largest part of the energy budget, while sensible heat flux and ground heat flux follow. Except for the perennial snow covered region, sensible heat flux distribution is relative uniform while latent heat flux distribution varies remarkably.

Keywords: VIC, Heihe River Basin (HRB), cold and alpine area, hydrologic characteristics, ITP, WRF

目 录

1 绪论	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.2 国内外研究现状.....	2
1.2.1 黑河流域水文陆面过程模型研究现状.....	2
1.2.2 VIC 模型研究现状.....	5
1.3 研究的主要内容和论文结构.....	7
1.3.1 研究的主要内容.....	7
1.3.2 论文结构.....	8
2 研究区及数据	10
2.1 研究区简介.....	10
2.2 气象驱动数据集.....	11
2.2.1 WRF 数据.....	11
2.2.2 ITP 数据.....	12
2.3 径流.....	12
2.4 验证数据.....	14
2.4.1 阿柔冻融观测站.....	15
2.4.2 冰沟寒区水文气象观测站.....	15
2.4.3 大冬树垭口积雪观测站.....	15
2.5 小结.....	16
3 气象驱动数据精度评判	17
3.1 精度评判方法.....	18
3.1.1 统计方法.....	18
3.1.2 小波分析方法.....	19

3.1.3	多尺度熵方法	21
3.1.4	小结	22
3.2	数据处理	22
3.2.1	MicroMet 插值	23
3.3	数据精度评判	26
3.3.1	逐日评判	26
3.3.2	逐月评判	29
3.3.3	多尺度熵方法	31
3.4	讨论	33
3.5	小结	35
4	VIC 模型及数据准备	36
4.1	VIC 模型简介	36
4.1.1	概述	36
4.1.2	水量平衡	37
4.1.3	能量平衡	39
4.1.4	积雪模型	40
4.1.5	冻土算法	41
4.2	输入数据	41
4.2.1	气象数据	41
4.2.2	土壤数据	42
4.2.3	植被数据	43
4.2.4	高程数据	47
4.2.5	汇流数据	47
4.3	优化算法	48
4.4	小结	49
5	模拟结果分析	50
5.1	参数率定结果	50

5.2 水量平衡分析	51
5.2.1 径流	51
5.2.2 蒸散发	53
5.2.3 土壤水分	53
5.2.4 水通量空间分布	58
5.3 能量平衡分析	60
5.3.1 辐射与地温	60
5.3.2 热通量	67
5.4 讨论	70
5.5 小结	71
6 结论与展望	72
6.1 结论	72
6.2 不足	73
6.3 展望	73
参考文献	75
科研活动	84
声 明	85
致 谢	86

1 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。正如文献[1]所说，许多对国家及人类具有重要意义大江大河的起源均为山区。日益增长的优化水资源管理的需求需要人们比较清楚地了解山区流域及其动态。

高寒山区流域的主要特点是伴随着积雪、冻土、冰川等的冻融，其水热过程的空间和时间差异大，同时，相比较低海拔地区，由于人类难以进入及仪器维护困难，高寒山区气象和径流数据资料往往比较缺乏，因此，高寒地区的水文过程是一个很有挑战的研究。黑河流域是我国第二大内陆河流，流经青海省的祁连县，甘肃省的肃南、山丹、民乐、张掖、临泽、高台、金塔和内蒙古自治区的额济纳旗，在维持其流域内及附近的生态、农业、工业、畜牧业及其他一些经济活动发挥着重要作用。据 2010 年统计[2]，流域内人口 197.3 万人。其上游是典型的高海拔寒冷山区，积雪融雪、土壤冻融、冰川融化是流域内重要的自然现象，同时，其上游是黑河流域的径流形成区，出山口莺落峡以上的径流量占全流域天然水量的 88%。近年来，黑河流域成为研究的焦点，国家自然科学基金委员会也启动了重大研究计划“黑河流域生态-水文过程集成研究”，目前，黑河流域的研究虽然仍存在种种困难，但是相对其其他山区流域，黑河在观测资料及研究程度上均处于优势[3-4]。借助于大尺度水文陆面过程模型，可以使人们了解黑河流域上游的水文循环和能量交换过程、机理，从而对中下游合理配置水资源，维持生态系统稳定等诸多方面有益，具有很好的社会意义。

陆面过程模型包括地面上的热力过程（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、蒸发、蒸腾及径流等）、地表与大气之间的物质交换过程，以及地表以下的热量和水分输送过程[5-6]，因此能够帮助人们很好的认识流域水文循环及能量交换过程。VIC (Variable Infiltration Capacity)模型[7-14]是一个广泛应用的水文、陆面过程模型，从开发形

成到经过后来不断的修正更新，其应用范围已经涉及水文水资源管理、陆面和大气交换研究、及气候变化等多个方面。经过持续的补充和发展，VIC 模型在科研及应用中既是一个水文模型，当和大气环流模式耦合时，又是一个陆面过程模型，经过在很多不同流域、不同尺度下广泛的测试，模拟结果表现良好[15]，同时，VIC 模型在陆面参数化方案比较项目(Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes, PILPS)中，各个方面也表现良好[16-18]，VIC 模型的应用和研究主要包括：土壤水分模拟[19]，径流预报[20]，气候变化影响分析[21-22]，以及土地利用变化影响分析[23]等。

作为一个半分布式的大尺度水文模型，VIC 模型在一个格网内既遵守水量平衡，又满足能量平衡，并且假设网格是均一，平坦，对于大尺度网格(>1km)而言，这个假设在平坦地区适用，但是其是否在山区流域适用，是一个值得研究的问题。山区流域地形复杂，VIC 引入对次网格的考虑以提高在复杂地形区域的模拟。对次网格的影响，VIC 模型主要用统计的方法描述，包括下面几个方面：1) 在网格内考虑不同植被类型；2) 考虑网格内土壤特性变化；3) 考虑网格内高程变化对降雨和气温的影响；4) 在网格内采用概率分布函数来描述降雨分布的不均匀性；5) 考虑网格内产流区域的变化，同时包含超渗产流和蓄满产流。

VIC 模型目前的结构通过对上述几个方面的网格内变化考虑了次网格效应对模拟结果的影响，但是对另外一些过程并没有考虑次网格影响，比如辐射，所以无法通过其结构简单判断 VIC 模型是否适用于山区流域。从而，有必要将 VIC 模型在山区流域进行应用，将其模拟结果和实际观测进行比较，进而得出一些结论，来评价 VIC 模型没有考虑一些物理量网格内分布不均匀的结构是否会对模拟结果有影响，影响有多大的问题。

1.2 国内外研究现状

本文涉及两方面的内容，即和黑河流域和 VIC 模型，因此国内外研究现状部分将从这两个方面来回顾。

1.2.1 黑河流域水文陆面过程模型研究现状

现代水文模型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[24]，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[25]和 Nash 的瞬时单位线[26]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，代表性模型如 Stanford 模型[27]、Tank 模型[28]、新安江模型[29]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，如 VIC 模型。

近年来，黑河流域成为研究的焦点，也是流域尺度上开展模型研究最丰富的地区[30]，国家自然科学基金委员会重大研究计划“黑河流域生态-水文过程集成研究”的启动更是有力的推动的该区域的研究进程。在黑河流域水文模型研究中，可以按照概念模型、半分布模型、分布式水文模型来分类。

其中概念性模型包括康尔泗等[31-32]根据 HBV 水文模型的基本原理，建立了西北干旱地区内陆河出山径流概念性水文模型，该模型反映了我国西部山区流域的径流形成特征，将山区流域划分为冰雪冻土带和植被带来分别模拟径流形成和汇流过程。在月尺度上，对黑河祁连山北坡流域进行了模拟，表明该模型对年径流量和月分配的预报具有较好精度。何思为等[33]总结了新安江、Topmodel、HBV、和 Sacramento 四个概念性水文模型在黑河流域上游的模型结果，指出概念性水文模型对研究区的径流过程都有较好的模拟效果，但是对土壤水分、蒸散发等水文要素只能描述其变化趋势，难以定量描述。

陈仁升等[34]将基于土壤含水量和地形指出的概念性分布参数模型 Topmodel 应用到黑河山区流域，设定的时间分辨率分别为日和月。日径流模拟结果表明，DEM 分辨率较粗时，土壤含水量的调整前较长，之后模拟效果较好，月尺度上的模拟效果较好，但是总体还是受 DEM 分辨率较粗的影响。王建和李硕[35]将融雪径流模型 SRM 应用到黑河流域，模拟了气温上升情形下融雪径流的变化，指出在气温上升的情形下，积雪的融雪期在时间上将提前，同时，春季融雪径流量将呈现显著的增加趋势。

有以下几个分布式水文模型在黑河开展了应用。夏军等[36]结合黑河流域的

实际资料条件, 提出一种新的分布式水文模型, 即分布式时变增益水循环模型 (DTVGM), 并且耦合了融雪径流模型。该模型既有分布式水文概念性模拟的特征, 同时具有水文系统分析适应能力强的优点, 模拟结果显示能够较好的满足水资源管理的要求。贾仰文等[37-39]从水循环的物理机制着手, 在考虑人工侧枝循环的基础上, 开发了黑河流域水循环系统的分布式模拟模型 WEP-HeiHe, 将模型应用于出山径流预报以及山前小河流径流和地下水测渗量的模拟与预报, 结果表明, 模型能够系统表征流域水循环和水收支各要素的时空分异, 在黑河上游, 年平均蒸散发占年均降雨的 63%, 径流占 37%, 融雪径流占有径流的 19%, 其中 41%作为直接径流, 地下水储量并无明显改变。同时, 还分析了涵养林及退耕还牧对出山径流及中游水量的影响。黄清华和张万昌[40]利用 SWAT 模型对黑河干流山区流域出山径流进行了模拟, 通过对模拟结果的分析指出浅层蓄水层回归因子、海拔高度带的划分对地下径流和融雪径流过程有重要的影响, 也说明该模型能够较好地模拟黑河流域高海拔山区多水源径流的水文过程, 月平均出山径流效率系数达到 0.88。余文君[41]将具有物理机制的融雪径流计算方法的 FASST 模型的集成到 SWAT 模型, 指出集成后的 SWAT 模型的模拟精度得到显著提高, 能更好的反映黑河山区复杂地理环境融雪期的融雪径流过程。周剑等[42]利用 MMS 模型库中与降水径流相关的模块, 综合各种产流机理, 结合寒区产流的特点, 对 PRMS 模型进行了改进。将模拟结果与上游出山径流对比, 发现改进的 PRMS 能够吻合上游的产汇流过程, 而且可以对径流的组份进行分析计算。陈仁升等[43-45]基于土壤水热连续方程将流域产流、入渗和蒸散发过程融合起来, 构建了一个内陆河高寒山区流域分布式水热耦合模型 DWHC, 并且设计了与中尺度大气模式 MM5 的嵌套接口。以黑河流域出山径流作为对比, 以日为时间步长, 探讨了流域的水量平衡, 分析了水量平衡因子的时空分布, 模拟结果与野外实际调查结果基本一致, 也符合对寒区流域水文循环过程的定性认识。

随着研究的深入, 数据的积累, 在黑河流域上游应用陆面过程模型模拟也逐渐增多。陈浩等[46]利用 Noah 和黑河上游两个站点的水热过程进行了模拟, 指出模型对地温模拟较好, 但是对土壤水分模型偏差较大。田伟[5]将地下水模型和陆面过程模型耦合起来, 在黑河流域中游进行了验证, 指出地下水—陆面

过程耦合模型能够有效改进地表能量和水量循环的模拟。

1.2.2 VIC 模型研究现状

VIC 模型从开始发展至今,已经参与了一些大型的项目(比如 PIPLS, NLDAS),在一些大的流域上经过了验证。在 PILPS 中, VIC 模型计算得到的水分通量和能量通量与其他 15 个模型在 Arkansas-Red 流域[16-17, 47]和 Torne-Kalix 河流域[48]进行了比较。在 NLDAS 中, VIC 模型和 Noah、SAC、Mosaic 三个模型进行了验证比较,验证的物理量包括径流和水量收支平衡[49]、土壤水分和地表温度[50]、能量收支、积雪和积雪量,这次比较虽然没有进行参数标定,但是也揭示了模型各自的一些特点。

国内外关于 VIC 模型的研究很多,根据已经发表的文章统计,截止 2009 年 6 月, VIC 模型已经被全世界引用 1700 多次[51],其中有的工作是对 VIC 模型的改进,有的工作是对 VIC 模型的验证。

其中涉及对 VIC 模型进行完善和改进的主要有如下工作。为了提高在寒区的模拟效果, Cherkauer et al [13]在 VIC 模型中加入了冻土和积雪模型,之后在密西西比河上游两个小流域进行了验证,结果显示,修正后的 VIC 模型模拟的积雪量、土壤液态水含量及冻融锋面均比较合理,同时根据模拟的径流反映出加入冻土算法减少了冬春时融雪的下渗,提高了快速径流的响应。但是,快速径流响应提高的幅度在两个流域均偏小。文献[52]又进一步补充了 1) 当冠层有积雪时,冠层的能量平衡和陆面的能量平衡分别独立计算; 2) 参数化土壤冻融状态和积雪分布对土壤水分和土壤能量流通的影响的方法; 3) 当局部积雪覆盖时,平流运动对积雪覆盖的影响。通过以上三个方面的补充,使得 VIC 模型能够研究寒区陆—气之间的相互作用及气候变化对高纬度地区水文过程的影响。Liang et al [12]提出了一种在陆面过程模型中,对地表水和地下水相互动态影响的一种参数化方案,并将该参数化方案加入 VIC 模型(VIC-ground),在 Pennsylvania 的两个小流域进行检验,结果表明, VIC-ground 能够正确的模拟研究区地下水位的日动态变化,此外,该参数化方案对水量收支组成的划分有明显的影响,会导致深层土壤增多,浅层和表层土壤水含量较少,地表径流减少,基流增加,蒸散发较少。Liang 和 Xie[11]考虑次网格内土壤异质性对水分下渗的影响,将超渗产流和蓄满产量两个过程均加入到 VIC 模型里面,经过数值试验

及实际流域的比较发现, 如果不包含超渗产流, 模型将会明显低估地表径流, 高估地下径流和土壤含水量, 同时, 加入超渗产流后, 模型对土壤水分曲线分布的敏感度降低。Zhao et al [53]耦合了一个冰川融化模型在 VIC 里面, 并在阿克苏流域的应用, 得出该方案改善了其在寒区冰川流域的水文过程模拟结果。

在 VIC 模型的验证和比较方面, Xia et al[54]依据寒区陆面过程实验(CLPX)的观测数据, 比较了 SSiB, Noah, VIC, CLM3, SNTHERM 五个模型对积雪的模拟效果, 指出这五个模型都能捕捉到积雪覆盖动态变化的主要特点, 但是对积雪积累和消融的描述存在明显的不同。其中 VIC 的表现是: 能够真实的再现雪密度, 虽然包含了含水量和再冻结的影响包括在其物理机制中, 但模拟径流和观测在时间上仍不能匹配。Li et al [55]在 Rio Grande 河流域上游利用 VIC 模型同化后的数据和区域气候模式对 NCEP-NCAR 气象数据降尺度后的结果进行了比较。Meng et al [56]根据土壤气候分析网络观测站点(SCAN)提供的数据, 比较了 VIC, DSSAT, CWB 三个模型对土壤水分的模拟效果, 结果显示 VIC 和 DSSAT 能够精确的描述土壤水含量的年内变化和对天气条件的干湿响应, 但是不能精确描述表层土壤的实际水含量, 还有, 模型对土壤水分的模拟随着年份和地点均变化很大, 敏感性分析表明, 各个模型的敏感性更多的由气候变化而不是土壤特性控制。文献[57-58]评价了 Noah, MOSAIC, SAC, VIC 四个模型在 NLDAS 中对冷季过程的模拟效果, 其中主要包括积雪容量和雪水当量两个方面。结果显示四个模型都能合理的模拟出局部范围内积雪的空间和季节动态变化, 但是 Noah 和 MOSAIC 均低估了积雪量, VIC 高估了积雪量, 而 SAC 基本上没有偏差, 不过模型在局部范围内的模拟偏差随着地理位置和高程变化, 在美国西北部高海拔地区, 偏差明显增大, 这可能主要是由于气象驱动数据或者雪线边界误差, 不同模型之间对积雪量模拟结果不同在一点程度上是由于对次网格变化描述的不同和对积雪量参数化方案的不同导致。四个模型对最大年雪水当量的模拟均显著偏低, 这一方面是由于 NLDAS 的降水数据不准确, 因为通过对 VIC 模型的实验显示对雪水当量的很多偏差可以通过修正降水来去除, 另一方面是由于 NLDAS 的气温数据在冬天偏低, 在春夏偏高, 因为气温不准确会导致将降雨和降雪划分不准确。Su et al [59]把整个北极地区划分为 12 个区域, 对 VIC 模型进行了研究, 以研究该模型对北极地区各种水文过程的描述能力, 并且为该

地区的水文气候提供一个一致的基准。在研究过程中，作者使用各个流域出口观测径流、卫星观测的积雪容量、湖面结冰和消融时间、站点观测夏季最大活动层厚度等多个水文变量评价模拟效果，结果显示，VIC 模型能够模拟北极地区的这些水文过程。Wu et al [60]利用 VIC 模型，以 $30\text{km} \times 30\text{km}$ 的分辨率模拟了整个中国地区 35 年(1971-2005)的日土壤含水量，根据 28 个观测站点的比较，该模型在验证期和标定期均表现良好，尤其是湿润和半湿润地区，模拟得到的表层 1m 的土壤含水量和已知的中国地区土壤含水量相互吻合。Zhu et al [61]首先介绍了 Mexican 地区一套能够作为陆面过程模型驱动数据的数据集，然后利用 VIC 模型计算了地表水量和能量通量，指出模拟得到的径流和观测能够较好匹配，并且把模拟得到的结果和 NARR 数据进行了比较，得出模拟得到的向下短波辐射偏小，尤其是在夏天，但是模拟得到的净辐射偏大，其原因是 1) VIC 模型在计算长波辐射和日均气温及日气温变化范围有关，2)VIC 和 NARR 数据对陆面过程参数化的方案不同。Hurkmans et al [62]在 Rhine 河地区比较了简单的水量平衡模型 STREAM 和 VIC 模型对径流模拟的准确性，比较发现，在标定期，STREAM 的效率系数较高，但是验证期，其效率系数迅速下降，低于 VIC，从而可以得出 VIC 模型对参数标定的依赖较少，更稳定。此外，VIC 模型模拟的年蒸发也更接近蒸渗仪结果。Lakshmi et al [63]利用 VIC-2L 在 King's Creek 流域研究了蒸发在时间和空间上的变化，得出其能够预测蒸发的日变化及降雨后通量的变化。

1.3 研究的主要内容和论文结构

1.3.1 研究的主要内容

本文在总结前人研究的基础上，对黑河流域上游的水分循环和能量交换过程进行模拟，研究其在该区域的特征，并就大尺度水文陆面过程模型 VIC 在山区流域的模拟效果进行研究。驱动数据的精度直接影响模型模拟效果，正如文献[64]所说，无论模型对陆面过程的描述、边界条件、及初始条件如何精确，如果驱动数据不准确，模型不会产生准确的结果。因此，本文的一个重要内容是对“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”（简称 ITP 数据）和“黑河流域 2000~2012 年大气驱动数据集”（简称 WRF 数据）两个陆面过程驱动数

据集精度的比较。接着,选取精度较高的数据集作为模型的驱动数据,采用 0.1° 分辨率的气象驱动数据对黑河流域上游 2000~2009 年间的水文循环和能量交换过程进行模拟,并结合观测数据对模型模拟得到的土壤温度、土壤水分、蒸散发、积雪厚度、径流等进行对比分析,全面评价 VIC 模型在山区流域的适用性和不足,模拟和揭示上游山区的水热特征。

论文的总体技术路线设计如图 1-1 所示。

1.3.2 论文结构

依据研究内容,本文共分为 5 章,分别对相应的研究内容进行描述。

第一章,绪论;主要揭示论文的研究意义、国内外的研究现状和研究的主要内容。

第二章,研究区及数据;主要介绍研究区地理位置、水文气候条件及本文用的观测数据。

第三章,气象驱动数据精度评判;主要介绍对 ITP 和 WRF 两个不同来源的数据集精度的评判,其中运用多种手段对数据从不同的方面进行了精度评判。

第四章, VIC 模型及数据准备;主要介绍 VIC 模型及本研究的配置,如土壤、植被数据的准备、汇流数据的准备及标定、验证等。

第五章,结果分析;主要对 VIC 模型模拟结果进行全面的比较和分析,讨论黑河流域上游水文循环和能量交换的特点,并对模拟结果的不足进行分析。

第六章,结论和展望;总结本文所做工作及得出的结论和不足,并对今后的工作作出展望。

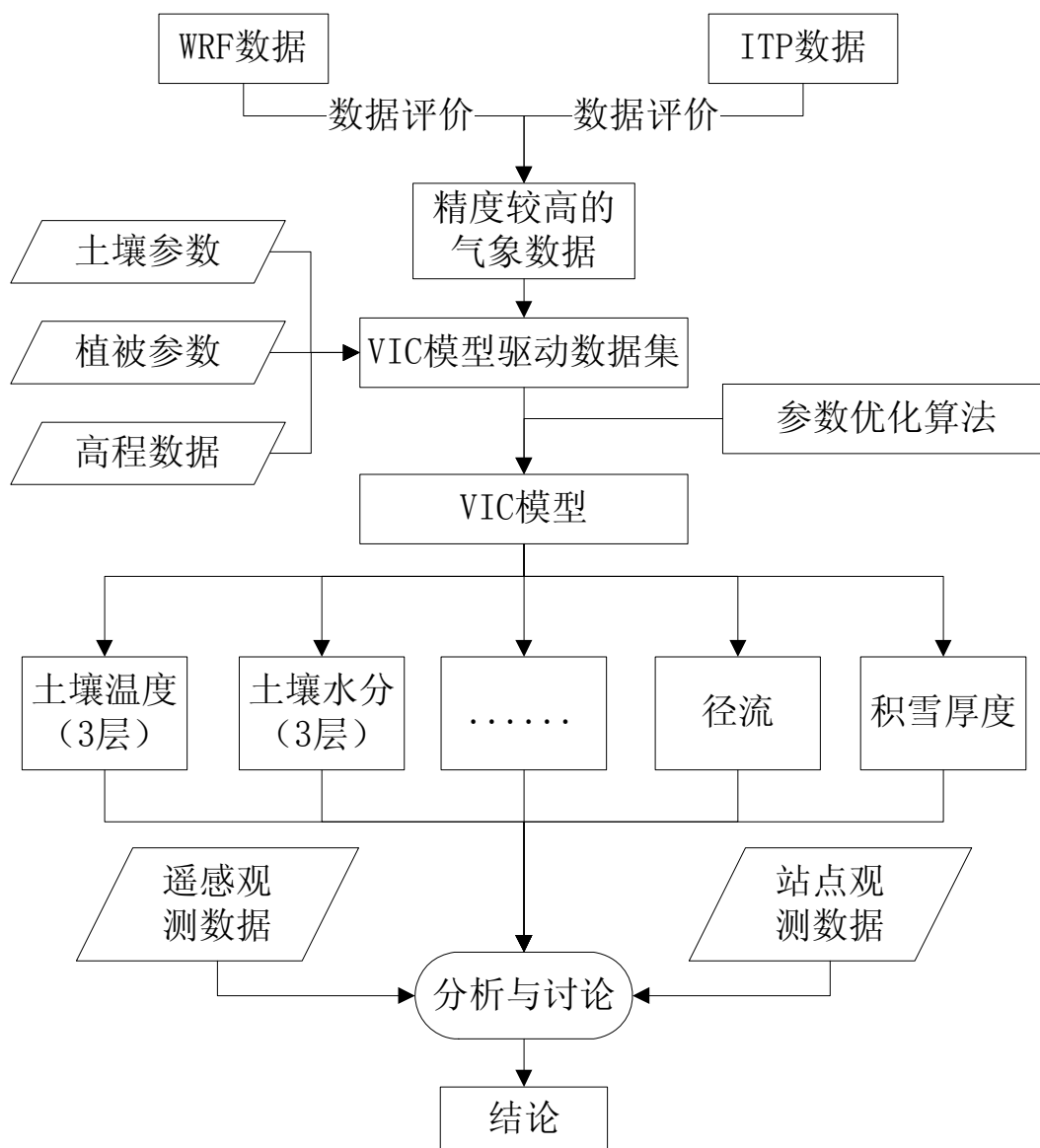


图 1-1 技术路线图

2 研究区及数据

2.1 研究区简介

黑河是河西走廊三大内陆河之一，发源青海省祁连县与甘肃省肃南裕固族自治县之间分水岭，流域介于 $98^{\circ}00'E\sim 101^{\circ}30'E$, $38^{\circ}N\sim 40^{\circ}N$ 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，北边位于中蒙边界，涉及青海、甘肃、内蒙古三省（自治区），流域面积约 14.3 万 km^2 ，干流全长 821km ，是我国第二大内陆河。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°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 $6\sim 8^{\circ}\text{C}$ ，年潜在蒸发能力达 1410mm ，并且人工绿洲面积较大，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 $8\sim 10^{\circ}\text{C}$ 左右，年潜在蒸发能力高达 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[36]。

本文研究区域为黑河流域主要产流区——干流山区流域（如图 2-1）。该区域是典型的山区流域，积雪融雪、土壤冻融、冰川融化是流域内重要的自然现象。从 90mSRTM DEM 数据可以得到上游流域海拔范围为 $1668\sim 5005\text{m}$ ，流域面积为 10009 km^2 。

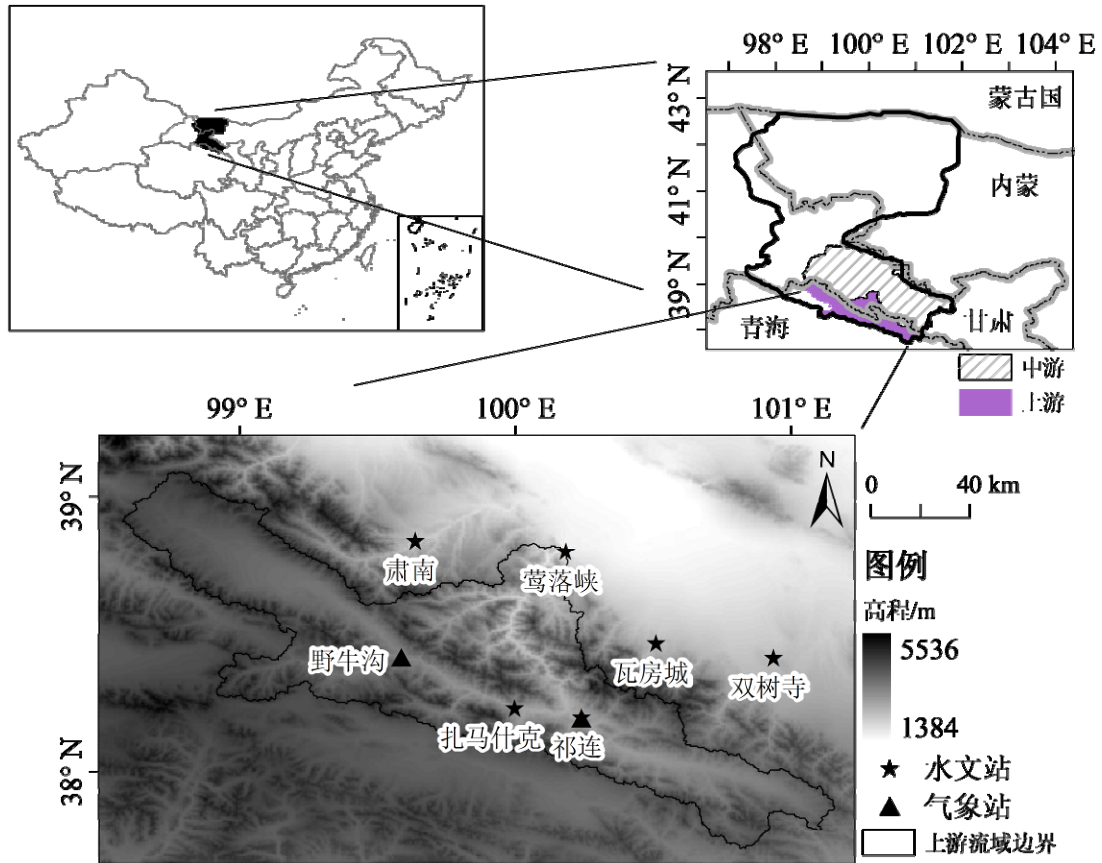


图 2-1 黑河流域位置及上游附近站点分布图

2.2 气象驱动数据集

2.2.1 WRF 数据

“黑河流域 2000-2012 年大气驱动数据集”（简称 WRF 数据），是指利用区域气候模式 Weather Research and Forecasting Model (WRF, <http://wrf-model.org/index.php>)在该区域模拟得到的气象数据。该模式是一个中尺度天气预报模式，其在黑河流域气象数据的模拟工作总结在文献[65]，模拟过程中的主要的物理过程参数设置如表 2-1 所示。

