

博 士 学 位 论 文

耦合分布式水文模拟及降雨集合预报的 水库实时优化调度

**Reservoir Real-time Operation by Coupling Distributed
Hydrological Simulation and Ensemble Precipitation Prediction**

作 者 姓 名: 王福兴

学科、 专业: 水文学及水资源

学 号: 10906035

指 导 教 师: 周惠成 教授

完 成 日 期: 2012 年 6 月

大连理工大学

Dalian University of Technology

大连理工大学学位论文独创性声明

作者郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用内容和致谢的地方外，本论文不包含其他个人或集体已经发表的研究成果，也不包含其他已申请学位或其他用途使用过的成果。与我一同工作的同志对本研究所做的贡献均已在论文中做了明确的说明并表示了谢意。

若有不实之处，本人愿意承担相关法律责任。

学位论文题目：_____

作者签名：_____ 日期：_____年____月____日

摘 要

分布式水文模型所需的高精度驱动数据通常难以获得,预报信息不确定性阻碍了水库实时调度进程。针对以上问题,本文主要研究全球数据产品在流域尺度的可利用性,并采用集合预报描述预报误差,开发水库实时优化调度系统。主要研究成果与结论如下:

(1) 以辉发河流域为研究区域,建立基于水和能量平衡的分布式水文模型 WEB-DHM,模拟流域长系列(2000-2006 年)水分(流量)和能量(陆面温度)循环过程。与地面实测日流量和遥感陆面温度对比表明,WEB-DHM 模型能较好模拟流域水分和能量循环过程,这是本文的基础。

(2) 针对分布式水文模型高精度驱动数据难以获得的问题,分析 GLDAS 产品在流域尺度的可利用性进行。结果表明,GLDAS 的降雨,气温及长波辐射精度较高,但 GLDAS 高估了向下短波辐射 $R_{sw,d}$,从而导致 GLDAS 模拟的净辐射、蒸散发,潜热及显热通量具有不确定性。将 GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 作简单的线性修正后,以 GLDAS 驱动 WEB-DHM 能较好再现流域水循环过程。

(3) 开发了基于确定性数值天气预报的水库多目标(水库上下游防洪安全及兴利蓄水)实时优化系统。系统采用日本气象厅(JMA)实时预报作为驱动,使其实现真正的实时操作,并对原始 WEB-DHM 模型作了改进,使模型运行效率提高约 63%。系统采用洗牌复形演化算法(SCE-UA)和动态惩罚函数法分别进行目标优化和解决多约束条件问题。在丰满水库对三场洪水进行检验(2001, 2004 和 2005 年)的结果表明,系统能较好预报汛期洪水及优化目标函数。

(4) 针对数值天气预报普遍存在的不确定性问题,基于前人工作,改进降雨集合预报生成技术。第一,将降雨预报评价指标归一化,全面描述降雨强度误差;第二,考虑降雨强度和分布误差,并概括为数学公式以弱化人为因素对扰动结果的影响。统计 2004 和 2005 年汛期降水的连续概率排位分数(CRPS)和分布直方图(RH),结果表明,用本文方法生成的集合预报总体上优于 JMA 产品。

(5) 耦合集合预报和分布式水文模型于水库实时优化模型,开发基于集合预报的水库实时调度系统(EPROS),在丰满流域对 2004 和 2005 年实测洪水检验。结果表明,EPROS 通过产生一组场景(入库流量,水库泄流及水位),有效地描述了单值预报的不确定性。此外,EPROS 系统对集合预报成员数并不敏感,在较大洪水下也能较好运行。系统易于操作,为水库实时调度提供了参考。

最后对全文做了总结,并对有待于进一步研究的问题进行了展望。

关键词: 水和能量循环; GLDAS; 集合预报; 分布式水文模型; 多目标水库调度

Reservoir Real-time Operation by Coupling Distributed Hydrological Simulation and Ensemble Precipitation Prediction

Abstract

The accurate high-resolution forcing data are usually difficult to obtain. The uncertainty of forecast information hindered the process of real-time reservoir operation. The aim of this thesis is: 1) to assess the applicability of a global dataset in basin scale; 2) to handle the forecast uncertainty by using ensemble approach; 3) to develop an ensemble prediction-based reservoir optimization system. Main results and conclusions include:

(1) A hydrological model (The Water and Energy Budget-based Distributed Hydrological Model, WEB-DHM) was established in a semiarid river basin (Fengman basin). The water (discharge) and energy (Land Surface Temperature, LST) cycles is simulated from 2000 to 2006. It was concluded that the WEB-DHM is able to predict water and energy fluxes accurately over the Fengman basin by comparing with measured streamflows and MODIS/Terra (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer/Terra) LSTs.

(2) Because accurate high resolution atmospheric forcing data is difficult to obtain for most cases, the applicability of GLDAS in basin scale water and energy budget study is evaluated. Main results include: 1) the GLDAS is of high quality for daily and monthly precipitation, T_{air} , monthly $R_{lw,d}$, while it overestimates monthly $R_{sw,d}$; 2) the GLDAS/Noah agrees well with the verified WEB-DHM and JRA-25 in terms of LST, upward shortwave and longwave radiation. While the net radiation, evapotranspiration, latent and sensible heat fluxes modeled by GLDAS/Noah are larger than WEB-DHM and JRA-25 simulations in wet seasons; 3) the basin-integrated discharges and evapotranspiration can be reproduced reasonably well by WEB-DHM fed with GLDAS forcing except linear corrections of $R_{sw,d}$.

(3) A multi-objective (the upstream and downstream safety, and water use) real-time reservoir operation system is developed by using deterministic rainfall forecast obtained from Japan Meteorology Agency (JMA). The efficiency of the WEB-DHM model is improved by 63% comparing with the original WEB-DHM model. The SCE-UA (Shuffled Complex Evolution developed at The University of Arizona) is applied to optimize the multi-objective. The dynamic penalty function is applied to solve the multi-constraint. The results show that the system is able to optimize the objectives by evaluating the system for the three flood events (2001, 2004 and 2005).

(4) The ensemble precipitation generation method proposed by *Saavedra et al.*, [2010] is improved in order to describe the uncertainties in NWP. First, the precipitation forecast error

is described by using the normalized evaluation index. Second, the definition of QPF perturbation weight is simplified by using mathematical functions instead of using proposed zones and a look up table. The ensemble QPFs generated by EPROS are comparable to that obtained from JMA by measuring their performances using CRPS (Continuous Ranked Probability Score) and RH (Rank Histogram) on 2004 and 2005.

(5) An Ensemble Prediction based Reservoir Optimization System (EPROS) is presented in this study by coupling ensemble hydrological prediction with reservoir real-time optimization. The EPROS system has been evaluated on Fengman reservoir for the flood events in 2004 and 2005. For both events, the ensemble based streamflow predictions described the uncertainties of single prediction effectively by generating multiple (e.g., 30-member) streamflow sceneries (water levels, reservoir inflows). The system's capability was evaluated under critical situations. The system is not sensitive to the ensemble sizes. The system is of high efficiency and easy to operate. It can provide reference for practical operation.

Finally, the summary and further directions are given.

Key Words: Water and Energy Cycles; GLDAS; Ensemble Prediction; Distributed Hydrological Model; Multi-objective Reservoir Operation

目 录

摘 要.....	I
Abstract	II
1 绪论.....	1
1.1 选题背景.....	1
1.2 国内外研究进展.....	2
1.2.1 水文模型研究进展.....	2
1.2.2 多目标水库实时调度研究进展.....	3
1.2.3 数值天气预报研究进展.....	4
1.3 存在的问题及发展趋势.....	6
1.4 主要研究内容.....	7
1.4.1 论文主要内容.....	7
1.4.2 论文组织结构.....	9
2 WEB-DHM 水文模型在辉发河流域的应用及其适用性检验	10
2.1 引言.....	10
2.2 WEB-DHM 模型及验证方法	10
2.2.1 WEB-DHM 模型介绍	10
2.2.2 WEB-DHM 模型验证方法	12
2.3 辉发河流域及数据介绍.....	13
2.3.1 辉发河流域.....	13
2.3.2 地面观测.....	14
2.3.3 卫星观测.....	14
2.4 WEB-DHM 模型在辉发河流域验证	16
2.4.1 水循环.....	17
2.4.2 能量循环.....	18
2.4.3 土壤水分.....	20
2.5 小结.....	21
3 全球尺度高精度同化数据在流域尺度的验证和应用	22
3.1 引言.....	22
3.2 方法.....	23
3.2.1 概述.....	23
3.2.2 WEB-DHM 模拟	24

3.3	数据	25
3.3.1	GLDAS/Noah	25
3.3.2	JRA-25	26
3.4	结果	26
3.4.1	GLDAS, JRA-25 和 WEB-DHM 驱动数据与地面观测数据对比 ..	26
3.4.2	GLDAS/Noah, JRA-25 与 WEB-DHM 输出变量对比	31
3.4.3	GLDAS 数据用于 WEB-DHM 水文模型驱动	36
3.5	小结	38
4	WEB-DHM 与水库多目标实时优化调度模型的耦合	40
4.1	引言	40
4.2	耦合方法	40
4.2.1	模型总体结构	40
4.2.2	改进的 WEB-DHM 模型	42
4.2.3	水库优化模型	42
4.3	水库及数据介绍	45
4.3.1	丰满水库	45
4.3.2	数值天气预报	47
4.3.3	地面观测	47
4.3.4	卫星数据	48
4.4	结果	49
4.4.1	WEB-DHM 模拟洪水验证	49
4.4.2	控制运行结果	50
4.5	小结	52
5	考虑数值天气预报误差的集合预报生成及验证	53
5.1	引言	53
5.2	集合预报及验证方法	53
5.2.1	QPF 扰动模型	53
5.2.2	验证方法	55
5.3	数据	55
5.4	结果	56
5.4.1	确定性 QPF 评价	56
5.4.2	QPF 扰动	59

5.4.3 概率 QPF 评价	60
5.5 小结	61
6 基于集合预报的水库实时调度系统 (EPROS) 开发及应用	62
6.1 引言	62
6.2 EPROS 开发	62
6.2.1 EPROS 总体结构	62
6.2.2 模型及数据	64
6.3 应用结果	64
6.3.1 集合预报运行模式	64
6.3.2 集合预报成员数的敏感度分析	67
6.3.3 相对较大洪水事件下的运行结果	70
6.3.4 实时运行的可行性	71
6.4 小结	72
7. 结论与展望	73
7.1 结论	73
7.2 展望	75
参 考 文 献	77
附录 A 本文常用变量及缩写	93
附录 B WEB-DHM 模型	95
攻读博士学位期间参加课题及发表学术论文情况	107
I 参加课题	107
II 发表论文	107
致 谢	108
作者简介	109
大连理工大学学位论文版权使用授权书	110

1 绪论

1.1 选题背景

水是地球上一切生命发生和存在的最重要的物质基础，也是人类赖以生存和发展的头等重要的物质保证。地球表面的 72% 被水覆盖，但淡水资源仅占有所有水资源的 0.5%，而只有 1% 的淡水可为人类直接利用。全球淡水资源不仅短缺而且地区分布极不平衡，按地区分布，巴西、俄罗斯、加拿大、中国、美国、印度尼西亚、印度、哥伦比亚和刚果 9 个国家的淡水资源占世界的 60%。约占地球总人口数 40% 的 80 个国家和地区约 15 亿人口淡水不足，其中 26 个国家约 3 亿人极度缺水。此外，洪水灾害也是世界上严重的水资源问题之一，人口稠密、江河湖泊集中、降雨充沛的地方往往受洪水影响较大，如北半球暖温带和亚热带的中国、孟加拉国、美国、日本、印度和欧洲等。另外，受气候变化影响，降雨模式、土壤湿度、冰川融化等都将发生改变，从而影响水资源。

中国是一个干旱缺水严重的国家，淡水资源总量占全球水资源的 6%，居世界第四位，但人均淡水资源只占世界人均淡水资源的四分之一，是全球 13 个人均水资源最贫乏的国家之一。中国的水资源时空分布不均，长江以北的流域面积占全国 64%，但水资源总量仅占全国的 19%，汛期降水约占全年降水的 60-80%，洪涝和干旱等灾害频繁发生。这些特点造成中国极易发生洪灾和旱灾，水的供需矛盾严峻。中国地形复杂，季风气候显著，水灾频发且影响较大。全国因洪灾造成的财产损失居各种灾害之首，全国约有 35% 的耕地、40% 的人口和 70% 的工农业生产经常受到江河洪水的威胁。据资料统计，从公元前 206 年至 1949 年的 2155 年当中，全国平均约每两年就发生 1 次较大的洪涝灾害。1954 年是 1949 年以来长江全流域洪涝灾害最严重的一年，约 33 万人死亡。1998 年长江、嫩江、松花江流域的特大洪水，受灾 18 亿人，死亡 4150 人。洪水灾害具有明显的季节性、区域性和可重复性，我国的洪水灾害主要发生在 4-9 月。一般是东部多、西部少；平原地区多，高原和山地少。洪水灾害同气候变化一样，有其自身的变化规律，洪水灾害循环发生。

近年来频繁发生的严重洪涝干旱灾害，也充分反映了水利“基础脆弱、欠账太多、全面吃紧”的突出问题。2011 年 1 月，中共中央发布一号文件要求加快水利改革发展，这关系到防洪安全、供水安全、粮食安全、经济安全、生态安全乃至国家安全。中央一号文件的出台，为水利发展提供了重要的战略机遇期。按照规划，到 2020 年，我国将基本建成四大体系：一是防洪抗旱减灾体系，增强重点城市和防洪保护区的防洪能力和抗旱能力；二是水资源合理配置和高效利用体系，提高城乡供水保证率，全面保障城乡

居民饮水安全,降低万元国内生产总值和万元工业增加值用水量;三是水资源保护和河湖健康保障体系,改善主要江河湖泊水功能区水质,城镇供水水源地水质全面达标,重点区域水土流失得到有效治理,遏制地下水超采;四是有利于水利科学发展的制度体系,建立严格的水资源管理制度,完善水利投入稳定增长机制。

水库在水资源综合管理中发挥了重要作用^[8]。从世界各国实践看,水资源管理的工程措施是有限度的,20世纪50年代以来,随着计算机、遥感和通讯等技术的发展,防洪非工程措施越来越被重视。随着预报技术的不断改进和计算能力的不断提高,出现了许多利用预报信息的实时水库优化模型^[47,49-54]。虽然取得了一些成果,由于优化系统对于实际操作者的复杂性^[91]以及预报流量的不确定性^[88-89],将这些实时系统应用到实际水库调度中还存在很多问题^[8,31,50]。预报流量的不确定性主要来自于降雨预报的不确定性^[52,90,91]。虽然天气预报的精度在过去的几年得到了提高,但是由于大气的高度不稳定^[52,91],流域尺度中期定量降雨预报仍难以准确预报。为了将这些中期预报应用于水库实时调度中,分析降雨预报误差是十分必要的^[92-93]。

此外,准确的水循环模拟对于减轻自然灾害并合理地管理水资源也非常重要^[14],分布式水文模型为水循环模拟提供了十分有效的工具。分布式水文模型将整个研究流域划分为许多子单元,在模型输入,输出和参数中考虑了空间变化信息,分布式地描述空间变化信息并基于物理机制模拟水文过程。自从第一个关于分布式水文模型的蓝图发表以来^[15],分布式水文模型得到了迅速发展,但分布式水文模型仍存在高分辨率高精度驱动数据难以获得的问题。不论模型本身的物理机制以及初始条件和边界条件有多准确,如果模型驱动数据不准确,将会严重影响模拟结果^[69]。因此,迫切需要开展对全球范围高精度数据的研究,以便满足不同区域水文模拟的需要。

基于以上研究背景,本文研究全球尺度高精度气象数据在流域尺度的适用性,并考虑降雨数值预报的误差,采用集合预报技术研究水库实时调度中存在的预报入流不确定性问题。这对于解决缺资料或者无资料地区的缺乏气象数据问题有参考意义,同时考虑预报误差的水库调度模型也具有一定的应用价值。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 水文模型研究进展

水文模型通过简化实际水循环过程,并采用数学或数值方法模拟水文过程,为深入研究自然界水循环过程提供了有效工具。模型主要应用于径流预测,点源/非点源污染,水循环过程研究,水资源管理,气候变化影响评价等^[1]。

分布式水文模型(Distributed Hydrological Model, DHM)结合DEM(Digital Elevation

Model), 基于3S (RS, Remote Sensing; GPS, Global Position System; GIS, Geographical Information System) 技术, 采用偏微分方程描述水文过程和参数时空变化而建立。分布式水文模型概化自然界中产汇流与降雨及复杂下垫面间的非线性特征, 将流域离散成许多子单元, 描述水分在离散单元之间运动和交换, 分布式模型的参数具有明确的物理意义。与集总式分布式水文模型相比, 分布式模型模拟的水文循环过程更接近客观世界^[1,4-5]。

水文模拟最早是Mulvaney在1858年建立的推理公式法, 在20世纪50年代以前, 水文模拟大多是针对某一个水文环节(如产流、汇流等)进行的, 如1932年Sherman推出单位线法、1933年Horton的入渗方程、1948年Penman的蒸发公式等^[1]。进入50年代以后, 随着人们对入渗理论、土壤水运动理论和河道理论等的综合认识, 以及将计算机引入水文研究领域, 开始研究水文循环的整体过程, 在50年代后期提出了“流域模型”的概念^[1]。水文学家主要通过实验室实验探索水文的成因和变化规律^[1]。20世纪60年代初到80年代中期, 水文模型得到了快速发展, 并出现一些较著名的模型, 如美国的斯坦福流域水文模型(SWM)、萨克拉门托模型(Sacramento)、SCS模型, 澳大利亚的包顿模型(Boughton)、日本的水箱模型(Tank)和新安江模型等水文模型^[1]。

20世纪90年代以来, 随着计算机计算能力提高, 以及3S(GIS, RS, GPS)和DEM的发展, 涌现了一批考虑空间变异性和物理机制的分布式水文模型^[16-17], 比如System Hydrologique Europeen (SHE)^[18-19], TOPMODEL (TOPgraphy based hydrological MODEL)^[20-22], Geomorphology Based Hydrological Model (GBHM)^[23-24], DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model)^[25]、VIC (Variable Infiltration Capacity)^[26]、SWAT (Soil and Water Assessment Tool)^[27]等等。SHE模型是20世纪80年代初期由英国水文研究所, 法国SOGREAH咨询公司和丹麦水力学研究所联合研究的模型。MIKE SHE模型是丹麦水力学研究所于上世纪90年代初期在SHE模型的基础上进一步发展起来的模型^[18-19]。TOPMODEL^[20-22] 主要是借助于地貌指数 $\ln(\alpha/\tan\beta)$ 来描述和解释径流趋势和由于重力排水作用径流沿坡向的运动。该模型结构简单, 优选参数少, 物理概念明确, 在集总式和分布式流域水文模型之间起到了一个承上启下的作用。DHSVM由美国西雅图华盛顿大学西北太平洋国家实验室于1994年提出并研制成功。DHSVM是具有物理意义的分布式模型, 它基于流域数字高程模型对蒸散发、雪盖、土壤水和径流等水文过程进行动态描述^[25]。

1.2.2 多目标水库实时调度研究进展

不同的兴利部门对水资源的利用方式各不相同, 这需要使同一河流或者同一地区的水资源同时满足几个水利部门的需求, 综合考虑防洪和兴利, 即水资源综合管理^{[6][7]}。

水库在水资源综合管理中发挥了重要作用^[8]，水库指人造的湖泊，一般建在狭窄的谷地，以两岸的山坡作为天然围墙。水库的功能分蓄水、发电、防洪、航运、养殖、旅游等^{[6][7]}。

近年来，气候变化对水循环的影响受到了越来越多的关注^[13]。到 2050 年，年平均径流和可利用水量在高纬度地区和一些热带湿润地区将增加 10-40%，在中纬度和热带干旱地区将降低 10-30%。在气候变化引发的高强度洪水^[13]以及不断增加的用水需求^[28]的条件下，合理管理水资源显得尤为重要^[7,10-12,14,29]。水库在水资源管理方面发挥了重要作用^[8]。水库优化问题通常是约束条件下的多目标优化问题，并且具有非线性和多维特征^[30-34]。为了解决这些复杂问题，许多优化算法^[8,31,35-43]和多目标处理方法^[44-48]被广泛应用于水库优化问题中。这些优化算法主要包括遗传算法，蚁群算法，粒子群算法，人工神经网络算法等。遗传算法是模拟达尔文生物进化论的自然选择和遗传学机理的生物进化过程的计算模型，是一种通过模拟自然进化过程搜索最优解的方法，最初由美国 Michigan 大学 J.Holland 教授于 1975 年提出^[37]。蚁群算法是一种用来在图中寻找优化路径的机率型算法。该方法由 Marco Dorigo 于 1992 年提出^[40]。粒子群算法和遗传算法类似，也是从随机解出发，但没有遗传算法的交叉和变异操作，它通过追随当前搜索到的最优解寻找全局最优解^[39]。人工神经网络是一种应用类似于大脑神经突触连接的结构进行信息处理的数学模型^[36]，由大量的节点（或称神经元）和之间相互连接构成，网络的输出则依网络的连接方式、权重值和激励函数的不同而不同。在处理多目标优化问题上，聚合方法^[46]是多目标处理的常见方法，该方法通过对各指标的相对重要性赋予不同的权重将多目标转化为单目标。

随着实时数据和计算机能力的提高，也出现了许多实时水库优化模型^[47,49-54]。如 Ngo 等^[47]将 SCE-UA 优化算法与 MIKE11 模型结合，考虑水库的防洪与水力发电对 Hoa Binh 进行优化，结果表明，与目前常规调度相比，优化算法降低了防洪控制点流量并提高了汛期末水位。Hsu 和 Wei^[51]开发了多目标水库实时优化模型（RES-RT），并将该模型应用于 Shihmen 水库群，结果表明与常规调度方法相比，RES-RT 模型在防洪与兴利方面均优于常规方法。Saavedra Valeriano 等^[52]将考虑降雨预报误差的 18 小时预见期降雨预报应用于水库优化调度（日本流域），结果表明该方法能有效提高水库防洪与兴利效率。

1.2.3 数值天气预报研究进展

最初的天气预报是人们根据观测资料分析绘制过去时刻天气变化的天气图，以定性的实现天气预报以及结合数理统计学方法实现统计天气预报。为了揭示大气内部的运动变化规律（大气动力学，热力学，质量守恒等），天气预报发展到用数学物理的方法，通过建立数学物理方程，并借助巨型计算机技术来预测未来天气变化，即数值天气预报。

由于数值天气预报模型是一个典型的非线性系统的离散化计算模型，所以对计算能力的要求很高，从而达到比实际天气演变时间更短的目的^[190]。

随着数值预报技术的提高，越来越多的数值预报信息应用于水库调度中。Bjerknes 最先对数值天气预报理论做明确的表述，认为大气的未来状态原则上由大气初始条件，边界条件，和描述大气运动变化规律的数学物理方程决定。Richardson 首次提出直接用数值积分方法求解数值预报问题，虽然结果以失败告终，但这为以后数值预报的发展奠定了基础。20 世纪 40 年代，揭示了大气中存在的 3 大波动：声波，重力波和天气慢波，这位数值预报滤波模式发展奠定了大气科学理论基础。二战后，地面和高空观测密度增加，并出现高速计算机，这为数值预报提供了可靠的初始条件和计算工具。Charney 等于 1950 年运用世界首台计算机 ENIAC 用准地转平衡滤波一层模式，成功制作出 500hPa 高度场形势 24h 预报，开创了数值天气预报滤波模式时代。1954 年瑞典最先在世界上实现业务（实时）数值天气预报，从此，数值预报从纯研究探索走向了业务应用，大气科学也开始从定性研究向定量研究迈出了坚实的一步。

此外也形成了包含有简单物理过程参数方案的，较完善的原始方程数值天气预报全球模式。1965 年，Smagorinsky 等成功提出了当时较高分辨率的 9 层大气环流模式，这为现代数值天气预报模式的研究与应用奠定了重要的基础。

中国气象数值预报起步于 20 世纪 50-60 年代，建立了试验预报系统，但由于受到极左路线的干扰，总体上数值预报的发展缓慢。改革开放以后，国内的数值预报发展较快。1980 年国家气象中心利用中国自行研制的亚欧区域短期预报模式发布日常 48h 形势预报，中国数值预报进入业务使用阶段。但国内自主研发的非静力平衡中尺度模式并不多，且多限于研究模式。此外，中国的全球大气环流数值试验模式的研制在中科院大气所也取得了进展。

总之，经过一个世纪的数值预报理论研究和半个世纪的业务化应用，以及高速计算机的发展，数值预报取得了迅速发展。但是由于数值天气预报是不确定性的，Lorenz 指出模式大气中的初始微小扰动随着模式积分时间的增长，会给模式带来巨大的变化。Lorenz 提出采用集合数值预报解决数值预报的不确定性。集合预报通过一定的数学方法结合天气学原理构造一组有限数量的预报样本，把不同的预报样本进行集合并形成集合预报。从而把过去传统意义上单一的确定性天气预报变成不确定性预报^[192]。

集合预报的研究和业务已经全面展开，美国（NCEP）和欧洲（ECMWF）分别于 1992 年和 1994 年建立了各自的集合预报业务系统，此后加拿大（CMC），日本（JMA），南非等国也陆续出现集合预报业务系统。我国的集合预报系统是建立在欧洲中心的方法和技术之上的^[191]。

1.3 存在的问题及发展趋势

虽然国内外研究在分布式水文模型和水库优化调度方面取得了一定成果，但是在以下几方面仍存在问题：

(1) 高分辨率高精度分布式水文模型的驱动数据难以获得

模拟流域尺度陆面水和能量循环对理解水文和气象过程^[55]以及水资源管理十分重要。传统的分布式水文模型由于对蒸发的经验性处理，往往难以准确的描述水和能量循环，这个问题在干旱及半干旱环境下显得尤为突出。陆面模型（Land surface models, LSMs）为描述陆面和大气之间的相互作用提供了有效的工具^[56-60]。在过去的 20 年内，LSMs 得到了快速发展^[55-56,61-63]。然而，这些 LSMs 多是一维(one-dimensional, 1-D)垂向模型^[65-66]，由于它们忽略了（或没有完整考虑）地形水文和河道汇流，对于流域尺度水和能量平衡的研究并不合适。地形水文通过非线性过程影响陆面和大气之间的动量、热量和水分循环过程^[67]。真实地模拟子网格水文循环的变化对于提高陆面模型有重要意义^[62,67]。耦合 LSMs 和分布式水文模型(DHMs)对提高陆面模拟和水文模型预报有重要价值^[68]。基于该理念，最近几年出现了许多新一代的 DHMs^[66-67]。

新一代分布式水文模型提高了模拟水和能量平衡的能力，但是这些模型对大气驱动数据的要求比传统的分布式水文模型要高。这些驱动数据包括小时尺度的降雨、辐射、近地面气温、湿度、气压和风速。不管模型本身的物理机制有多准确，也不管初始条件和边界条件有多准确，如果这些驱动数据不准确，将会严重影响模拟结果^[69]。驱动数据中任何一个变量的误差（特别是降雨和辐射）都能严重影响对土壤水分，径流和潜热显热通量的模拟精度^{[69][70]}。因此，最好的方法是运用准确的驱动数据作为模型的输入^[69]。然而，这些基于观测的长系列，高精度，准确的大气数据通常是难以获得的^[71]。因此，迫切需要开展对全球范围高精度数据的研究，以便满足不同区域水文模拟的需要。

基于北美陆地数据同化系统（North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project^[69,72]）开发的全球陆地数据同化系统（The Global Land Data Assimilation System, GLDAS^[73]）集合了地面观测和卫星遥感观测，并在陆地信息系统的（land information system^[74]）的驱动下，驱动多个先进的陆面模式 LSMs。GLDAS 的目的是最优化的模拟陆地水和能量循环过程。观测数据用于模型驱动（以避免大气模型数据的误差）和参数化（为了避免不真实的模型状态），从而保证模型陆地状态的准确性^[73]。驱动 GLDAS 的数据包括降雨 precipitation (P)，近地面气温 near-surface air temperature (T_{air})，向下短波辐射 downward shortwave ($R_{sw,d}$) 和长波辐射 longwave ($R_{lw,d}$) radiation, 比湿 specific humidity (Q_a)，风速 wind speed (U 和 V) 和地面气压 surface pressure (P_s)^[73]。GLDAS 驱动的 Noah LSM^[75-78]提供了在时间尺度和空间尺度上的高精度的输出

(3-hour 0.25-degree)。2004 年以来,许多对 GLDAS/Noah 的验证和应用已经或正在展开 [79-86]。

(2) 预报信息的不确定性阻碍了水库实时调度的进程

在水库调度方面,虽然取得了一些可喜的成果,由于优化系统对于实际操作者的复杂性^[91]以及预报流量的不确定性^[88-89],将这些实时系统应用到实际水库调度中还存在很多问题^[8,31,50]。

预报流量的不确定性主要来自于降雨预报的不确定性^[52,90-91]。虽然天气预报的精度在过去的几年得到了提高,但是由于大气的高度不稳定^[52,91],流域尺度中期定量降雨预报 (quantitative precipitation forecast, QPF) 仍难以准确预报。为了将这些中期预报应用于水库实时调度中,分析 QPF 误差是十分必要的^[92-93]。最近几年,在天气预报^[94-101] 和水文预报^[28,90,91,102-109]中,出现了很多采用集合预报技术处理不确定性的研究。集合预报方法通过在同一时间和同一地点生成一组预报的方式^[107-111],对提高预报精度和预见期方面有很大潜力。

在最近几年,在将集合预报用于水库优化调度方面开展了一些研究。*Faber and Stedinger* ^[111] 通过抽样随机动态规划方法将基于历史天气模式的月集合流量预报用于水库调度。*Saavedra et al.* ^[52]将考虑降雨预报误差的 18 小时预见期降雨预报应用于水库优化调度。然而,在应用实时集合水文预报生成集合预报的水库状态(水库水位和泄流)方面,目前还没有研究,这为决策者提供预报信息不确定性十分有帮助。此外,数值模式生成的预报难以避免系统误差,因此,如何描述这些误差对于提高预报水平十分关键。

1.4 主要研究内容

1.4.1 论文主要内容

综上所述,准确的描述流域水和能量循环,并科学合理的将不确定性降雨预报应用到水库实际操作中十分重要。本文以丰满流域为研究区域,首先对分布式水文模型 WEB-DHM 进行参数率定与验证(水与能量循环),并在该流域对全球 GLDAS 产品进行流域尺度适用性检验,在考虑降雨预报不确定性的基础上,开发了基于集合预报的水库多目标实时调度系统。具体的研究内容如下:

第一章——绪论

第二章——WEB-DHM 水文模型在丰满流域的验证

针对论文使用的核心模型之一-WEB-DHM 水文模型,介绍模型的基本结构,模型的驱动数据和验证数据,以及辉发河流域概况,采用试错法对模型参数进行率定,并运用 2000 年至 2006 年地面实测流量,实测表层土壤水分和 MODIS/Terra (Moderate

Resolution Imaging Spectroradiometer/Terra) 遥感得到的每隔 8 天(白日和夜晚)的陆面温度(Land Surface Temperature, LST), 对模型模拟的水和能量循环进行验证。

第三章——GLDAS 全球业务产品在流域尺度的适用性验证

检验 GLDAS 在流域尺度模拟水和能量循环的适用性。对比分析 GLDAS 模拟与 WEB-DHM 模拟的变量与相应的日本 JRA-25 (Japanese 25-year reanalysis) 25 年再分析资料数据集之间的差别。研究区域为丰满(五道沟以上)流域, 研究期间为 2000 年至 2006 年(与第二章相同)。首先, 对比分析三个模型(或产品)的输入数据: 降雨(P), 近地面气温 (T_{air}), 向下短波辐射($R_{sw,d}$), 向下长波辐射($R_{lw,d}$); 其次, 对比分析三个模型(或产品)的输出变量: 陆面温度(LST)、蒸散发(ET)、向上短波辐射($R_{sw,u}$)、向上长波辐射($R_{lw,u}$)、净辐射(R_n)、潜热通量(LE)、显热通量(H)和地面热通量(G), 以进一步分析 GLDAS 模拟结果的不确定性, 并分析导致这些误差的原因; 最后将 GLDAS 作为驱动数据运行 WEB-DHM 水文模型, 检验 GLDAS 大气数据在流域尺度驱动水文模型并模拟水和能量平衡的能力。

第四章——基于确定性预报的 WEB-DHM 与水库多目标实时优化模型耦合

开发水库多目标实时优化模型, 并将该优化模型与率定好的水文模型 WEB-DHM (第二、三章)进行耦合, 采用日本气象厅 Japan Meteorological Agency (JMA)预见期为 8 天的确定性数值天气预报(降雨, 温度, 风速, 湿度, 气压等)作为系统驱动, 进行水库实时优化调度。在丰满水库对该耦合模型利用 2004 年和 2005 年洪水过程进行验证, 并与实测调度结果进行对比分析。

第五章——考虑数值天气预报误差的集合预报生成及验证

考虑面临时刻确定性预报在过去 8 天的降雨强度误差和降雨分布误差, 并采用数学公式计算该误差, 将该误差融合到面临时刻未来 8 天的降雨预报中, 以正态分布形式对确定性预报增加扰动, 产生一组集合预报。将该方法应用于丰满流域 2004 年与 2005 年两场降雨事件中, 并将该集合预报结果与相应的 JMA 业务产品进行对比, 利用概率预报评价方法计算他们的评分, 分析该方法的可靠性。

第六章——基于集合预报的水库实时调度系统(EPROS)开发及应用

将第五章的集合预报模型与第四章实时优化系统进行耦合, 开发基于集合预报的水库实时调度系统(Ensemble Prediction-based Reservoir Optimization System, EPROS), 在丰满水库流域采用 2004 年和 2005 年洪水过程对该系统进行验证, 并讨论系统集合预报成员数对调度结果的影响, 系统在相对较大洪水过程下的调度结果, 以及系统应用于实际操作的可行性。

第七章——结论与展望

归纳总结全文的主要研究内容及取得的成果，并对该方向有待进一步研究的问题进行展望。

1.4.2 论文组织结构

论文组织结构如图 1.1 所示：

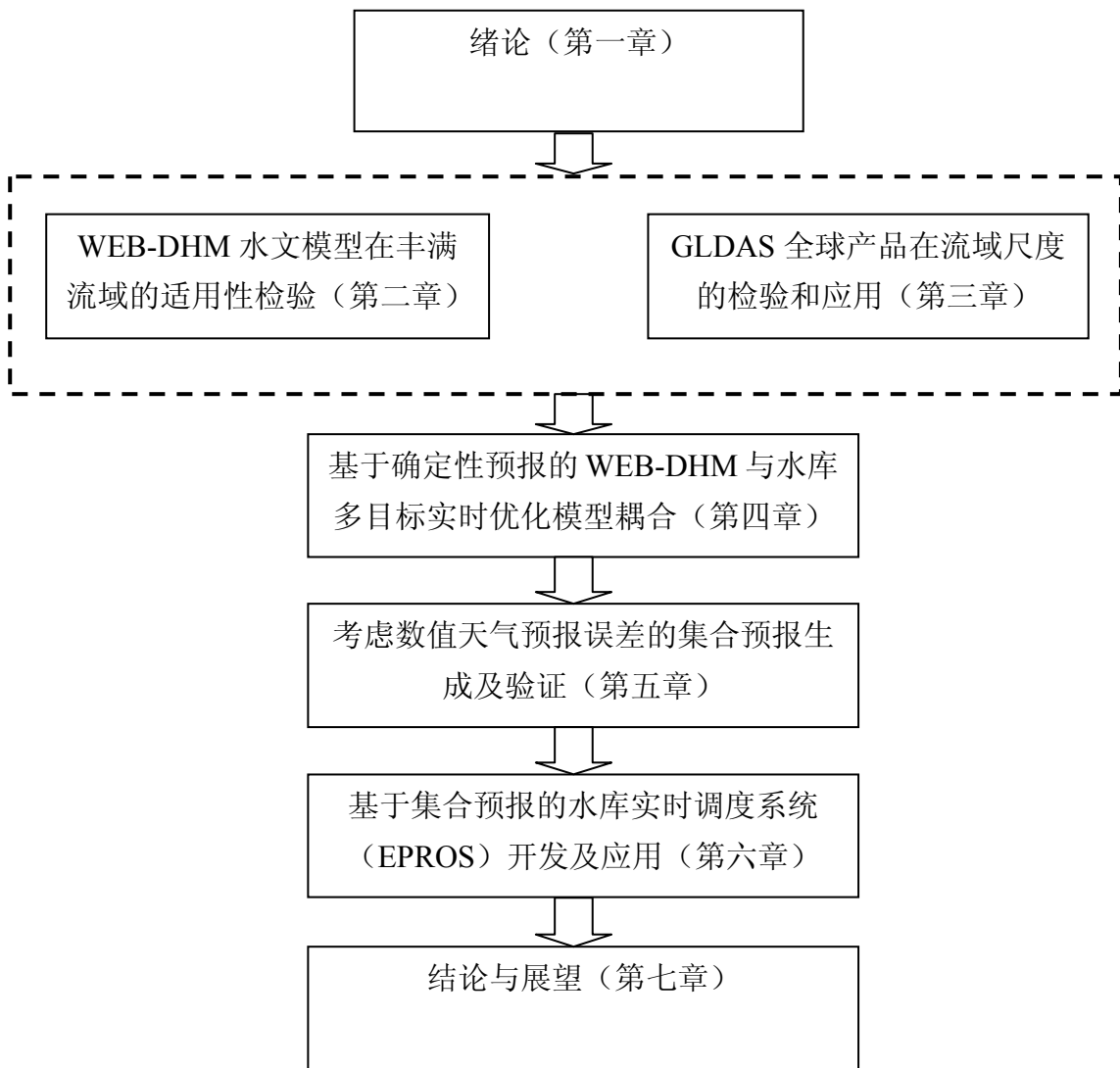


图 1.1 论文组织结构图

Fig. 1.1 Structure of this dissertation

2 WEB-DHM 水文模型在辉发河流域的应用及其适用性检验

2.1 引言

虽然水文模型已经从集总式模型发展到了分布式模型（Distributed Hydrological Model, DHM），但由于这些模型对陆面状态的概念性描述和对蒸发的经验性处理，它们仍难以准确地描述土壤和大气之间的水汽交换，以及表层土壤水分的变化过程。尤其是在久旱无雨情况下，由于对表层土壤水模拟的不确定，导致径流难以被准确地描述^[3,112-113]。此外，在干旱和半干旱条件下，实际蒸发量主要由表层土壤水决定；在湿润条件下，实际蒸发则主要由能量决定。传统的分布式水文模型并没有考虑陆面的能量平衡，而土壤-植被-大气-传输模式（Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer, SVAT）或陆面模式（Land Surface Model, LSM）基于物理机制描述水和能量通量。

陆面模式为大气模型提供了边界条件，但是陆面模式通常只考虑垂向一维通量，并没有考虑地形的起伏变化和侧向水分交换^[114]。然而，地面水分的空间分布能影响大气模式的水分和能量平衡^[115-117]。因此，耦合分布式水文模型和陆面模式，能通过考虑地形的影响，模拟侧向水分分布，从而较好地描述输入到大气的水分和能量平衡。

本章首先介绍研究流域（辉发河流域）基本概况，以及分布式水文模型 WEB-DHM 的模型结构，然后描述模型用到的驱动数据和模型验证数据，并对模型进行参数率定，最后采用 2000 年至 2006 年实测流量，实测土壤水分以及遥感（MODIS/Terra V5）得到的陆面温度数据对 WEB-DHM 模型在模拟水和能量平衡进行验证。

2.2 WEB-DHM 模型及验证方法

2.2.1 WEB-DHM 模型介绍

基于水和能量平衡的分布式水文模型（Water and Energy Budget-based Distributed Hydrological Model, 简称WEB-DHM）^[118-120]是通过完全耦合SiB2陆面模式[Simple Biosphere Model version 2; ^[114]]和基于地形的水文模型GBHM [geomorphology-based hydrological model]^[23,121-122]开发的。WEB-DHM目的是描述流域尺度的水，能量，和二氧化碳通量（CO₂）循环过程。自WEB-DHM模型发表以来，模型已在一些湿润流域中得到验证和应用^[52,122-123,125]。因为陆面温度LST（Land Surface Temperature）在这里用于模型能量循环的验证，这里简要概括模型总体结构和陆面温度LST的计算方法。关于WEB-DHM模型更详细的介绍请参考附录。