表 2-1 WRF 模式物理过程配置方案[65]

物理过程	水平维数	时间间隔	微物理过程	积云方案	PBL	辐射方案	陆面过程	初始场和边界条件	投影方式
参数配置	100×1 20	30sec	Lin et al 方案	Kain-Fr itsch	YSU 方案	Dudhi a 方案	Noah LSM	NCEP/FN L	Lamb ert

WRF 数据的空间分辨率为 $5\text{km} \times 5\text{km}$ ，时间分辨率为 1 小时，包含的气候要素有：降水、气温、辐射、湿度、气压、和风速。

2.2.2 ITP 数据

本文 ITP 数据全称为“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”[66-67]，是中国科学院青藏高原研究所阳坤及其团队开发的一套近地面气象与环境要素再分析数据集。该数据集是以国际上现有的 Princeton 再分析资料、GLDAS 资料、GEWEX-SRB 辐射资料，以及 TRMM 降水资料为背景场，融合了中国气象局(CMA)常规气象观测数据制作而成。其时间分辨率为 3 小时，水平空间分辨率 0.1° ，包含近地面气温、近地面气压、近地面空气比湿、近地面全风速、地面向下短波辐射、地面向下长波辐射、地面降水率，共 7 个要素（变量）。可以在寒区旱区科学数据中心(<http://westdc.westgis.ac.cn/>)免费下载到该数据集。

2.3 径流

自 2000 年后，黑河流域上游出山口莺落峡以上建立了许多水库（如图 2-2 黑河上游水库图 2-2），为了使用流域出口径流量作为模型校准的观测数据，需要获得自然条件下的径流过程线，也就是需要进行径流还原，以消除水库的影响。文献[68]参考胡兴林等人[69]的方法，使用 2000 年前莺落峡站径流记录作为方程的因变量，以上游未受影响地区的径流记录，即札马什克和祁连山站的径流记录，以及流域出口所控制流域上的平均降雨量为自变量，用逐步回归的方法建立了回归方程，利用 1990~2009 年 20 年的观测资料还原了 2000 年以后的出山口径流量，结果如图 2-3、图 2-4。其在 1990~1999 年间，各年误差总是在 $-50 \sim 50 \text{ m}^3/\text{s}$ 的范围内，说明回归效果良好。

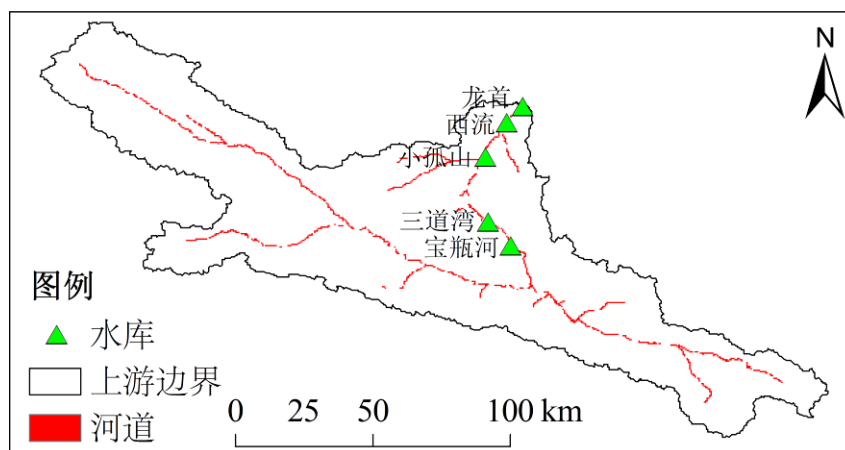


图 2-2 黑河上游水库

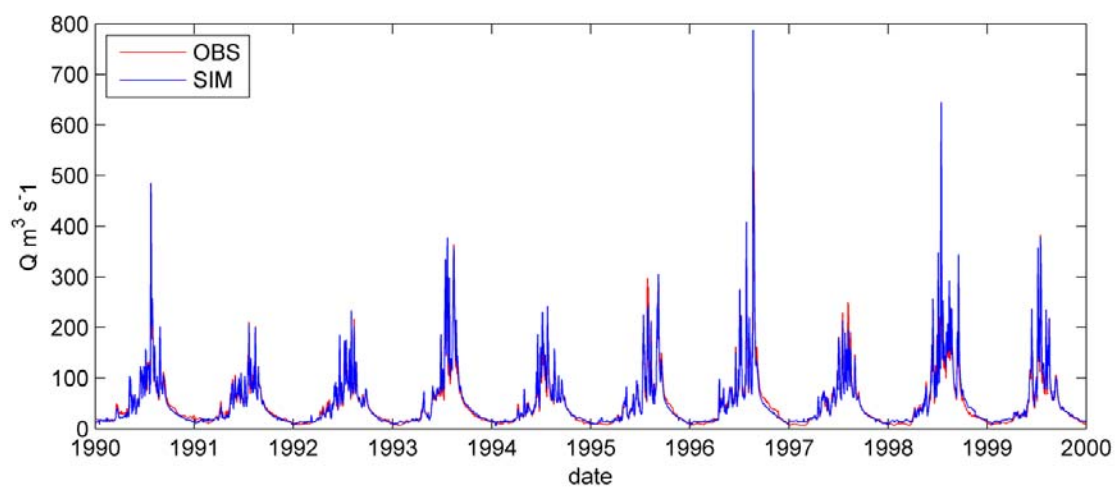


图 2-3 1990~1999 年间，还原和观测结果比较[68]

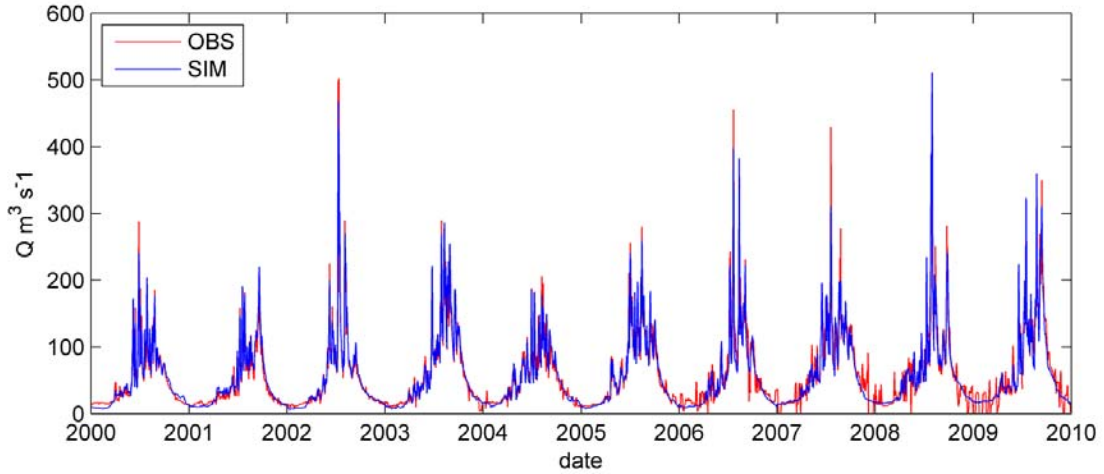


图 2-4 2000~2009 年间，还原径流和观测结果比较[68]

2.4 验证数据

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所遥感与地理信息科学研究所西部行动计划项目“黑河流域遥感—地面观测同步试验与综合模拟平台建设”为主要依托，在黑河上中游开展了一系列的科学野外观测，建立了多个气象水文通量观测站点，整理后的观测数据均上传至中国西部环境与生态科学数据中心 (<http://westdc.westgis.ac.cn/>)。在黑河流域上游，有三个观测站，分别是阿柔冻融观测站、冰沟寒区水文气象观测站、大冬树垭口积雪观测站（如图 2-5，图 2-6），具体介绍如下。

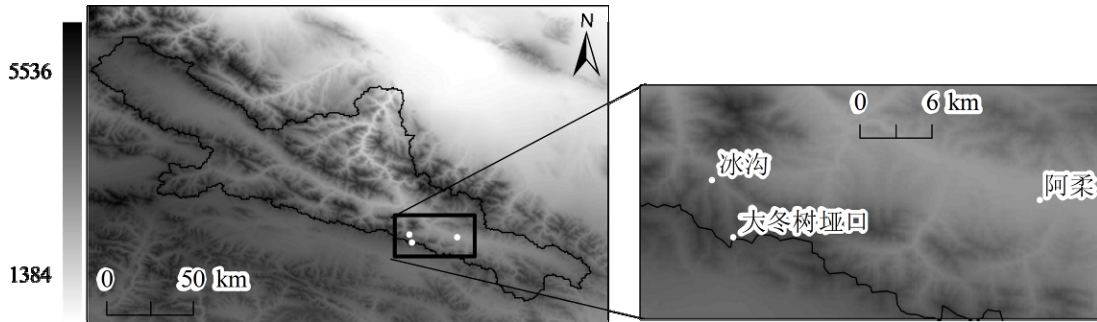


图 2-5 黑河上游水文气象通量观测站点及位置



图 2-6 观测站点实际景观，依次为阿柔、冰沟、大冬树垭口

2.4.1 阿柔冻融观测站

阿柔冻融观测站位于青海省祁连县中东部地区的阿柔乡草大板村瓦王滩牧场，试验场周围地势相对平坦开阔，自东南向西北略有倾斜下降，南北两侧约 3km 外是连绵的山丘和高山。观测点的经纬度为(100.467° E, 38.05° N)，海拔高度为 3032.8m。瓦王滩牧场是当地牧民的牧场，夏季牧草长势良好，植被高度在 20-30cm 之间，种类单一。在该站点同时有自动气象站和涡动观测，观测项目有：大气风温湿梯度观测（2m & 10 m）、气压、降水、辐射四分量、多层土壤温湿度及土壤热通量和涡动相关通量观测。

2.4.2 冰沟寒区水文气象观测站

该站点是典型高山草甸（河滩地），站点位于青海省祁连县南部，黑河上游冰沟子流域的河谷谷地内，东西两侧是连绵的山丘和高山，场地四周相对较为平坦，地表为稀疏草地和河床碎石的混合。观测点的经纬度为（100.217° E, 38.06° N, ），海拔高度为 3472m。观测项目有：大气风温湿梯度观测（2m & 10 m）、气压、降水、辐射四分量、多层土壤温湿度及土壤热通量。

2.4.3 大冬树垭口积雪观测站

该站点位于青海省祁连县南部地区，观测场建在黑河上游大冬树山垭口东侧的高地上，试验场周围地势相对平坦开阔，自东南向西北略有倾斜下降，大冬树山垭口的地表由高寒草甸和块石构成，秋、冬、春季常被积雪覆盖，是一个比较理想的积雪观测站。观测点的经纬度为（38.017° N, 100.233° E），海拔高度为 4146.8m，观测项目有：大气风温湿梯度观测（2m & 10m）、气压、雨雪量计雪深、辐射四分量、多层土壤温湿度及土壤热通量。

三个站点验证数据的时间范围及土壤温度、湿度观测深度如表 2-2 所示。

表 2-2 验证数据列表

	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	土壤热流观测深度
阿柔	2008/01/01~2009/04/06	2008/06/06~2009/11/25 2010/01/01~2010/11/3	无	0.1m,0.2m,	0.05m, 0.15m
	2009/04/14~2009/12/26			0.4m,0.8m,	
	2009/12/28~2009/12/31			1.2m,1.6m	
冰沟	2008/03/17~2009/01/21	无	无	0.05m,0.1m	0.05m, 0.15m
	2009/02/04~2009/08/26			,0.2m,0.4m, 0.8m,1.2m	
大冬 树垭 口	2007/11/01~2007/12/19	无	有	0.05m,0.1m	0.05m, 0.15m
	2007/12/22~2008/03/21			,0.2m,0.4m, 0.8m,1.2m	
	2008/03/24~2009/05/23				
	2009/05/30~2009/07/17				

2.5 小结

本章主要介绍了研究区的地理位置、水文气候条件，并介绍了国内覆盖研究区的两套高分辨率气象驱动数据集。同时说明了受到水库影响的径流过程还原方法，最后，对在黑河流域上游内三个气象观测站点及可利用数据进行了介绍。

3 气象驱动数据精度评判

流域水文过程受土壤、大气、生物等多种因素影响，利用陆面过程模型进行模拟是一种研究流域水文过程的有效手段，陆面过程模型需要的气象驱动数据一般包括：气温、降水、气压、风场、辐射、和空气湿度，相比较平坦地区，在山区流域运用陆面过程模型进行水文过程模拟的最大挑战在于数据，气象和径流资料的不足极大地制约着山区流域的水文模拟[1]。目前解决气象数据不足的问题主要采取的方法有：空间插值、直接使用再分析资料、动力降尺度方法、统计降尺度方法、和多元信息融合五种[70]。这五种方法各有特点，已有研究表明[71-74]，不同方法，甚至同一方法得到的数据在不同的区域准确性存在较大差别。

目前，国内公开发布的覆盖黑河流域上游的高精度陆面过程驱动数据有两套，即“中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集”（简称 ITP 数据）和“黑河流域 2000~2012 年大气驱动数据集”（简称 WRF 数据），WRF 数据通过 WRF 模式产生。WRF 模式是一用来进行实际预报和大气研究的中尺度天气预报系统[75]，关于其数据的准确性已经较多研究[76-78]，Argueso et al[76]研究指出，WRF 虽然存在误差，尤其在春季，但能够合理的模拟西班牙降雨的时间和空间分布，可以作为一个有效的工具来获得高分辨率的气象数据，Caldwell et al[77]研究指出在加利福尼亚 WRF 对迎风坡的降雨模拟偏高，但是对气温模拟比较准确，Zhang et al[78] 研究指出在美国太平洋西北地区 WRF 最高气温数据在春夏季节偏低，在秋冬季节偏高，降雨数据在冬春季节有较大偏差。WRF 模式在黑河流域也有应用[79]，潘小多[65, 80]指出，在黑河流域，WRF 模式得到的气温、气压和相对湿度都比较可信，降雨数据与观测差别较大。ITP 数据是融合多种数据源，最近公布的一套陆面过程驱动数据，专门针对我国，具有分辨率高，时间序列长的特点[66-67]。文献[64] 指出，无论模型对陆面过程的描述、边界条件、及初始条件如何精确，如果驱动数据不准确，模型不会产生准确的结果。因此，在使用之前对数据的可靠性进行一个全面的评价是很有必要的，但是目前没有对这两套数据在黑河流域上游地区的准确性进行评判。

3.1 精度评判方法

陆面过程模型气象驱动数据包括的变量不止一个，限于观测资料等条件，对所有变量进行精度评判难度很大，现有文献对气象数据的精度评判主要是针对降雨。文献[81]把 TMPA 降雨数据和巴厘岛（印尼）三个站点的观测降雨数据分别进行了日、月两种不同尺度的精度评判，该文献采用统计分析的方法，以相关系数、平均偏差、均方根误差、和平均绝对误差为指标，研究发现在月尺度上两来源数据相似关系很好，但是在日尺度上相似关系较差，并指出 TMPA 数据在一定程度上，特别是月尺度上，可以代替站点观测数据。文献[72]采用一个标定的分布式水文模型，分别以不同的降雨数据作为输入，通过对模型模拟径流过程的精度评判，反映了在科布堡(Fort Cobb) 流域 NEXRAD 降雨、TMPA 降雨、PERSIANN-CCS 降雨、和雨量站观测降雨的准确性。文献[71]采用三种不同的空间度量指标：科恩 Kappa 系数、预测质量指数(FQI)、和基于位移的预测质量度量(FQM)对 NEXRAD 和 NLDAS 降雨数据在 Ohio 河流域一个子流域的时尺度和日尺度在空间上的准确性进行了评价，指出这两来源数据相差很大，并分析了造成差异的可能原因。

由于气象数据受到多种因素的影响，因此其时间序列过程是一个复杂的过程，正如文献[71]指出，采用单一的方面不能充分地、合理地评价及揭示气象数据的特点和规律。因此在评价时需要从多个方面，更多的揭示数据规律，将传统统计指标和其他一些方法结合，对数据进行精度评判。本文用三种不同的方法从三个不同的侧面对前面数据精度进行评判。

3.1.1 统计方法

前面提到的相关系数、平均偏差等，这些指标属于传统的统计指标，它们虽然简单，但是能够比较直观的揭示数据的变化趋势，分布等特点。统计方法有多种统计指标可以表示观测数据和待验证数据之间的关系，本文选用水文模型上常用检验模型模拟效果的指标，Nash-Sutcliffe 效率系数 (NSE) 作为一个统计指标，描述观测数据和待验证数据之间的接近程度，另外选取相关系数 (PCC) 来作为另外一个统计指标，具体计算公式如下：

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

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

其中, Q_{obs} 表示观测值, Q_{sim} 表示模拟值 (本文指 ITP 数据或者 WRF 数据), \bar{Q} 表示平均值, i 表示时间, 从 1, 2, ..., N

3.1.2 小波分析方法

由于能够清楚的描述非平稳时间序列的时间和空间上的局部特性[82], 小波分析是一种对时间序列进行分析的有效的方法, 目前在水文学及地球科学上有广泛的应用[83]。文献[84]研究了基于小波分析的不同时间尺度下水文时间序列复杂性判断的影响因素, 文献[85]以厄尔尼诺海面温度数据为例, 详细的描述了小波分析在地球科学时间序列数据分析中应用的步骤及进行显著性检验的方法。在模拟数据和观测数据的相似性比较中, 如果能够引入小波分析, 则基于不同的空间尺度分析, 可以比较原始数据在不同频率之上表现出的相似性[86], 这样, 较传统方法而言, 就能揭示数据本身更多的信息。

小波分析是对时间序列使用窗口分析技术, 即用长时间窗口分析低频信息, 短时间窗口分析高频信息。小波分析把小波基函数 $\psi(t)$ 在做位移 τ 后, 再在不同尺度 s 下对分析时间信号做内积。连续小波变换的公式如下[87]:

$$X_{WT}(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \int x(t) \cdot \psi^* \left(\frac{t-\tau}{s} \right) dt \quad (3)$$

其中, $x(t)$ 是要进行分析的信号, $\psi(t)$ 叫做母小波或者基函数, s 是尺度, τ 是指位移, $(*)$ 表示复共轭。

离散小波变换需要较少的计算时间和资源, 较连续小波容易实现。离散小波变换依次通过离散时域信号的低频和高频滤波来计算, 本文在计算的时候选

取层数为 4，小波函数选用 db4，原始数据就可以分解为 4 个细节层和一个主要层。图 3-1 是一个对祁连站点的降水观测数据进行小波变换后的结果，Original 表示原始数据，a4 表示低频部分，d1,..., d4 表示高频部分。

本文首先对数据序列进行小波变换，之后再在时域上对各个不同频域的数据进行比较，以评判 ITP 数据和 WRF 数据在不同频域上的精度。在各个频域的比较指标选择 Nash-Sutcliffe 效率系数 (NSE) 和相关系数 (PCC) 作为相似性评价的指标。

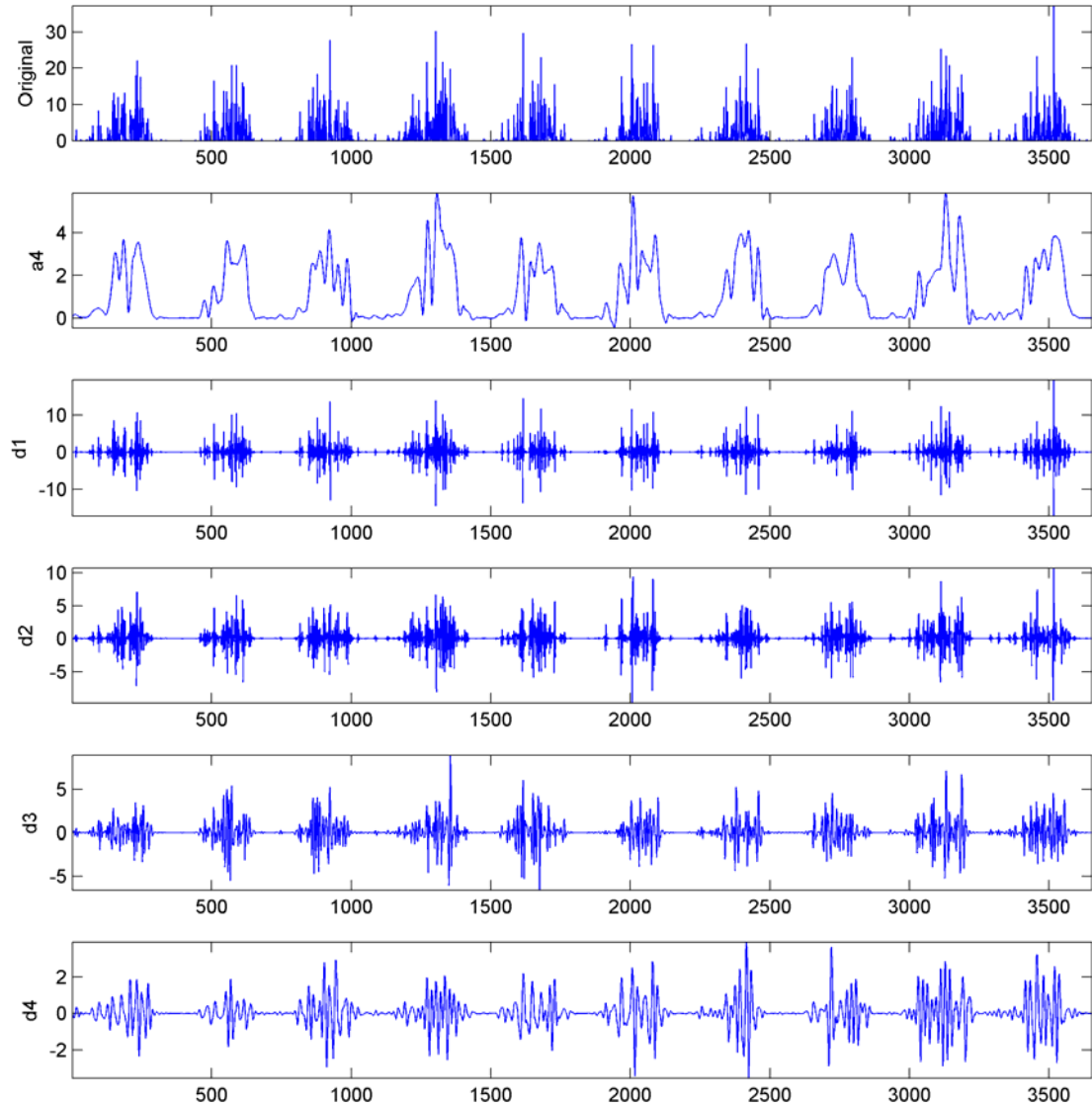


图 3-1 原始数据小波变换后的各个频率细节 (小波函数 db4, 层级 4)

3.1.3 多尺度熵方法

熵, 18 世纪 50 年代起源于热力学, 18 世纪 70 年代由 Ludwig Boltzmann 引入统计学, 是一种对数据不确定性或者随机性 (disorder) 进行衡量的指标, 通常认为, 不确定性越高, 熵越大。由于传统的熵计算方法只能或者一个尺度的熵信息, 因此, 当时间序列包含有多个时间或者空间尺度时, 用传统的计算方法就会导致得出错误的结论[88-90]。Madalena Costa et al 提出了多尺度熵方法[88, 91], 其思想来源于两个方面, 一方面是 Zhang et al[89, 92]提出的对物理系统产生的时间序列考虑多个时间尺度所包含的信息的方法, 另外一方面是样本熵[93-94]的计算方法。Zhang et al 的方法用到了 shannon 熵的定义, 因此需要大量且没有或者几乎没有噪声的数据, 在实际中难以应用, Costa et al 用样本熵算法替换了 shannon 熵算法, 样本熵是近似熵[95]的改进, 属无偏估计。多尺度熵方法是一种新的时间序列分析方法, 既不基于随机性, 也不基于确定性, 而是通过分析比较时间序列的复杂度来对时间序列的信息进行反映。目前, 多尺度熵方法在医学领域已经有广泛的应用[96-97], 也有学者对多尺度熵方法在水文变量时间序列上进行了应用, 如, 文章[98]用多尺度熵方法对密西西比河流域 1873~2004 年间 131 年以来的日径流进行了分析, 得出从 19 世纪 40 年代开始, 该流域由于受到土地利用和土地覆盖的变化复杂性降低, 文章[99-100]利用多尺度熵方法对中国两个流域的长序列径流进行了分析, 研究了水库对径流的影响, 文章[101]对降雨用多尺度熵方法进行了分析。

多尺度熵的计算包括两个步骤:

(1) 对原始时间序列进行“粗粒化”(Coarse-graining)。

原始时间序列 $\{x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_N\}$, 其“粗粒化”的计算公式为:

$$y_j^{(\tau)} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=(j-1)\tau+1}^{j\tau} x_i, \quad 1 \leq j \leq N/\tau \quad (4)$$

式中, τ 为尺度因子。当尺度因子等于 1 的时候, “粗粒化”后序列就是原始序列。粗粒化后序列的长度等于原始序列的长度除以尺度因子。

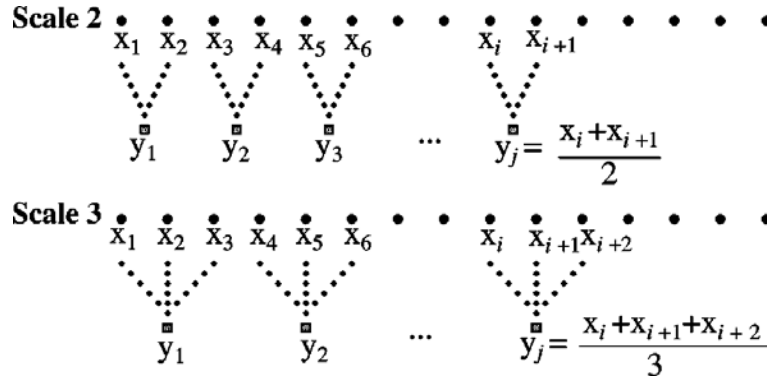


图 3-2 “粗粒化”过程示意图[88]