图 2.1 介绍了 WEB-DHM 的基本结构。首先，改良的 SiB2 模型^[120]用于描述每一个模型单元的大气和地面之间的湍流通量（水、能量和 CO_2 ）。第二，水文模型用于模拟离散的单元坡度的地表和地下径流，并计算河道汇流：(a) 将整个流域划分为子流域（sub-basins）；(b) 进一步将子流域划分为若干个流段（flow interval），其中每个流段包含多个模型格点（model grids）；(c) 将每个模型格点划分为多个几何对称的‘山坡’（hillslopes）；(d) 计算从大气到河流的水分交换过程。这里，SiB2 模型用于描述每个模型格点的大气和陆面之间的湍流通量（能量、水和 CO_2 通量）交换， R_{sw} 和 R_{lw} 分别代表向下短波和长波辐射， H 代表显热通量， λ 代表潜热通量（蒸发）。GBHM 运用离散的‘山坡’（hillslope）模拟地表和地下径流，最后计算河道汇流。

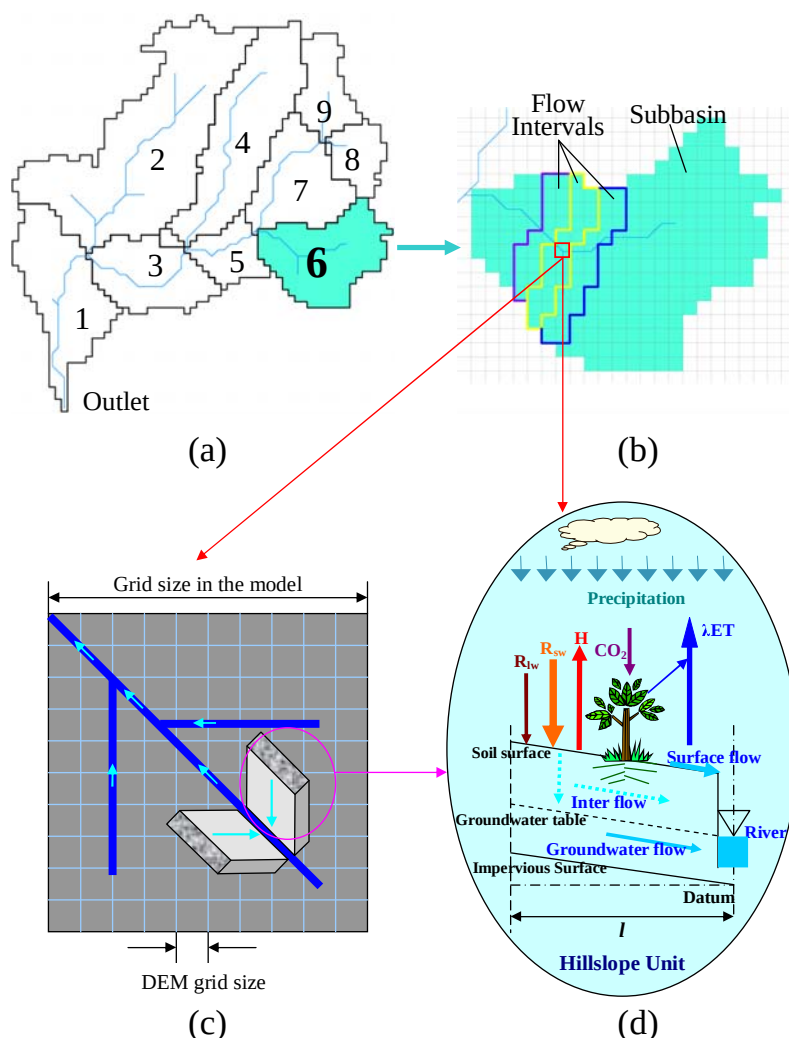


图 2.1 WEB-DHM 模型总体结构:

Fig. 2.1 Overall structure of WEB-DHM model.

在这里, WEB-DHM 的陆面温度 LST 是根据 Wang *et al.* [2009b]^[119]中的公式计算的。

$$T_{\text{sim}} = [V \times T_c^4 + (1 - V) \times T_g^4]^{1/4}, \quad (2.1)$$

$$V = \text{LAI} / \text{LAI}_{\text{max}}, \quad (2.2)$$

式中 T_{sim} 代表模拟的 LST; V 是植被覆盖率; T_c 是冠层温度; T_g 是土壤表面温度; LAI 是叶面指数; LAI_{max} 是叶面指数最大值 (根据 Sellers *et al.* [1996b]^[126]定义)。LAI 从 MOD11A2 V5 1-km 8-day 产品获得, LAI 具有季节变化和年际变化。

2.2.2 WEB-DHM 模型验证方法

河流流量在空间上集合了流域上游所有的水文过程, 并且被记录的比较完整正确, 因此, 他们能够用于验证 WEB-DHM 模型的水量平衡^[127]。LST 是陆面能量平衡的关键参数^[128], 因为 LST 反映了陆面与大气能量交换的结果。此外, 高精度全球尺度的 LST 可以通过遥感得到, 因此, LST 可以用来验证 WEB-DHM 的能量平衡。

下列统计变量用于评价 WEB-DHM 模型的模拟结果:

$$\text{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{oi} - X_{si})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{oi} - \bar{X}_0)^2}, \quad (2.3)$$

$$\text{RB} = \left(\sum_{i=1}^n X_{si} - \sum_{i=1}^n X_{oi} \right) / \left(\sum_{i=1}^n X_{oi} \right) \times 100\%, \quad (2.4)$$

$$\text{MBE} = \left(\sum_{i=1}^n X_{si} - \sum_{i=1}^n X_{oi} \right) / n \times 100\%, \quad (2.5)$$

$$\text{RMSE} = \left[\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (X_{si} - X_{oi})^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (2.6)$$

这里, X_{oi} 代表变量观测值 (地面观测或卫星观测); X_{si} 是变量模拟值 (WEB-DHM 模拟); n 是总时段数; $\bar{X}_0$ 是待比较时段所有的 X_{oi} 的平均值。NS 是 Nash Sutcliffe 系数^[129]。NS 越大, 模拟结果越好, 最理想的模拟结果是 NS 等于 1。RB 指相对误差 (relative bias), MBE 指平均偏差 (mean bias error), RMSE 指均方根误差 (root mean square error)。RB, MBE 或 RMSE 越小, 代表模型模拟越精确。理想的模拟结果是 RB, MBE 或者 RMSE 等于 0。在实际中, 由于观测值也并非绝对准确, 因此 RB, MBE 或 RMSE 实际上从不等于 0。

2.3 辉发河流域及数据介绍

2.3.1 辉发河流域

辉发河流域位于吉林省第二松花江（upper Second Songhua River Basin, USSR）(图 2.2a), 流域面积约为 $14,700 \text{ km}^2$ 。流域多年平均降水量约 700 mm , 多年平均气温 1.4°C 到 4.3°C , 多年平均最高气温 23°C 到 24°C (7 月), 多年平均最低气温 -17°C (1 月)。该流域数据较充足, 所以被选为研究区域。该流域是典型的大陆性季风气候, 年降水分配不均, 60%-90%降水分配在汛期 (6 月到 9 月)^[130], 在春季常遭受干旱, 在夏季则经常发生洪水。

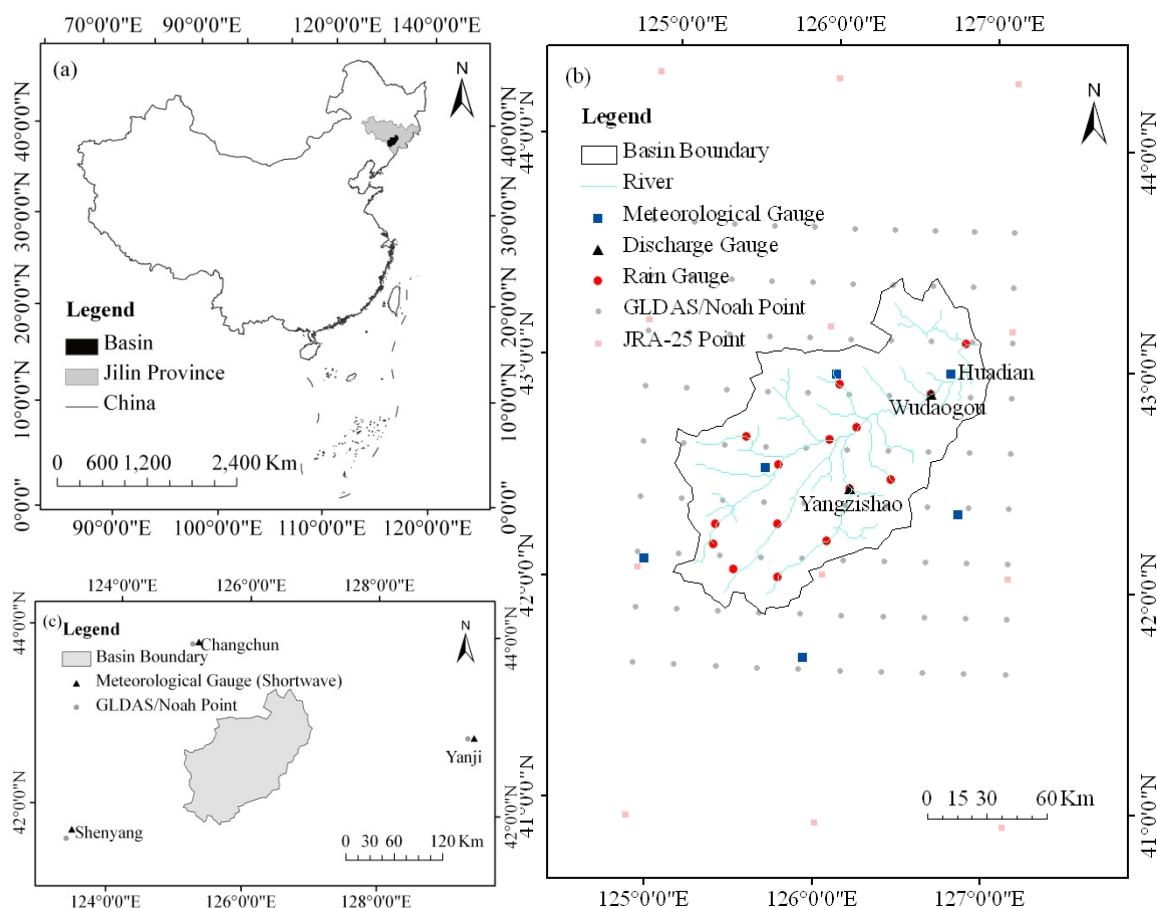


图 2.2 辉发河流域: (a) 在中国的位置; (b) 和 (c) 本研究中用到的数据。图 (c) 中的气象站观测向下短波辐射, 图 (b) 中的气象站观测相对湿度, 风速, 日照时数, 日最高和最低气温等。

Fig. 2.2 The Huifahe basin: The location within China (a), and the data sets used in this study (b and c). The meteorological gauges in (c) measure downward shortwave radiation, while the meteorological gauges in (b) measure relative humidity, wind speed, sunshine duration, daily maximum and minimum temperature, etc.

2.3.2 地面观测

地面气象观测包括日降水,相对湿度、风速、日最高气温、日最低气温、日平均气温和日照时数,这些数据从中国气象局(China Meteorological Administration, CMA)获得。该流域共有15个雨量站(图 2.2b),时段降水从日降水通过随机降尺度方法得出^[131]。该流域共有6个气象站(图 2.2b),时段气温是从日最高气温,日最低气温运用TEMP模型^[132]计算得到。插值后的气温进一步通过观测的日平均气温进行了验证。小时尺度向下短波辐射从日照时数,气温,湿度通过Yang *et al.* [2001, 2006]^{[133][134]}开发的混合模型计算得出,云量和向下长波辐射从JRA-25 (Japanese 25-year reanalysis^[135]; <http://jra.kishou.go.jp/>)获得,地面气压通过当地高程计算得出。这些气象数据通过反距离加权(inverse-distance weighting)插值到1000m的WEB-DHM模型计算网格。每一个模型单元的近地面气温运用气温梯度(6.5 K/km)通过考虑模型单元和气象站的高程进行修正。

水文站观测日流量用于WEB-DHM模型的率定和验证。该流域有两个主要流量站(图 2.2b),他们分别是样子哨(2000年到2006年)和五道沟(2000年到2005年)站,这些数据从水文局获得,数据有效性已经检验^[189]。在桦甸站观测的表层(10cm)土壤水分(SSM, surface soil moistures)用于对WEB-DHM模型模拟的SSM进行验证,SSM通过重力法在温暖季节观测(旬值)获得^[136],这些数据从中国气象科学数据共享服务网获得(<http://cdc.cma.gov.cn/home.do>),该数据有效性前人已经检验^[136]。

2.3.3 卫星观测

DEM数据从美国地质调查局United States Geological Survey (USGS)获得(<http://seamless.usgs.gov/>),DEM子网格地形精度是100m。研究流域高程从245m到1187m(图 2.4a),网格坡度从0度到23度(图 2.4b)。土地利用数据从USGS 获得(<http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php>),土地利用类型重分类为SiB2模式土地利用类型^[114],该流域共有7种土地利用类型,农业和C3草地是主要的土地利用类型(图 2.4c)。土壤数据从世界粮农组织^[137]全球土壤产品获得,该流域共有5种土壤类型,主要土壤类型是沙质粘土(图 2.4d)。

本研究运用Sellers *et al.* [1996b]^[126]定义的静态植被参数,这些参数包括形态、光学和生理特性参数。动态植被参数包括叶面指数 LAI (leaf area index)和被绿色植被吸收的光合作用有效辐射百分比 FPAR (the fraction of photosynthetically active radiation)。他们从MOD15A2 1-km 8天产品^[138]获得,下载网址是(Warehouse Inventory Search Tool,

WIST, <https://wist.echo.nasa.gov/~wist/api/imswelcome/>), 该数据产品从2000年2月18日开始生产。

陆面温度(LST)从MODIS/Terra (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aboard the Terra, EOS AM)获得, 该产品用于WEB-DHM模拟能量循环的验证。MOD11A2 V5 1-km 8-day数据产品^[139]从2000年3月5日开始生产, MODIS LSTs在白天和晚上的观测时间分别是10:30和22:30 (均为当地时间), 这些数据可以通过WIST下载得到。

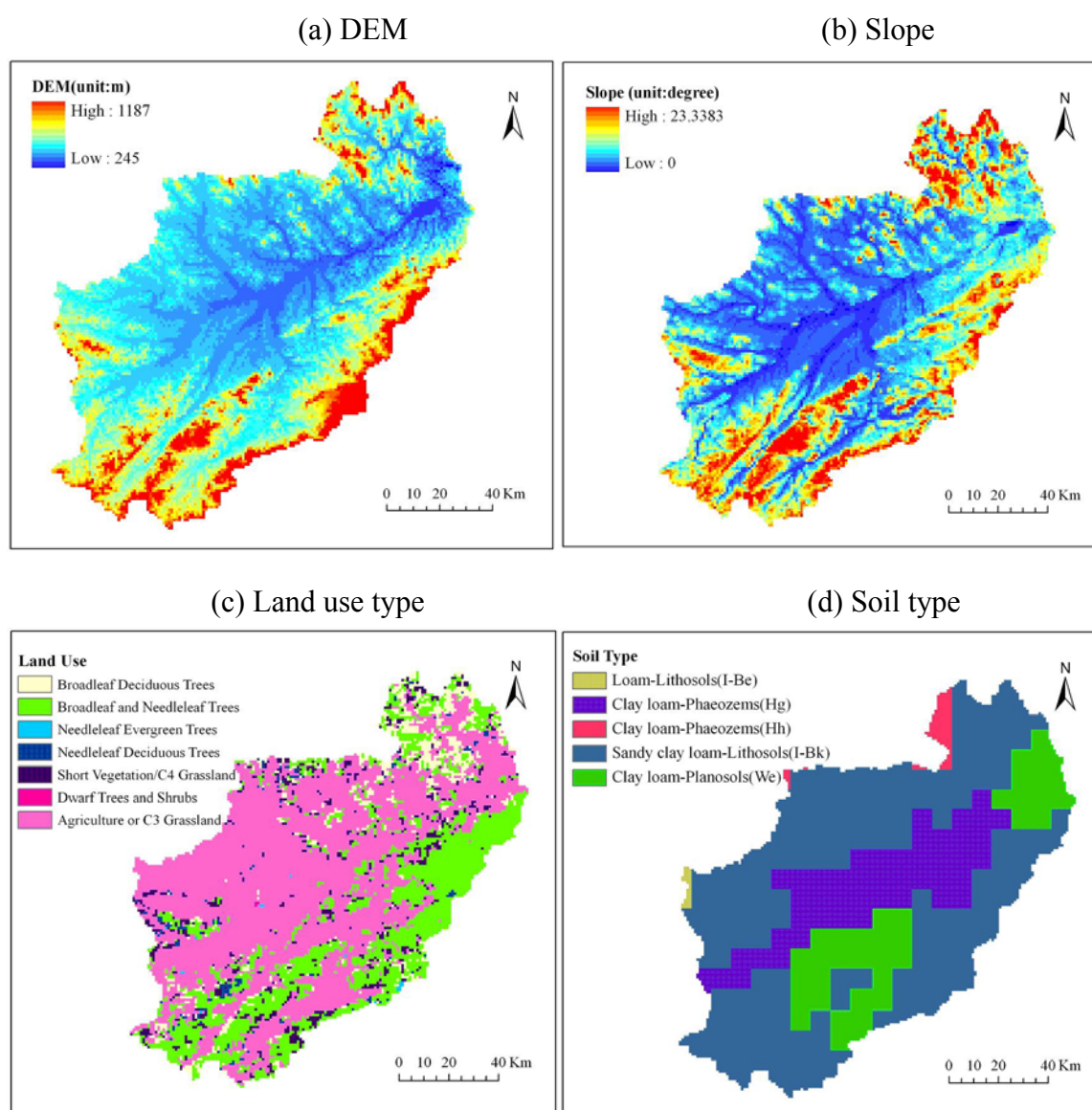


图 2.3 用于 WEB-DHM 模型的 DEM, 网格坡度, 土地利用和土壤类型
Fig. 2.3 DEM, grid slope, land use and soil type used by WEB-DHM.