(2) 计算每一个“粗粒化”后时间序列的样本熵[94]:

$$S_E(m, r, N) = -\ln\left(\frac{\sum_{i=1}^{N-m} n_i^{m+1}}{\sum_{i=1}^{N-m} n_i^m}\right) \quad (5)$$

式中， n_i^m 和 n_i^{m+1} 表示在“粗”时间序列中与长度为 m 和 $m+1$ 的模板在容差标准 r 内匹配的后续子序列个数。

在计算样本熵时，模板长度 m 和容差标准 r 的选择根据时间序列的长度选择 [102]，通常取 $m=2$ ， $r=(0.1\sim 0.2)$ 。容差 $=r \times SD$ ， SD 是原始时间序列的标准误差。在本文的计算中，选择 $m=2$ ， $r=0.15$ ， $\tau=1\sim 30$ 。

本文对 ITP、WRF 及观测数据采用多尺度熵方法获得每个数据序列在不同的尺度下的样本熵值，然后通过比较样本熵值序列之间的相似性来判断原数据序列所描述系统的相似性。用秩和假设检验来衡量相似性，即样本熵序列是否来自于同一个系统。秩和检验是一种非参数统计检验方法，用来从两个非正态总体中所得到的两个样本之间的比较，其零假设为两个样本来自于同一总体。

3.1.4 小结

统计方法、小波分析和多尺度熵在时间序列的分析与处理方面都有应用，限于各自能够揭示数据的某一方面特点，本文同时采用这三个方法对黑河流域上游现有的两套陆面过程模型气象驱动数据与站点观测值进行评判，来分析说明这两套数据集在黑河上游的精度及特点。

3.2 数据处理

限于观测数据，对 WRF 和 ITP 两套数据集的精度进行评判的变量仅包括降

水和气温。在数据评判观测站点选取时，本文选取了 6 个水文站，其中流域内 3 个，包括扎马什克、祁连、莺落峡，流域外 6 个，包括肃南、瓦房城、双树寺，均有逐日降水观测数据，观测时间从 1990 年 1 月 1 日到 2009 年 12 月 31 日，选取气象观测站 2 个，均在流域内，包括野牛沟和祁连，可获得的观测数据是气温，时间从 2000 年 1 月 1 日到 2008 年 12 月 31 日。

3.2.1 MicroMet 插值

ITP 数据的空间分辨率为 0.1° ，WRF 数据集的空间分辨率是 5km，本文后面的数据评判需要建立在两套数据集分辨率均为 5km 的基础之上。为此，首先利用 MicroMet 插值方法[103]对 ITP 数据进行插值降尺度处理，得到空间分辨率为 5km 的 ITP 数据集。

3.2.1.1 MicroMet 简介

MicroMet 是一种复杂度适中，基于半物理理论的气象模型，主要用来为陆面过程模型提供高分辨率的气象驱动数据[103]。一般而言，气温、相对湿度、风速、风向、向下短波辐射、向下长波辐射、气压、降水这 8 个物理量是陆面过程模型所需的驱动数据。为了在空间上获得这些驱动数据，MicroMet 假设气温、相对湿度、风速、风向、降水 5 个变量中在研究区内每一个时间步长至少有一个是已知的，这些数据主要是从气象站点获得。MicroMet 包含一个前处理部分来分析气象数据，然后判断并修正可能的错误，同时对缺失数据进行补充。为了获得分布式的气象数据场，利用 Barnes 目标分析法[104]完成空间插值，然后用已知的气温—高程，风向—地形，湿度—云量，及辐射—云—地形之间的关系对插值结果进行校正。

3.2.1.2 插值流程

ITP 数据集的数据以 netcdf 格式贮存，并且是全国区域，地理坐标系统，需要先在数据集中提取黑河流域的数据，并进行格式和坐标转换。图 3-3 是从 ITP 数据开始到 MicroMet 进行插值，再到裁切、时区转换的完整过程。

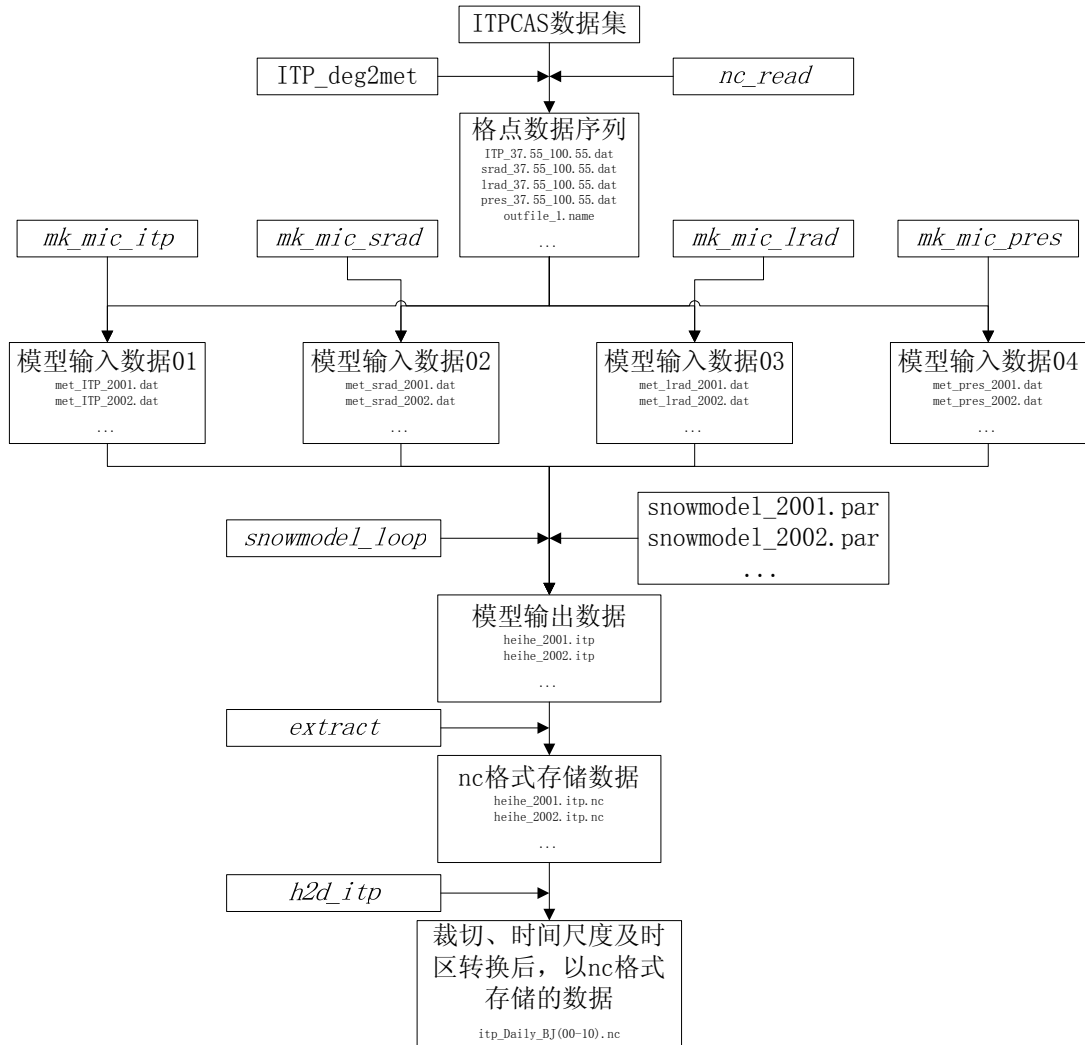


图 3-3 ITP 数据 MicroMet 插值流程图

在该流程图中，方框内斜体表示函数名称，snowmodel_loop 指 MicroMet，其余均是作者自己编写的 Fortran 代码。函数具体的功能见表 3-1。

表 3-1 函数功能列表

函数名称	功能
nc_read	将 ITP 数据集中 nc 存储格式转换为文本形式, 每个网格的数据存在同一文本
mk_mic_itp	将文本形式的数据转换到模型输入数据, 包括气温、降水、风速、湿度
mk_mic_srad	将文本形式的数据转换到模型输入数据, 包括短波辐射
mk_mic_lrad	将文本形式的数据转换到模型输入数据, 包括长波辐射
mk_mic_pres	将文本形式的数据转换到模型输入数据, 包括气压
snowmodel_loop	MicroMet 模型, 在原来基础上增加了循环读取数据功能
extract	将 MicroMet 模型得到的输出结果进行提取, 并转换存储格式为 nc, 每年一个文件
h2d_itp	将 extract 得到的 nc 格式数据进行时间尺度、时区转换, 所有年份存在一个 nc 文件内

使用 MicroMet 插值时, snowmodel_2001.par 等是参数配置文件, 主要配置参数如表 3-2 所示。本文用该模型对空间分辨率为 0.1° 的 ITP 数据集 (以下简称 ITP-10) 进行空间降尺度, 生成了一套空间分辨率为 5km 的 ITP 数据集 (以下简称 ITP-5)。

表 3-2 MicroMet 插值配置文件主要参数

配置文件中名称	意义
nx,ny	计算区域内网格的行数和列数
deltax, deltay	计算区域网格纵向和横向分辨率(m)
xmn,ymn	计算区域左下角坐标(m)
dt	时间步长(s)
iyear_init	起始年份
imonth_init	起始月份
iday_init	起始日
xhour_init	起始时
max_iter	总共输入的时间个数
topo_ascii_fname	DEM 文件及位置
veg_ascii_fname	植被文件及位置
snowtran_output_frame	输出文件及位置

3.2.1.3 插值结果验证

为了检验降尺度之后 ITP 数据集的精度有无显著变化, 选取了黑河流域上

游内的四个站点进行验证，由于观测资料限制，在这四个站点中有降水观测资料的是：祁连、莺落峡和扎马什克，有气温观测的站点是祁连和野牛沟，观测资料的最小时间分辨率为一日，分别评判了日尺度和月尺度上 ITP-10 和 ITP-5 数据集中与这四个站点对应的降水和气温。验证时选取的指标为 Nash-Sutcliffe 效率系数和相关系数，验证结果如下表所示。

表 3-3 ITP-10 和 ITP-5 数据集比较（逐日，降水 2000-2009，气温 2000-2008）

	祁连 (降水)	莺落峡 (降水)	扎马什克 (降水)	祁连 (气温)	野牛沟 (气温)
NSE_5^*	0.32	0.29	0.29	0.96	0.99
NSE_{10}	0.34	0.30	0.30	0.96	0.99
PCC_5	0.58	0.57	0.55	1.00	0.99
PCC_{10}	0.75	0.67	0.38	1.00	0.99

* PCC_{10} , NSE_{10} 表示 ITP-10 和观测数据的比较, PCC_5 , NSE_5 表示 ITP-5 和观测数据的比较。

表 3-4 ITP-10 和 ITP-5 数据集比较（逐月，降水 2000-2009，气温 2000-2008）

	祁连 (降水)	莺落峡 (降水)	扎马什克 (降水)	祁连 (气温)	野牛沟 (气温)
NSE_5^*	0.96	0.78	0.73	0.97	0.97
NSE_{10}	0.94	0.74	0.76	0.97	1.00
PCC_5	0.99	0.90	0.95	1.00	1.00
PCC_{10}	0.99	0.92	0.96	1.00	1.00

* PCC_{10} , NSE_{10} 表示 ITP-10 和观测数据的比较, PCC_5 , NSE_5 表示 ITP-5 和观测数据的比较。

从表 3-3 和表 3-4 可以看出，和观测数据比较，不论是 Nash-Sutcliffe 效率系数还是相关系数，ITP-10 和 ITP-5 基本保持一致，从而说明采用 MicroMet 插值并没有使得 ITP 数据集的精度有显著变化，这能保证本文后面的比较结果可以从 ITP-5 数据集推广到 ITP-10 数据集。

3.3 数据精度评判

3.3.1 逐日评判

WRF 数据和 ITP 数据的时间范围从 2000 年 1 月 1 日到 2010 年 12 月 31 日，水文站点的降水观测数据截止于 2009 年 12 月 31 日，气象站点的气温观测资料截止于 2008 年 12 月 31 日，因此在后面的数据评判中降水从 2000 年 1 月 1 日

到 2009 年 12 月 31 日，气温从 2000 年 1 月 1 日到 2008 年 12 月 31 日。

分别计算研究区内 6 个水文站和 2 个气象站的 ITP-5 数据、WRF 数据与观测数据评判时的统计指标，如表 3-5 所示。

表 3-5 WRF、ITP-5 与观测数据的统计方法评判结果（逐日）

	祁连 降水	莺落峡 降水	扎马什克 降水	肃南 降水	瓦房城 降水	双树寺 降水	祁连 气温	野牛沟 气温
NSE_{wrf}^*	-0.66	-0.16	-0.97	-0.27	0.02	-0.13	0.94	0.93
NSE_{itp}	0.32	0.29	0.29	0.24	0.21	0.23	0.96	0.99
PCC_{wrf}	0.51	0.51	0.25	0.56	0.55	0.49	0.98	0.97
PCC_{itp}	0.58	0.57	0.55	0.56	0.46	0.51	1.00	1.00

* PCC_{wrf} , NSE_{wrf} 表示 WRF 数据和观测数据的评判, PCC_{itp} , NSE_{itp} 表示 ITP-5 数据和观测数据的评判。

从表 3-5 可以看出,在降水的评判中,ITP-5 数据和观测数据的 Nash-Sutcliffe 效率系数都明显高于 WRF 数据, ITP-5 数据和观测数据的相关系数也略高于 WRF 数据集,但是基本相当。从这两个统计指标来看,在所有站点降水的评判中 WRF 数据的精度均低于 ITP-5 数据。在气温的评判中,可以看到在所有站点 WRF 数据和 ITP-5 数据与观测数据比较的两个统计指标均很高 (>0.9),并且精度相当。

对三个数据分别作小波变换(小波函数选用 db4,层级为 4),得到 1 个低频时间序列和 4 个高频时间序列,分别把 ITP-5 数据和 WRF 数据的低频和高频序列和观测数据对应的低频和高频部分比较,根据统计指标计算其相似程度,计算结果如图 3-4。从图示结果可以看出,对降水数据而言,经过小波变换后的低频和高频部分与观测数据比较得到的 Nash-Sutcliffe 效率系数和相关系数 ITP-5 数据均高于 WRF 数据,反映出 ITP-5 数据和观测数据的接近程度高于 WRF 数据和观测数据。对气温数据而言,经过小波变换后,ITP-5 和 WRF 数据与观测数据的低频部分基本一样,但是高频部分 ITP-5 数据和观测数据的评判结果显示其指标高于 WRF 数据和观测数据的评判结果。

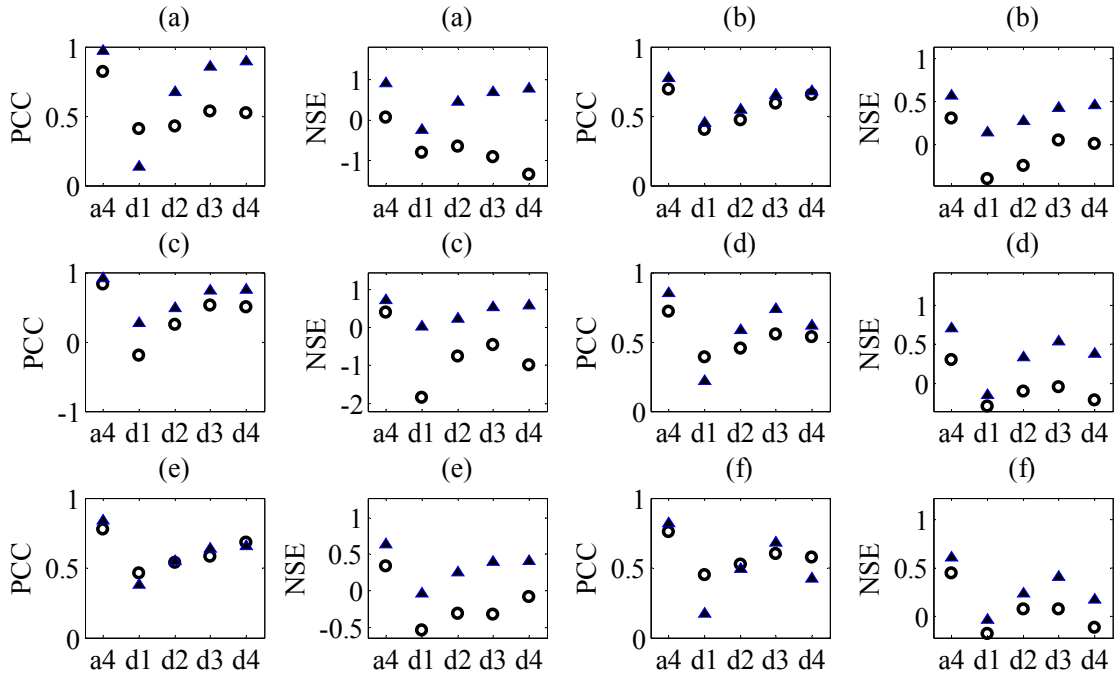


图 3-4 小波变换后 WRF、ITP-5 与观测数据对应层级比较 (逐日, 降水, ▲表示 ITP, ○表示 WRF) (a) 祁连, (b) 莺落峡, (c) 扎马什克, (d) 双树寺, (e) 肃南, (f) 瓦房城

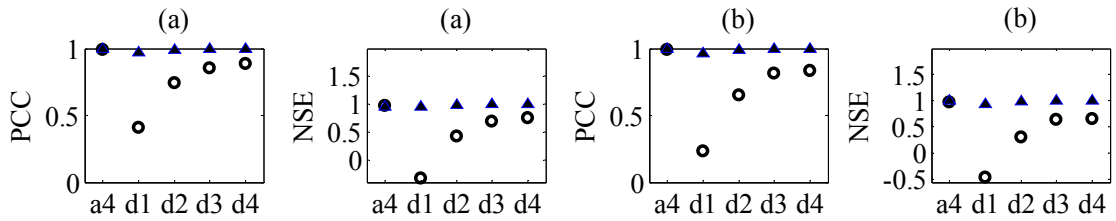


图 3-5 小波变换后 WRF、ITP-5 与观测数据对应层级比较 (逐日, 气温, ▲表示 ITP, ○表示 WRF) (a) 祁连, (b) 野牛沟

为了研究小波变换之后 ITP-5 和 WRF 数据主要部分和细节部分差别, 本文统计了各个站点 ITP-5 和 WRF 降水数据与观测值比较时主要部分统计指标之差和细节部分统计指标之差的比率, 具体计算:

$$ratio_i = \frac{a_{itp} - a_{wrf}}{d_{i,itp} - d_{i,wrf}} \quad (6)$$

其中, $i=1\sim 4$, 表示小波变换后不同的层级, a 表示低频部分, 包含主要信息, d 表示高频部分, 包含细节信息。

对相关系数和 Nash-Sutcliffe 效率系数分别应用式(6)计算, 结果如图 3-6。图 3-6 中, 纵坐标表示主要部分和四个细节部分比率, 横坐标表示各个站点, 从 1-6 依次为祁连、莺落峡、扎马什克、肃南、瓦房城和双树寺, 第一行(圆圈)表示 ITP-5 和 WRF 与观测数据比较时相关系数之差的比率, 第二行(星号)表示 ITP-5 和 WRF 与观测数据比较时 Nash-Sutcliffe 效率系数之差的比率, 图中两条黑色虚线表示区间 $(-1,1)$, 中间黑色点线表示 0 值的位置, 可以看出, 相关系数主要部分和次要部分的比率值分布比较随机, 但是 Nash-Sutcliffe 效率系数的分布有明显的规律, 基本全部落在区间 $(0,1)$ 之间, 这说明 ITP 和 WRF 降水数据与观测数据主要部分的差别小于次要部分, 且 ITP 降水数据的 Nash-Sutcliffe 效率系数要高于 WRF 降水数据。

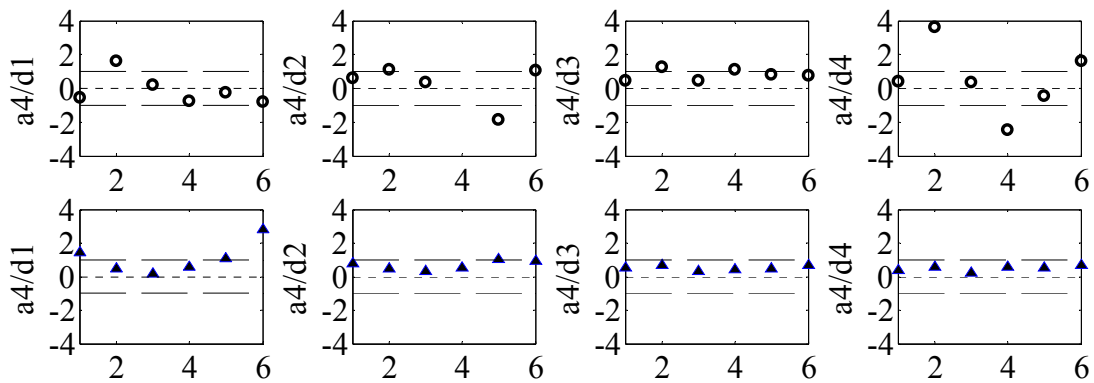


图 3-6 小波变换后各个站点降水数据低频部分和高频部分之比(○表示 PCC, ▲表示 NSE)

3.3.2 逐月评判

根据前面用两种方法在日尺度上对 WRF 和 ITP-5 数据集的评判, 可以看到 ITP-5 数据集的精度高于 WRF 数据集, 为了更多的了解这两套数据集的特点, 本文利用上述站点处的观测值对这两套数据集在月尺度上进行了进一步评判, 仍然选取 Nash-Sutcliffe 效率系数和相关系数作为统计指标进行比较, 结果如表 3-6 所示。

表 3-6 WRF、ITP-5 与观测数据的统计方法比较结果（逐月）

	祁连 降水	莺落峡 降水	扎马什克 降水	肃南 降水	瓦房城 降水	双树寺 降水	祁连 气温	野牛沟 气温
NSE_{wrf}^*	0.12	0.44	0.48	0.45	0.58	0.47	0.97	0.97
NSE_{itp}	0.96	0.78	0.77	0.73	0.73	0.81	0.95	0.99
PCC_{wrf}	0.85	0.78	0.86	0.82	0.83	0.81	0.99	0.99
PCC_{itp}	0.99	0.90	0.95	0.90	0.90	0.91	1.00	1.00

* PCC_{wrf} , NSE_{wrf} 表示 WRF 数据和观测数据的比较, PCC_{itp} , NSE_{itp} 表示 ITP-5 数据和观测数据的比较。

从上表可以看出, 相比较逐日评判结果, WRF 和 ITP-5 两套数据集的降水数据在月尺度上两个统计指标明显提高。气温数据的两个统计指标也有提高, 但是由于在日尺度上其指标已经很高, 故在月尺度上提高幅度有限。

对 ITP-5 和 WRF 降水 and 气温数据进行小波变换, 由于月尺度上数据比较整齐, 小波变换时层级的选择不能太多, 经过比较, 对降水数据小波变换层级选择为 2, 对气温数据小波变换层级选择为 1, 图 3-8 是小波变换后 ITP-5 和 WRF 数据集和观测数据对应层级的比较结果。从图 3-8 可以看出, 降水数据和气温数据的主要部分都和观测值的主要部分接近, 尤其是气温数据, 两者基本一样, 但是细节部分差别较大, 尤其是降水数据的 Nash-Sutcliffe 效率系数。从这个结果可以得出, 在月尺度上, ITP-5 数据在这些站点的精度高于 WRF 数据。

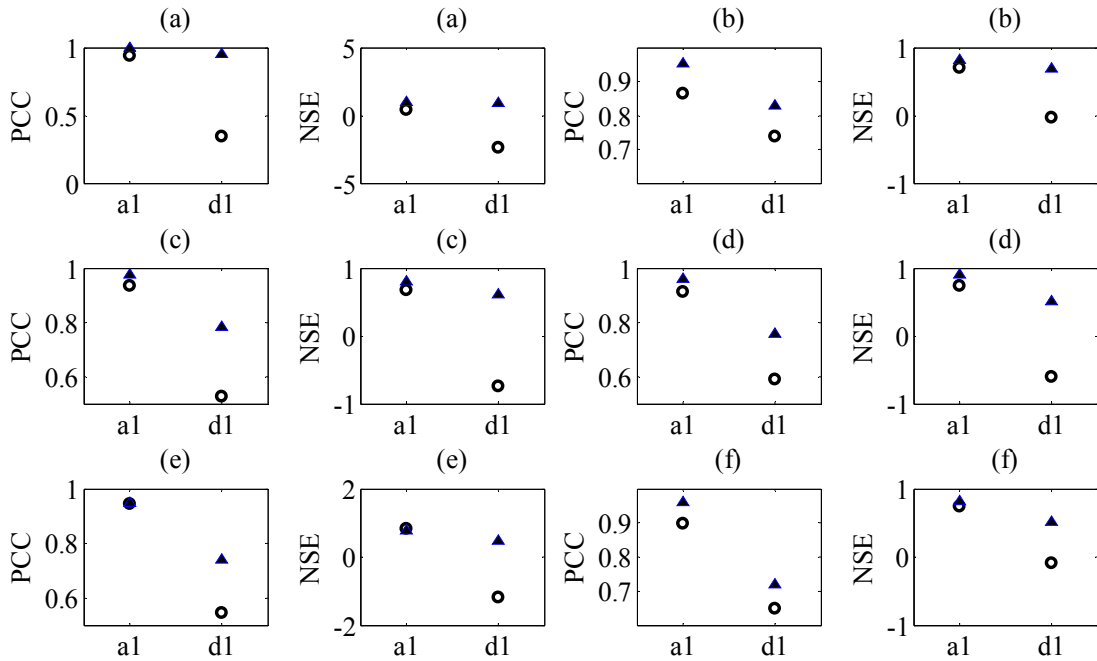


图 3-7 小波变换后的 WRF、ITP-5 与观测数据对应层级比较（逐月，降水，▲表示 ITP，○表示 WRF）(a) 祁连，(b) 莺落峡，(c) 扎马什克，(d) 双树寺，(e) 肃南，(f) 瓦房城

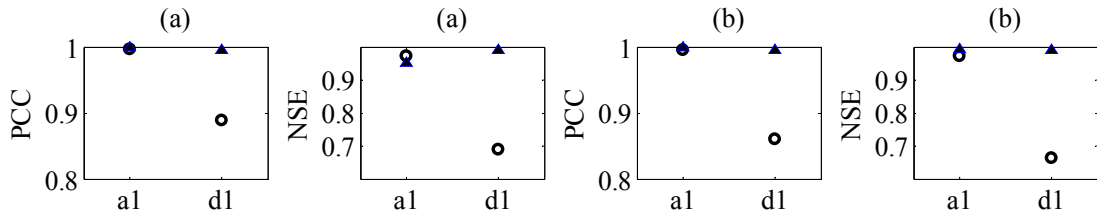


图 3-8 小波变换后的 WRF、ITP-5 与观测数据对应层级比较（逐月，气温，▲表示 ITP，○表示 WRF）(a) 祁连，(b) 野牛沟

3.3.3 多尺度熵方法

多尺度熵的方法能够衡量时间序列所代表的系统其复杂性，就 ITP 数据和 WRF 数据的降水、气温数据而言，其数据描述的复杂性和观测值描述的复杂性越接近，则数据在该方面的质量就较高。表 3-5 列出的在黑河流域上游及附近站点数据样本熵随时间尺度的变化如图 3-10 所示。

可以看出，降水数据的样本熵随着尺度的增多一直在增大，在肃南、瓦房城、双树寺，两个数据集的降水数据样本熵均和观测存在显著差异 ($p < 0.05$)，但是，相比较而言，WRF 要和观测接近一些。在莺落峡站，WRF 和观测数据显

著性相似 ($p>0.05$), 在祁连和扎马什克站, 两个数据集都和观测比较接近 ($p<0.05$), 但是, WRF 和观测的接近程度更高一些。总之, 从多尺度熵的角度来看, 在复杂性方面, WRF 数据比 ITP 数据更能代表黑河流域上游降水过程。但是气温数据正好相反, 其熵值随着尺度的增加一直在减小, 并且 ITP 数据比 WRF 数据更接近。

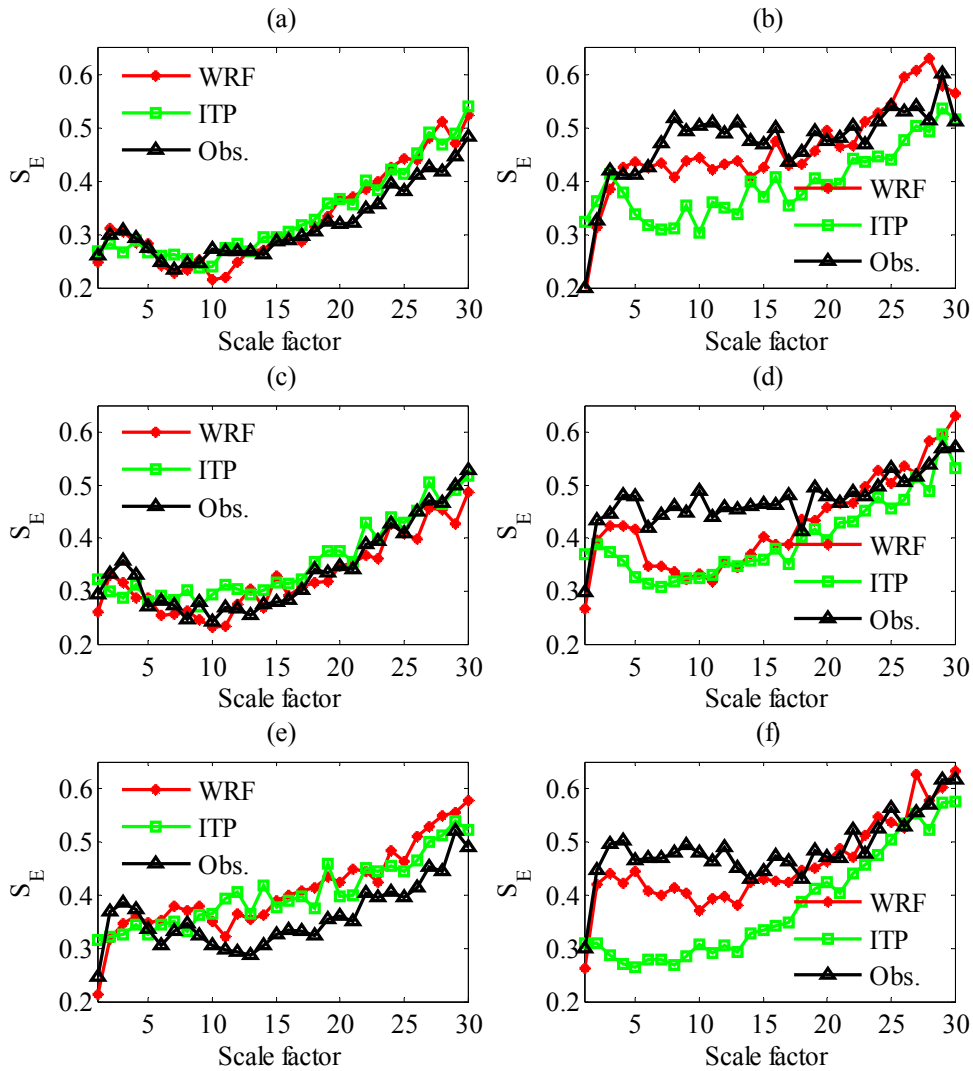


图 3-9 样本熵随时间尺度的变化 (降水), (a) 祁连, (b) 莺落峡, (c) 扎马什克, (d) 双树寺, (e) 肃南, (f) 瓦房城

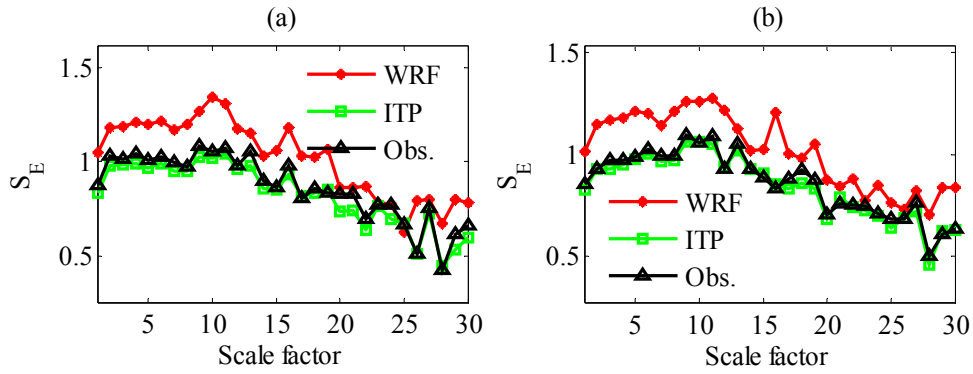


图 3-10 样本熵随时间尺度的变化 (气温), (a) 祁连, (b) 野牛沟

上面所示样本熵序列秩和检验之后其 p 值列表如下, $p(wrf)$ 表示在观测和 WRF 数据的样本熵序列在秩和检验时零假设, 即来自同一个样本, 成立的可能性, $p(itp)$ 表示 ITP 和观测数据的样本熵序列在秩和检验中零假设成立的可能性。

表 3-7 秩和检验 p 值列表

	祁连 降水	莺落峡 降水	扎马什克 降水	双树寺 降水	肃南 降水	瓦房城 降水	祁连 气温	野牛沟 气温
$p(itp)$	0.539	0	0.228	0	0.01	0	0.251	0.673
$p(wrf)$	0.853	0.171	0.63	0.014	0.006	0.014	0.003	0.001

3.4 讨论

从 WRF 降水数据与观测数据的统计方法比较结果 (表 3-5, 表 3-6) 可以看出, WRF 降水数据和观测降水的 Nash-Sutcliffe 效率系数很低, 反映出 WRF 降水数据精度较低, 但是它们之间的相关系数比较高, 尤其是月尺度上, 除去莺落峡站之外都大于 0.8, 这说明 WRF 降水数据能够在趋势变化上较好的描述实际情况, 但是在数量上差别较大。同时, 通过比较, 可以看到 WRF 数据在每年 7~8 月多次出现高于观测很多的降水, 这些降水事件会对大大降低 Nash-Sutcliffe 效率系数。

ITP-5 降水数据与观测数据的统计方法评判结果 (表 3-5, 表 3-6) 显示, ITP-5 降水数据在日尺度、月尺度上精度均高于 WRF, 这可能主要是因为 ITP 数据在生成的时候融合了国家气象站的观测值, 这使得其精度大大提高。从其统计指标的数量上可以看出, ITP-5 降水数据在趋势和数量上都能够比较好的和实际观测吻合。

在气温数据的比较中（表 3-5，表 3-6），可以看到 WRF 和 ITP-5 都和观测数据非常接近，两者的精度相当，也反映了 WRF 在黑河上游的气温数据准确度高于降水数据。

经过小波变换之后，数据分成主要部分和细节部分。从评判结果（图 3-4，图 3-8）可以看出，ITP-5 降水数据的主要部分、细节部分和观测数据相比时统计指标都高于 WRF，进一步根据差值比率图（图 3-6）发现 Nash-Sutcliffe 效率系数的比率基本在区间 $(1,-1)$ ，这说明和观测数据相比，ITP-5 和 WRF 的降水数据在主要部分的偏差要小于细节部分，比率值在 0 值线以上，因为在作图时用 ITP-5 减去 WRF，这进一步反映了 ITP-5 降水数据比 WRF 降水数据更接近观测。

ITP-5 和 WRF 气温数据在经过小波变换后，和观测数据比较（图 3-4，图 3-8），可以看到两不同来源数据主要部分重合，细节部分略有差异。本文评判的这两个站点是 ITP-10 数据在制作过程中融合的全中国气象站点，因此表现和观测很接近，同时，评判结果也说明了 WRF 气温数据的精度很高，和直接采用统计方法得到的结论一致。在月尺度上精度要高于日尺度，但是由于日尺度上气温数据精度已经很高，在月尺度上提高幅度有限。

但是采用多尺度熵的方法对降水数据评判得到的结果和统计方法及小波分析方法差别较大，从表 3-7 可以看出，如果从 1~30 天不同尺度的样本熵来评价，ITP 降水数据的精度基本上在所有的站点比 WRF 差，在祁连站的，ITP 融合了该站点的观测，因此样本熵和观测比较接近，但仍然比 WRF 差。采用多尺度熵方法对气温评判的结果和统计方法、小波方法的结论一样，但是我们并不能由此得到 ITP 气温数据的精度高，这是因为这两个站点都是国家气象站，ITP 数据融合了它们的观测值。WRF 气温数据数据的样本熵一直高于观测，由此我们得到其反映的系统的复杂性高于真实的天气系统。

在此，我们思考为什么多尺度熵方法的结论和统计方法及小波变换的方法结论不一致？由于多尺度熵的方法是从数据反映的系统的复杂性的角度来对数据的精度进行评价，它并不能衡量数据在数量大小上的差别，而统计方法和小波变换方法正好相反，它们是从数量大小的角度来评价数据的精度。如果两列数据不是完全重合，则多尺度熵方法就可能得出和统计方法及小波变换的方法

相反的结论。WRF 降水数据是 WRF 模型模拟得到，具有一定的物理基础，这些物理基础是人们对降水系统复杂性认识的基础上总结得到的，因此，用多尺度熵方法对其降水数据分析后得到其反映的系统复杂性和自然降水过程的系统复杂性比较接近，但是 ITP 数据只是融合了多种数据源，并不受降水的动力和热力条件约束，因此很难把握降水数据内在的规律。温度样本熵的变化规律和白噪声有点类似（白噪声的样本熵见文献[88]），都是一个随着尺度增多熵值下降的过程，但是在这里，WRF 模拟得到的气温数据代表的复杂性高于真实气温数据。

如果把降水、气温等数据用来驱动陆面过程模型，则应重点关注其数量上的大小，而不是其内在的规律，所以本文在后续工作中选用 ITP 数据作为陆面过程模型的驱动。

3.5 小结

本章首先介绍了黑河流域上游两套陆面过程模型气象驱动数据集，并较为详细的描述了采用 MicroMet 模型将 ITP 数据从 0.1° 降尺度到 5km 的基本流程。然后采用多种手段，从不同的方面对数据的精度进行了评判，由于观测资料限制，评判项目仅包括降水和气温两项。通过评判，可以比较客观的揭示这两套数据中数据的特点。本文后面要利用陆面过程模型，因此，本章给后面的工作奠定了很好的基础，使得后面可以合理的选取气象驱动数据集，减少选取数据集时的不确定性和随意性。

4 VIC 模型及数据准备

4.1 VIC 模型简介

4.1.1 概述

当初开发 VIC 模型[7-8, 15]主要是用来耦合在全球大气环流模式中的, 目的是用一个简单的方法来提高模式对水平分辨率和次网格内异质性的描述。VIC 模型主要的特点是[105]: (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; (5) 考虑冻土和积雪过程; (6) 考虑网格内多种植被种类。

VIC 模型每一个网格都划分为 $N+1$ 个覆盖种类块, 其中 $n=1, 2, \dots, N$ 代表 N 中不同的植被类型, $n=N+1$ 代表裸土, 对每一中植被, LAI、反射率、最小阻抗、建筑阻抗、粗糙长度、每层土壤内根含量百分数、位移长度等植被特性需要指定。根据彭曼公式计算蒸散发, 是净辐射和蒸汽压差的函数, 所有的实际蒸散发是植被冠层蒸腾和蒸发与裸土蒸发面积权重之和。和每一块植被对应的是一个冠层层和多个(一般为 3 层)土壤层, 冠层主要是截流, 其截流模型采用 BATS[106]参数化方案, 即截流量是 LAI 的函数。表层两层土壤用来描述土壤对透过冠层的降雨的动态响应, 当第二层土壤水分含量大于第一层时, 可以向第一层层扩散, 第二层中的重力水流到第三层, 重力排水量的多少根据 Brooks-Corey 关系[107]确定的非饱和土壤的水力传导度来确定, 一般而言, 第三层土壤只是表示土壤水分的季节变化, 只有一个短期降雨使得上层土壤都达到饱和时, 它才会对这次降雨作出相应。从底层土壤流出的径流量根据 Arno 模型[108]计算, 通过蒸散发过程, 植被根系可以促进水分向上迁移。在这个模型里面, 在网格内土壤特性是一致的, 但是土壤水分的分布、下渗、土层之间水分迁移、地表径流、地下径流等均是在网格内不同覆盖块的基础上计算的, 然后根据覆盖块的面积权重之和计算网格内热通量(潜热、感热、地热)、有效地表温度、地表和地下径流。

4.1.2 水量平衡

每一个时间步长，VIC 水量平衡方程如下，

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \quad (7)$$

式中， dS/dt , P , E , R 分别表示水储量变化、降水、蒸散发、和径流，在有植被覆盖块，冠层截流的水量平衡是，

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = P - E_c - P_t \quad (8)$$

式中， W_i 冠层截流量， E_c 冠层蒸发量， P_t 是透过冠层的雨量。

4.1.2.1 蒸散发

该模型考虑三种形式的蒸发，即冠层蒸发、植被蒸腾、裸土蒸发，网格内的总蒸发根据各个覆盖块的面积权重之和计算：

$$E = \sum_{n=1}^N C_n \cdot (E_{c,n} + E_{t,n}) + C_{N+1} \cdot E_l \quad (9)$$

式中， C_n 是第 n 种植被的面积百分数， C_{N+1} 是裸土面积百分数。

当有冠层截流时，冠层以最大值蒸发，最大冠层蒸发量按照下式计算，

$$E_c^* = \left(\frac{W_i}{W_{im}}\right)^{2/3} E_p \frac{r_w}{r_w + r_o} \quad (10)$$

其中， W_{im} 是冠层最大截流量， $=0.2 \cdot LAI$ ，指数 $2/3$ 是根据文献[109]的描述，建筑阻抗 r_o 是由于冠层和上方的湿度梯度变化引起，从植被参数库文件读入，空气动力阻抗 r_w 描述蒸发表面水汽和热与冠层上面空气的交换[110-111]， E_p 是根据彭曼公式计算的潜在蒸散发。

当降雨强度低于冠层蒸发速率时，冠层蒸发计算公式如下，

$$E_c = f \cdot E_c^* \quad (11)$$

式中， f 是时间步长百分数，表示蒸发完截流水分所需要时间与时间步长之比，计算公式如下，

$$f = \min\left(1, \frac{W_i + P \cdot \Delta t}{E_c^* \cdot \Delta t}\right) \quad (12)$$

冠层蒸腾量根据文献[112-113]计算，其主要公式如下，

$$E_t = (1 - (\frac{W_i}{W_{im}})^{2/3}) E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c} \quad (13)$$

式中， r_c 是冠层阻抗，其计算公式如下，

$$r_c = \frac{r_{0c} g_T g_{vpd} g_{PAR} g_{sm}}{LAI} \quad (14)$$

式中， r_{0c} 是最小冠层阻抗，从植被参数库文件读入， g_T 、 g_{vpd} 、 g_{PAR} 和 g_{sm} 分别是气温因子、蒸汽压差因子、光合有效辐射通量因子、和土壤水分因子，关于这四个因子的详细描述可以参见文献[114]

当冠层蒸发仅仅在时间步长内一段时间发生时，在该时段内的蒸腾作用由两部分组成，

$$E_t = (1 - f) E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c} + f \cdot (1 - (\frac{W_i}{W_{im}})^{2/3}) E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c} \quad (15)$$

裸土蒸发只发生在表层薄层，当表层土壤饱和时，其以潜在蒸发量蒸发，当非饱和时，根据 Arno 模型计算蒸发速率，土壤入渗率的空间异质性根据新安江模型[29]的入渗曲线描述。

4.1.2.2 土壤水分和径流

VIC 模型使用变入渗曲线来描述产流的空间异质性，和蒸散发一样，网格内总径流按照下面公式计算，

$$Q = \sum_{n=1}^{N+1} C_n \cdot (Q_{d,n} + Q_{b,n}) \quad (16)$$

式中， $Q_{d,n}$ (mm)和 $Q_{b,n}$ (mm)分别表示第 n 中覆盖块的地表径流和地下径流。

VIC 模型假设在上面两层土壤没有侧向流，因此土壤水分运动可以用一维的 Richard 方程表示

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (17)$$

其中， θ 是土壤体积含水量， $D(\theta)$ 是土壤水分扩散率($\text{mm}^2 \text{d}^{-1}$)， $K(\theta)$ 是水力传导度($\text{mm} \text{d}^{-1}$)， z 是土壤深度(m)。

对底层土壤，根据一个大尺度流域水文过程经验公式，将侧向流和地下径流集总一起作为基流，底层土壤内的水分迁移根据水平衡方程，并且考虑土层之间的扩散，

$$\frac{\partial \theta_3}{\partial t} \cdot (z_3 - z_2) = K(\theta) \Big|_{-z_2} + D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{-z_2} - E - Q_b \quad (18)$$

由于顶层薄层持水能力很小，因此每个时间步长内对直接径流（地表径流）是按照下面的公式计算整个上层（第1层和第2层）[8]，

$$Q_d = \begin{cases} P - z_2 \cdot (\theta_s - \theta_2) + z_2 \cdot \theta_s \cdot \left(1 - \frac{i_0 + P}{i_m}\right)^{1+b_i}, & P + i_0 \leq i_m \\ P - z_2 \cdot (\theta_s - \theta_2), & P + i_0 \geq i_m \end{cases} \quad (19)$$

对基流（地下径流）的计算按照 Arno 模型，如下式所示，

$$Q_b = \begin{cases} \frac{D_s D_m}{W_s \theta_s} \cdot \theta_3, & 0 \leq \theta_3 \leq W_s \theta_s \\ \frac{D_s D_m}{W_s \theta_s} \cdot \theta_3 + \left(D_m - \frac{D_s D_m}{W_s}\right) \left(\frac{\theta_3 - W_s \theta_s}{\theta_s - W_s \theta_s}\right)^2, & \theta_3 \geq W_s \theta_s \end{cases} \quad (20)$$

式中， D_m 是最大地下径流速率(mm d^{-1})， D_s 是最大径流发生的面积比， W_s 是达到最大土壤含水量的面积比，在临界点($W_s \theta_s$)以下，基流退水曲线是线性的，在临界点($W_s \theta_s$)以上，基流退水曲线是非线性的。

4.1.3 能量平衡

在网格内，对每一种植被覆盖块，陆面过程的能量平衡过程可以按照如下方程描述

$$R_n = H + \rho_w \lambda_v E + G \quad (21)$$

式中， R_n 是净辐射(W m^{-2})， H 是感热通量(W m^{-2})， $\rho_w \lambda_v E$ 是潜热通量(W m^{-2})， G 是土壤热通量(W m^{-2})。净辐射是短波辐射和长波辐射之和，按照下式计算，

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + \varepsilon(R_L - \sigma T_s^4) \quad (22)$$

式中， α 是覆盖块的反射率， R_s 是向下短波辐射(W m^{-2})， ε 是覆盖块的表面发射率， R_L 是向下长波辐射(W m^{-2})， σ 是 Stefan-Boltzmann 常数($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)。

根据水量平衡是计算的蒸散发计算能量平衡中的潜热，而感热的计算按照

下面公式计算，

$$H = \frac{\rho_a c_p}{r_h} (T_s - T_a) \quad (23)$$

其中， r_h 是对热流的空气动力阻抗， T_s 和 T_a 分别是地表温度和地表以上空气温度。表层土壤的土壤热通量按照下式计算，

$$G = \frac{k}{D_1} (T_s - T_1) \quad (24)$$

式中， k 是土壤热传导度($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)， T_1 是第一层和第二层之间的土壤温度(K)， D_1 是第一层土壤的厚度(m)， T_1 的计算在文献[10]中有详细描述。

当有积雪存在是，表面能量平衡的求解是在雪—空气交界面而不是土壤—空气交界面，土壤热通量仍然计算，但是是从积雪层到土壤层的通量，积雪层一般按照两层处理。

4.1.4 积雪模型

大尺度模型一般分辨率是 10~100km，这个尺度对于积雪模型来说太大，因此积雪模型对网格内地形、土地覆盖、降雨的变化通过马赛克的方法进行描述，即对每个网格划分了高程（积雪）带，每一个高程带独立计算，然后再根据面积平均计算网格内的能量和物质流通及状态变量。

4.1.4.1 积雪场的累积和消融

VIC 模型把积雪场当做两层处理，与大气、森林冠层的能量交换仅仅发生在上层，其能量平衡的表达式[115]如下，

$$\rho_w c_s \frac{dWT_s}{dt} = Q_r + Q_s + Q_l + Q_p + Q_m \quad (25)$$

式中， c_s 是冰的比热($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)， ρ_w 表示水的密度(kg m^{-3})， W 是水当量(mm)， T_s 是上层的气温($^{\circ}\text{C}$)， Q_r 是净辐射通量(W m^{-2})， Q_s 是感热通量(W m^{-2})， Q_l 是潜热通量(W m^{-2})， Q_p 是通过雨水或者积雪输送到积雪场的能量通量(W m^{-2})， Q_m 表示由于液态水重新冻结或者在积雪融化过程中流出导致的能量变化(W m^{-2})。

变形和新降雪都会导致积雪密度的变化，在该算法中，这两种作用引起的压实过程均考虑了，积雪的反照率随着时间衰减。

4.1.4.2 积雪截流和冠层影响

积雪截流算法主要用来描述分布式水文模型在空间尺度上的冠层截流、积雪融化、和物质释放，在每个时间步长内，降雪被冠层截流达到最大截流能力，冠层的积雪融化和地面积雪的融化算法一样。

4.1.5 冻土算法

VIC 模型考虑冻土算法[13-14, 52]来提高其在寒区的模拟能力，该算法对水分迁移的考虑和前面水量平衡处一样，但是冻土的渗透性根据土层内的热通量计算。在每个时间步长内，首先通过计算热通量来获得土柱内的冰含量，然后根据冰含量计算水分通量。土柱内的热通量按照下式计算，

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L_f \left(\frac{\partial \theta_i}{\partial t} \right) \quad (26)$$

式中， k 是土壤导热系数($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)， C_s 是土壤体积热容量($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$)， T 是土壤温度($^{\circ}\text{C}$)， ρ_i 是冰密度(kg m^{-3})， L_f 是融化潜热(J kg^{-1})， θ_i 土壤内冰含量($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)， t 是时间(s)， z 是深度(m)，式中最后一项只有在土壤冻结时才参与计算。

4.2 输入数据

VIC 模型运行需要一系列的数据，主要包括气象驱动数据、土壤数据、地形数据、植被数据。本文用到的数据简述如下。

4.2.1 气象数据

VIC 模型可以采用日或者比日更小时间尺度的驱动数据。根据前面的评判结果，ITP 数据精度高于 WRF 数据，因此本文采用 ITP 数据作为其驱动数据，空间分辨率为 0.1 度，时间分辨率为 3 小时，由于原来时间是 UTC 时间，但是观测记录均是北京时间，因此，在数据制备过程中有时区转换。最终驱动数据的空间分辨率仍为 0.1 度，但是时间分辨率为 1 天，输入包括：最高气温、最低气温、降水、风速。

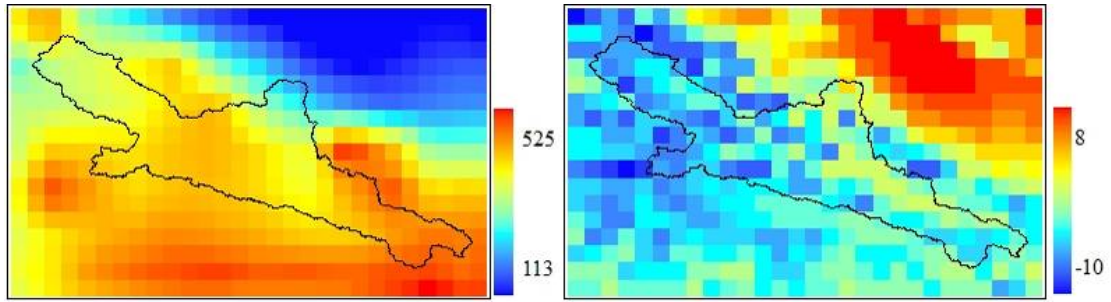


图 4-1 驱动数据的多年平均降水（左，mm）和气温（右，℃）

4.2.2 土壤数据

土壤质地数据从寒区旱区科学数据中心获得¹，空间分辨率为 1km，该数据是刘超等[116]利用 SOLIM 模型，基于著名的土壤学 Jenny 方程，根据气候、生物、地形、母质等环境因子等，在黑河流域已有土壤质地图、土壤剖面的基础上，利用知识挖掘和模糊逻辑相结合的方法产生的，并融合了冰川、湖泊等专题图内容。制图方法根据黑河流域六个生态分区的特点，上中下游分别采用不同的制图方法。

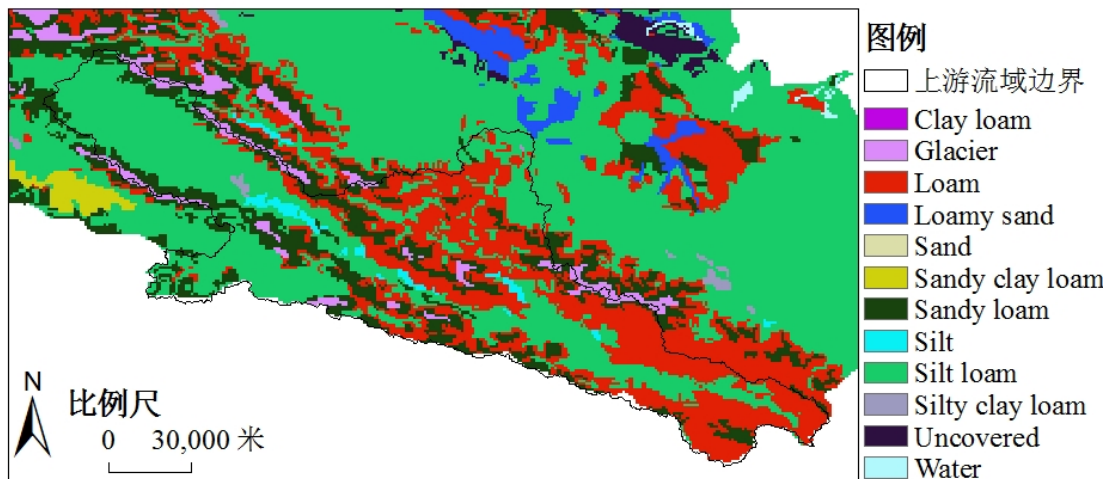


图 4-2 黑河流域上游土壤质地数据

不同土壤质地对应的参数按照表 4-1 指定。

¹ <http://westdc.westgis.ac.cn/data/03f0754b-8ce3-40aa-ab69-b3167154082b> (2013 年 4 月 26 日可用)

表 4-1 土壤参数表

编号	中文名称	英文缩写	B	饱和含水量	导水系数 (mm/d)	凋萎含水量	石英含量	体积密度 (kg/m ³)
1	砂粘土	sc	13	0.41	285	0.23	0.52	1570
2	粉粘土	sic	9.76	0.49	708	0.25	0.1	1350
3	粉粘壤土	sicl	7.48	0.48	1096	0.21	0.1	1380
4	粘土	c	12.28	0.47	763	0.27	0.25	1390
5	砂粘壤土	scl	8.66	0.39	576	0.17	0.6	1600
6	粘壤土	cl	8.02	0.46	424	0.21	0.35	1430
7	粉土	si	3.05	0.52	2061	0.08	0.1	1280
8	粉壤土	sil	3.79	0.46	950	0.12	0.25	1420
9	壤土	l	5.3	0.43	472	0.14	0.4	1490
10	砂土	s	4.1	0.43	9218	0.03	0.92	1490
11	壤砂土	ls	3.99	0.43	2608	0.06	0.82	1520
12	砂壤土	sl	4.84	0.4	1257	0.09	0.6	1570

土壤参数文件包含的参数包括入渗曲线参数、非线性基流发生的比例、基流最大流速、基流曲线指数、Campbell 方程指数/3²、饱和水力传导度/3、水分扩散参数/3、初始含水量/3、高程、土层厚度/3、平均温度、热衰减深度、泡点压力/3、石英含量/3、土层体积密度/3、土壤密度/3、时区、临界含水量/3、凋萎含水量/3、裸土表面粗糙度、积雪表面粗糙度、平均年降雨量、土层残余水分/3.