2.4 WEB-DHM 模型在辉发河流域验证

在对 WEB-DHM 模型进行验证之前, WEB-DHM 模型首先在样子哨站(图 2.2b)运用 2001 年实测流量数据进行参数率定。模型参数率定分两步, 第一, 以 2000 年气象观测数据为 WEB-DHM 模型驱动数据运行 WEB-DHM 模型多次以达到水文平衡, 以此获得 WEB-DHM 模型的初始条件; 第二, 运用 2001 年实测流量数据采用试错法通过对比样子哨站观测和模拟流量优化 WEB-DHM 模型参数。NS 和 RB (请参见方程 2.3 和 2.4) 用于衡量验证结果。这些率定的参数包括土壤表层饱和水力传导系数(saturated hydraulic conductivity for soil surface, K_s), 水力传导各向异性比 (hydraulic conductivity anisotropy ratio, $anik$), 最大表层储水量 (maximum surface water storage, $Sstmax$)和 Van Genuchten's 参数 (Van Genuchten's parameter, α 和 n)。这些参数的流域平均值列于表 2.1。

表 2.1 模型参数的流域平均值

Tab. 2.1 Basin-averaged values of the parameters used in the study

Symbol	Parameters	Basin-averaged value	Source
θ_s	Saturated soil moisture content	0.48	FAO (2003)
θ_r	Residual soil moisture content	0.08	FAO (2003)
α	Van Genuchten's parameter	0.02	Optimization
n	Van Genuchten's parameter	1.60	Optimization
$Dr(m)$	Root depth ($D1+D2$)	1.17	Sellers et al. (1996b)
$K_s(mm/h)$	Saturated hydraulic conductivity for soil surface	37.81	Optimization
$anik$	Hydraulic conductivity anisotropy ratio	53.83	Optimization
$Sstmax(mm)$	Maximum surface water storage	8.00	Optimization

WEB-DHM 模型的验证采用主要水文站的实际流量观测(样子哨和五道沟站, 图 2.2b)和 MODIS/Terra V5 产品 2000 年到 2006 年每隔 8 天的 LSTs 数据^[139]。

2.4.1 水循环

图 2.4 绘制了 WEB-DHM 模型模拟的样子哨站和五道沟站(图 2.2b)的日流量(Q)与观测值的对比结果。图 2.4a 显示在样子哨站的 2000 年到 2006 年的洪峰和基流都模拟的较好, NS 等于 0.717, RB 等于-6.37%。在五道沟站模拟的 2000 年到 2005 年的流量也与观测值拟合的较好, NS 等于 0.810, RB 等于 5.60%(图 2.4b)。

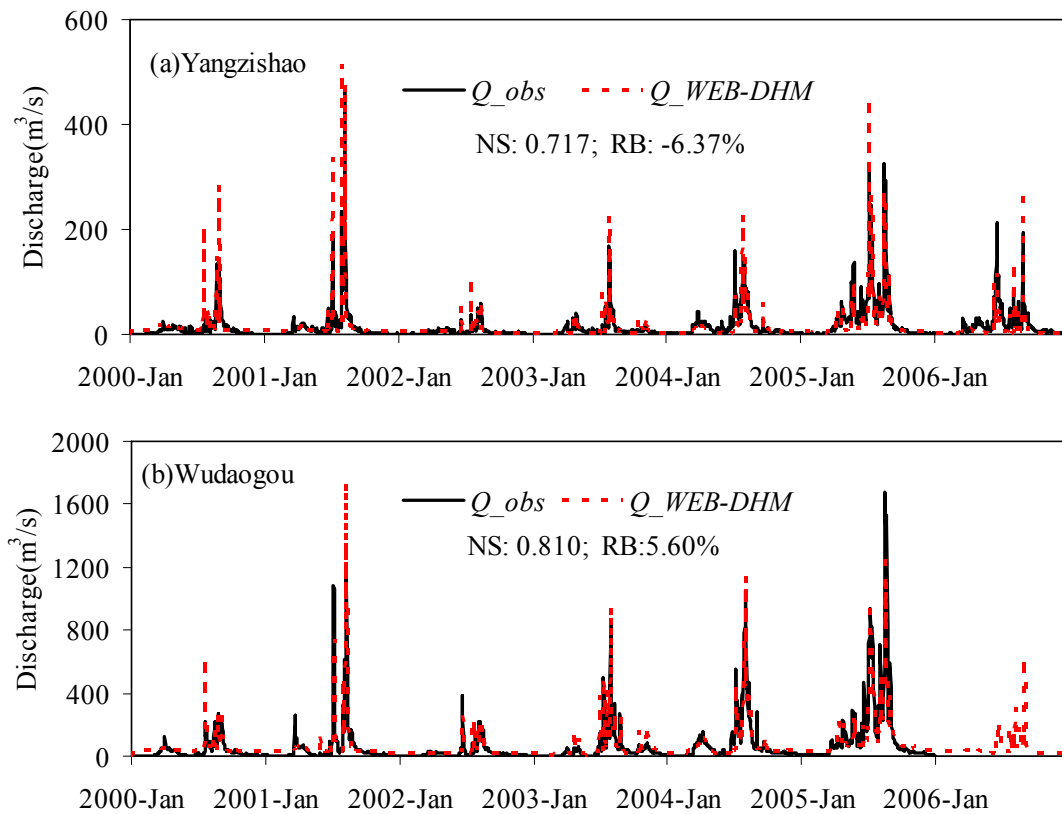


图 2.4 样子哨站(a)和五道沟站(b)2000 年到 2006 年观测和 WEB-DHM 模拟的流量

Fig. 2.4 Observed and WEB-DHM simulated streamflows at Yangzishao (a) and Wudaogou (b) station from 2000 to 2006.

图 2.5 给出了 WEB-DHM 模型模拟和实际观测的 2000 年到 2005 年辉发河流域的月平均和 6 年平均流量 Q 。图 2.5a 给出了辉发河流域的月平均观测降水(P), WEB-DHM 模型模拟的蒸发(ET), 观测和 WEB-DHM 模型模拟的流量 Q 。WEB-DHM 模型模拟的流量 Q 与观测值拟合的较好, RB 和 NS 分别等于 5.60% 和 0.900。图 2.5b 给出了 6 年平均

(2000-2005)水循环过程, 结果表明 WEB-DHM 模型模拟能很好的再现实际观测, RB 和 NS 分别等于 5.60%和 0.937。

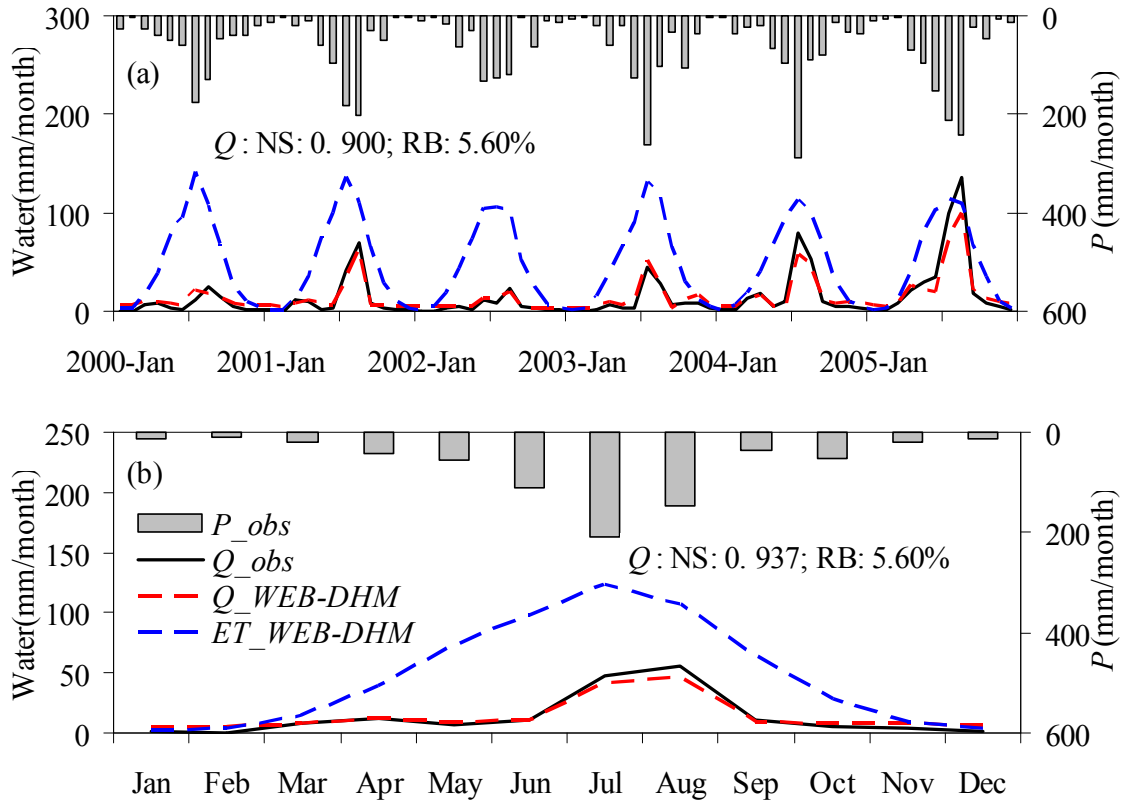


图 2.5 辉发河流域2000年到2005年月降雨(P), WEB-DHM模拟的蒸发($ET_WEB-DHM$), 观测的流量(Q_obs)和WEB-DHM模拟的流量($Q_WEB-DHM$): (a) 时间序列; 和 (b) 6年平均值。

Fig.2.5 Time-series (a) and 6-year inter-annual mean (b) monthly precipitation (P), WEB-DHM simulated evapotranspiration ($ET_WEB-DHM$), observed discharge (Q_obs) and WEB-DHM simulated discharge ($Q_WEB-DHM$) for the Huifahe subbasin from 2000 to 2005.

2.4.2 能量循环

图2.6a和图2.6b显示了2000年3月到2006年12月WEB-DHM模型模拟的每隔8天的陆面温度LSTs(LST_WEB-DHM)和MODIS/Terra产品(LST_MODIS)对比结果(时间序列)。MODIS LSTs在该流域的有效观测时间是当地时间10:30(白天)和22:30(夜晚)。模拟结果显示WEB-DHM模型较好的模拟了LSTs。LST_WEB-DHM比LST_MODIS略高, MBE 在白天等于2.17 K(图2.6a), 在夜间等于2.50 K(图2.6b)。图2.6c和2.6d给出了LSTs在白天和夜间的散点图, 白天和夜间的LST对应的相关系数 R (correlation coefficient)分

别等于0.9856和0.9896。这些结果表明WEB-DHM模型能够较准确的模拟出LST（8日平均）。

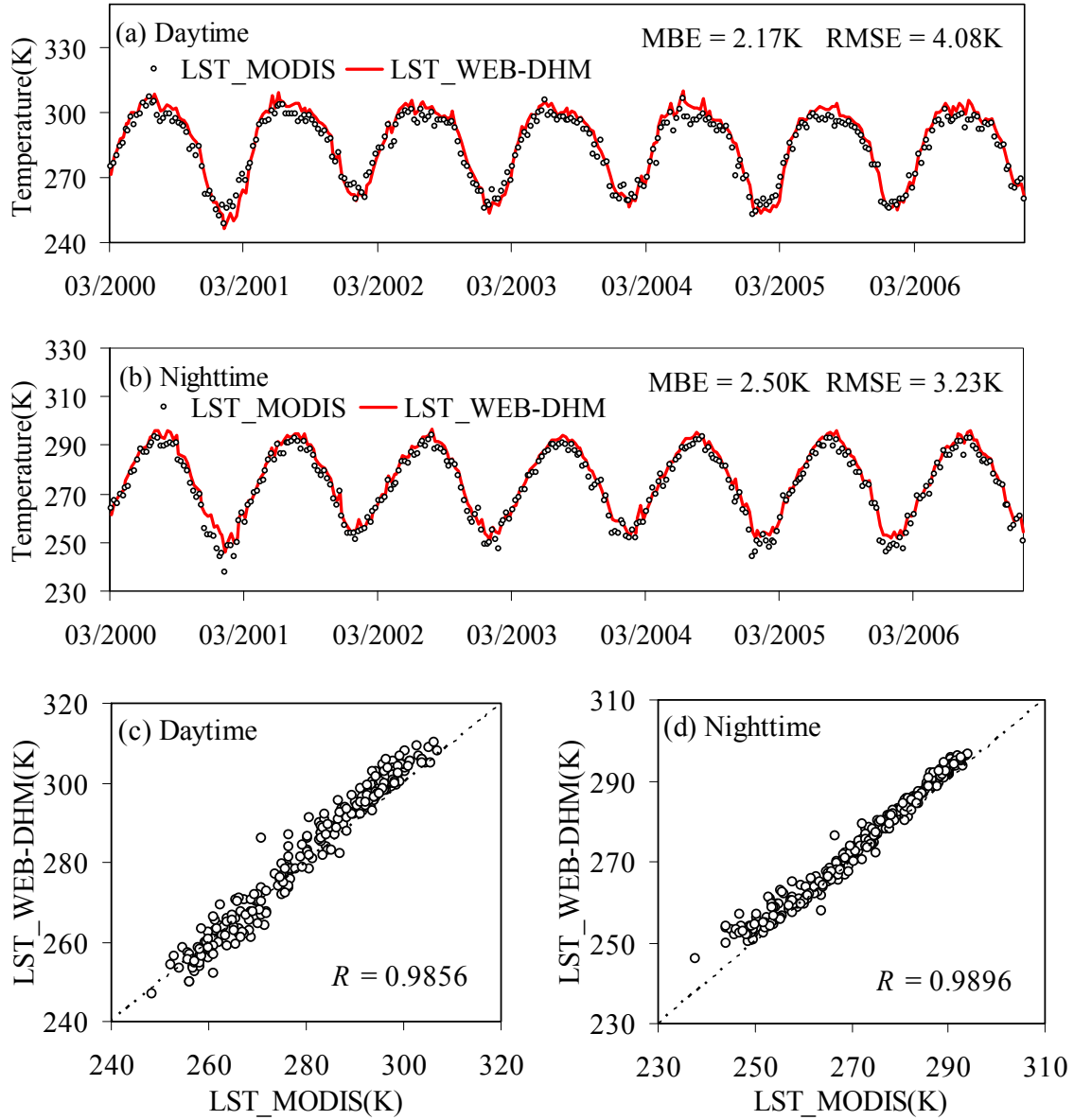


图 2.6 WEB-DHM 模型模拟 (T_{sim}) 和MODIS 观测 (T_{obs}) 的2000年3月到2006年12月的8天LSTs（流域平均值），白天 (a, c)，夜间 (b, d)。时间序列(a, b)和散点图(c, d)。

Fig. 2.6 Comparison of 8-daily LSTs between WEB-DHM simulations (T_{sim}) and MODIS observations (T_{obs}) during daytime (a, c) and nighttime (b, d) averaged for the basin from March 2000 to December 2006. Time-series (a, b) and scatter plots (c, d).

图 2.7 显示了 WEB-DHM 模型模拟和 MODIS/Terra 观测的白天 LST 季节空间分布误差 (WEB-DHM 减去 MODIS)。总体看, WEB-DHM 模型较好的模拟了 LST 的空间变化。MODIS/Terra 的 LST 的流域平均值是 287.49K (春季)、298.40K (夏季)、285.31K (秋季) 和 261.46K (冬季)。WEB-DHM 模拟的 LST 的流域平均值是 290.16K (春季)、302.84K (夏季)、288.09K (秋季) 和 259.83K (冬季)。在春季, 夏季和秋季, WEB-DHM 模型模拟的 LST 偏高, 偏高值分别是 2.66K, 4.44K, 和 2.78K, 但是在冬季 LST 被 WEB-DHM 模型低估了 (低估值是-1.62K)。这些不确定性可能来自于对气温梯度 (lapse rate of temperature, $\gamma = 6.5\text{K/km}$) 的均一性处理, 实际上, γ 是随季节高度和地区变化的。本文中通过线性方法计算植被覆盖 (V , 方程 2.2) 也具有不确定性, 这也是影响 LST 和土壤表层温度 (soil surface temperature, T_g) 的原因之一。

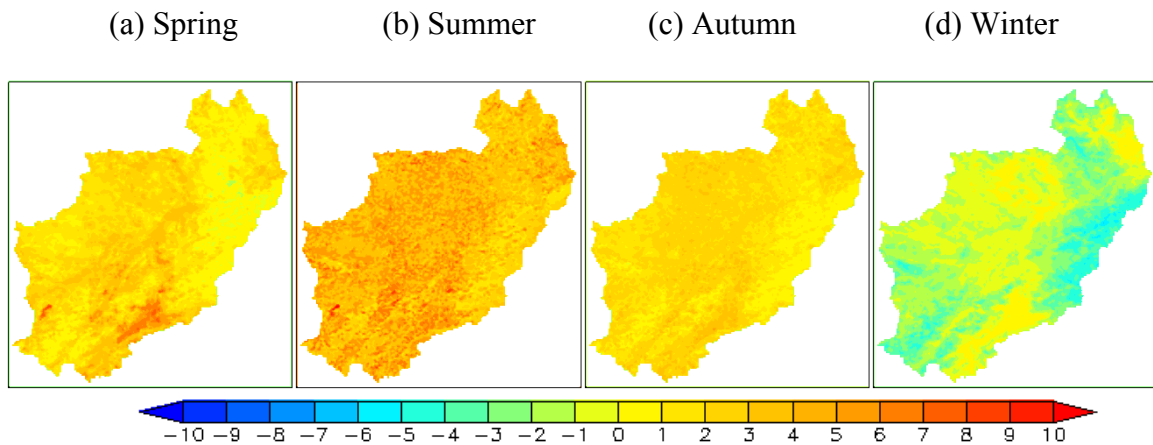


图2.7 2000年3月到2006年12月WEB-DHM模型模拟和MODIS/Terra观测的白天LSTs (单位: K)的差别。(a) 春季 (MAM), (b) 夏季 (JJA), (c) 秋季 (SON), 和 (d) 冬季 (DJF)。

Fig. 2.7 The differences of daytime LSTs (unit: K) between WEB-DHM and MODIS/Terra in (a) Spring (MAM), (b) Summer (JJA), (c) Autumn (SON), and (d) Winter (DJF) from March 2000 to December 2006.

2.4.3 土壤水分

土壤水分 (Soil moisture, SM) 在半干旱环境下是一个高度可变的参数, 并且通过影响地表面能量平衡影响蒸发 ET 和地面温度 LST^[140-141]。因此, SM 的准确模拟十分重要。图 2.8 显示了 2000 年到 2006 年的 WEB-DHM 模型模拟和地面实际观测的月平均表层 SM (夏季)。地面观测值在桦甸站 (Huadian station, 图 2.2b) 观测得到, WEB-DHM 模型模拟是通过在包括该站点在内的模型网格内 (1km 精度) 模拟得到的。WEB-DHM 模

型模拟值比实际观测值略小($-0.017 \text{ m}^3/\text{m}^3$)。总体看, WEB-DHM 模型能较好的模拟出月平均 SM。

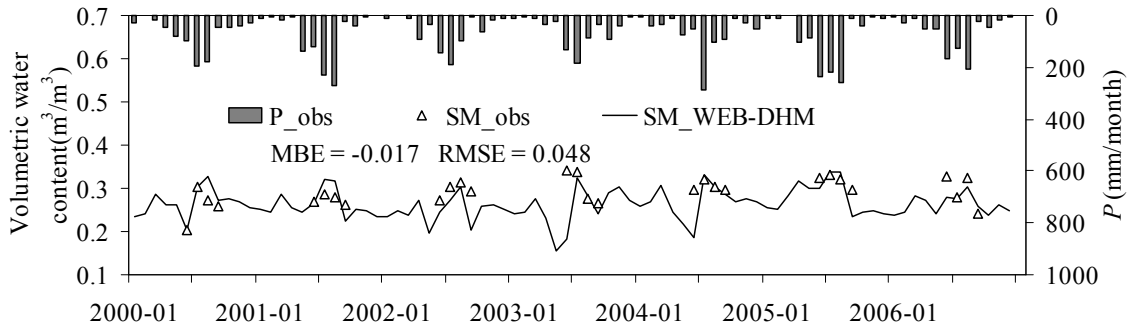


图 2.8 2000年到2006年夏季WEB-DHM模拟和地面观测（Huadian Station）的月平均表层土壤水分（表层 10 cm）对比。雨量站观测的月平均降雨一并给出供参考。

Fig. 2.8 Comparison of monthly surface soil moisture (top 10 cm) between the WEB-DHM simulation and the ground-based observation at Huadian Station from 2000 to 2006 (summer). The observed monthly precipitation is also given for reference.

2.5 小结

针对传统的水文模型难以准确地描述土壤和大气之间的水汽交换, 以及表层土壤水分的变化过程等问题, 选择耦合陆面模式于水文模型中的基于水和能量平衡的分布式水文模型WEB-DHM为研究重点。以辉发河流域为研究区域, 建立该流域的WEB-DHM模型, 验证WEB-DHM模型模拟水和能量循环的可靠程度。

概述了WEB-DHM模型的开发方法, 基本结构和应用情况, 介绍了WEB-DHM模型在辉发河流域的大气驱动数据（降水、气温、辐射、湿度、气压、风速和云量）, 动态植被数据（LAI和FPAR）和遥感数据（土地利用、DEM和土壤数据）。采用试错法利用样子哨站实测流量对WEB-DHM模型参数进行率定。由于流量和LST分别代表了流域尺度水和能量循环的结果, 因此采用实测流量和MODIS/Terra产品的LST分别对WEB-DHM模型模拟的水和能量平衡进行检验。结果表明, WEB-DHM模型在两个主要流量站（样子哨站和五道沟站）对2000年至2006年的日流量的模拟结果与实测值拟合的较好, 相对误差RB分别等于 -6.37% 和 5.60% 。WEB-DHM模型对2000年3月到2006年12月的LST的模拟结果比MODIS/Terra观测值略高, 平均偏差MBE在白天和夜晚分别等于 2.17 K 和 2.50 K 。通过以上结果, 可以看出WEB-DHM模型能较好地描述流域尺度的水和能量平衡。本章对WEB-DHM模型在辉发河流域的适用性检验也是论文的基础部分。

3 全球尺度高精度同化数据在流域尺度的验证和应用

3.1 引言

在上一章, WEB-DHM 模型在辉发河流域进行了参数率定, 并应用实测流量和陆面温度对模型进行了适用性检验, WEB-DHM 模型显示了较好的模拟水和能量循环的能力。但是, 新一代分布式水文模型(如 WEB-DHM)对大气驱动数据的要求通常比传统的分布式水文模型要高。这些驱动数据包括小时尺度的降雨、辐射、近地面气温、湿度、气压和风速。不管模型本身的物理机制有多准确, 也不管初始条件和边界条件有多准确, 如果这些驱动数据不准确, 将会严重影响模拟结果^[69]。驱动数据中任何一个变量的误差(特别是降雨和辐射)都能严重影响对土壤水分, 径流和潜热显热通量的模拟精度^{[69][70]}。因此, 最好的方法是运用准确的驱动数据作为模型的输入^[69]。然而, 这些基于观测的长系列, 高精度, 准确的大气数据通常是难以获得的^[71]。因此, 迫切需要开展对全球范围高精度数据的研究, 以便满足不同区域水文模拟的需要。

基于北美陆地数据同化系统(North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project^[69,72])开发的全球陆地数据同化系统(The Global Land Data Assimilation System, GLDAS^[73])集合了地面观测和卫星遥感观测, 并在陆地信息系统的(land information system^[74])的驱动下, 驱动多个先进的陆面模式 LSMs。GLDAS 的目的是最优化的模拟陆地水和能量循环过程。观测数据用于模型驱动(以避免大气模型数据的误差)和参数化(为了避免不真实的模型状态), 从而保证模型陆地状态的准确性^[73]。驱动 GLDAS 的数据包括降雨 precipitation (P), 近地面气温 near-surface air temperature (T_{air}), 向下短波辐射 downward shortwave ($R_{sw,d}$) 和长波辐射 longwave ($R_{lw,d}$) radiation, 比湿 specific humidity (Q_a), 风速 wind speed (U 和 V) 和地面气压 surface pressure (P_s)^[73]。GLDAS 驱动的 Noah LSM^[75-78] 提供了在时间尺度和空间尺度上的高精度的输出(3-hour 0.25-degree)。2004 年以来, 许多对 GLDAS/Noah 的验证和应用已经展开^[79-86]。

GLDAS/Noah 产品为解决新一代水文模型对输入数据要求较高的问题提供了思路。为了研究解决这一问题, 以便这些新一代水文模型能在无资料或缺资料条件下运行。本章将 GLDAS/Noah 在流域尺度的适用性进行了检验。本章首先介绍了研究方法, 然后描述了两种业务产品, 全球陆面数据同化系统(Global Land Data Assimilation System, GLDAS)和日本 JRA-25 (Japanese 25-year reanalysis) 25 年再分析资料数据集; 第三, 将 GLDAS 的输入和输出变量分别与 WEB-DHM 模型和 JRA-25 业务产品作对比分析, 并从物理机制方面分析这些不确定性的原因; 最后, 根据上面对比结果, 将 GLDAS 产

品不确定性较大的输入变量, 带入到 WEB-DHM 模型中, 分析 GLDAS 在流域尺度的适用性。

3.2 方法

3.2.1 概述

该部分设计了三个试验用于分析 GLDAS 产品在模拟流域尺度水和能量循环方面的适用性(图 3.1)。

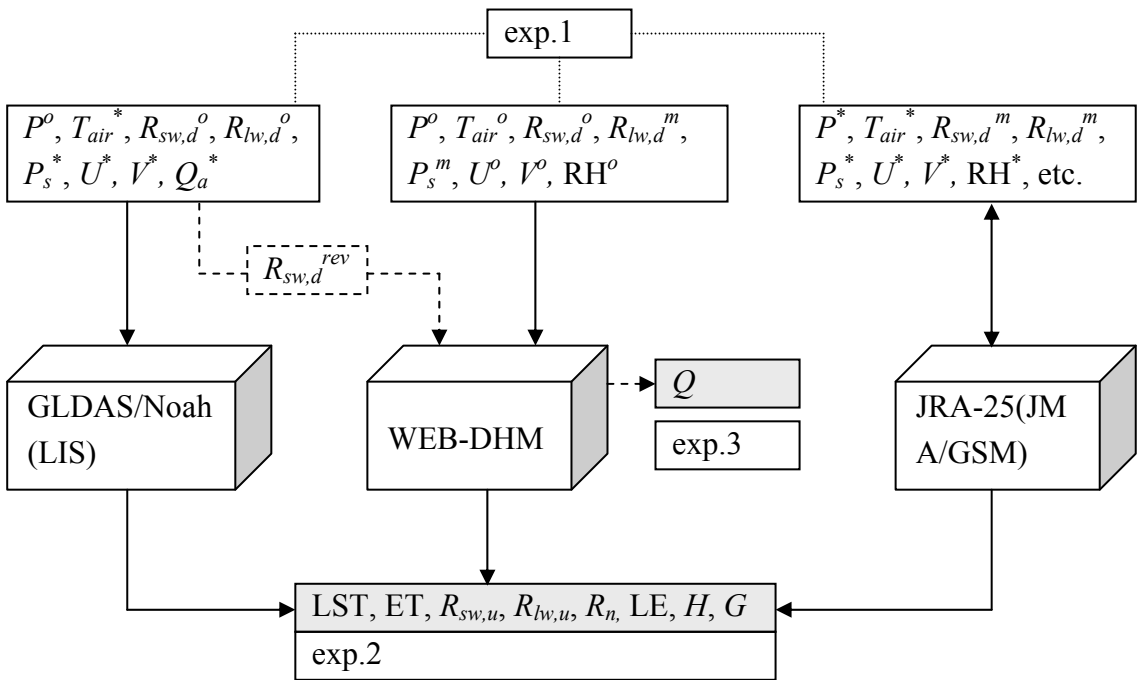


图 3.1 研究结构图。下标 ‘o’, ‘*’, 和 ‘m’ 分别代表观测值 (或基于观测的), 同化值, 模型模拟值, 带阴影的方框代表模型输出变量; 虚线代表 WEB-DHM 模拟以 GLDAS (和修正的 GLDAS) 大气数据作为驱动。exp.1 – exp.3 代表 3 个实验。P: 降水; T_{air} : 近地面气温; $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$: 向下短波和长波辐射; Q_a : 比湿; RH: 相对湿度; U , V : 风速; P_s : 地面气压; Q : 流量; LST: 陆面温度; ET: 蒸散发; $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$: 向上短波和长波辐射; R_n : 净辐射; LE, H , G : 潜热显热和地面热通量。只有 GLDAS/Noah 和 WEB-DHM 模拟了 LST (exp.2)。

Fig. 3.1 The flow chart of this study. The superscript ‘o’, ‘*’, and ‘m’ mean observation (or observation-based), assimilation, and model simulation, respectively; the shaded box means model output variables; the dashed line means WEB-DHM fed with GLDAS (and revised) forcing data. The exp.1 – exp.4 means four experiments. P: precipitation; T_{air} : near-surface air temperature; $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$: downward shortwave and longwave radiation; Q_a : specific humidity; RH: relative humidity; U , V : wind speed; P_s : surface pressure; Q : river discharge; LST: land surface temperature; ET: evapotranspiration; $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$: upward shortwave and longwave radiation; R_n : net radiation; LE, H , G : latent, sensible and ground heat fluxes. The LST (exp.2) is only available for GLDAS/Noah and WEB-DHM.

试验期间从 2000 年 2 月 24 日到 2006 年 12 月 31 日, 在此期间的每一种数据产品均可以得到。此外, 这 7 年的数据系列里面包含相对干旱和湿润的各种气象条件, 这些不同的气候条件对于理解该流域的水和能量循环十分重要。所有的试验均在同样的流域(五道沟以上流域, 图 2.2)进行。第一, 大气驱动数据之间相互对比。这些数据包括 GLDAS(降水, P ; 气温, T_{air} ; 向下短波辐射, $R_{sw,d}$; 和向下长波辐射, $R_{lw,d}$), 地面观测(P , T_{air} 和 $R_{sw,d}$), JRA-25 业务产品(P , T_{air} , $R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$)和 WEB-DHM 的部分输入数据($R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$)。第二, 模型输出数据相互对比。GLDAS/Noah (陆面温度, LST; 蒸散发, ET; 向上短波辐射, $R_{sw,u}$; 向上长波辐射 $R_{lw,u}$; 净辐射, R_n ; 潜热通量, LE; 显热通量, H ; 和地面热通量, G), WEB-DHM 模型模拟(LST, ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H , 和 G) 和 JRA-25 业务产品 (ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H , 和 G) (图 3.1)。第三, 检验 GLDAS 数据(P , $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$, T_{air} , Q_a , P_s , U 和 V)驱动 WEB-DHM 模型并模拟流域水循环的能力 (图 3.1)。

在第三个实验中, WEB-DHM 模型分别在两种不同的模式下运行。(1) WEB-DHM 模型采用 GLDAS 原始驱动数据驱动。(2) 根据第一个试验对比结果, 将原始的 GLDAS 驱动数据根据实测数据进行修正。首先, 绘制从 2000 年 3 月到 2006 年 12 月地面观测和 GLDAS 之间的日驱动数据散点图 (如 $R_{sw,d}$)。第二, 从散点图得出线性回归方程作为修正方程。WEB-DHM 模型采用修正过的驱动数据进行驱动。在五道沟站(图 2.2b)输出的流量 (Q_{GLDAS} 和 Q_{GLDAS_rev}) 采用实测流量进行验证 (Q_{obs})。对比分析中用到的统计参数平均偏差 MBE 和均方根误差 RMSE 请参见 2.2.2。

3.2.2 WEB-DHM 模拟

在本研究中, GLDAS/Noah 和 JRA-25 数据从他们业务产品中直接获得, WEB-DHM 输出通过运行 WEB-DHM 模型 3 次获得, 每次均利用不同的大气驱动数据(见表 3.1)。(1) WEB-DHM 模型以地面观测(或基于地面观测)作为驱动数据, 它们分别是 P , $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$, T_{air} , 相对湿度 (relative humidity-RH), P_s , U 和 V 。模拟得到的 LST, ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H 和 G 与相应的 GLDAS/Noah 模拟和 JRA-25 进行对比; (2) WEB-DHM 模型以 GLDAS 原始驱动数据 (P , $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$, T_{air} , Q_a , P_s , U 和 V)作为驱动数据; (3) WEB-DHM 模型以校正后的 GLDAS 数据作为驱动数据。(2)和(3) 模拟得到的流量 (Q_{GLDAS} 和 Q_{GLDAS_rev}) 利用地面实际观测流量 Q_{obs} 进行验证。

Tab. 3.1 WEB-DHM 模型模拟实验
表 3.1 Table of WEB-DHM simulation performed^a

Experiment	Input	Output	Period
exp.2	Observed (or observation-based) $P, T_{air}, R_{sw,d}, R_{lw,d}, U, V, RH, P_s$	LST, ET, $R_{sw,u}, R_{lw,u}, R_n, LE, H, G$	2000-2006
exp.3	GLDAS forcing data ⁺	Q_GLDAS	2000-2006
	Revised GLDAS forcing data ⁺	Q_GLDAS_rev	

^a 请见 3.2.1; ⁺GLDAS 驱动数据包含 $P, T_{air}, R_{sw,d}, R_{lw,d}, Q_a, P_s, U$ 和 V . 第一个试验 (exp.1) 不包含 WEB-DHM 模拟, 所有的实验均在同一流域 (五道沟以上流域) 进行。

3.3 数据

3.3.1 GLDAS/Noah

GLDAS^[73]集合卫星和地面观测数据来驱动和参数化一系列陆面模式 (Land Surface Model, LSM, 离线耦合), 其目标是生成优化的陆面状态和通量。目前, GLDAS驱动4个陆面模式Mosaic^[142], Noah^{[75][76][78][77]}, the Community Land Model (CLM)^[143], 以及 the Variable Infiltration Capacity (VIC)模型^[26]。在本研究中, 我们应用GLDAS/Noah L4的3小时和0.25度 (GLDAS_NOAH025SUBP_3H) 产品 (下载地址: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings>)。对于流域尺度(14700 km²), 这种高精度的GLDAS/Noah产品比较适合流域尺度水和能量循环的研究。时间尺度为3小时的GLDAS/Noah数据从2000年2月24日开始生产。关于GLDAS数据的详细介绍请参阅Rodell et al. [2004a]^[73]和Kato et al. [2007]^[81]。本流域共应用了90个GLDAS/Noah格点(参见图2.2b)。

GLDAS的降雨数据是基于NOAA环境预测中心 (Climate Prediction Center) 的全球尺度分辨率为2.5度和5天的降雨产品(Merged Analysis of Precipitation, CMAP;^{[144][145]}), 该产品是基于遥感(红外和微波)和雨量站观测^[81]得到的。GLDAS降雨数据的时间和空间降尺度通过应用NOAA的全球同化系统 (Global Data Assimilation System, GDAS;^[146])的降雨分析数据得到。GLDAS气温数据从NOAA的GDAS业务分析数据^{[80][81]}获得, 并根据Cosgrove et al. [2003]^[69]绝热订正到GLDAS的高程。GLDAS的 $R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$ 分别运用Shapiro [1987]^[147]和Idso [1981]^[148]方法根据美国空军气象局 (U.S. Air

Force Weather Agency's , AFWA) 农业气象模拟系统 (Agricultural Meteorological modeling system , AGRMET)的云量和融雪产品获得。

3.3.2 JRA-25

日本 25 年再分析资料数据集 (Japanese 25-year reanalysis, JRA-25) 产品是由日本气象厅 (Japan Meteorological Agency, JMA) 和电力中央研究所 (Central Research Institute of Electric Power Industry, CRIEPI) 应用 JMA 数值同化模型和预报系统联合生产的^[135] (<http://jra.kishou.go.jp/>)。JRA-25 的目标是得到亚洲地区高质量的分析数据。JRA-25 预报系统应用了低精度的 JMA 全球谱模式 (Global Spectral Model, GSM), 分辨率是 T106 (水平方向约为 120 km) 和 40 层 (垂直方向, L40, 到 0.4 hPa) ^{[135][149]}。JRA-25 的同化系统采用了三维变分分析方法 (3-dimensional variational , 3D-Var), 时间步长 6 小时 ^{[135][149]}。JRA-25 数据时间精度 6 小时, 数据从 1979 年开始生产。本研究中共用到了 12 个 JRA-25 格点 (图 2.2b)。

JRA-25 变量是通过模型模拟和数据同化方法得到的。 $R_{sw,d}$ 是通过 delta-Eddington 近似公式^{[150][151][152]}计算得到的, $R_{lw,d}$ 是通过通量发射^[135]方法计算的。JRA-25 同化的变量包括气温、风速、相对湿度、地表气压、辐射亮温和降水^[135]。JRA-25 的气温是通过同化无线电探空仪观测数据得到的^[135]。JRA-25 的降水是通过同化搭载在国防气象卫星计划 (DMSP) 卫星上的微波辐射计传感器 (Special Sensor of Microwave Imager, SSM/I) 数据得到的 [Onogi et al., 2007]。辐射亮温 (radiative brightness temperature, T_b) 是通过同化 TIROS 垂直探空仪 (Operational Vertical Sounder , TOVS) 得到的。关于 JRA-25 产品更多的介绍请参考 Onogi et al. [2007] ^[135]。

3.4 结果

3.4.1 GLDAS, JRA-25 和 WEB-DHM 驱动数据与地面观测数据对比

(1) 日尺度

图 3.2 对比了 GLDAS, JRA-25 和地面观测的日降雨 (P) 和近地面气温 (T_{air})。

图 3.2a 和图 3.2b 对比了 GLDAS 和 JRA-25 与地面观测的流域平均日降水 P 。GLDAS 和地面观测值之间的 R , MBE 和 RMSE 分别是 0.7599, 0.06 mm/day 和 3.48 mm/day。JRA-25 与地面观测值之间的 R , MBE 和 RMSE 分别是 0.5851, 0.58 mm/day 和 6.39 mm/day。所有的统计结果表明 GLDAS 比 JRA-25 的结果要优, JRA-25 的空间精度较低 (约为 1.125 度, 110 公里), 这可能导致 JRA-25 漏掉了局部的降雨事件。许多研究表明^{[140][127]}, 和其他

早期降雨数据产品相比, GLDAS的降雨数据误差相对较小。本研究的结果也进一步验证了GLDAS降雨的可靠性。

图 3.2c 和图 3.2d 绘制了 GLDAS 和 JRA-25 与观测的日气温 T_{air} 对比。GLDAS 和 JRA-25 较好的模拟了 T_{air} , 相关系数 R 均超过了 0.9900。GLDAS 与地面观测值之间的平均偏差 MBE 和均方根误差 RMSE 分别是 -0.40 K 和 1.70 K, JRA-25 与地面观测值之间的平均偏差 MBE 和均方根误差 RMSE 分别是 1.07 K 和 2.09 K。

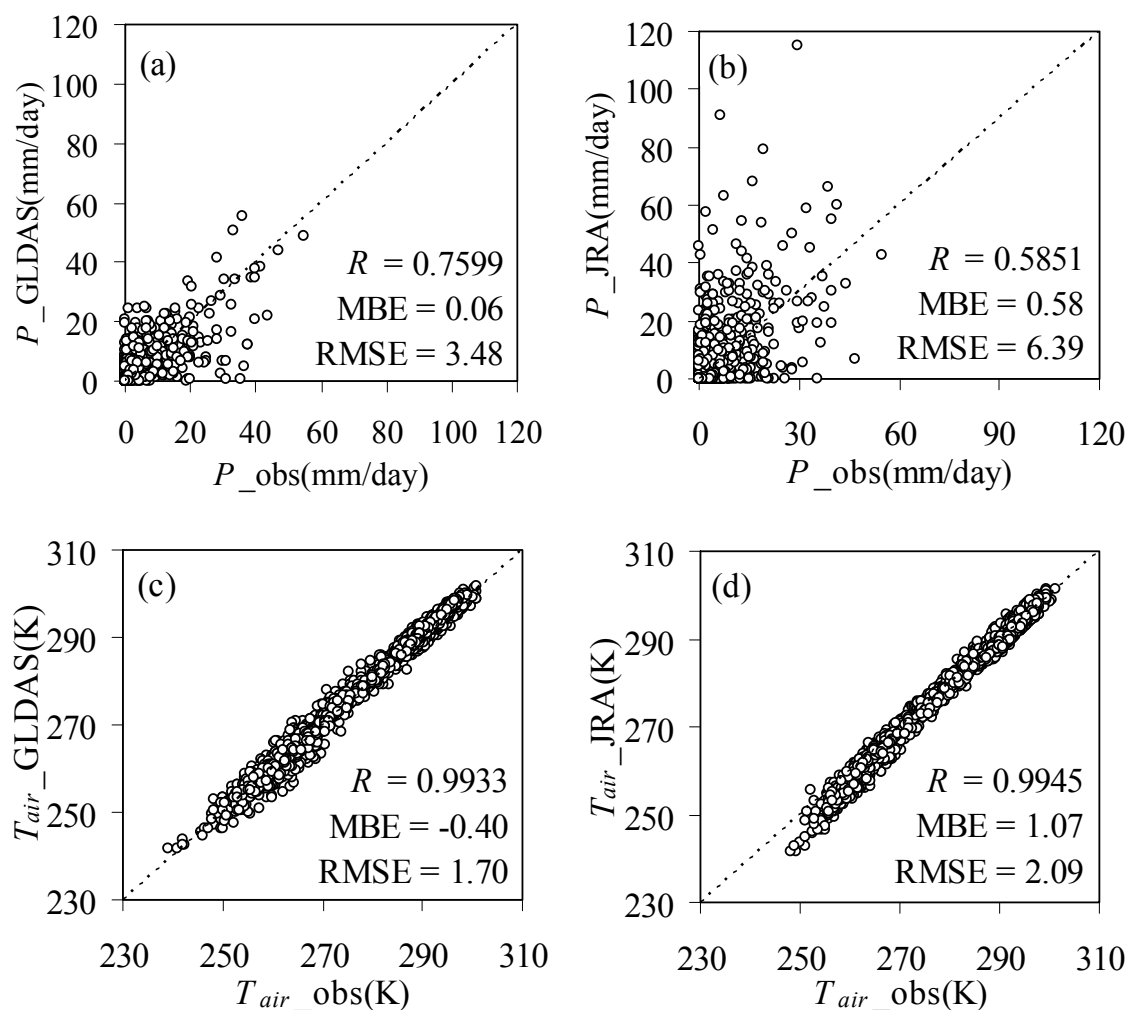


图 3.2 GLDAS 和 JRA-25 产品与地面观测变量日均值对比散点图(2000 年 3 月到 2006 年 12 月)。

(a), (b) 降雨; (c), (d) 近地面气温。

Fig. 3.2 Scatterplots of daily values averaged at the whole basin between ground-based observations and GLDAS and JRA-25 products from March 2000 to December 2006: (a), (b) precipitation and (c), (d) near-surface air temperature.