4.2.3 植被数据

植被数据也是从寒区旱区科学数据中心获得³，该数据是对《1: 100 万中国植被图集》黑河流域部分的数字化，《1:1,000,000 中国植被图集》是由著名植被生态学家侯学煜院士主编[117]，由中国科学院有关研究所、有关部委和各省区有关部门、高等院校等 53 个单位 250 多位专家共同编制。它是根据半个世纪以来全国各地开展植被调查所积累的丰富的第一手资料，并利用航空遥感和卫星影像等现代技术所获得的材料以及有关地质学、土壤学和气候学最新的研究成果编制而成。它详细反映了我国 11 个植被类型组、54 个植被型的 796 个群系和

² “/3”表示每层土壤需要分别指定。

³ <http://westdc.westgis.ac.cn/data/2368aa82-c1be-4f0f-b4ef-391a6f0c4e8c> (2013 年 4 月 26 日可用)

亚群系植被单位的分布状况、水平地带性和垂直地带性分布规律，同时反映了我国 2000 多个植物优势种、主要农作物和经济作物的实际分布状况及优势种与土壤和地面地质的密切关系。该图集属于现实植被图图种，反映我国植被近期的质量状况。

VIC 可以在一个网格内存在多种植被，因此本文植被数据分辨率是 0.01 度，然后使用 MATLAB 代码统计 0.1 度的网格内各种植被所占的比例。

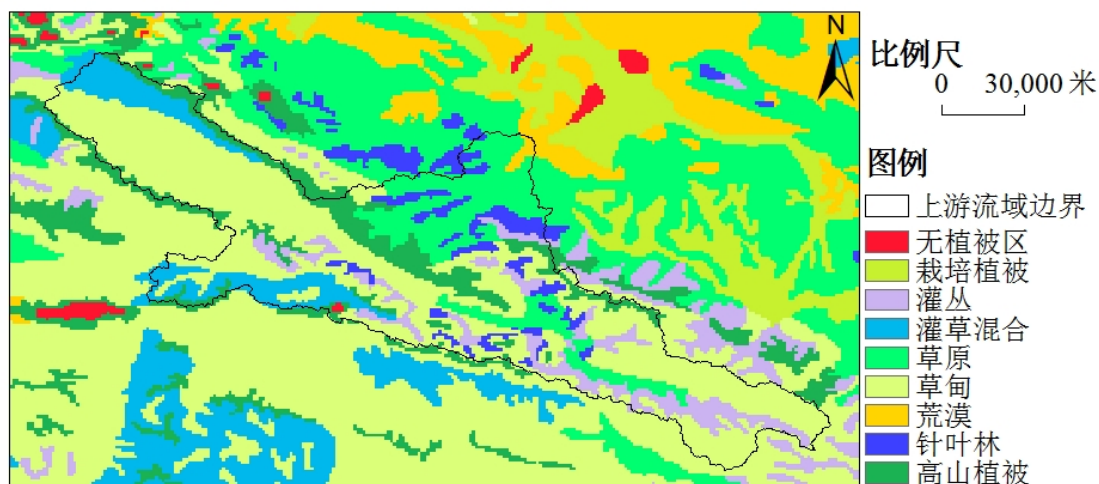


图 4-3 黑河流域上游植被类型数据

每种植物的特征参数需要准备在一个文件中，这些植被参数根据三种不同来源的资料确定，即 1) Noah LSMd 的网站提供的植被特征参数 (<http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php>)，2) VIC-BGC 网站 (http://hydrology.princeton.edu/~justin/research/vic_bgc/veg.html)，3) 根据 Wen et al[105]的工作。最终确定的参数如下一系列表格所示。

不同植被不随时间改变的参数如表 4-2 所示。

表 4-2 植被参数

植被类型	有无冠层	建筑阻抗 (s/m)	最小气孔阻抗(s/m)	风速测量高度 (m)	RGL	辐射衰减因子	风速衰减因子	枝干比例
常绿针叶林	1	60	250	50	30	0.5	0.5	0.2
常绿阔叶林	1	60	250	50	30	0.5	0.5	0.2
落叶针叶林	1	60	125	50	30	0.5	0.5	0.2
落叶阔叶林	1	60	125	50	30	0.5	0.5	0.2
林地	1	25	125	50	50	0.5	0.5	0.2
浓密灌丛	0	3	135	5	75	0.5	0.5	0.2
稀疏灌丛	0	2.5	135	5	75	0.5	0.5	0.2
木本草原	0	3	125	5	75	0.5	0.5	0.2
草原	0	2	120	5	100	0.5	0.5	0.2
农田	0	2	120	5	100	0.5	0.5	0.2
混合植被	1	60	125	50	50	0.5	0.5	0.2

不同植被每月 LAI 变化如表 4-3 所示。

表 4-3 每月 LAI 值

植被类型	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
常绿针叶林	3.4	3.4	3.5	3.7	4	4.4	4.4	4.3	4.2	3.7	3.5	3.4
常绿阔叶林	3.4	3.4	3.5	3.7	4	4.4	4.4	4.3	4.2	3.7	3.5	3.4
落叶针叶林	1.68	1.52	1.68	2.9	4.9	5	5	4.6	3.44	3.04	2.16	2
落叶阔叶林	1.68	1.52	1.68	2.9	4.9	5	5	4.6	3.44	3.04	2.16	2
林地	1.68	1.52	1.68	2.9	4.9	5	5	4.6	3.44	3.04	2.16	2
浓密灌丛	2	2.25	2.95	3.85	3.75	3.5	3.55	3.2	3.3	2.85	2.6	2.2
稀疏灌丛	2	2.25	2.95	3.85	3.75	3.5	3.55	3.2	3.3	2.85	2.6	2.2
木本草原	2	2.25	2.95	3.85	3.75	3.5	3.55	3.2	3.3	2.85	2.6	2.2
草原	2	2.25	2.95	3.85	3.75	3.5	3.55	3.2	3.3	2.85	2.6	2.2
农田	0.05	0.02	0.05	0.25	1.5	3	4.5	5	2.5	0.5	0.05	0.02
混合植被	1.68	1.52	1.68	2.9	4.9	5	5	4.6	3.44	3.04	2.16	2

不同植被每月反照率变化如表 4-4 所示。

表 4-4 每月反射率值

植被类型	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
常绿针叶林	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
常绿阔叶林	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
落叶针叶林	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
落叶阔叶林	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
林地	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
浓密灌丛	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
稀疏灌丛	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
木本草原	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
草原	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
农田	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
混合植被	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18

不同植被每月粗糙长度变化如表 4-5 所示。

表 4-5 粗糙长度月变化

植被类型	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
常绿针叶林	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48
常绿阔叶林	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48
落叶针叶林	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
落叶阔叶林	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
林地	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
浓密灌丛	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
稀疏灌丛	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
木本草原	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
草原	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
农田	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.12	0.19	0.22	0.22	0.01	0.01
混合植被	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23

不同植被每月零平面位移高度变化如表 4-6 所示。

表 4-6 零平面位移高度变化

植被类型	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
常绿针叶林	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04
常绿阔叶林	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04	8.04
落叶针叶林	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7
落叶阔叶林	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7
林地	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7
浓密灌丛	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
稀疏灌丛	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
木本草原	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
草原	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
农田	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.34	0.67	1.01	1.17	1.17	0.03	0.03
混合植被	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7

4.2.4 高程数据

本文在模拟中使用了积雪模型，因此需要输入高程带参数，根据网站提供的代码 (*elevband.c*)，准备高分辨率的高程数据，就可以获得高程带的输入文件，本文使用的高精度高程数据的分辨率是 0.001 度，网格分辨率是 0.1 度，每个网格内划分了 5 个高程带。

4.2.5 汇流数据

模型模拟的地表径流和地下径流均在网格内，如果要把这些径流转换到流域出口和观测进行比较，就需要有汇流算法进行汇流计算，目前，耦合在 VIC 模型的主要是 Lohmann et al[118-119]的汇流算法，该算法河网的确定根据 D8 算法[120]实现，在模型运行的大尺度网格上直接使用 D8 算法有三个明显的缺点[121]：1) 网格内的径流只能在一个方向上流出，在网格比较大时，和实际差别比较大；2) 产生的河网可能会和实际差别很大；3) 河道长度可能缩短或者显著增长，进而影响汇流过程。Guo et al[121]提出了一种多流向的汇流计算方法，容许一个网格内流出的径流有多个流向，采用高分辨率的高程数据作为输入，同时引入了一个河流弯曲系数，解决了空间尺度变化对汇流结果的影响。Wen et al[105]在此基础上对该方法进行了改进，使用统计方法计算河网流程长度的直方图，使得该汇流算法不但不受空间尺度变化的影响，也不受时间尺度变化的影

响。

4.3 优化算法

在本文中，采用洗牌复形演化算法[122](Shuffled Complex Evolution, SCE)对 6 个 VIC 模型和 2 个汇流算法的参数进行优化。SCE 算法是为了解决一些局部搜索算法在水文模型参数自动标定过程常常因为陷入局部极值区而很难收敛于全局极值区的困难而设计的，在水文模型参数估计的研究和实践中获得了广泛的应用[123-125]。SCE 算法发展了下山形单纯形法，采用多个单纯形并行的搜索解空间，这样就有助于克服下山单纯形算法可能会收敛于局部最小的缺点。SCE 算法的主要流程如下（图 4-4）：

- (1) 算法初始化。确定算法参数，包括复形个数 p 和复形内点的个数 m 。
- (2) 在解空间内，随机的采 s 个样本点，计算每一个点 x_i 的目标函数值 f_i 。
- (3) 根据计算得到的目标函数值，对 (x_i, f_i) 按照升序排序，并存储于缓冲区内。
- (4) 将缓冲区划分 p 个复形中，每一个复形包含 m 个点。
- (5) 根据竞争复形演化算法，对每一个复形进行独立的演化计算。
- (6) 将所有复形内的点放回到缓冲区中，然后根据目标函数值再进行升序排列。
- (7) 收敛判断，如果满足收敛条件，则算法终止，否则回到步骤（4）。

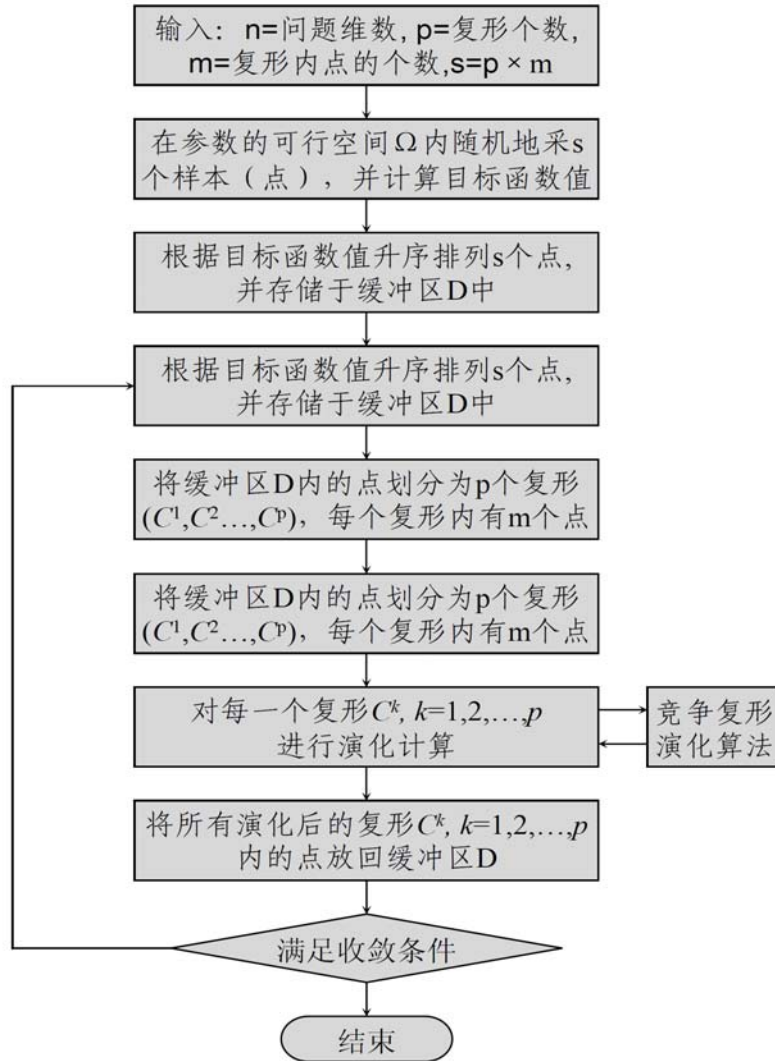


图 4-4 SCE 计算流程[126]

4.4 小结

本章首先比较概括地介绍了 VIC 模型及其一些主要的计算方法，然后详细的介绍了 VIC 模型输入数据的来源及制备方法，并且也较为详细的介绍了在模型参数率定时候优化算法的主要计算过程。通过本章，完成 VIC 模型的所有配置及所需数据的准备。

5 模拟结果分析

5.1 参数率定结果

首先，使用 SCE 优化算法，以出山口径流的 Nash-sutcliffe 系数为目标函数对模型进行了参数标定，标定期为 2000/01/01~2006/12/21，验证期为 2007/01/01~2009/12/31，时间步长为每天，空间分辨率为 0.1 度，标定期前两年作为预热期，标定期目标函数值为 0.68，验证期目标函数值为 0.72，具体参数及标定值如表 5-1 所示。

表 5-1 优化参数及物理意义

参数	范围	标定值	物理意义
b	0.0001~0.4	0.2575	VIC 曲线的形态函数，描述流域内土壤异质性
Ds	0.0001~1	0.0124	非线性基流发生时 Dmax 的比重系数
Dmax	1~30	28.5727	基流的最大流速
Ws	0.0001~1	0.4277	非线性基流发生时 Wc 的比重系数
d1(m)	0.1~1	0.4253	上层土壤厚度
d2(m)	0.3~3	2.2596	下层土壤厚度
K	1~10	3.066	瞬时单位线汇流参数
m	1~10	2.3653	瞬时单位线汇流参数

在计算中涉及流域的网格，即图 5-1 所示的有效网格，总共 153 个。

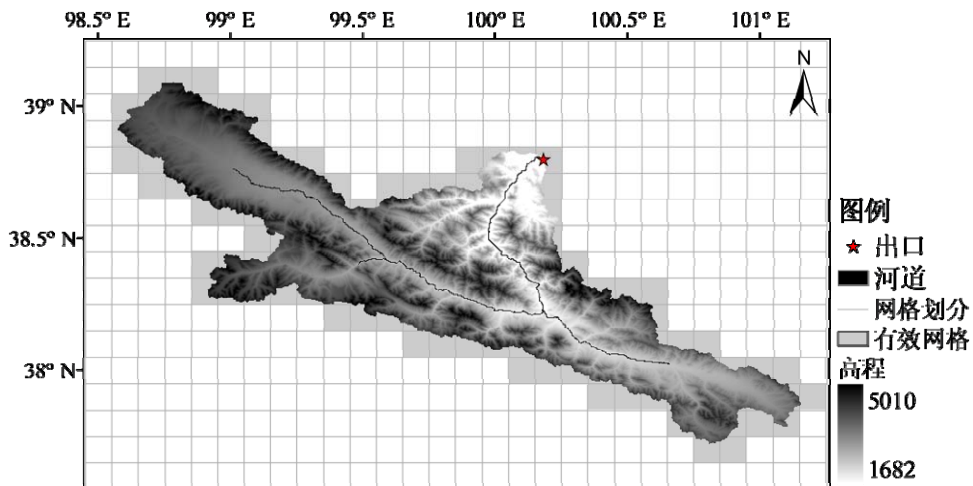


图 5-1 研究区网格划分

5.2 水量平衡分析

陆面过程的水平衡方程可以表示为，

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \quad (27)$$

式中， S, P, E, R 分别表示地表水储量、降水、蒸散发、和径流。 S 包括地表各种不同形式的水储量，主要包括土壤水、地下水、冠层储水和雪水当量，蒸散发包括植被蒸腾、冠层截流蒸发、裸土蒸发、积雪升华、和凝结，径流包括地表径流和地下径流。

5.2.1 径流

研究区出口径流模拟效果如下图，该结果的统计指标如表 5-2 所示。

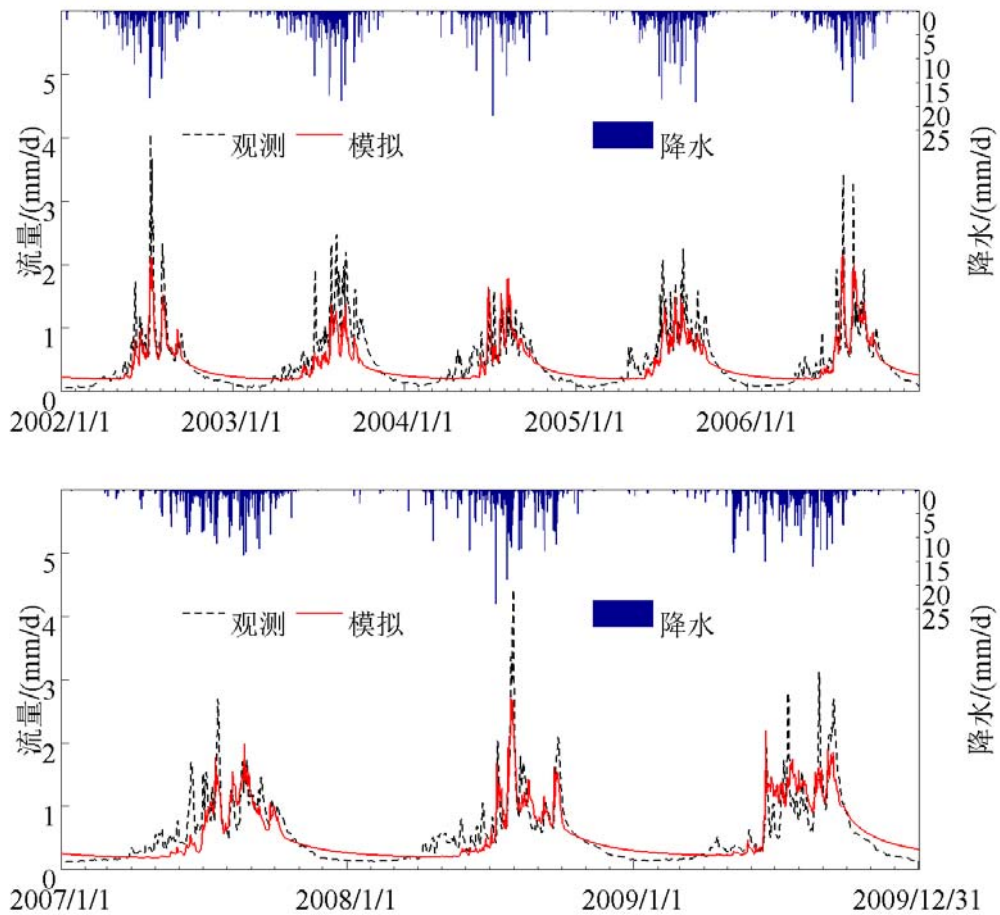


图 5-2 标定期（上）和验证期（下）模拟径流和观测径流的比较

从上面的模拟结果可以看出以下现象：

- (1) 模型能够很好地模拟出径流过程的涨落变化及退水过程。
- (2) 对径流过程中出现的特大峰值模拟不好。其主要原因可能有两方面，一是参数率定的时候特大值出现的频率较低，因而标定得到的参数很难模拟得出特大值的情况，另外一个是由于驱动数据精度的限制，对特大次降水量难以代表，从而很难得到和事件观测很匹配的峰值模拟结果。
- (3) 从每年的 11 月到次年的 3 月，对径流的模拟结果偏高，在每年的 4 月到 6 月，径流会出现较大幅度的上升，这在模拟结果中没有体现出来。
- (4) 从统计指标中的的相对偏差（表 5-2）可以看出，标定期和验证期对径流的模拟都偏低。

表 5-2 出山口径流模拟指标

	NSE	DRMS	DLOW	Bias	PCC
标定期	0.68	0.266	0.248	-0.102	0.844
验证期	0.72	0.271	0.201	-0.032	0.850

表 5-2 中各个指标主要参考文章[124]，NSE 是 Nash-sutcliffe 系数，PCC 是相关系数，其计算公式在 3.1.1 给出，DRMS 表示均方根误差，主要反映对较大径流的拟合能力，DLOW 是对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 表示相对偏差，他们的计算公式分别如下，

$$DRMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2} \quad (28)$$

$$DLOW = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (\text{Log } Q_{sim,t} - \text{Log } Q_{obs,t})^2} \quad (29)$$

$$Bias = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})}{\sum_{t=1}^n Q_{obs,t}} \quad (30)$$

从表 5-2 的相对偏差计算结果可以看出，标定期和验证期模拟径流比实际观测径流都略微偏小，这主要是由于观测径流峰值模拟偏小造成。

5.2.2 蒸散发

参考文献[127], 按照下式, 将阿柔站点涡动观测的潜热换算成蒸散发, 和模拟进行比较, 见图 5-3。

$$E_p = \frac{Lh}{L} \times 24 \times 3600 \quad (31)$$

式中, E_p 表示蒸散发 (mm/day), Lh 表示潜热通量 (W/m^2), L 表示水的汽化潜热, 取 $2.26 \times 10^6 J/kg$ 。

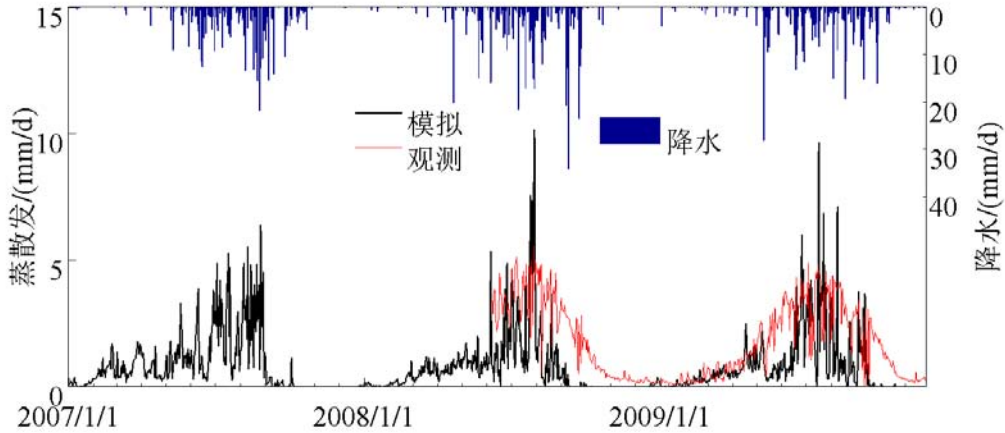


图 5-3 阿柔站点蒸散发模拟与观测比较

从图 5-3 可以看出, 在阿柔站点, 模拟得到的蒸散发波动比较剧烈, 并且在降雨充沛的时候蒸散发很大, 而观测得到的蒸散发波动较小, 并且日最大蒸发不超过 5mm, 两者相比, 趋势上基本一致, 但是从九月中旬至来年 1 月, 模型对蒸散发的模拟偏差较大。

5.2.3 土壤水分

在本文中, VIC 模型三个土层的厚度分别是 0.1m, 0.43m, 2.25m(如图 5-4), 模拟得到各个土层的平均含水量, 而观测的仅仅是某一深度一点的含水量, 无法直接进行对应的比较。为了进行直观的比较, 本文根据观测的土壤含水量数据计算出每月含水量的剖面图(图 5-5、图 5-6、图 5-7), 并将模拟值(以△表示)在剖面图上表示出来, 以便对模型的模拟结果进行直观的检验。在剖面图中, 每一点观测值还画出了其标准偏差。

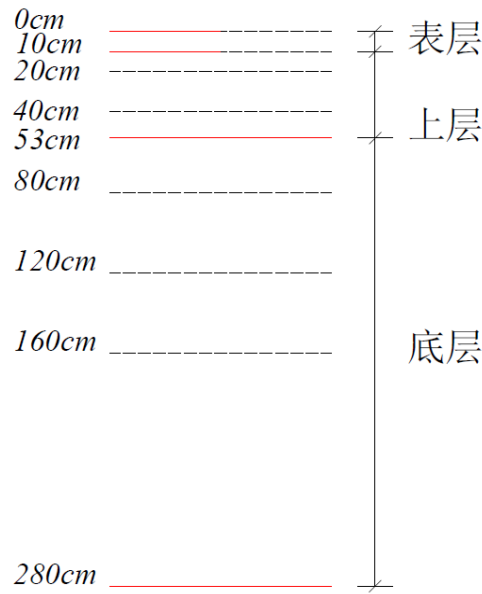


图 5-4 模型土层划分和观测深度示意图（实线表示模型，虚线表示观测）

从剖面图可以看出，模拟对冰沟站土壤水分的模拟效果最好，基本能够吻合观测土壤水分的变化及大小，但是在阿柔和大冬树垭口，模型对底层土壤的含水量描述比较准确，对表层和上层土壤含水量难以准确描述，主要表现为在降雨少的月份对表层和上层土壤水分模拟偏高，在降雨丰沛的月份，对表层和上层土壤水分模拟偏低。并且可以发现，模型模拟的土壤水分含量基本一直保持了上层>表层>底层，这只有在降水稀少的月份合理。在大冬树垭口地区，模型在 1~4 月份，12 月份对上层土壤含水量的模拟都明显高于观测含水量，这是因为在土壤温度低于 0° 时候，土壤水会冻结，但是仪器只能观测到未冻水，在本文中，并没有开启冻土算法，因此土壤中不会出现冻结水，这就导致模拟值高于观测值。

在阿柔地区，观测显示 5~10 月表层和上层土壤水分含量比较高，尤其是 0.1m 处的观测，土壤含水量竟然达到 0.5，这可能是由于表层土壤植被根系的作用导致其饱和含水量增大。