(2) 月尺度

图 3.3a 和图 3.3b 比较了 GLDAS, JRA-25 和地面观测的月降水(P) 和近地面气温(T_{air}) (时间序列)。图 3.3c 和图 3.3d 比较了 GLDAS, JRA-25 和 WEB-DHM 模拟的月平均向下短波辐射 (downward shortwave radiation, $R_{sw,d}$), 向下长波辐射 (downward longwave radiation, $R_{lw,d}$) (时间序列)。图 3.4a–图 3.4h 是对应图 3.3a–图 3.3d 的散点图。

图 3.3a 显示 GLDAS 的降水与雨量站观测值拟合的非常好, 而 JRA-25 的降雨则比雨量站观测值明显偏大。相对应的散点图(图 3.4a 和图 3.4b)显示 GLDAS 降雨和地面观测降雨之间的 MBE 等于 1.86 mm/month, 这个值比 JRA-25 降雨和观测降雨之间的 MBE 要小。在青藏高原中部和蒙古进行的研究^[83]显示, JRA-25 的累积降雨量大于观测值, 而 GLDAS 的降雨则优于 JRA-25。本文的结果进一步证明了 GLDAS 的降雨精度较 JRA-25 要高。这个结果可以通过 GLDAS 和 JRA-25 中运用的不同降雨产品来解释。GLDAS 降雨是基于 CMAP 产品得出的^{[144][145]}, CMAP 融合了雨量站观测和五种卫星估计值: 红外 (IR), 长波辐射 (OLR), 微波探测 (MSU), 微波散射 (MW), 和 SSM/I 放射。JRA-25 降雨是通过同化 SSM/I 卫星数据产品获得。正如前人研究指出^{[144][145]}, 融合雨量站观测和卫星观测的降雨产品要比单独使用卫星观测导出的降雨产品要好, 因为前者融合了地面观测和卫星观测的降雨各自的优点。

图 3.3b 是 GLDAS, JRA-25 和地面观测的 T_{air} 。他们之间没有明显的差别, 只是 JRA-25 比 GLDAS 和地面观测值略高 (冬季)。GLDAS 和 JRA-25 与地面观测之间的 MBE 分别等于 -0.40 K 和 1.07 K (图 3.4c 和图 3.4d), GLDAS 和 JRA-25 与地面观测之间的 RMSE 分别等于 0.95 K 和 1.68 K, MBE 和 RMSE 都比较小, 表明 GLDAS 和 JRA-25 的模拟值和观测值拟合的都比较好。

图 3.3c 显示了 GLDAS, WEB-DHM 和 JRA-25 的向下短波辐射 (downward shortwave radiation, $R_{sw,d}$)。与 WEB-DHM 和 JRA-25 相比, GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 明显比相应的 WEB-DHM 和 JRA-25 要偏高, 尤其是在夏季。图 3.4e 和 3.4f 显示 WEB-DHM 和 GLDAS 之间的 MBE 是 -10.83 W/m², JRA-25 和 GLDAS 之间的 MBE 是 -11.01 W/m²。

GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 进一步与地面实际观测值进行了对比 (表 3.2)。

表 3.2 比较了 Changchun, Shenyang, Yanji 站(图 2.1c)和研究流域的 $R_{sw,d}$ 。对于所有的三个站点 (表 3.2), GLDAS 在温暖季节 (warm season) (4 月-8 月)明显高估了 $R_{sw,d}$, MBE 大于 52.66 W/m²。在寒冷季节 (cold season) (9 月-3 月), MBE 大于 15.14 W/m²。对于流域平均, GLDAS 也高估了 $R_{sw,d}$, MBE 在温暖季节和寒冷季节分别等于 54.61 W/m² 和 16.95 W/m²。

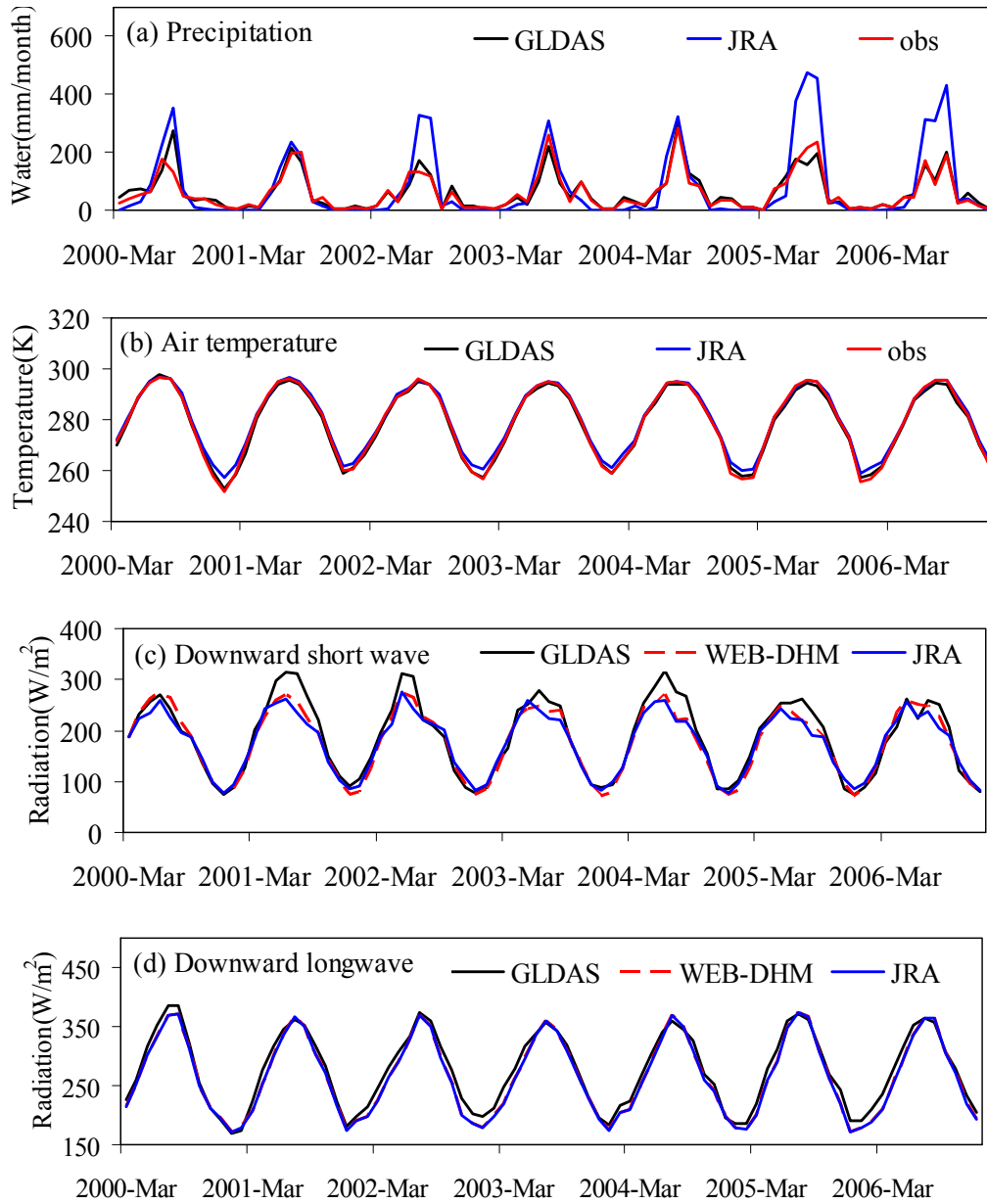


图 3.3 WEB-DHM, GLDAS/Noah 和 JRA-25 业务产品的流域月平均值对比 (2000 年 3 月到 2006 年 12 月): (a) 降水 precipitation; (b) 近地面气温 near-surface air temperature; (c) 向下短波辐射 downward shortwave radiation; (d) 向下长波辐射 downward longwave radiation.

Fig. 3.3 Comparison of monthly values averaged at the whole basin among the WEB-DHM simulations, the GLDAS/Noah, and the JRA-25 product from March 2000 to December 2006: (a) precipitation; (b) near-surface air temperature; (c) downward shortwave radiation; (d) downward longwave radiation.

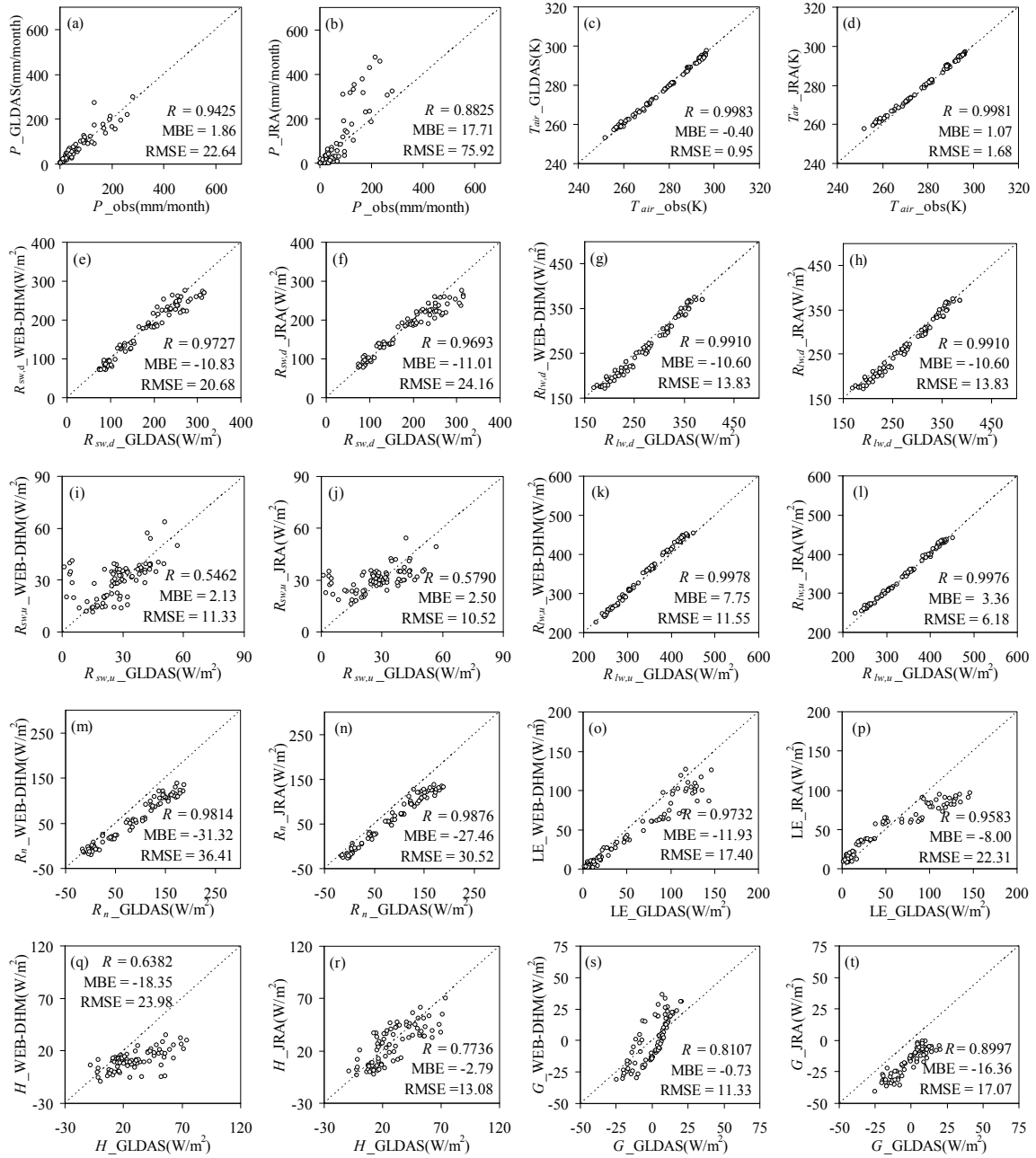


图 3.4 WEB-DHM, GLDAS/Noah 和 JRA-25 业务产品的流域月平均值对比的散点图

Fig. 3.4 The scatterplots of WEB-DHM, GLDAS/Noah and JRA-25.

表 3.2 2000 年 3 月至 2006 年 12 月温暖季节 warm season (WS) 和寒冷季节 cold season (CS)的
GLDAS 与地面观测的 $R_{sw,d}$ 统计值

Tab. 3.2 Statistics of $R_{sw,d}$ between the GLDAS and in-situ observations for warm season (WS) and cold season (CS) from March 2000 to December 2006

Meteorological gauge	CS (April - August)		WS (September - March)	
	MBE	RMSE	MBE	RMSE
Changchun (W/m^2)	15.14	19.75	56.94	60.56
Shenyang (W/m^2)	25.63	28.13	65.43	70.56
Yanji (W/m^2)	19.61	22.94	52.66	57.98
Basin average (W/m^2)	16.95	20.54	54.61	59.45

图 3.3d 给出了 GLDAS, WEB-DHM 和 JRA-25 的向下长波辐射 (downward longwave radiation, $R_{lw,d}$). 三个模型的 $R_{lw,d}$ 比较一致, 在这里 WEB-DHM 模型与 JRA-25 产品的数据相同。图 3.4g 和图 3.4h 显示 GLDAS 和 WEB-DHM 之间的 R 高达 0.9910。

3.4.2 GLDAS/Noah, JRA-25 与 WEB-DHM 输出变量对比

(1) 日尺度

图 3.5和图3.6显示了日尺度的陆面温度LST和蒸散发ET (时间序列和散点图)。MBE 和 RMSE是通过对比WEB-DHM (或者JRA-25)与GLDAS/Noah输出得到的, 应该指出的是, 这些统计值(MBE和RMSE)并不代表模型误差, 只是用于检验不同模型输出结果的差别。

GLDAS/Noah和WEB-DHM模拟的日均LST比较一致(图 3.5a), R , MBE和RMSE分别等于0.9764, 1.26 K和3.59 K (图3.6a)。以往的研究^[153]指出Noah模拟的LST峰值被低估, 这很可能是由于热粗糙长度 (thermal roughness length, z_{0h})被高估引起的。

图 3.5b 显示, 三个模型模拟的日均ET变化很一致, WEB-DHM 和 GLDAS/Noah 之间的 R 等于 0.9121 (图 3.5d), JRA-25 与 GLDAS/Noah 之间的 R 等于 0.9110 (图 3.5e)。但是, 在夏季, GLDAS/Noah 模拟值比 WEB-DHM 和 JRA-25 的模拟值偏高。WEB-DHM 和 GLDAS/Noah 模拟的 ET 之间的 MBE 等于 -0.39 mm/day (图 3.6b), JRA-25 和 GLDAS/Noah 模拟的 ET 之间的 MBE 等于 -0.28 mm/day (图 3.6c)。不同的净辐射很可能导致该差别, 详细说明将在潜热通量 (latent heat flux) 一节给出。

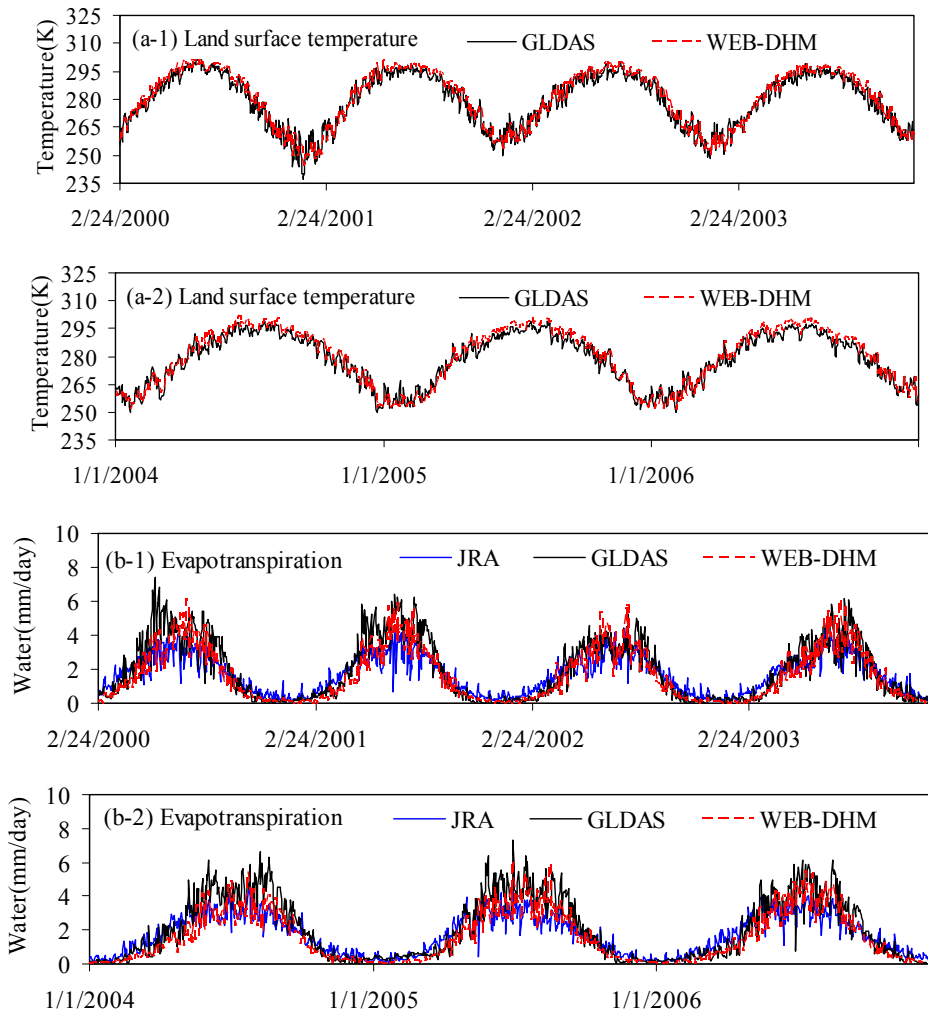


图 3.5 WEB-DHM 模拟, GLDAS/Noah 与 JRA-25 的流域平均值 (日尺度) 对比 (2000.3-2006.12), (a)陆面温度 (时间序列)和(b)蒸散发 (时间序列).

Fig. 3.5 Comparison of daily values averaged at the whole basin, among the WEB-DHM simulations, the GLDAS/Noah, and the JRA-25 product from March 2000 to December 2006: (a) land surface temperature (time series) and (b) Evapotranspiration (time series).

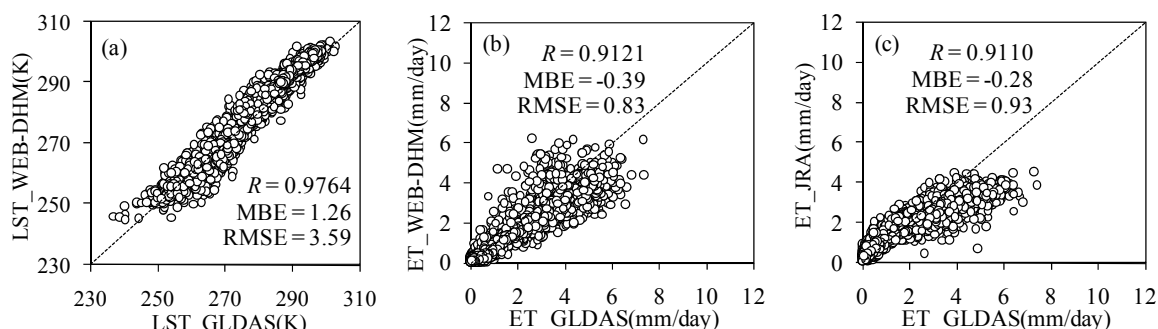


图 3.6 WEB-DHM 模拟, GLDAS/Noah 与 JRA-25 的流域平均值(日尺度)对比(2000.3-2006.12), (a)陆面温度(散点图)和(b,c)蒸散发(散点图).

Fig. 3.6 Comparison of daily values averaged at the whole basin, among the WEB-DHM simulations, the GLDAS/Noah, and the JRA-25 product from March 2000 to December 2006: (a) land surface temperature (scatterplots) and (b,c) Evapotranspiration (scatterplots).