从观测可以看出冰沟站土壤含水量比较低，这是因为该地区土壤主要为河滩及碎石，持水能力差，而模型模拟值在 1~3 月，11~12 月对表层土壤的含水量模拟结果偏高。

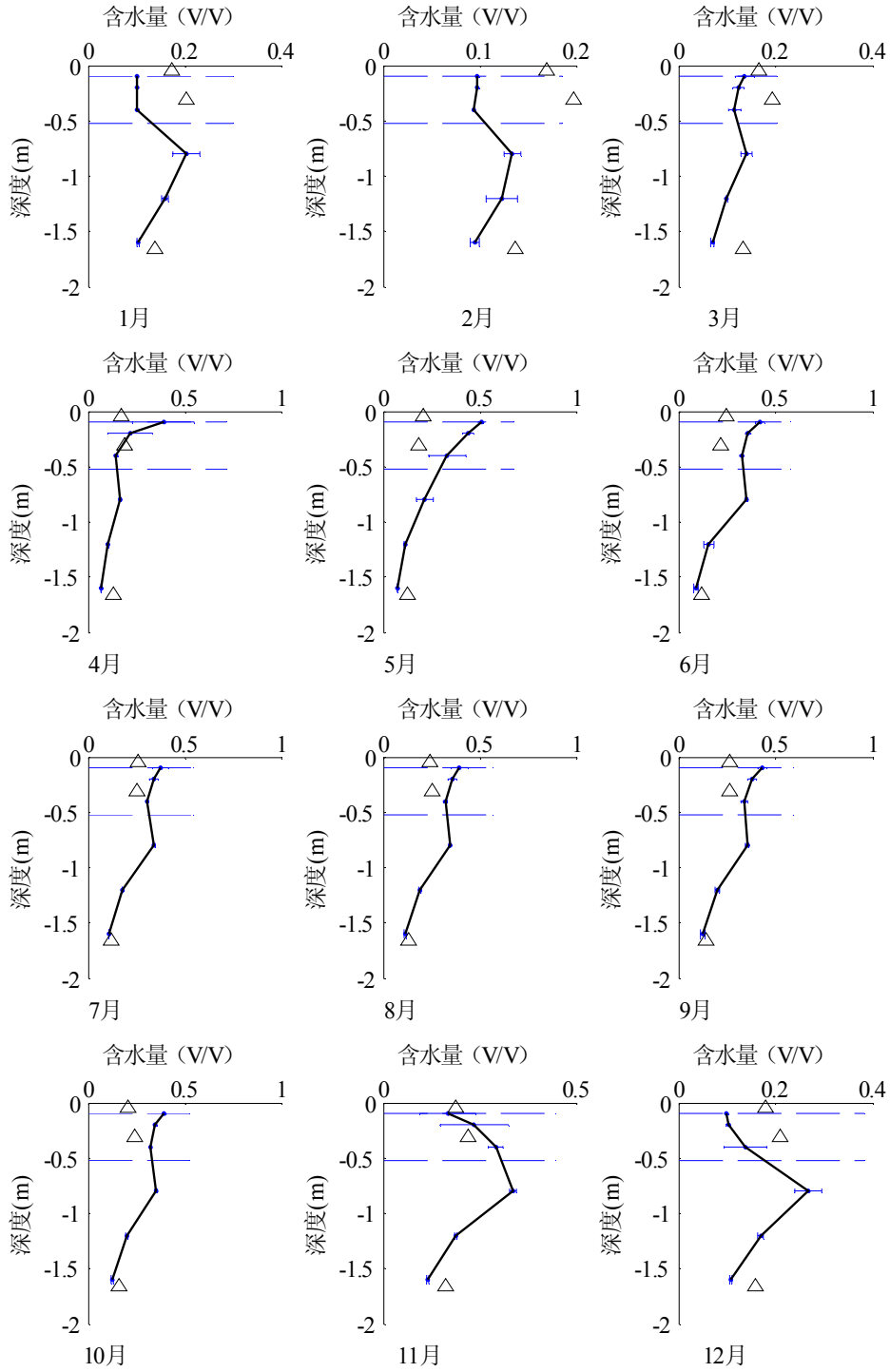


图 5-5 阿柔观测土壤水分与模拟比较 (2008 年 1 月~2008 年 12 月)

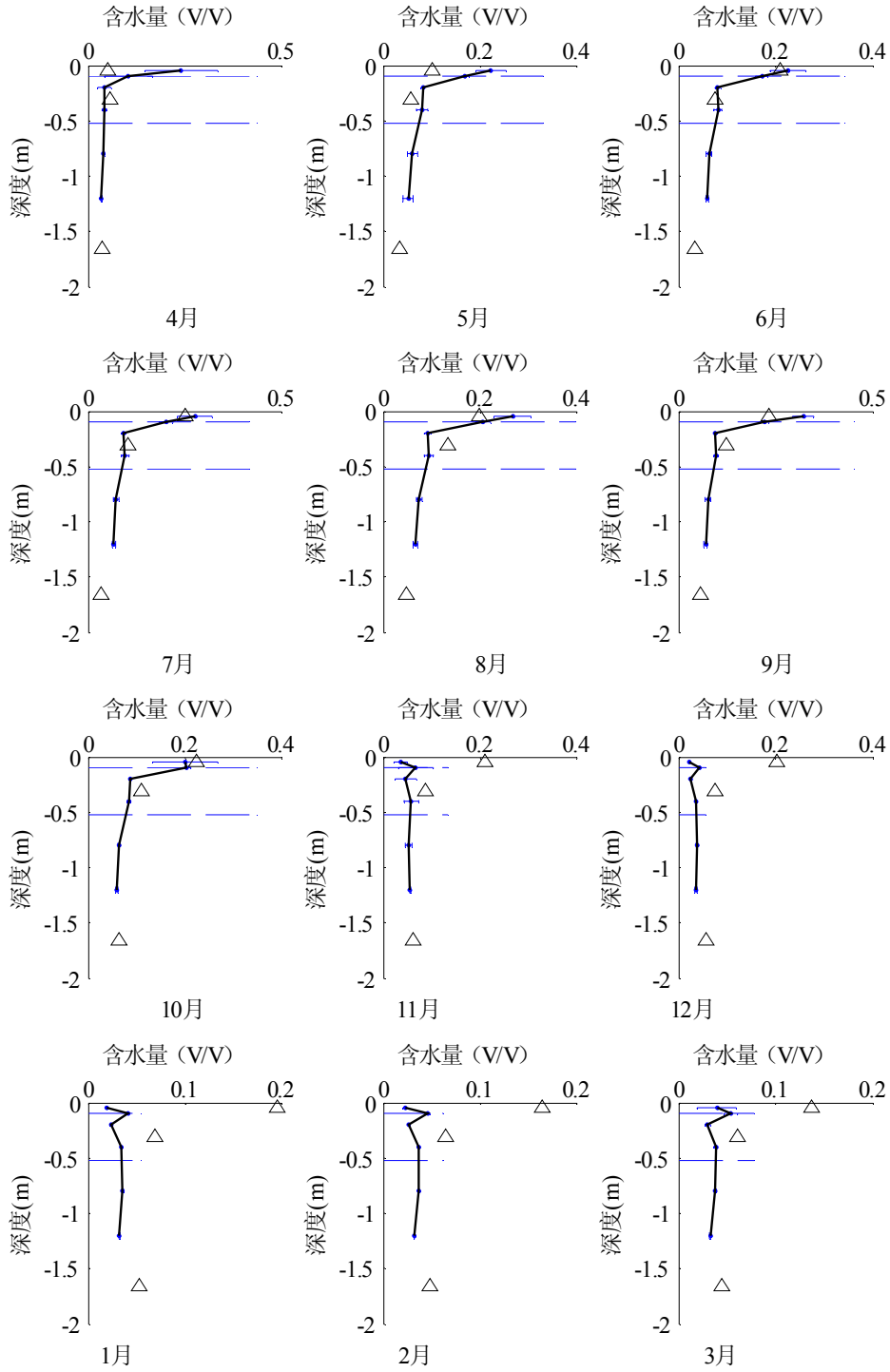


图 5-6 冰沟观测土壤水分与模拟比较 (2008 年 4 月~2009 年 3 月)

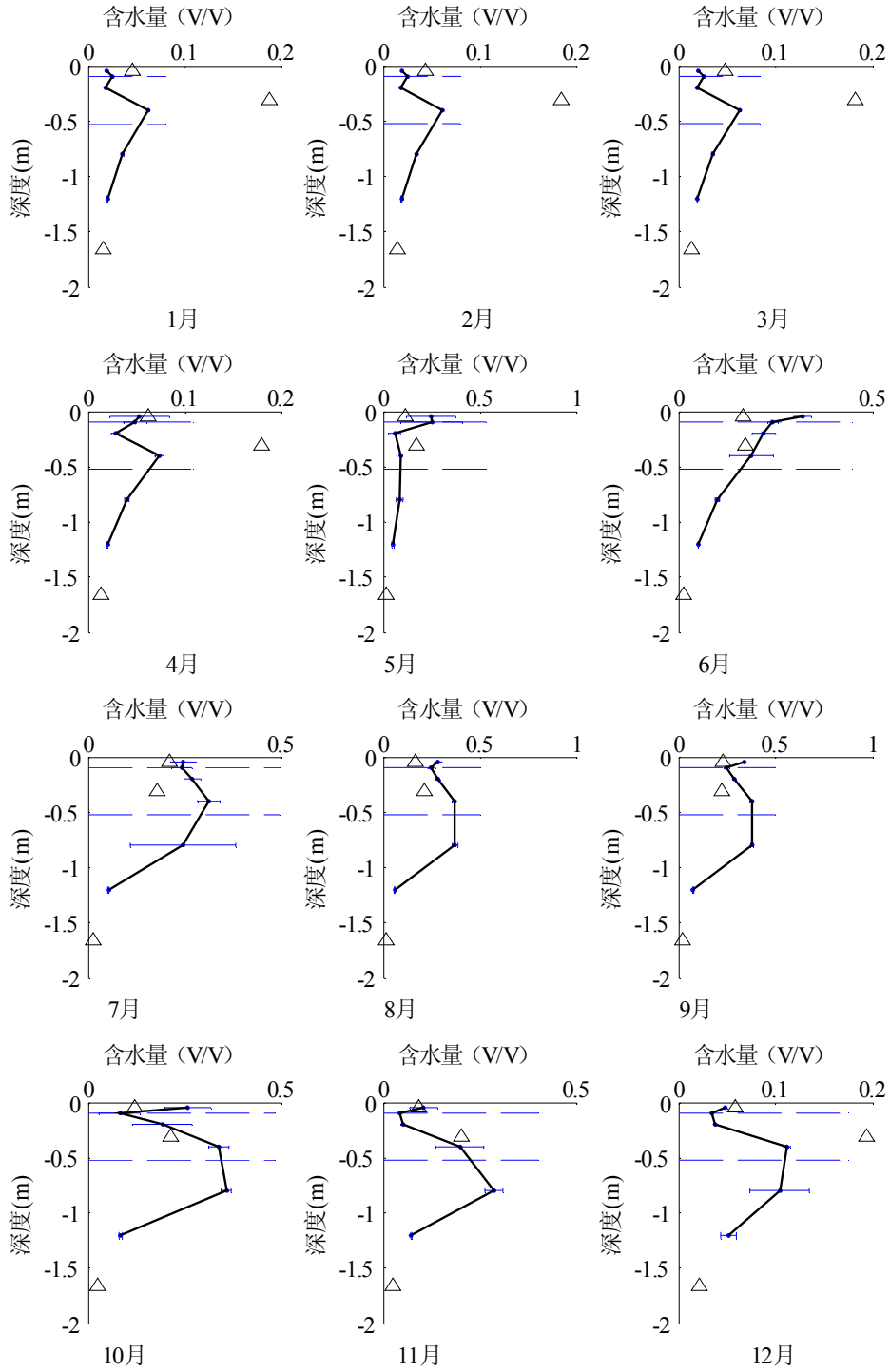


图 5-7 大冬树垭口观测土壤水分与模拟比较 (2008 年 1 月~2008 年 12 月)

5.2.4 水通量空间分布

这部分总结地表水平衡中不同变量的时间和空间变化，如蒸散发、土壤水分等，图 5-8 给出了这些变量年平均值（2002~2009 年）的空间分布。

在黑河流域上游祁连山区，降水从东向西递减，现对水通量空间分布中几个特殊区域进行分析：

(1) 在黑河上游出山口区域 A（约 100.2° E，38.8° N），降水较少，但是气温较高，蒸散发能力强，所以土壤水分含量很低，径流量很小，径流系数也很小，但是由于降雨量有限，因此实际蒸散发量并不高。

(2) 在区域 B（约 99.6° E，38.7° N），径流系数较大，这是因为该区域降水较多，但是气温较低，因而蒸散发较少，从而使得径流和土壤水分含量较高。

(3) 在区域 C（约 100.6° E，38.3° N），径流最多，径流系数很大，其原因从图 5-8 可以分析得到，该区域年降水量大，但是年平均气温很低，降水以雪的形式存在，并且年蒸散发量很低，导致土壤水分和径流量增多。

(4) 在区域 D（约 100.2° E，38.0° N），降水量较多，但是蒸散发量很低，土壤水分含量也较低，径流量和径流系数也很低，这是因为该区域气温较低，海拔很高，导致降水基本以降雪形式存在，并且难以融化，从而形成积雪（图 5-11）。

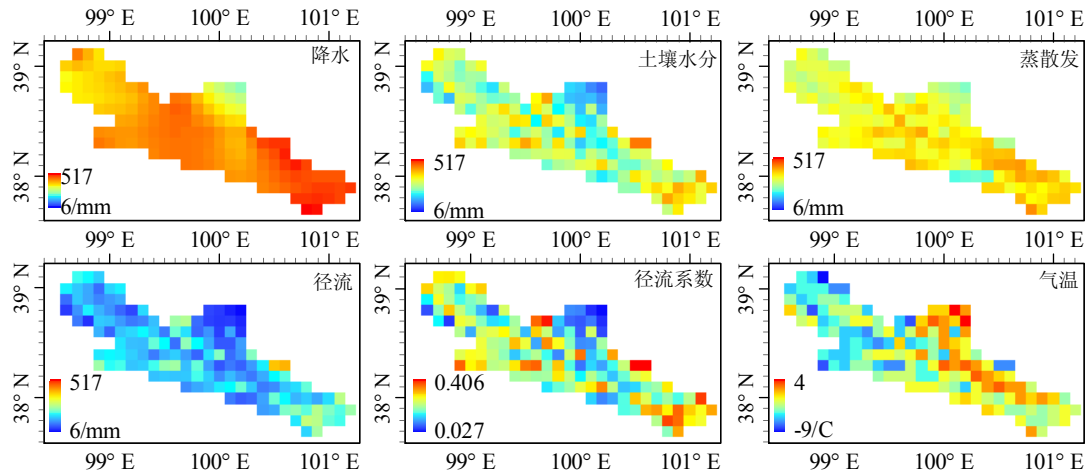


图 5-8 水通量要素空间分布

2002~2009 年的数据计算，黑河流域上游的平均径流系数为 16.2%，从径流

的要素分布(图 5-9)可以看出,在黑河流域上游,地下径流占径流的主要部分。

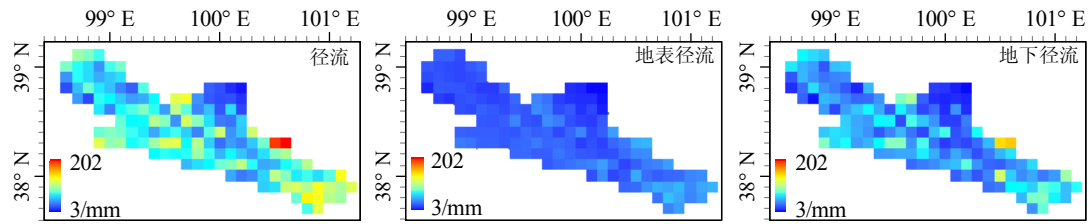


图 5-9 径流两种组份的空间分布

模拟结果显示 2002~2009 黑河流域上游各个地区年平均降雪在 16~243mm, 年平均融雪在 5~225mm, 图 5-10 给出了降雪及融雪的年平均空间分布, 该图可以看出, 区域(100.5°~100.6° E, 38.3° N) 年降雪量比较大, 年融雪也很大, 其径流系数很大(图 5-8), 在区域(100.1°~100.4° , 30.0° N), 年降雪量也比较高, 但是年融雪量很小, 因此常年积雪(图 5-11)。

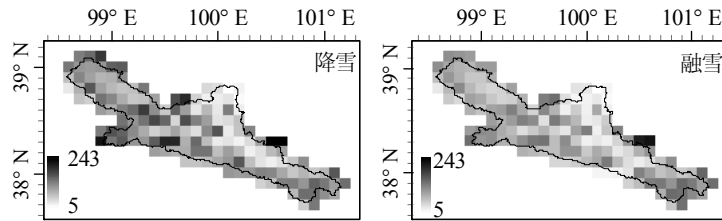


图 5-10 年平均降雪和融雪的空间分布

依据文献[19], 认为月平均雪水当量大于 10mm 时该地区被积雪覆盖, 从雪水当量随时间空间分布的变化图(图 5-11)可以看出, 积雪覆盖面积从 1 月~4 月一直在减少, 但是在 5 月~8 月积雪覆盖区域又有少许增加, 这是因为在 1~4 月, 降水稀少, 新雪累积很少甚至没有累积, 5~8 月, 降水增多, 虽然此时气温升高, 大部分以降水以雨的形式存在, 但仍有部分区域以降雪的形式存在, 出现了新雪的累积。9~11 月份, 气温转低, 降水也减少, 但是降水主要以降雪的形式存在, 因此积雪覆盖面积又开始增加, 12 月份降水稀少, 但是温度很低, 因此积雪覆盖面积比 11 月份稍微减少。

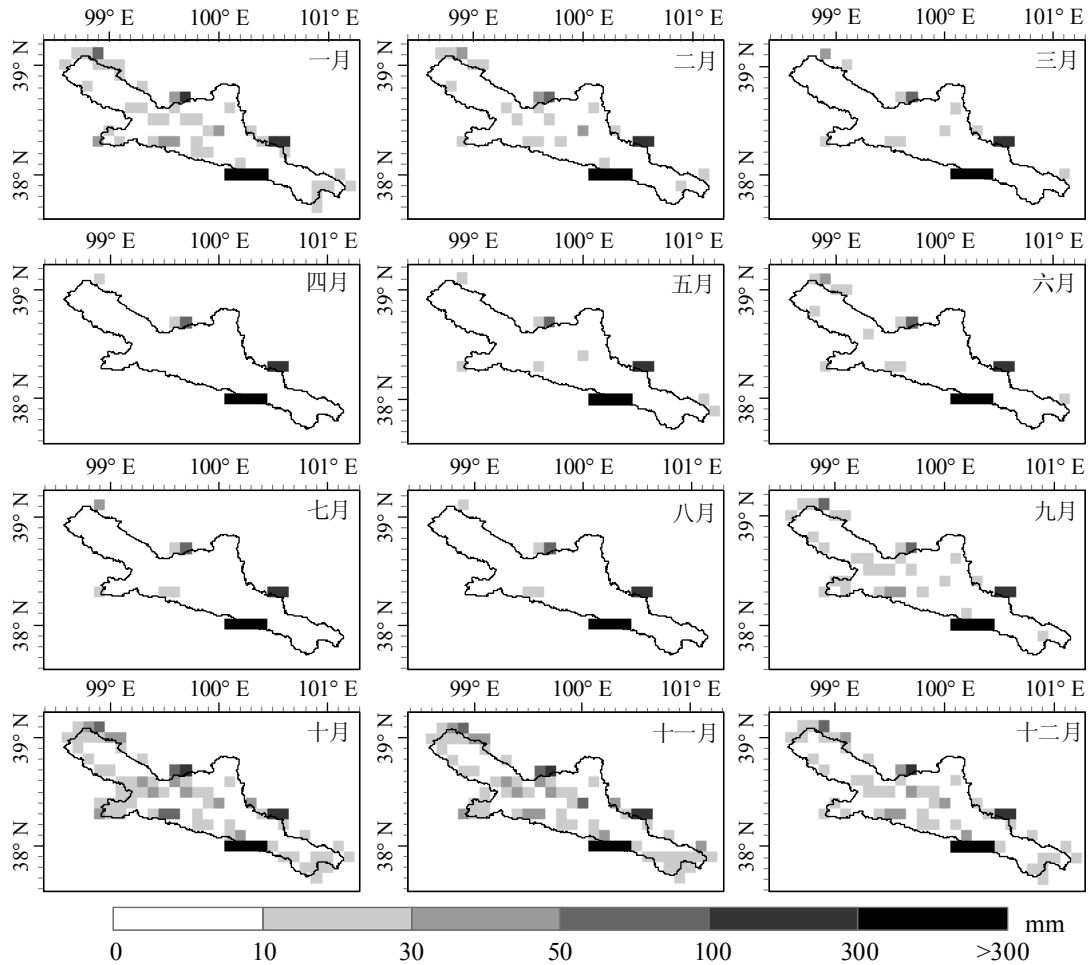


图 5-11 黑河流域上游雪水当量空间分布随时间的变化

5.3 能量平衡分析

5.3.1 辐射与地温

5.3.1.1 辐射

地表净辐射可以根据下式计算，

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + \varepsilon R_{ld} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (32)$$

式中， R_n 和 R_{ld} 分别表示向下短波辐射和长波辐射， T_s 有效地表温度， α 是地表反照率， ε 是热发射率， σ 是 Stefan-Boltzmann 常数。

2002~2009 年间上式中各个变量年平均在空间的分布如图 5-12 所示。向下

净长波辐射在空间的分布和地表温度一致，从净辐射的空间分布来看，在黑河流域上游出山口（ $\sim 100.2^\circ \text{ E}$, 38.8° N ），短波辐射强度较大，反照率很小，因此该区域年平均净辐射也大。由于积雪的反照率很大，尤其是新雪，远远高于裸土或者其他植被，所以在年降雪量大的地区反照率也高，如区域（ $\sim 100.6^\circ \text{ E}$, 38.3° N ）、区域（ $\sim 88.9^\circ \text{ E}$, 38.3° N ）、区域（ 99.6° E , 38.3° N ）、区域（ 99.7° E , 38.7° N ）、区域（ 88.9° E , 39.1° N ），反照率大会导致净辐射量变小。从反照率空间分布图上可以看出，黑河流域上游年平均反照率比较大，最低也要 0.25（干燥土壤的反照率 0.25 左右，森林的反照率 0.1 左右），这主要是黑河流域上游降雪较多（图 5-11），从而导致年平均反照率上升。

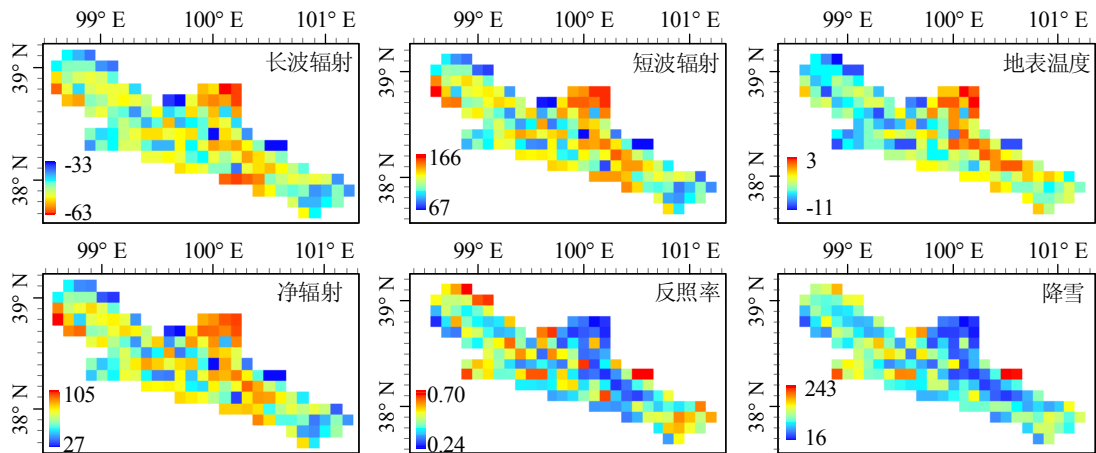


图 5-12 辐射相关变量的空间分布

上面研究了辐射相关的物理量的空间分布，接下来，进一步研究其随时间的变化。选取上述空间分布分析中提到的两个区域，即区域（ $\sim 100.6^\circ \text{ E}$, 38.3° N ，图 5-13）和流域出口区域（ $\sim 100.2^\circ \text{ E}$, 38.8° N ），作出 2002~2009 年间各个变量的月平均值，来研究其随时间变化规律。

在区域（ $\sim 100.6^\circ \text{ E}$, 38.3° N ），1~5 月份，短波辐射、长波辐射基本保持不变，净辐射也保持不变，由于旧积雪，反照率一直很高，并且 3 月份后又有新降雪产生，导致反照率进一步变大，6~8 月份，气温高于积雪融化临界温度，因此降雪量减少，积雪融化，反照率降低，短波辐射、长波辐射均增加，而温度在 0 度左右，因此净辐射变大，9 月份，气温转冷，降雪增多，反照率又增大，10 月份以后，降水减少，积雪由新雪变为旧雪，反照率又降低至旧雪左右，短

波和长波辐射变小，温度变低，净辐射也减小。

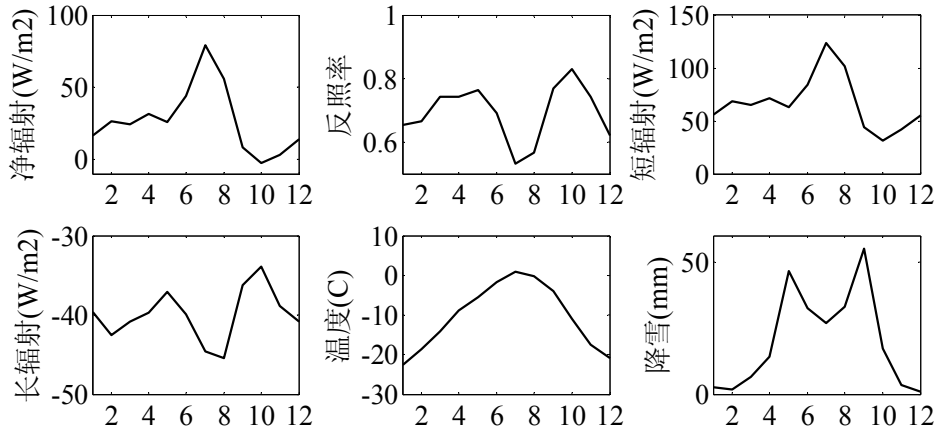


图 5-13 网格 (100.6E, 38.3N) 辐射相关变量年内变化

在区域 (100.2° E, 38.8° N)，净辐射高于区域 (100.6° E, 38.3° N) 很多，该区域降水量比较少，温度高于上一区域，所以年降雪很少，故一年内反照率变化幅度较小。

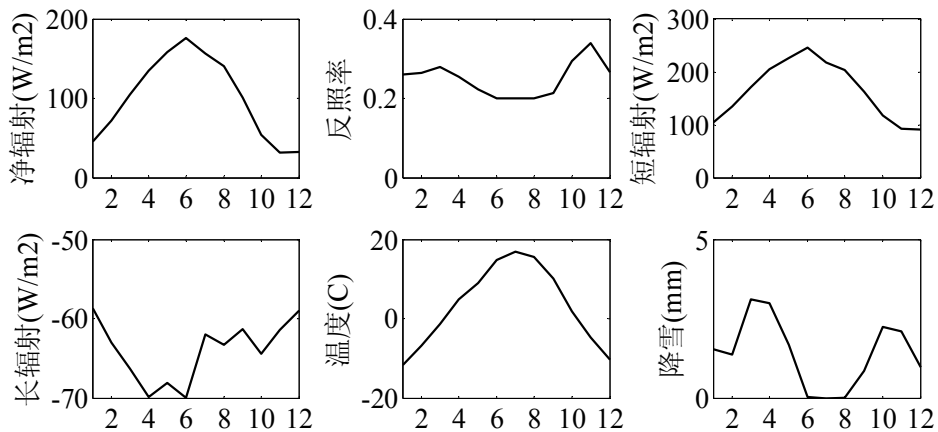


图 5-14 区域 (100.2° E, 38.8° N) 辐射相关变量年内变化

5.3.1.2 土壤温度

土壤温度在土壤内能量交换中有重要作用，同时对水的存在形式，即冻结与否有着重要的影响。下面用三个站点观测到的土壤温度和模拟土壤温度比较，来对模拟的计算结果进行一个分析，分析方法和土壤水分的一样，首先做出土壤温度剖面图。

阿柔的土壤温度剖面图（图 5-15）显示，模型模拟得到的各个土层的温度与实际差别比较大，均偏低，图 5-16 显示对冰沟的土壤温度也低估，在大冬树垭口站（图 5-7），模型对 2008 年 1~2 月份的土壤温度模拟精度比较高，3~9 月，模型模拟得到的土壤温度比实际观测偏大，尤其是底层土壤温度，偏大更为明显，10~12 月，模拟土层温度低于观测。

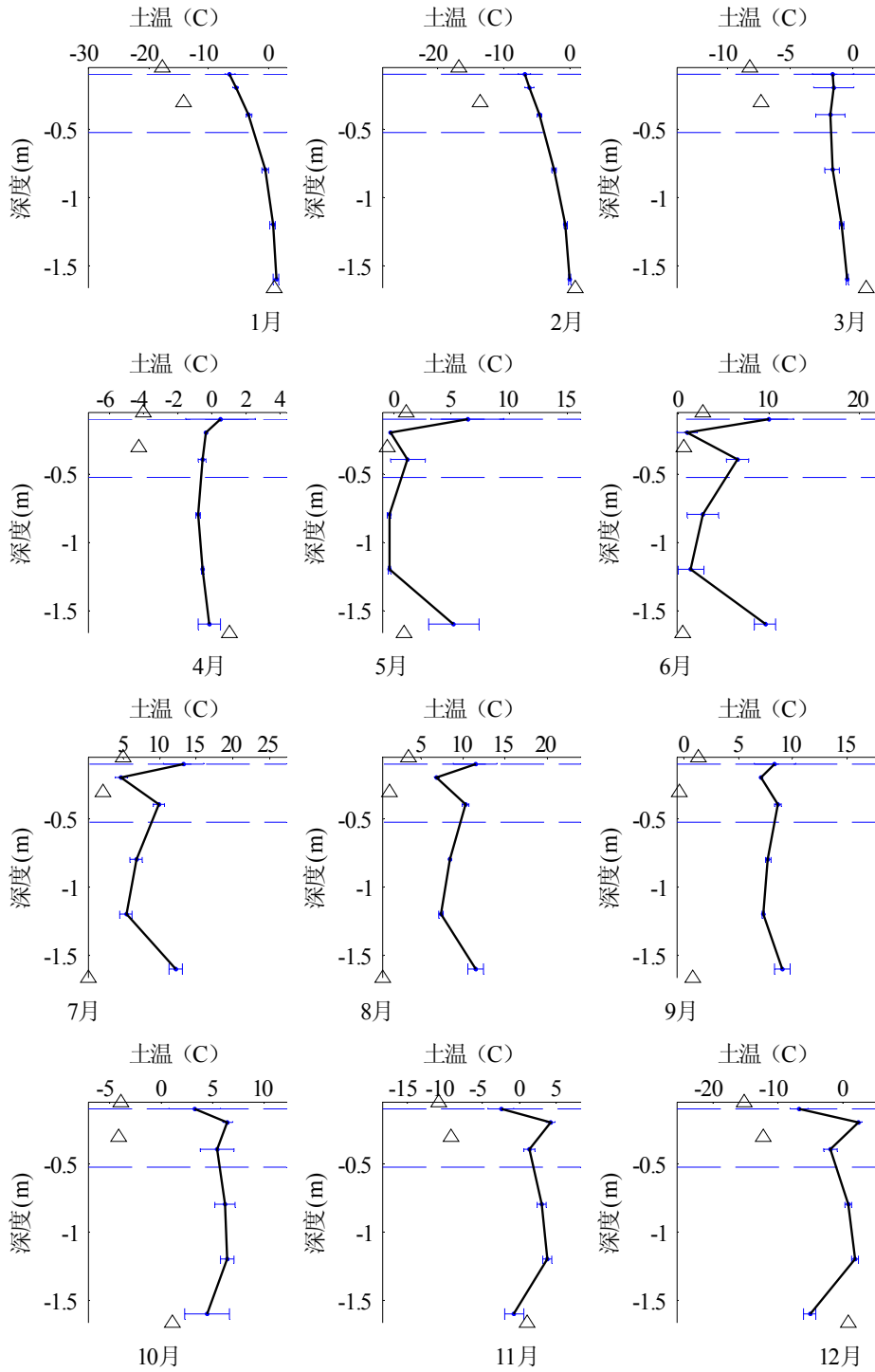


图 5-15 阿柔站观测和模拟土壤温度剖面图 (2008/01~2008/12)

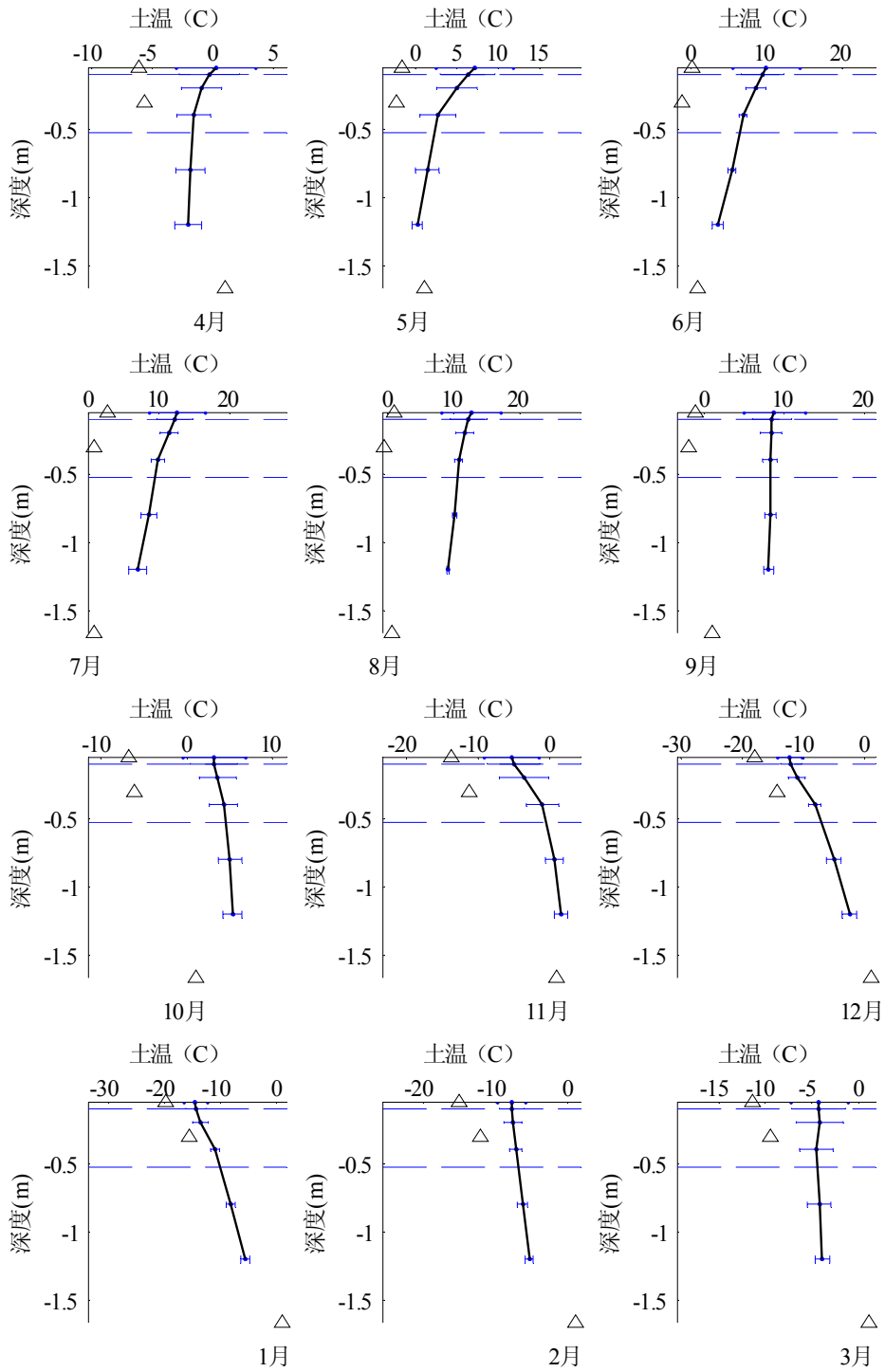


图 5-16 冰沟模拟与观测土壤温度剖面图 (2008/04~2009/03)

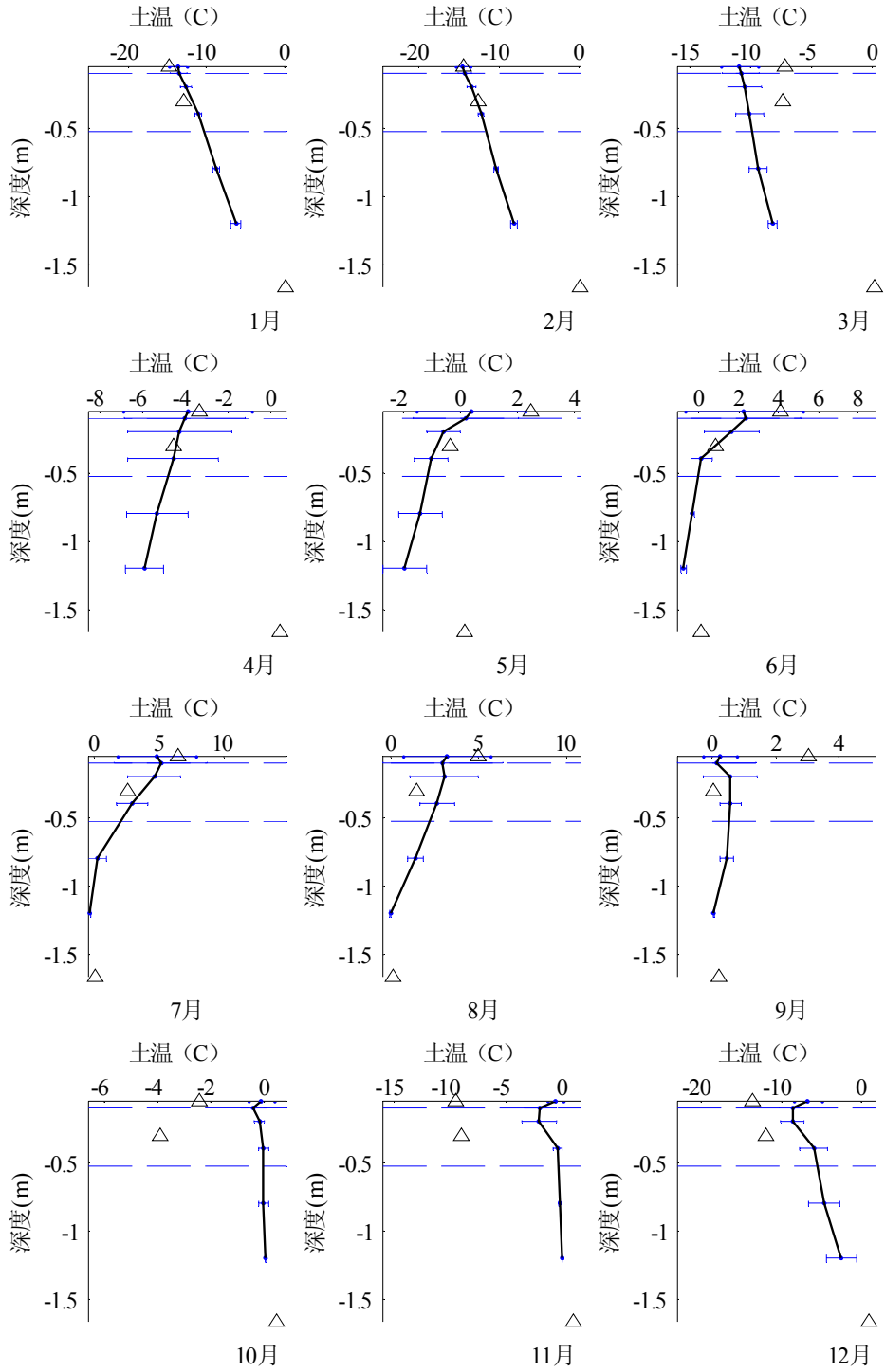


图 5-17 大冬树垭口模拟土壤温度 (2008/1~2008/12)

5.3.2 热通量

陆面过程模型的一个重要作用是能够把净辐射划分为潜热、感热、和土壤热通量[16]。潜热通量是水在相变的时候消耗的能量，感热通量主要表示大气和地表的能量交换，当地表气温高于大气温度时，能量会从地表传向大气，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。而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。

5.3.2.1 潜热通量

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，根据前面的计算，黑河流域上游平均径流系数为 16.2%，因此，蒸散发在黑河流域上游的能量和水量循环中占有重要地位，下面首先来分析蒸散发。

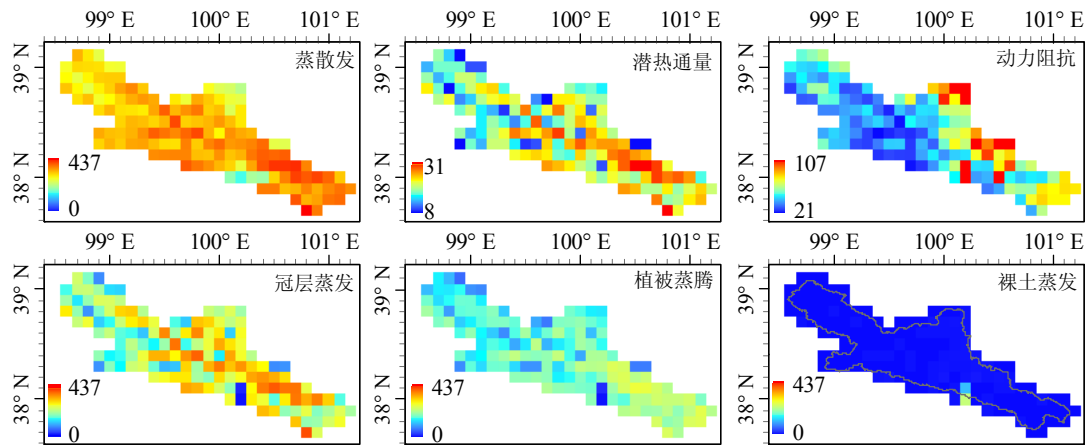


图 5-18 年平均蒸散发及潜热通量的空间分布

从上图可以看出，黑河流域上游蒸散发空间分布基本与降水的空间分布（见图 5-8）基本一致，这反映了在该地区蒸散发是水量限制而不是能量限制。与降水分布不一致的是区域（ $\sim 100.2^{\circ} \text{ E}$, 38.1° N ）及附近的区域，该区域包含大冬树垭口积雪观测站，常年积雪，因此蒸散发偏低。从蒸散发的组成成分来看，植被蒸散发占主要部分，在这其中，冠层截流导致的蒸发比植被蒸腾更多，相对而言，裸土蒸发占的比重很小，在裸土蒸发中，区域（ $\sim 100.2^{\circ} \text{ E}$, $38.1^{\circ} \sim 38.0^{\circ} \text{ N}$ ）显著高于其他区域，这是因为该区域的植被类型是参考图 2-6 的景观输入，因此，蒸散发的各个组份的组成和模型输入数据时植被图的关系相当密切。从

动力阻抗的空间分布可以看出，在空气动力阻抗高的地区，冠层蒸发一般比较小，但是在气温很高，潜在蒸散发大的区域，即使动力阻抗比较大，冠层蒸发仍然比较大，如区域（100.6° E， 38.1° N）。

为了研究潜热通量的时间变化，选取两个区域，本文选取区域（100.2° E， 38.0° N）和区域（100.1° E， 38.0° N），选取这两个区域是因为其蒸发分别以裸土蒸发和植被蒸散发为主，计算多年（2002~2009）月均值（如图 5-19），比较潜热的年变化规律。从图 5-19 可以看到，在两个区域，潜热的变化规律基本一致，第一个区域（100.2° E， 38.0° N）以裸土蒸发为主，冠层蒸发和植被蒸腾都很小，而第二个区域正好相反，这两中不同机理的蒸散发随时间的变化趋势一致，都在 7 月份达到最大值，这也进一步说明了上面的结论，即该地区的蒸散发是水量限制而不是能量限制。

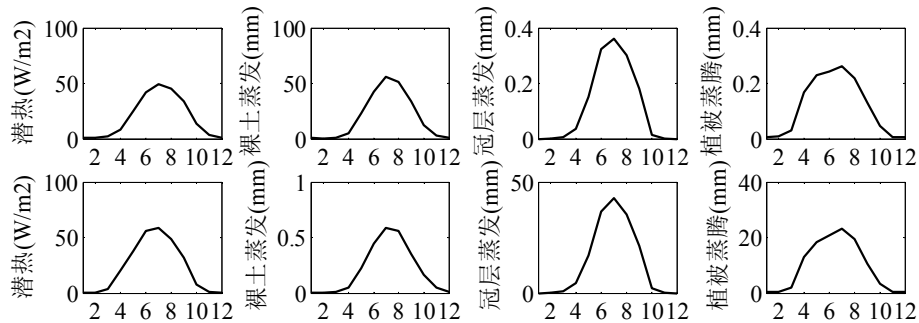


图 5-19 潜热年内变化，第一行是区域（100.2° E， 38.0° N），第二行是区域（100.1° E， 38.0° N）

5.3.2.2 感热通量

感热通量在空间的分布如图 5-20 所示，可以看出，感热通量在空间分布基本和地表温度（见图 5-12）一致，地表温度高的区域感热通量高，但是在区域（100.1° ~100.4° E， 38.0° N），感热通量异常高，根据张添等[128]的研究，感热通量对地表反照率很敏感，而该区域恰好为终年积雪区（图 5-11），反照率高于其他区域。感热通量为负值，表示在湍流运动中，大气向地面传输能量。

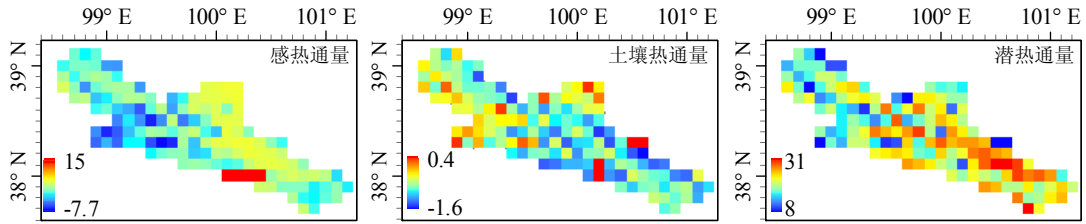


图 5-20 感热通量、土壤热通量、和潜热通量的空间分布

为了研究感热通量随着时间的变化规律，选取区域（100.2° E， 38.0° N）和区域（98.9° E， 38.3° N），作出 2002~2009 年月平均感热通量，如图 5-21。区域（100.2° E， 38.0° N）代表感热通量空间分布中年平均值很大的区域，区域（98.9° E， 38.3° N）代表感热通量空间分布中年平均值为负的区域。可以看出，区域（100.2° E， 38.0° N）的感热通量一直为正值，但是其地表温度低于空气温度，这是因为该地区常年积雪，地表反照率很大，导致其感热通量一直为正值，在区域（98.9° E， 38.3° N），由于地表温度低于大气温度，因此感热通量一年内基本一直为负值。

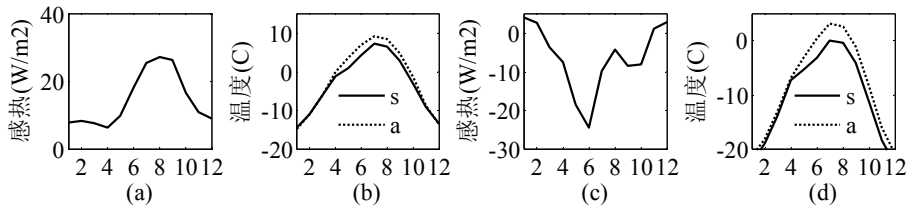


图 5-21 感热通量随着时间的变化，(a)和(b)是区域(100.2° E， 38.0° N)的感热通量和温度，(c)和(d)是区域(98.9° E， 38.3° N)的感热通量和温度

5.3.2.3 土壤热通量

土壤热通量表示土层内热量的交换，当土层上层温度高于土层下层温度时，热量向下传导，土壤热通量为正值，反之，土壤热通量为负值，图 5-20 给出了 2002~2009 年间土壤热通量均值的空间分布，可以看出，相对感热通量和潜热通量而言，土壤热通量的年均值波动幅度很小。文章[16]提到，根据研究[129-130]，在相同的净辐射下，土壤热通量在植被茂盛的地区比植被稀疏区或者裸土区小，这个现象在本文的模拟结果中也可以发现。区域(100.2° E， 38.0° N)和区域(100.1° E， 38.0° N)净辐射基本相同(见图 5-12)，但是区域(100.2° E， 38.0° N)植被稀疏，覆盖面积<10%，而模拟得到的土壤热通量明显高于区域(100.1° E， 38.0° N)，这与前人的研究结论一致。

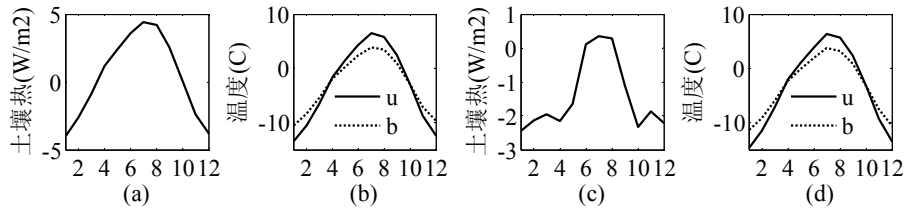


图 5-22 土壤热通量随时间的变化,(a)和(b)是区域(100.2° E, 38.0° N)的土壤热通量和温度, (c)和(d)是区域(100.1° E, 38.0° N)的土壤热通量和温度

图 5-22 是土壤热通量随时间的变化关系图,从改图可以看出,虽然两个区域土壤温度的变化趋势及大小基本一致,但是在裸土区域,土壤热通量的变化幅度比较大,区域(100.1° E, 38.0° N)在 6~8 月份净辐射大(图 5-13, 图 5-14),土壤热通量也比较大。

5.4 讨论

通过对径流的分析可以看出(图 5-2),模型能够很好的模拟黑河流域上游的径流过程,但是每年 4~6 月的融雪径流模拟欠佳,一个可能导致模型低估融雪径流的原因是模型没有输入积雪分布及厚度的相关数据,而是从没有积雪开始累积,由于在短时间内累积的积雪量远远低于实际情形,因此产生的融雪径流有限。在土壤水分的比较中,由于模拟值是一定厚度内土壤水分含量的平均值,但是观测值是不同深度的点值(图 5-4),因此本文将观测值以土壤水分剖面的形式表示,然后把模拟值标在其中(图 5-5、图 5-6 和图 5-7),这样就可以减少比较中的不确定性。模型对表层和上层土壤水分的模拟结果较差,文献[131]指出,植被盖度对土壤饱和含水量影响很大,这也改变土壤的体积密度,而在本文输入土壤参数的时候,并没有考虑植被根系对土壤体积密度的影响,导致土壤的饱和含水量也低于实际区域,比如在阿柔地区(图 5-15),降水丰沛月份平均土壤含水量有的高达 0.56,并且大部分在 0.5 以上,本文土壤参数表(表 4-1)中只有粉土的饱和土壤含水量高于 0.5。此外,从土壤水分剖面图还可以发现,模型模拟得到的土壤含水量波动明显小于实际观测,在其他模型的模拟中也有类似情况,比如 Noah LSM[46],根据文献[132-133],这是由于表层土壤高有机质含量造成的,但是 VIC 模型目前没有考虑有机质对其表层的影响。从水平衡式(27)中各个变量的空间分布(图 5-8)可以看出,黑河流域上游蒸发占降水的比率最大,在黑河流域上游,径流系数最大为 0.406,最小为 0.027,多

年平均径流系数为 0.162，这符合西北干旱半干地区内陆河的主要特点。从模型模拟的径流各个组份来看（图 5-9），虽然地表径流在降雨时会大于地下径流很多，但是从年内平均情况来看，地下径流对总径流的贡献仍然大于地表径流。

净辐射受到短波辐射、长波辐射、地表温度及反照率多个因素的影响，而上述各个变量又会受到其他诸多因素的影响，比如短波辐射会受到大气、云层、地形等多个因素的影响，因此净辐射的计算是一个很复杂的过程。反照率的一个主要影响因素是积雪，新雪的反照率可以达到 0.8 左右，从图 5-12 可以看出，年平均反照率的空间分布和年平均降雪量的空间分布基本一致，并且图 5-13 和图 5-14 也从时间分布的角度反映出了积雪对反照率的影响。在计算短波辐射时，地形因素是影响其大小的一个重要因素，高程、坡度、坡向及阴影可以对某一地区的辐射量产生明显的影响，进而会对土壤热量、能量平衡、水量平衡等生物物理过程产生间接或者直接的影响[134]，但是 VIC 模型目前在计算短波辐射时并没有考虑坡度和坡向对辐射的影响，因此，在后面的工作中有必要检验坡度坡向对辐射计算的影响。

潜热通量根据蒸散发计算，包括裸土蒸发、冠层蒸发和植被蒸腾，各项组份年平均值的空间分布如图 5-18 所示，从植被分布图（图 4-3）可以看出黑河流域上游基本被植全部被植被覆盖，因此裸土蒸发很小，从模型模拟的结果来看，年平均冠层截流蒸发要高于植被蒸腾，潜热通量年内变化和蒸散发一致，在温度高的月份较大。感热通量存在部分明显高值区域，这是因为该区域积雪较多，反照率很大，水分蒸发很小，潜热通量比较小，从而导致感热通量很高，除去异常区域，年平均感热通量在空间的分布和潜热通量基本一致，但是年平均土壤热通量的空间分布基本和感热、潜热相反（图 5-20），土壤热通量占能量的比例很小，并在一年有正有负（图 5-22），因此年平均值很小。

5.5 小结

本章系统的分析了 VIC 模型在黑河流域上游的模拟结果，详细的比较了它们的时空分布，并和观测作了对比，并且也讨论了模拟结果中部分变量误差较大和模拟结果不确定性的来源。