(2) 月尺度

图 3.7a–图 3.7b 和图 3.8a–图 3.8d, 显示了 GLDAS/Noah, WEB-DHM 和 JRA-25 的模型输出变量(时间序列和散点图)。这些输出变量包括向上短波辐射($R_{sw,u}$), 向上长波辐射($R_{lw,u}$), 净辐射(R_n), 潜热通量(LE), 显热通量(H) 以及地面热通量(G)。

总体来看, 虽然三个模型模拟的 $R_{sw,u}$ 之间有些偏差, 总体看, 三个模型模拟的 $R_{sw,u}$ (图 3.7a)结果较好。GLDAS/Noah 的初始时段较低的值(图 3.7a), 很可能是由于其反照率的不确定性引起。当除去 GLDAS/Noah 的 2000 年的数据进行统计, R 增加到 0.7773(GLDAS/Noah 与 WEB-DHM)和 0.7153 (GLDAS/Noah 与 JRA-25)。这些结果表明三个模型都能较好的模拟出 $R_{sw,u}$ 。

三个模型也都能模拟出较好的向上长波辐射($R_{lw,u}$, 图3.7a)。在夏季, WEB-DHM模拟的 $R_{lw,u}$ 略高。因为WEB-DHM和Noah LSM都通过Stefan–Boltzmann law计算 $R_{lw,u}$, 两个模型均假设黑体辐射 ($\varepsilon = 1$)^[156]。因此WEB-DHM较高的向上长波辐射 $R_{lw,u}$ 很可能是由其偏高的LSTs引起的。较高的 R 值 (0.9978和 0.9976, 图3.4k和图3.4l)表明, 三个模型较好的模拟了 $R_{lw,u}$ 变化。

图 3.8a 比较了三个模型模拟的净辐射(R_n) (时间序列)。在夏季, 三个模型模拟的 R_n 有明显的不同, GLDAS/Noah 偏高的 $R_{sw,d}$ 很可能导致这个差异。虽然 MBE 和 RMSE 高达 -31.32W/m^2 和 -27.46W/m^2 (图 3.3m 和 3.3n), 而 R 很高(0.9814 和 0.9876)。这个结果表明三个模型都较好的模拟出了 R_n 的季节变化。

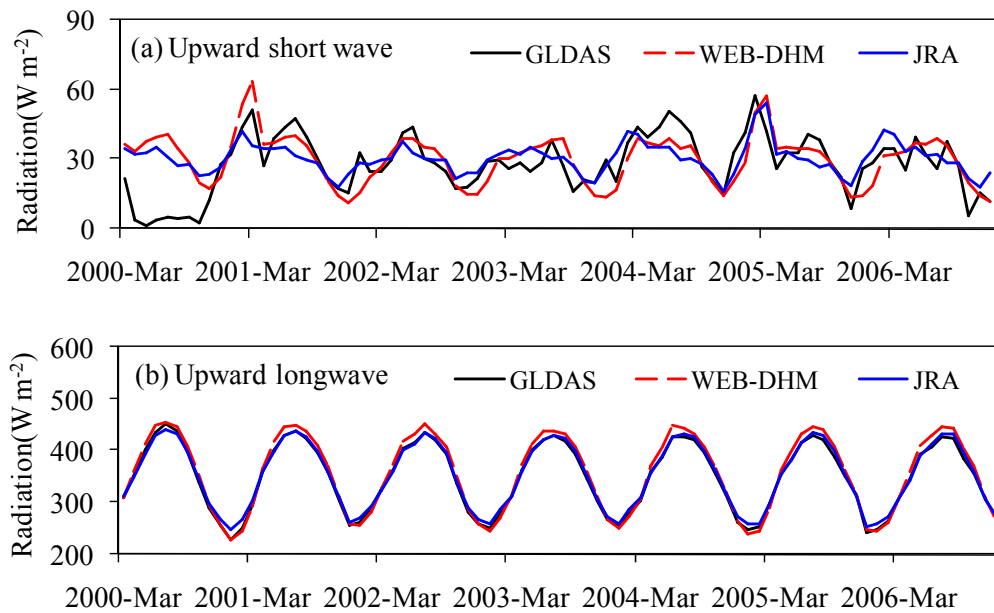


图 3.7 WEB-DHM, GLDAS/Noah 和 JRA-25 业务产品的流域月平均值对比 (2000 年 3 月到 2006 年 12 月): (a) 向上短波辐射 upward shortwave radiation; (b) 向上长波辐射 upward longwave radiation.
Fig. 3.7 Comparison of monthly values averaged at the whole basin among the WEB-DHM simulations, the GLDAS/Noah, and the JRA-25 product from March 2000 to December 2006: (a) upward shortwave radiation; (b) upward longwave radiation.

图 3.8b 比较了模拟的潜热通量 (LE)。在湿润季节, GLDAS/Noah 与 WEB-DHM 和 JRA-25 之间的模拟结果有明显差别, GLDAS/Noah 模拟的峰值明显比 WEB-DHM 和 JRA-25 偏高。在湿润季节, R_n 在控制蒸发能力上比土壤水分更重要^[153]。Kato *et al.* [2007]^[81]也指出, 湿润条件和偏高的辐射输入会导致模拟的 LE 变化幅度变大。由于 GLDAS/Noah 的 R_n 偏大(图 3.8a), 因此, 在夏季, GLDAS/Noah 模拟的 LE 偏大。然而, 在干燥季节, ET 主要由土壤表层阻力(r_{soil})决定, 而不是由净辐射决定^[153]。 r_{soil} 是一个经验参数, 用来表示表层土壤与它上面空气之间交换水汽的土壤孔隙的阻抗^{[114][155]}。由于所有的三个模型都包含 r_{soil} ^{[114][77][78]}, 所以在干旱季节模拟的月 LE 值比较一致。2002 年是一个典型的干旱年(图 2.4), 和其他年份相比, 三个模型在 2002 年模拟的 LE 更加一致(图 3.3h)。总体上看, 三个模型模拟的 LE 显示了很好的一致性, WEB-DHM 和 GLDAS/Noah 的 R 等于 0.9732, JRA-25 和 GLDAS/Noah 之间的 R 等于 0.9583 (图 3.4o 和 图 3.4p)。

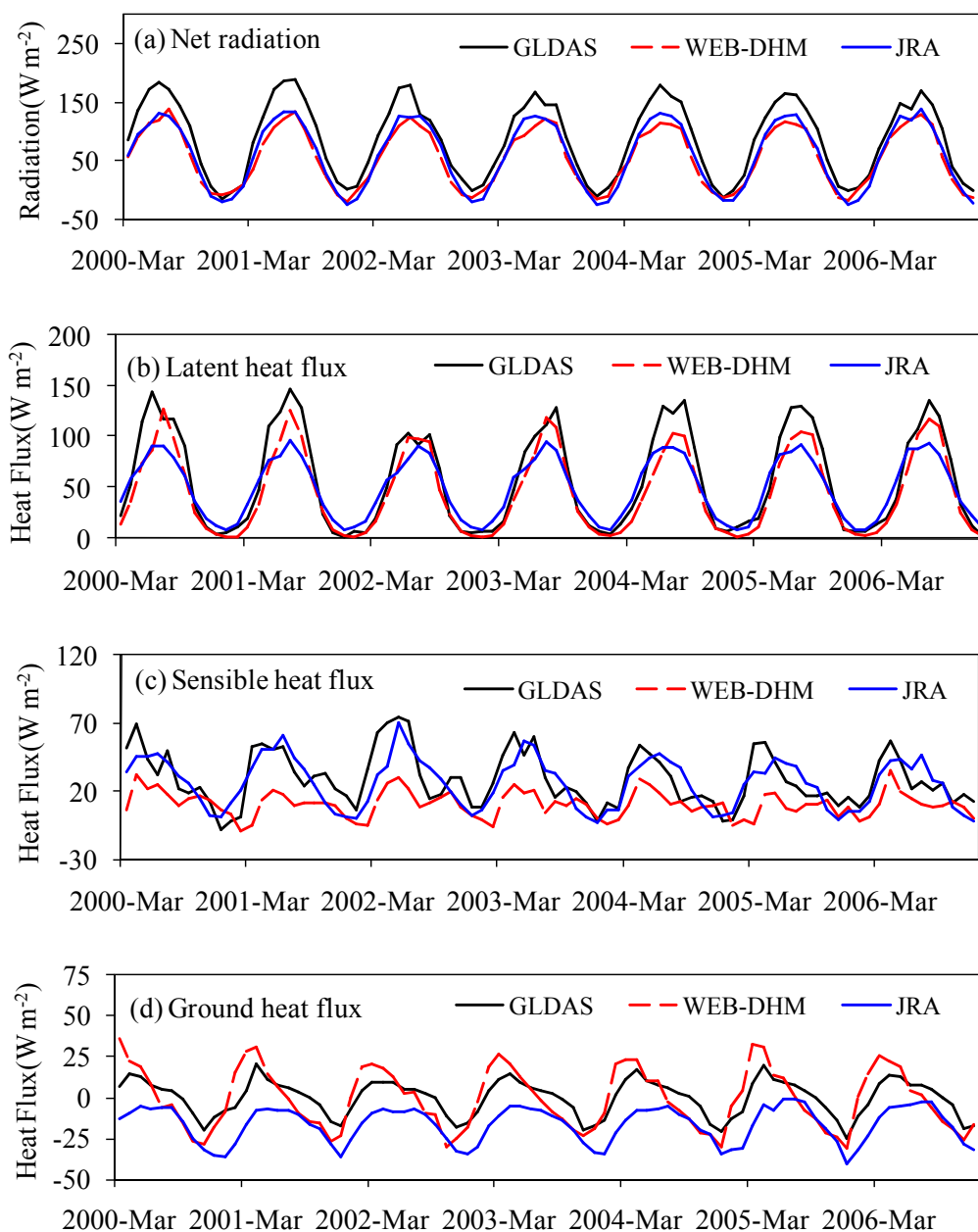


图 3.8 WEB-DHM, GLDAS/Noah 和 JRA-25 业务产品的流域月平均值对比 (2000 年 3 月到 2006 年 12 月): (a)净辐射 net radiation; (b)潜热通量 latent heat flux; (i)显热通量 sensible heat flux 和 (d) 地面热通量 ground heat flux.

Fig. 3.8 Comparison of monthly values averaged at the whole basin among the WEB-DHM simulations, the GLDAS/Noah, and the JRA-25 product from March 2000 to December 2006: (a) net radiation; (b) latent heat flux; (c) sensible heat flux and (d) ground heat flux.

图 3.8c 显示了模型模拟显热通量 (H) 的变化。WEB-DHM 比 GLDAS/Noah 和 JRA-25 的模拟值偏低, 但是模拟的 H 季节变化比较好。WEB-DHM 与 GLDAS/Noah 对比的 MBE 是 -18.35 W/m^2 , JRA-25 与 GLDAS/Noah 对比的 MBE 是 -2.79 W/m^2 (图 3.4q 和图 3.4r)。Yang *et al.* [2009a]^[153] 和 Hong and Kim [2010]^[154] 也发现 Noah LSM 模拟的 H 比 SiB2 和观测值偏高。

在 Noah LSM 中, 潜热通量(H)是通过散热传导方程计算得到的[Chen *et al.*, 1997]:

$$H = \rho C_p C_h |U_a| (\theta_s - \theta_a), \quad (3.1)$$

式中, ρ 代表空气密度; C_p 代表恒压下的空气比热容; C_h 表面热交换系数; U_a 风速; θ_a 空气位温; θ_s 是相应的地表面的变量值。

C_h 是一个控制地面总热通量的十分重要的参数^{[158][159]}。近年的研究^[158]表明, 对于矮植被(比如, 庄稼, 草地, 灌木, 和稀疏植被地区等), Noah LSM 高估了 C_h (表示太充分的耦合); 对于高的植被(比如森林), C_h 被低估了(表示不充分的耦合)。这个问题是由 Noah LSM 对热粗糙长度 (roughness length for heat or thermal roughness length, z_{oh}) 的处理造成的。 z_{oh} 是当推断的气温和实际表面气温相等时的高度, 在模拟从表面到大气的热通量上有很重要作用^{[160][161][158]}。Noah LSM 运用 Zilitinkevich [1995] 模式来计算 z_{oh} , 这个模式在裸土或稀疏植被区域很可能高估了 z_{oh} ^{[162][161]}。根据基于 Monin-Obukhov 相似理论的 Paulson 稳定方程 (stability functions of Paulson)^{[163][157]}, z_{oh} 的不确定性导致了 C_h 的不确定性。

在该流域(图 2.1c), 大部分区域(约 60%)是被农业和 C3 草地覆盖(矮植被), 这表明 Noah 的 C_h 很可能被高估了(z_{oh} 被高估)。方程(3.1)中偏高的 C_h , 加强了从地面到大气的 H 传输(图 3.3i, 图 3.4q 和图 3.4r), 从而导致了 LST 降低(图 3.5a 和 3.5c)^[162]。

三个模型模拟的地面热通量 (G , 图 3.8d)的月变化极其相似, WEB-DHM 模拟的结果的变化幅度偏大。然而, GLDAS/Noah 与 WEB-DHM 的年平均 G 比较一致(图 3.4s)。Hong and Kim [2010]^[156] 通过在青藏高原比较 SiB2 和 Noah LSM, 也得出了同样的结果。这是由于 SiB2 的土壤热容比 Noah 要小。同时, GLDAS/Noah 偏低的 LSTs (图 3.5a) 可能直接导致 G 偏低, 这也与偏高的 H 相一致(图 3.8c)。

3.4.3 GLDAS 数据用于 WEB-DHM 水文模型驱动

在上述研究中, WEB-DHM 是利用观测的气象数据进行驱动, 这可能在有些流域并不能获得或难以获得 (比如没有观测站的流域)。如果GLDAS驱动数据能够用于流域尺度分布式水文模型(DHMs)的输入, 那么GLDAS将发挥更大作用。本节通过用GLDAS大气驱动数据驱动WEB-DHM水文模型, 检验GLDAS在流域水文模拟中的适用性。

表 3.3 列出了 GLDAS 与地面观测的月平均 $R_{sw,d}$ 以及它们之间的差别。从表 3.3 可以得到两个结论: (1) GLDAS 在每个月均高估了 $R_{sw,d}$; (2) 最大的偏差发生在 4 月至 8 月。由于 GLDAS 产品的 $R_{sw,d}$ 被高估了, 有必要利用地面观测数据对 GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 进行修正。在温暖季节(WS, 4-8 月)和寒冷季节(CS, 9-3 月)分别推导出了两个不同的修正方程。

$$\text{温暖季节 (Warm season): } R_{sw,d,rev} = 0.7823 \times R_{sw,d}, \quad (3.2)$$

$$\text{寒冷季节 (Cold season): } R_{sw,d,rev} = 0.8563 \times R_{sw,d}, \quad (3.3)$$

式中, $R_{sw,d}$ 和 $R_{sw,d,rev}$ 分别是原始的和校正的 GLDAS 日短波辐射。图 3.9a 表明修正的流域平均月 $R_{sw,d}$ 与地面观测值和 GLDAS 原始值 $R_{sw,d}$ 对比。修正后的 $R_{sw,d}$, 尤其是在温暖季节, $R_{sw,d}$ 精度有了提高。

表 3.3 2000 年到 2006 年 GLDAS/Noah 与地面观测之间的月平均 $R_{sw,d}$ 对比

Tab. 3.3 Comparison of monthly $R_{sw,d}$ between GLDAS/Noah and in-situ observation from 2000 to 2006

Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun
GLDAS/Noah(W/m ²)	82.88	119.68	172.62	212.33	245.26	246.82
Observation(W/m ²)	66.87	105.48	142.25	164.30	193.02	190.34
Difference(W/m ²)	16.02	14.20	30.37	48.03	52.25	56.48
Month	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
GLDAS/Noah(W/m ²)	229.59	210.35	176.58	124.92	84.77	71.39
Observation(W/m ²)	172.87	168.59	152.30	109.31	75.02	60.62
Difference(W/m ²)	56.72	41.76	24.28	15.61	9.75	10.77

4 月-8 月粗体值表示与其他月份相比相对较大的偏差

图 3.9b 显示了 WEB-DHM 运用修正的 $R_{sw,d}$, 原始的 $R_{sw,d}$, 和地面观测值模拟的五道沟站(图 2.1b)日平均流量 Q 。修正之后, NS 系数从 0.540 提高到了 0.629。同时, RB 从负值(-17.33%)变为了正值(17.64%)。这是由于 $R_{sw,d}$ 修正之后, 较小的 $R_{sw,d}$ 导致了 ET 偏小, 从而模拟的流量偏大。

图 3.9c 比较了运用 GLDAS 原始的 $R_{sw,d}$ 和修正的 $R_{sw,d}$ 模拟得到的月平均流量和蒸散发。采用 GLDAS 原始 $R_{sw,d}$ 模拟的蒸散发 ET 比采用观测数据驱动的 WEB-DHM 模拟得到的 ET 偏大, 而采用 GLDAS 原始 $R_{sw,d}$ 模拟的流量 Q 比实测流量偏小。GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 修正之后, 模拟的 ET 明显降低, 而 Q 明显增大了。采用修正的 $R_{sw,d}$ 模拟的 Q 更接近实测值, NS 系数从 0.695 提高到了 0.839。

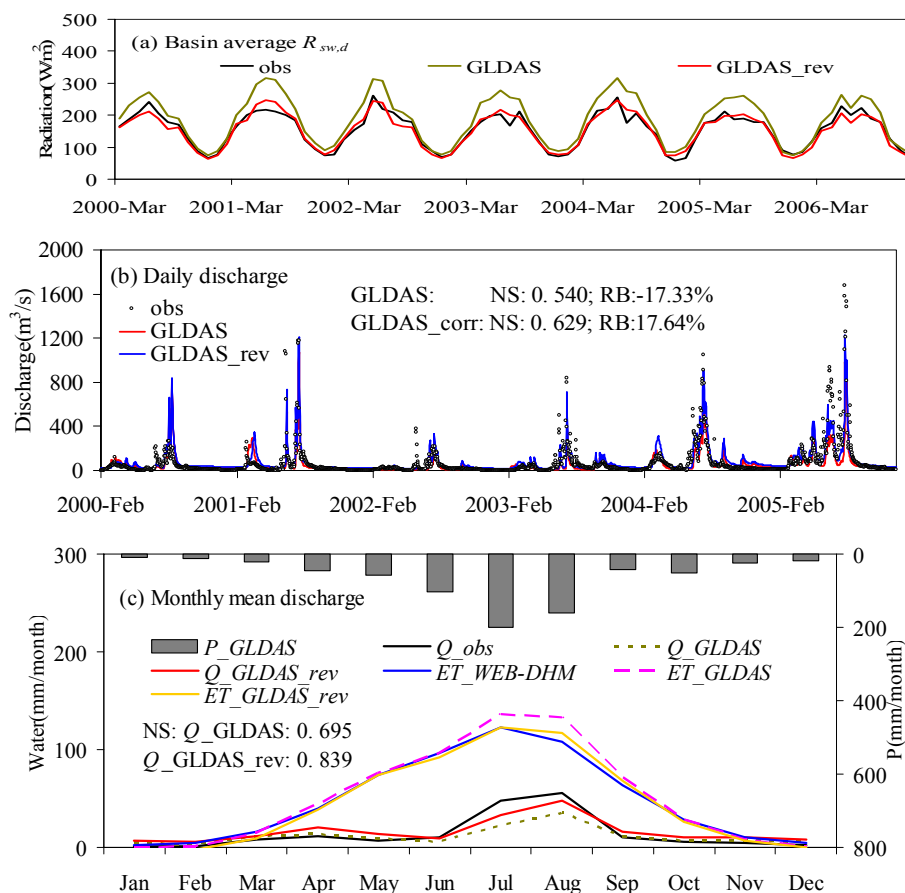


图 3.9 GLDAS 向下短波辐射数据($R_{sw,d}$)校正结果: (a) 2000年3月到2006年12月矫正的GLDAS流域平均月 $R_{sw,d}$ 与地面观测值和原始的GLDAS对比; (b)五道沟流域2000年2月到2005年12月模拟的日流量 (Q), (c)通过运用原始和矫正的GLDAS气象数据驱动WEB-DHM模型模拟出的年际平均月流量 (Q)和蒸散发(ET)。

Fig. 3.9 The correction results of GLDAS downward shortwave radiation ($R_{sw,d}$): (a) the corrected monthly $R_{sw,d}$ averaged at the whole basin compared with in situ observation and original GLDAS $R_{sw,d}$ from March 2000 to December 2006; (b) simulated daily discharge (Q), and (c) inter-annual mean monthly Q , and evapotranspiration (ET) by using the original and the corrected GLDAS/Noah forcing data for the Wudaogou subbasin from February 2000 to December 2005.