6 结论与展望

6.1 结论

大尺度陆面过程水文模型能够模拟研究区的水分交换和能量交换过程，是对流域进行深入研究，了解其水文循环过程及陆气能量交换过程的重要手段，由于主要采用物理过程对流域水文循环和能量交换进行描述，一般而言，大尺度陆面过程水文模型对资料的要求比概念性水文模型苛刻很多。由于观测资料有限，很多研究都是采用插值或者降尺度的方法间接地获得研究区的数据资料，然后驱动模型。由于这些方法的不确定性及其他诸多原因，这些研究基本没有公开他们的驱动数据，本文首先采用多种手段对国内公开的覆盖黑河流域上游的两套陆面过程模型气象驱动数据集进行了精度评价。然后，选择精度较高的数据集来驱动 VIC 模型，通过对模拟结果时空分布的分析和比较，说明该模型在黑河山区流域的适用性。

综合上述工作，本文主要结论有：

1) 不论是降水数据还是气温数据，ITP 和 WRF 与观测数据的相关系数差别不大，尤其是气温，相关系数都很高，统计方法显示 WRF 降水数据在日、月尺度上精度均低于 ITP。相比较在日尺度上的精度，ITP 和 WRF 降水和气温数据在月尺度上精度明显提高。

2) 经过小波变换之后可以看出，ITP、WRF 降水气温数据主要部分和观测数据的差别小于细节部分，并且 ITP 的精度高于 WRF，这和采用统计方法得到的结论一致。

3) 多尺度熵方法能从数据反映的系统的复杂性的角度来对数据的精度进行评价，因此在本文中其评价结果与统计方法及小波分析方法相反，这说明，像 WRF 这种具有物理机制的模型能够比简单的数据融合等方法更好的把握自然系统的规律，较为准确的描述系统的复杂性。

4) 模型的模拟结果显示，通过参数优化，VIC 模型能够很好的模拟黑河流域出山口的径流过程，其日 Nash-sutcliffe 系数能达到 0.7，对蒸散发的模拟在趋

势上基本吻合，但是对土壤水分在土层内的分配并不准确，和实际相比，年内变化幅度偏小，在夏季，对表层和上层土壤水分模拟偏低，在冬季，对表层和上层土壤水分模拟偏高。从水分通量各个变量年平均值的空间分布可以看出，黑河流域上游蒸散发占降水的主要部分。径流系数最大为 0.406，最小为 0.027，整个区域的平均径流系数为 0.162。模型对积雪的空间分布模拟结果较好。

5) 模拟结果显示，在黑河流域上游能量组份中，潜热通量占主要部分，感热通量次之，土壤热通量最小。除去终年积雪区，感热通量在空间分布比较均匀，但是潜热通量则受到比较多的因素影响，空间分布变化较大。

6.2 不足

本文首先对两套不同来源的数据集进行了比较，然后用大尺度陆面过程模型 VIC 对黑河流域上游的水文循环和能量交换进行了模型，虽然已有初步结果，但是还存在不足，总结如下。

1) 在对两套数据精度进行评判时，只进行了观测站点的比较，并没有对数据在研究区面上的特点及分布进行研究，由于观测点有限，对陆面过程模型驱动数据面上的分布情况进行一个研究比较是很重要的内容。

2) 在对模型模拟结果进行分析时候，变量随时间的变化主要是采用取代表性点的办法，这在一定程度上并不能完全反映整个研究区内该变量的时间变化。

3) 在这次适用性验证中，没有使用冻土算法，该流域虽然冻土分布并不十分广泛，但是会有部分冻土区的模拟造成误差。

4) 本文开题之初拟将遥感观测和模型模拟结果进行对比验证，但由于时间限制，本文对这部分工作没有实现。

6.3 展望

VIC 模型是一个大尺度水文陆面过程模型，包含能量平衡和水量平衡，内部模块包含积雪融化、冻土冻融等过程。通过本文的研究，能够促进以下几个方面工作的发展：

1) 次网格对 VIC 模型辐射计算的影响评估。

净辐射一方面和潜在蒸散发的计算有关，另一方面又和潜热、感热、和土壤热通量的计算有关，因此辐射的计算在陆面过程中有重要的地位。

2) 研究黑河流域上游冻土的分布及冻融锋面的变化。

冻土对水分下渗有直接的影响，同时，它还影响热量在土壤中的传导，目前，在黑河流域内的冻土调查较少，利用模型研究黑河流域上游冻土的分布及变化，能够帮助人们更好地认识流域特征。

3) 研究气候变化情景或者外界政策干扰下黑河流域上游水分循环和能量交换过程的变化。

气候变化是全球关注的热点，科研工作者在努力探究气候变化下不同区域的响应，同时，政府决策部门也想通过人为活动来促使流域、社会、经济向着可持续发展的方向发展。如果模型能够很好的模拟过去的水文循环和能量交换，则可以帮助人们很好的预测不同情景下流域的响应。

参考文献

- 1 Burlando, P., F. Pellicciotti, and U. Strasser. Modelling mountainous water systems between learning and speculating looking for challenges[J]. *Nordic Hydrology*, 2002. 33(1): p. 47-74.
- 2 赵玲. 黑河流域人口承载力预测分析研究[D]. 兰州:兰州大学, 2010
- 3 李新, et al. 黑河流域生态—水文过程综合遥感观测联合试验总体设计[J]. *地球科学进展*, 2012(05): p. 481-498.
- 4 李新, et al. 黑河流域遥感—地面观测同步试验:科学目标与试验方案[J]. *地球科学进展*, 2008(09): p. 897-914.
- 5 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:中国科学院寒区寒区环境与工程研究所, 2012
- 6 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 2005, 北京: 气象出版社.
- 7 Liang, X., et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. *J. Geophys. Res.*, 1994. 99: p. 14415-14428.
- 8 Liang, X., E.F. Wood, and D.P. Lettenmaier. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification[J]. *Global and Planetary Change*, 1996. 13(1-4): p. 195-206.
- 9 Liang, X., D.P. Lettenmaier, and E.F. Wood. 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): p. 21403-21422.
- 10 Liang, X., E.F. Wood, and D.P. Lettenmaier. Modeling ground heat flux in land surface parameterization schemes[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1999. 104(D8): p. 9581-9600.
- 11 Liang, X. and Z. Xie. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models[J]. *Advances in Water Resources*, 2001. 24(9-10): p. 1173-1193.
- 12 Liang, X., Z.H. Xie, and M.Y. Huang. 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).
- 13 Cherkauer, K.A. and D.P. Lettenmaier. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1999. 104(D16): p. 19599-19610.
- 14 Cherkauer, K.A. and D.P. Lettenmaier. Simulation of spatial variability in snow and frozen soil[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003. 108(D22).

- 15 Nijssen, B., et al. Streamflow simulation for continental-scale river basins[J]. *Water Resources Research*, 1997. 33(4): p. 711-724.
- 16 Liang, X., et al. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2 (c) Red-Arkansas River basin experiment: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes[J]. *Global and Planetary Change*, 1998. 19(1): p. 137-159.
- 17 Wood, E.F., et al. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons[J]. *Global and Planetary Change*, 1998. 19(1-4): p. 115-135.
- 18 Lohmann, D., et al. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes[J]. *Global and Planetary Change*, 1998. 19(1-4): p. 161-179.
- 19 Nijssen, B., R. Schnur, and D.P. Lettenmaier. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980-93[J]. *Journal of Climate*, 2001. 14(8): p. 1790-1808.
- 20 Nijssen, B., et al. Predicting the discharge of global rivers[J]. *Journal of Climate*, 2001. 14(15): p. 3307-3323.
- 21 Leung, L.R., 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): p. 2313-2329.
- 22 Nijssen, B., et al. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change[J]. *Climatic Change*, 2001. 50(1): p. 143-175.
- 23 Mao, D. and K.A. Cherkauer. Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region[J]. *Journal of Hydrology*, 2009. 374(1-2): p. 71-82.
- 24 贾仰文 and 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.
- 25 Sherman, L. Streamflow from rainfall by the unit-graph method[J]. *Engineering News Record*, 1932. 108: p. 501-505.
- 26 Nash, J. The form of the instantaneous unit hydrograph[J]. *Publication*, 1957. 45: p. 114-121.
- 27 Crawford, N. and R. Linsley. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV[M]. 1966: Dept. of Civil Engineering, Stanford University.
- 28 詹道江 and 叶守泽. 工程水文学 (第三版) [M]. 1999, 北京: 中国水利水电出版社.
- 29 赵人俊. 流域水文模拟: 新安江模型与陕北模型[M]. 1984: 水利电力出版社.
- 30 李新, et al. 数字黑河的思考与实践 3: 模型集成 [J]. *地球科学进展*, 2010. v.25;No.188(08): p. 851-865.
- 31 康尔泗, et al. 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(01): p.

- 18-26.
- 32 康尔泗, et al. 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(S1): p. 47-54.
 - 33 何思为, et al. 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(03): p. 13-18.
 - 34 陈仁升, et al. Topmodel 模型在黑河干流出山径流模拟中的应用[J]. 中国沙漠, 2003(04): p. 94-100.
 - 35 王建 and 李硕. 气候变化对中国内陆干旱区山区融雪径流的影响[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 2005(07): p. 664-670.
 - 36 夏军, et al. 分布式时变增益流域水循环模拟[J]. 地理学报, 2003(05): p. 789-796.
 - 37 贾仰文, 王浩, and 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(05): p. 534-542.
 - 38 贾仰文, 王浩, and 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(06): p. 655-661.
 - 39 Jia, Y., 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): p. 1849-1866.
 - 40 黄清华 and 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(02): p. 22-26.
 - 41 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
 - 42 周剑, et al. 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(04): p. 724-736.
 - 43 陈仁升, et al. 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(08): p. 806-818.
 - 44 陈仁升, et al. 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(08): p. 819-829.
 - 45 陈仁升, et al. 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(08): p. 830-837.
 - 46 陈浩, et al. 黑河上游山区典型站的水热过程模拟研究[J]. 冰川冻土, 2013(01): p. 126-137.
 - 47 Lohmann, D., et al. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2(c) Red-arkansas river basin experiment 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes (vol 19, pg 161, 1998)[J]. Global and Planetary Change, 1999. 20(4): p. 291-295.
 - 48 Bowling, L.C., et al. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS phase 2(e) - 1: Experiment description and summary intercomparisons[J].

- Global and Planetary Change, 2003. 38(1-2): p. 1-30.
- 49 Lohmann, D., et al. Streamflow and water balance intercomparisons of four land surface models in the North American Land Data Assimilation System project[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2004. 109(D7).
- 50 Robock, A., et al. Evaluation of the North American Land Data Assimilation System over the southern Great Plains during the warm season[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2003. 108(D22).
- 51 Huilin Gao, et al. Water Budget Record from Variable Infiltration Capacity (VIC) Model Algorithm Theoretical Basis Document. 2009: University of Washington, Princeton University.
- 52 Cherkauer, K.A., L.C. Bowling, and D.P. Lettenmaier. Variable infiltration capacity cold land process model updates[J]. Global and Planetary Change, 2003. 38(1-2): p. 151-159.
- 53 Zhao, Q., et al. Coupling a glacier melt model to the Variable Infiltration Capacity (VIC) model for hydrological modeling in north-western China[J]. Environmental Earth Sciences, 2013. 68(1): p. 87-101.
- 54 Feng, X., et al. The Impact of Snow Model Complexity at Three CLPX Sites[J]. Journal of Hydrometeorology, 2008. 9(6): p. 1464-1481.
- 55 Li, J., X. Gao, and S. Sorooshian. Modeling and analysis of the variability of the water cycle in the upper Rio Grande basin at high resolution[J]. Journal of Hydrometeorology, 2007. 8(4): p. 805-824.
- 56 Meng, L. and S.M. Quiring. A comparison of soil moisture models using Soil Climate Analysis Network observations[J]. Journal of Hydrometeorology, 2008. 9(4): p. 641-659.
- 57 Sheffield, J., et al. Snow process modeling in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS): 1. Evaluation of model-simulated snow cover extent[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2003. 108(D22).
- 58 Pan, M., et al. Snow process modeling in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS): 2. Evaluation of model simulated snow water equivalent[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2003. 108(D22).
- 59 Su, F.G., et al. Streamflow simulations of the terrestrial Arctic domain[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2005. 110(D8).
- 60 Wu, Z., et al. Thirty-five year (1971-2005) simulation of daily soil moisture using the variable infiltration capacity model over China[J]. Atmosphere-Ocean, 2007. 45(1): p. 37-45.
- 61 Zhu, C. and D.P. Lettenmaier. Long-term climate and derived surface hydrology and energy flux data for Mexico: 1925-2004[J]. Journal of Climate, 2007. 20(9): p. 1936-1946.
- 62 Hurkmans, R.T.W.L., et al. Water balance versus land surface model in the simulation of Rhine river discharges[J]. Water Resources Research, 2008. 44(1).

- 63 Lakshmi, V. and E.F. Wood. Diurnal cycles of evaporation using a two-layer hydrological model[J]. *Journal of Hydrology*, 1998. 204(1-4): p. 37-51.
- 64 Cosgrove, B.A., et al. Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003. 108(D22).
- 65 潘小多. 黑河流域高分辨率大气驱动数据的制备: 模拟与数据同化[D]. 兰州:中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2012
- 66 Chen, Y., et al. Improving land surface temperature modeling for dry land of China[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2011. 116.
- 67 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高原研究所, 2010
- 68 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
- 69 胡兴林, 畅俊杰, and 刘根生. 考虑区间正负入流量的自适应洪水预报模型[J]. *水文*, 2003(03): p. 24-28.
- 70 潘小多, 李新, and 钞振华. 区域尺度近地表气候要素驱动数据研制的研究综述[J]. *地球科学进展*, 2010(12).
- 71 Nan, Z., et al. Analysis of Spatial Similarities Between NEXRAD and NLDAS Precipitation Data Products[J]. *Ieee Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2010. 3(3): p. 371-385.
- 72 Gourley, J.J., et al. Hydrologic Evaluation of Rainfall Estimates from Radar, Satellite, Gauge, and Combinations on Ft. Cobb Basin, Oklahoma[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2011. 12(5): p. 973-988.
- 73 Fekete, B.M., et al. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates[J]. *Journal of Climate*, 2004. 17(2): p. 294-304.
- 74 Decharme, B. and H. Douville. Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations[J]. *Climate Dynamics*, 2006. 27(7-8): p. 695-713.
- 75 Skamarock, W., et al. Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3[J]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+ STR, 2005. 113.
- 76 Argueso, D., et al. Evaluation of WRF Mean and Extreme Precipitation over Spain: Present Climate (1970-99)[J]. *Journal of Climate*, 2012. 25(14): p. 4883-4897.
- 77 Caldwell, P., et al. Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California[J]. *Climatic Change*, 2009. 95(3-4): p. 499-521.
- 78 Zhang, Y., et al. Evaluation of WRF and HadRM Mesoscale Climate Simulations over the US Pacific Northwest[J]. *Journal of Climate*, 2009. 22(20): p. 5511-5526.

- 79 潘小多, et al. 下垫面对 WRF 模式模拟黑河流域区域气候精度影响研究[J]. 高原气象, 2012(03): p. 657-667.
- 80 Pan, X., et al. Dynamic downscaling of near-surface air temperature at the basin scale using WRF-a case study in the Heihe River Basin, China[J]. *Frontiers of Earth Science*, 2012. 6(3): p. 314-323.
- 81 As-Syakur, A., et al. Comparison of TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) products and daily-monthly gauge data over Bali[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2011. 32(24): p. 8969-8982.
- 82 Daubechies, I. The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis[J]. *IEEE Transactions on Information Theory*, 1990. 36(5): p. 961-1005.
- 83 Foufoula-Georgiou, E. and P. Kumar. *Wavelets in geophysics*[M]. Vol. 4. 1994: Academic Pr.
- 84 Sang, Y.F., et al. Wavelet-Based Analysis on the Complexity of Hydrologic Series Data under Multi-Temporal Scales[J]. *Entropy*, 2011. 13(1): p. 195-210.
- 85 Torrence, C. and G.P. Compo. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998. 79(1): p. 61-78.
- 86 de Trad, C.H., Q. Fang, and I. Cosic. Protein sequence comparison based on the wavelet transform approach[J]. *Protein engineering*, 2002. 15(3): p. 193-203.
- 87 Sripath, D. *Efficient Implementations of Discrete Wavelet Transforms Using FPGAs*[D]. 2003
- 88 Costa, M., A.L. Goldberger, and C.K. Peng. Multiscale entropy analysis of biological signals[J]. *Physical Review E*, 2005. 71(2).
- 89 Zhang, Y.C. Complexity and 1/f noise: a phase space approach[J]. *Journal de Physique I*, 1991. 1(7): p. 971-977.
- 90 Ahmed, M.U. and D.P. Mandic. Multivariate multiscale entropy: A tool for complexity analysis of multichannel data[J]. *Physical Review E*, 2011. 84(6).
- 91 Costa, M., A.L. Goldberger, and C.K. Peng. Multiscale entropy analysis of complex physiologic time series[J]. *Physical Review Letters*, 2002. 89(6): p. 68102.
- 92 Fogedby, H.C. On the Phase Space Approach to Complexity[J]. *Journal of Statistical Physics*, 1992. 69(1-2): p. 411-425.
- 93 Lake, D.E., et al. Sample entropy analysis of neonatal heart rate variability[J]. *American Journal of Physiology-Regulatory Integrative and Comparative Physiology*, 2002. 283(3): p. R789-R797.
- 94 Richman, J.S. and J.R. Moorman. Physiological time-series analysis using approximate entropy and sample entropy[J]. *American Journal of Physiology-Heart and Circulatory Physiology*, 2000. 278(6): p. H2039-H2049.
- 95 Pincus, S.M. Approximate entropy as a measure of system complexity[J]. *Proceedings of the*

- National Academy of Sciences of the United States of America, 1991. 88(6): p. 2297-2301.
- 96 Costa, M., A. Goldberger, and C.K. Peng. Multiscale entropy to distinguish physiologic and synthetic RR time series[C]. 2002: IEEE.
- 97 Ho, Y.-L., et al. The Prognostic Value of Non-Linear Analysis of Heart Rate Variability in Patients with Congestive Heart Failure-A Pilot Study of Multiscale Entropy[J]. Plos One, 2011. 6(4).
- 98 Li, Z. and Y.K. Zhang. Multi-scale entropy analysis of Mississippi River flow[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2008. 22(4): p. 507-512.
- 99 Zhang, Q., et al. The influence of dam and lakes on the Yangtze River streamflow: long - range correlation and complexity analyses[J]. Hydrological processes, 2012.
- 100 Zhou, Y., et al. Hydrological effects of water reservoirs on hydrological processes in the East River (China) basin: complexity evaluations based on the multi - scale entropy analysis[J]. Hydrological processes, 2011.
- 101 Chou, C.M. Wavelet-Based Multi-Scale Entropy Analysis of Complex Rainfall Time Series[J]. Entropy, 2011. 13(1): p. 241-253.
- 102 Lake, D.E., et al. Sample entropy analysis of neonatal heart rate variability[J]. American Journal of Physiology-Regulatory, Integrative and Comparative Physiology, 2002. 283(3): p. R789-R797.
- 103 Liston, G.E. and K. Elder. A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet)[J]. Journal of Hydrometeorology, 2006. 7(2): p. 217-234.
- 104 Koch, S.E., M. Desjardins, and P.J. Kocin. An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data[J]. Journal of climate and applied meteorology, 1983. 22(9): p. 1487-1503.
- 105 Wen, Z., X. Liang, and S. Yang. A new multiscale routing framework and its evaluation for land surface modeling applications[J]. Water Resources Research, 2012. 48.
- 106 Dickinson, R.E. Biosphere/atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model[J]. Technical report, 1986.
- 107 Brooks, R.H. and A.T. Corey. Hydraulic properties of porous media[J]. Hydrology Papers, Colorado State University, 1964(March).
- 108 Franchini, M. and M. Pacciani. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models[J]. Journal of Hydrology, 1991. 122(1-4): p. 161-219.
- 109 Deardorff, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation[J]. Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres, 1978. 83(NC4): p. 1889-1903.
- 110 Monteith, J.L. and M.H. Unsworth. Principles of environmental physics[M]. 2008: Academic Press.

- 111 Louis, J.F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere[J]. *Boundary-layer meteorology*, 1979. 17(2): p. 187-202.
- 112 Blondin, C. Parameterization of land-surface processes in numerical weather prediction[M]. 1991: Springer.
- 113 Ducoudre, N.I., K. Laval, and A. Perrier. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere Interface within the LMD atmospheric general circulation model[J]. *Journal of Climate*, 1993. 6(2): p. 248-273.
- 114 Wigmosta, M.S., L.W. Vail, and D.P. Lettenmaier. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain[J]. *Water Resources Research*, 1994. 30(6): p. 1665-1679.
- 115 Andreadis, K.M., P. Storck, and D.P. Lettenmaier. Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments[J]. *Water Resources Research*, 2009. 45.
- 116 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
- 117 侯学煜 and 中国科学院中国植被图编辑委员会. 1: 1000000 中国植被图集[M]. 2001: 科学出版社.
- 118 Lohmann, D., R. Nolte-Holube, and E. Raschke. A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes[J]. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1996. 48(5): p. 708-721.
- 119 Lohmann, D., et al. Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model[J]. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 1998. 43(1): p. 131-141.
- 120 Ocallaghan, J.F. and D.M. Mark. The extraction of drainage networks from digital elevation data[J]. *Computer Vision Graphics and Image Processing*, 1984. 28(3): p. 323-344.
- 121 Guo, J.H., X. Liang, and L.R. Leung. A new multiscale flow network generation scheme for land surface models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004. 31(23).
- 122 Duan, Q., S. Sorooshian, and V. Gupta. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models[J]. *Water Resources Research*, 1992. 28(4): p. 1015-1031.
- 123 Tasai, H., et al. Evaluation of characteristics of TOPMODEL parameters using SCE-UA method[J]. *Science Bulletin of the Faculty of Agriculture Kyushu University*, 2006. 61(2): p. 261-272.
- 124 K. Ajami, N., et al. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system[J]. *Journal of Hydrology*, 2004. 298(1-4): p. 112-135.
- 125 董洁平, 李致家, and 戴健男. 基于 SCE-UA 算法的新安江模型参数优化及应用[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2012. v.40;No.196(05): p. 485-490.
- 126 王书功. 水文模型参数估计方法及参数估计不确定性研究[M]. 2010: 黄河水利出版社.
- 127 Gerten, D., et al. Terrestrial vegetation and water balance--hydrological evaluation of a

- dynamic global vegetation model[J]. *Journal of Hydrology*, 2004. 286(1-4): p. 249-270.
- 128 张添, 黄春林, and 沈焕锋. 地表通量对模型参数的不确定性和敏感性分析[J]. *遥感技术与应用*, 2011. v.26;No.121(05): p. 569-576.
- 129 Choudhury, B.J., S.B. Idso, and R.J. Reginato. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1987. 39(4): p. 283-297.
- 130 Kustas, W.P. and C.S. Daughtry. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1990. 49(3): p. 205-223.
- 131 程艳涛. 冻土高寒草甸草地土壤水分入渗过程及影响因素的试验研究[D]. 兰州大学, 2008
- 132 Yang, K., et al. Inverse analysis of the role of soil vertical heterogeneity in controlling surface soil state and energy partition[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2005. 110(D8).
- 133 Chen, Y., et al. Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for Eastern Tibet grasslands[J]. *Science China Earth Sciences*, 2012. 55(6): p. 1001-1011.
- 134 Dubayah, R. and M. Paul. Topographic solar radiation models for GIS[J]. *International Journal of Geographical Information Systems*, 1995. 9(4): p. 405-419.

科研活动

一、参与项目

1. 基于高速 CCD 摄影的水气两相流光学特性测试研究（国家大学生创新计划项目，主要完成人）
项目编号：081070021
2. 基于科学模型和三维游戏体验的黑河流域水土资源可持续发展决策支持系统（863 计划，参研）
项目编号：2008AA12Z205
3. 地表过程建模环境和模型集成研究（中国科学院知识创新工程重要方向项目，参研）
项目编号：KZCX2-YW-Q10-1
4. 服务于黑河流域集成管理的空间决策支持系统（国家自然科学基金重大研究计划培育项目，参研）
项目编号：91125006

二、发表论文

1. 何思为，邵建斌，陈刚等. 气泡成像机理及对图像测量的影响[C], 第九届全国水动力学学术会议暨第二十二届全国水动力学研讨会. 2009. 中国 四川 成都, p.466-472
2. 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 (3), p.13-18
3. 何思为，南卓铜. 使用秩次集对方法预测地下水位动态变化[J], 四川大学学报（工程科学版）, 2013 (S1)

三、参加会议

1. 2009.8 参加四川大学承办的“第九届全国水动力学学术会议暨第二十二届全国水动力学研讨会”，并作报告。
2. 2011.4 参加武汉大学举办的“2011 全国水利专业研究生弘禹论坛”，并作报告。
3. 2011.8 参加中科院寒旱所、兰州大学、中科院新疆地理所承办的“第九届中国水论坛”。

声 明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其它人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得四川大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

本学位论文成果是本人在四川大学读书期间在导师指导下取得的，论文成果归四川大学所有，特此声明。

学生签名：_____

老师签名：_____

致 谢

又到毕业时间了，在写这个致谢的时候不禁想起本科毕业论文的致谢，人生能有几次这样的机会写致谢呢？三年前，我的本科毕业论文也是在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所南卓铜老师的指导下完成的，翻开本科毕业论文的致谢，一切仍然历历在目。三年来，生活、学习上碰到过诸多问题，南老师都能设身处地的想办法帮忙解决，很幸运能够碰到南老师这样一位好老师，教给我做人、做事、做学问的道理和方法，在此，深深的谢谢南老师。第二位要感谢的老师是梁旭老师，由于远在异国，指导颇为不便，但是每次和梁老师的会面中，都能被她那谦虚低调的生活方式、敏锐的科研洞察力、以及严谨的治学态度所熏陶。梁老师虽然很忙，但是对我碰到的一些困难都会想办法解决，在此，谢谢梁老师。

在寒旱所学习的时间里，也有诸多好友需要感谢，他们对我的帮助如下：魏晓亮同学不厌其烦的解答我程序中碰到的问题，他把我领进了编程的大门，侯玉婷、黄培培、张凌同学给我地理方面知识答疑解惑和学习指导，陈浩师兄教我英语学习，并帮助我修改我的英文作文，同时给我分享人生经历，赵彦博师兄给我计算机技术方面的指导和帮助，王旭峰师兄曾经指导我植被模型的学习，感谢曹艳萍师姐。也感谢兰州大学周晓波、杨华磊、严海刚同学对我像老朋友一样热情和坦率。在这个时代，当下年龄，大家可能都忙于拼搏自己的事情，互相问候不多，但是，这种毫无利益关系的朋友之情或许是我们永远美好且不褪色的回忆。

也要感谢四川大学的老师和同学，感谢许唯临老师、梁川老师给我的帮助，感谢周向阳师兄在我中途回学校之时帮忙解决住宿问题，感谢高速水力学栗帅、白瑞迪、胡小禹、郑秋文、罗书靖同学的欢笑。由于我有很长一段时间在兰州学习，这给水文系老师及骆红老师造成管理上的不便，在此，谢谢他们，还有水文系的同学们，由于在外地，和他们我一直疏于交流，深表抱歉。

其实，还有很多帮助我成长的人，有些甚至不知道姓名，因为成长是一个积累，看到或者碰到的人和事都会给我的成长添砖加瓦，谢谢你们。

三年来，我不能给家里承担什么，看着父母逐年苍老的容颜，我亦是心里愧疚，但是想着他们对我的期盼，我又倍添动力，“丝丝白发女儿债，历历深纹岁月痕”，在此，祝愿家人及父母身体健康，平平安安。感谢你们无以言报的付出！

三年来，我努力提升自己，虽然有不如意，但是一直无悔，并将一直努力。

思为于四川大学水力学国重室大楼

2013年4月27日晚