3.5 小结

本节的目的是验证GLDAS/Noah业务产品在流域尺度上的适用性, 为此, 设计了三个试验。第一, 大气驱动数据之间相互对比。这些数据包括GLDAS(降水, P ; 气温, T_{air} ; 向下短波辐射, $R_{sw,d}$; 和向下长波辐射, $R_{lw,d}$), 地面观测(P , T_{air} 和 $R_{sw,d}$), JRA-25业务产品(P , T_{air} , $R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$)和WEB-DHM输入数据 ($R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$)。第二, 模型输出数据相

互对比。GLDAS/Noah (陆面温度, LST; 蒸散发, ET; 向上短波辐射, $R_{sw,u}$; 向上长波辐射 $R_{lw,u}$; 净辐射, R_n ; 潜热通量, LE; 显热通量, H ; 和地面热通量, G), WEB-DHM 模型模拟(LST, ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H , 和 G)和JRA-25业务产品 (ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H , 和 G) (图 3.1)。第三, 检验GLDAS数据(P , $R_{sw,d}$, $R_{lw,d}$, T_{air} , Q_a , P_s , U 和 V)驱动WEB-DHM模型的能力 (图3.1)。试验期间从2000年2月24日到2006年12月31日。

结果表明: 第一, GLDAS, JRA-25和WEB-DHM (实测值) 的 T_{air} 和 $R_{lw,d}$ 比较一致; 由于JRA-25的空间分辨率偏低, 导致局部降雨事件没有被捕捉到, JRA-25的降水比WEB-DHM (实测值) 偏大, GLDAS降水则接近于WEB-DHM (实测值); GLDAS的 $R_{sw,d}$ 明显比相应的JRA-25和WEB-DHM (由实测值导出) 要偏大。

第二, WEB-DHM 模拟的日均LST(H)的峰值比GLDAS/Noah的模拟结果偏高(低), 这是由于Noah LSM的热粗糙长度roughness length for heat (z_{oh})的计算不准确从而导致Noah 对矮植被的 C_h 被高估造成的, 高估的 C_h 导致输入大气的 H 偏高, 从而Noah 模拟的LST偏低; WEB-DHM, GLDAS/Noah和JRA-25模拟的 $R_{sw,u}$ 和 $R_{lw,u}$ 比较一致; WEB-DHM模拟的 G 的变化范围比GLDAS/Noah要大; WEB-DHM和JRA-25模拟的月平均 R_n 和 LE比较一致, 但是他们都低于GLDAS/Noah的模拟结果, 这是由于GLDAS对 $R_{sw,d}$ 高估造成的。

第三, 为了检验GLDAS/Noah的大气数据驱动流域尺度分布式水文模型的能力, WEB-DHM模型采用GLDAS原始大气驱动数据和修正的大气驱动数据进行驱动。由于原始的GLDAS大气数据高估了 $R_{sw,d}$, ET也被高估, 同时流量被低估了。当 $R_{sw,d}$ 修正之后, 与观测值相比较, 模拟的ET和流量的精度都提高了。

这是GLDAS/Noah首次作为水文模型的驱动数据模拟, 结果为GLDAS/Noah产品流域尺度应用于水资源管理 (如水库调度) 提供了科学保障。此外, 通过GLDAS/Noah产品与地面观测对比, 首次发现GLDAS/Noah的向下短波辐射被高估。同时将GLDAS/Noah模拟结果与WEB-DHM和JRA-25的模拟值进行对比分析, 发现GLDAS/Noah的热粗糙长度 (z_{oh})的计算存在不确定性, 该结果对于深入了解模型物理机制及不确定有重要意义。

4 WEB-DHM 与水库多目标实时优化调度模型的耦合

4.1 引言

在气候变化引发的高强度洪水^[13]以及不断增加的用水需求^[28]的条件下,合理管理水资源显得尤为重要^[7,14,29]。水库在水资源管理方面发挥了重要作用^[8]。水库优化问题通常是约束条件下的多目标优化问题,并且具有非线性和多维特征^[30-34]。为了解决这些复杂问题,许多优化算法(遗传算法,蚁群算法,粒子群算法,人工神经网络算法等)^[8,31,35-43]和多目标处理方法^[44-48]被广范应用于水库优化问题中。随着实时数据和计算机能力的提高,也出现了许多实时水库优化模型^[47,49-54]。在水库调度方面,虽然取得了一些可喜的成果,但由于优化系统的复杂性^[87]以及预报流量的不确定性^[88-89],将这些实时系统应用到实际水库调度中还存在很多问题^[8,31,50]。

此外,在我国北方大陆性气候条件下,降雨多集中于汛期(6月-9月),极易发生洪水灾害,而在非汛期降雨则偏少,并会出现缺水问题,这在春季尤为严重。在这种环境下,对洪水的准确预报和对洪水资源的合理调度尤为关键。WEB-DHM模型在这种条件下能准确的描述前期土壤水量和蒸发,并能准确的模拟水和能量的循环(见第二、三章)。因此,本章将WEB-DHM模型与水库实时优化系统进行耦合,为合理利用水资源提供参考,预报信息的不确定性则在第五章进行研究。

本章以丰满水库为算例,首先介绍水库多目标实时优化模型,模型包含三个目标:水库及其上游防洪安全;水库下游防洪安全;兴利蓄水目标。优化算法采用洗牌复形演化算法(Shuffled Complex Evolution developed at The University of Arizona, SCE-UA)。第二,介绍了丰满水库和应用于水库调度的确定性天气数值预报信息(日本气象厅数值预报产品)以及其他相关数据(如地面观测气象数据和水库操作数据);第三,统计了WEB-DHM模型模拟汛期洪水(以2001,2004和2005年洪水为例)的结果;第四,将耦合模型应用于丰满水库,并利用实测调度结果对模型进行验证。

4.2 耦合方法

4.2.1 模型总体结构

耦合模型的结构请见图4.1,系统运行共分为五步,它们总结如下。

Step 1. 获取新发布的QPFs产品数据(预见期 T_{ld} 为8天)。

Step 2. 应用该QPF驱动WEB-DHM模型,并得到预报的水库入流 $Q_{in_i} (t \leq i \leq T_{ld})$ 。

Step 3. 水库优化模型运行以得到优化的水库泄流 Q_{out_i} ($t \leq i \leq T_{ld}$). 在当前时刻的水库泄流等于优化的预报水库泄流。应用水量平衡方程由当前时刻水库库容 V_i 计算下一时刻水库库容 V_{i+1} . 水库水位(H_i)从 V_i 通过三次拉格朗日插值得到。

Step 4. 在当前时段($i = t$)末, 利用观测气象数据驱动 WEB-DHM 模型, 更新水文状态为下一时段提供初始条件 (图 4.2)。

Step 5. 如果终止条件满足(例如, 得到优化解或者到达汛期末), 则系统停止; 否则, Step1-4 反复运行. 在 step 2 (与 4) 和 3 中运用的模型分别在 4.2.2 和 4.2.3 节描述.

EPROS 系统以日本气象厅 JMA 全球尺度预见期为 8 天的数值天气预报作为驱动。

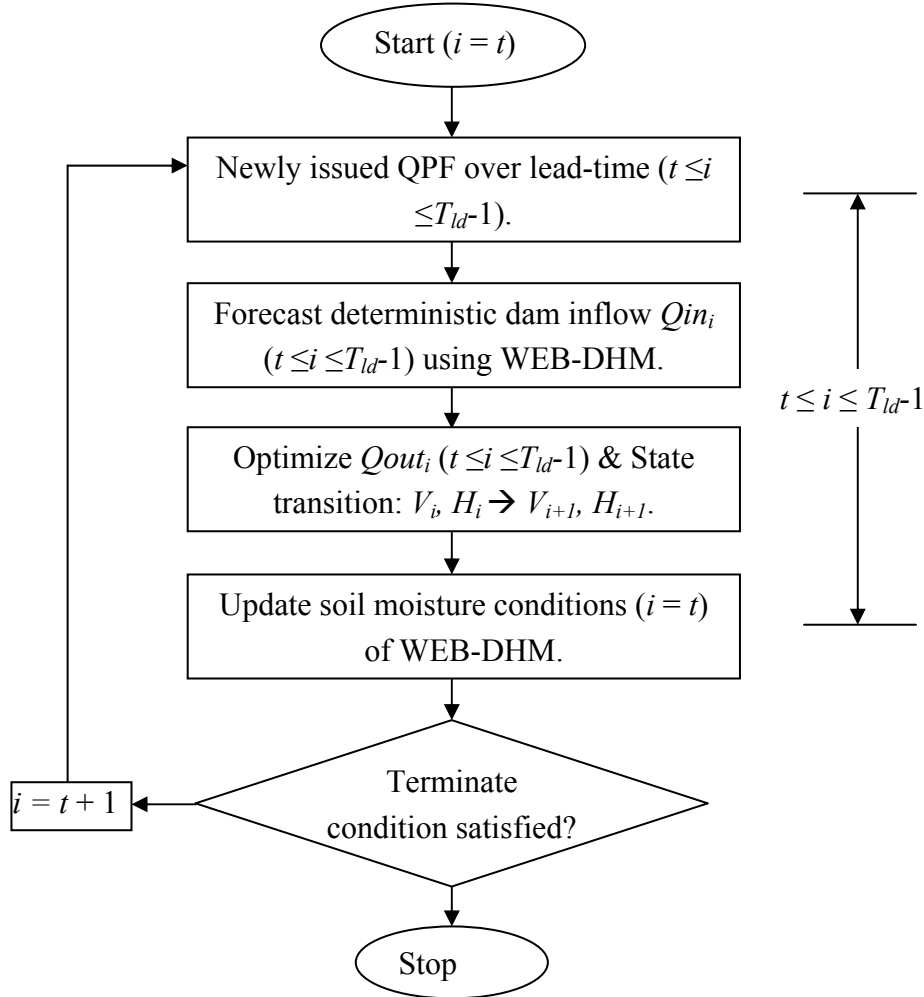


图 4.1 多目标水库实时优化调度系统(MRROS)流程图。系统预见期(T_{ld})是 8 天。

Fig. 4.1 The flowchart of multi-objective reservoir real-time optimization system (MRROS). The lead time (T_{ld}) is 8 days.

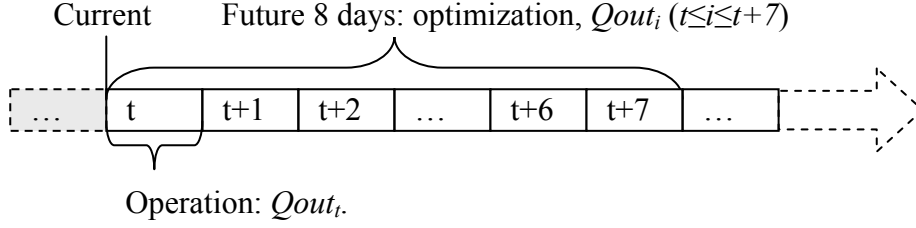


图 4.2 水库调度的计算时间窗口

Fig. 4.2 The time window for the reservoir operation.

4.2.2 改进的 WEB-DHM 模型

在这里, WEB-DHM 模型在水文状态更新方法上进行了改进。WEB-DHM模型在洪水发生之前和洪水发生过程中分别运行。在洪水发生之前(比如,从当年1月1日到洪水来临之前),WEB-DHM模型是由地面观测的大气数据进行驱动以达到模型的水文平衡。在洪水发生过程中,WEB-DHM模型连续运行进行模拟,该运行包括预报运行模式和观测运行模式。在预报运行模式中,WEB-DHM模型由预报数据驱动以得到预见期内(比如, $t \leq i \leq t+7$; 图4.1)的预报的水库入库流量。在观测运行模式中,WEB-DHM模型是由实际观测数据驱动。观测运行模式是在每次水库调度结束之后(比如, $i = t$; 图4.1)进行以更新土壤初始条件,为下一轮的预报运行模式做准备。通过这种方法,水文状态(土壤初始条件)随着水库调度流程的进行连续的得到更新。这种方法的优点是,WEB-DHM模型更加灵活和有效,节省了模型运行时间。

4.2.3 水库优化模型

(1) 目标函数

系统共优化三个目标: 水库 (及其上游)防洪安全 ($f_{f,c,r}$), 水库下游控制点防洪安全 ($f_{f,c,d}$), 和未来用水 (f_{wu})^[164]。 $f_{f,c,r}$ 和 $f_{f,c,d}$ 分别是通过最小化最高水库水位和最小化防洪控制点洪峰流量计算得到。 f_{wu} 则通过最小化水库末水位和目标水位之间的差值得到。这三个目标分别用下式表示:

$$f_{f,c,r} = \min \{ \max(H_i) \}, 1 \leq i \leq T, \quad (4.1)$$

$$f_{f,c,d} = \min \{ \max(Q_{ctl_i}) \}, 1 \leq i \leq T, \quad (4.2)$$

$$f_{wu} = \min \{ H_T - H_{target} \}, \quad (4.3)$$

式中, T 代表总时间步长, 单位: 天; H_i 代表时段 i 的水库水位 单位: m; Q_{ctl_i} 代表时段 i 的控制点流量, 单位: m^3/s ; H_T 和 H_{target} 分别是模拟的水库末水位和目标水位, 单位: m. 这三个目标通过下面方程归一化到同一量级。

$$f_{fc,r} = \min\{\max(H_i)/H_{lmt}\}, 1 \leq i \leq T, \quad (4.4)$$

$$f_{fc,d} = \min\{\max(Qctl_i)/Qctl_{\max}\}, 1 \leq i \leq T, \quad (4.5)$$

$$f_{wu} = \min\{|H_T - H_{target}| / |H_{dead} - H_{target}|\}, \quad (4.6)$$

式中, H_{lmt} 和 H_{dead} 分别是汛限水位和死水位, 单位: m; $Qctl_{\max}$ 是控制点最大流量单位: m^3/s ; H_{target} 是目标水库水位, 单位: m. $f_{fc,r}$, $f_{fc,d}$ 和 f_{wu} 均位于 0 和 1 之间。这三个目标通过聚合方法构成下面的总目标函数 f_{obj} [46][47]。

$$f_{obj} = f_{fc,r} + f_{fc,d} + f_{wu}, \quad (4.7)$$

(2) 约束条件

① 质量平衡方程

$$V_{i+1} = V_i + (Qin_i - Qout_i - Qloss_i) \times \Delta t, \quad (4.8)$$

这里, V_i 和 V_{i+1} 是时段 i 起始库容和末库容, 单位: m^3 ; Qin_i 和 $Qout_i$ 分别是时段 i 水库入流和出流, 单位: m^3/s ; $Qloss_i$ 是时段 i 水库蒸发渗漏损失, 单位: m^3/s ; Δt 是水库操作时间间隔, 单位: s.

② 流量变幅约束

$$Q_{i,min} \leq Qout_i \leq Q_{i,max}, \quad (4.9)$$

这里 $Q_{i,min}$ 和 $Q_{i,max}$ 分别代表最小和最大水库泄流, 单位: m^3/s . $Q_{i,min}$ 以最小需水量为约束; $Q_{i,max}$ 以水库泄流能力和水库下游控制点防洪要求为约束

$$Q_{i,max} = \min\{Q_{i,ability}, Qctl_{i,max} - Qinc_i\}, \quad (4.10)$$

这里 $Q_{i,ability}$ 代表水库泄流能力, 单位: m^3/s ; $Qinc_i$ 是区间来水, 单位: m^3/s .

③ 流量变幅约束

$$|Qout_i - Qout_{i-1}| \leq \Delta Q, \quad (4.11)$$

ΔQ 是时段 $i-1$ 和时段 i ($1 < i \leq T$) 之间流量变化幅度约束, 单位: m^3/s . 流量的突然变化会对下游河道和发电机涡轮造成破坏^[8].

④ 水库蓄水约束

$$V_{dead} \leq V_i \leq V_{lmt}, \quad (4.12)$$

这里 V_{dead} 和 V_{lmt} 分别是对应于死水位和汛限水位的水库库容, 单位: m^3 .

(3) 约束条件处理

约束优化问题通过广泛使用的惩罚函数方法转化为无约束问题^{[165][166]}, 惩罚函数用于衡量约束条件被违反的大小程度 (或者说惩罚不可行解)。研究表明, 动态惩罚方法 (惩罚因子动态修正) 比静态惩罚方法要优^{[165][167]}。一般地, 动态惩罚函数通过下式定义^[165]:

$$H_j = (Ck)^\alpha \times (f_j)^\beta, 1 \leq j \leq p, \quad (4.13)$$

C, α 和 β 是常数, 分别为 $C=1, \alpha=0.5, \beta=2$; k 是算法当前的迭代数; $f_j (1 \leq j \leq p)$ 通过惩罚函数定义 (方程 4.14-4.18), p (这里 $p=5$) 是 f_i 的总数:

$$f_1 = \sum_{i=1}^T [\min(0, Qout_i - Q_{i,\min})^2], \quad (4.14)$$

$$f_2 = \sum_{i=1}^T [\max(0, Qout_i - Q_{i,\max})^2], \quad (4.15)$$

$$f_3 = \sum_{i=2}^T [\max(0, |Qout_i - Qout_{i-1}| - \Delta Q)^2], \quad (4.16)$$

$$f_4 = \sum_{i=1}^T [\min(0, V_i - V_{i,\min})^2], \quad (4.17)$$

$$f_5 = \sum_{i=1}^T [\max(0, V_i - V_{i,\max})^2], \quad (4.18)$$

当约束条件被违反时, 惩罚函数是非零的数 (大于零); 当约束条件没有被违反时, 惩罚函数等于零^[165]。将上面的惩罚函数(方程 4.13)加到目标函数(方程 4.7)中, 有约束问题即转化为无约束问题。

$$F = f_{obj} + \min \left(\sum_{j=1}^p H_j \right), \quad (4.19)$$

如果约束被违反, 方程 4.19 将被加上一个很大的数($\Sigma H_j, 1 \leq j \leq p$), 表示该解不可行。在这种情况下, 迭代将反复进行, 解将朝着可行区域搜索[Yeniay, 2005], 直到搜索得到最优解。可行解应该位于 0 和 3 之间。 F 越小, 解越优。状态变量是 V_i , 决策变量是 $Qout_i$ 。

(4) 优化算法

本研究利用在亚利桑那大学 (The University of Arizona) 开发的洗牌 (shuffled complex evolution) 算法(SCE-UA)^[41-43]。SCE-UA 是一个鲁棒高效的全局优化算法, 该算法基于受控随机搜索、竞争进化和复杂洗牌^[41]。SCE-UA 算法已经广泛应用于水文模型参数率定^[168-171], 和水库优化调度^{[47][52-54]}中。

本文给出该方法的简要描述, 更详细的介绍请参考 Duan et al. [1992, 1993, 1994]^[41-43]。首先, 在可行解空间随机生成一组数值; 第二, 该组数值被分为许多小组; 第三, 每一小组均朝着优化的方向进化; 第四, 每隔一段时间, 总个体被重新洗牌, 然后重新分配, 以便分享每个小组的信息。上述进化和洗牌方法一直重复, 直到满足终止条件^[168]。

根据数值预报产品的时间步长定义水库调度时间步长是 24 小时 (日), 预见期 192 小时(8 天)。WEB-DHM 模型运行时间步长是 1 小时。

4.3 水库及数据介绍

4.3.1 丰满水库

丰满水库位于中国东北第二松花江上游(图 4.3a), 流域面积 42,500 km²。红石-丰满子流域面积是 22,600 km², 该流域的观测资料相对充足。丰满水库建于 1937 年, 并于 1942 年开始蓄水。水库主要任务是防洪和水力发电。水库容积是 $10,988 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。年径流分配不均匀, 70% 入库流量分布在汛期 (6-9 月)。年际径流也分配不均匀, 最大和最小流量分别是 737 m³/s 和 164 m³/s。该流域是典型的大陆性季风气候, 多年平均降雨量约为 700 mm, 60%-90% 的降水集中在汛期 (6-9 月)。大量的降水经常发生在很短的时间内, 经常发生暴雨并且覆盖很大区域^[130]。该流域还遭受长期干旱, 尤其是在春季常常发生严重春旱。因此, 合理的水库调度十分有必要。水库的相关参数列于表 4.1。其余参数还包括水库库容-水位曲线、泄流曲线和水库特征水位。

表 4.1 丰满水库特征参数

Tab. 4.1 Fengman reservoir characteristic parameters

Item	Value
Dead water level (H_{dead})	242.00 m
Limited water level (H_{lmt})	257.90 m - 263.50 m
Dead water volume (V_{dead})	$26.85 \times 10^8 \text{ m}^3$
Water volume corresponding to limited water level (V_{lmt})	$88.49 \times 10^8 \text{ m}^3$
Minimum river discharge at control point ($Q_{ctl_{min}}$)	218 m ³ /s
Maximum river discharge at control point ($Q_{ctl_{max}}$)	2500 m ³ /s
Variation amplitude constraint between period $i-1$ and i (ΔQ)	600 m ³ /s

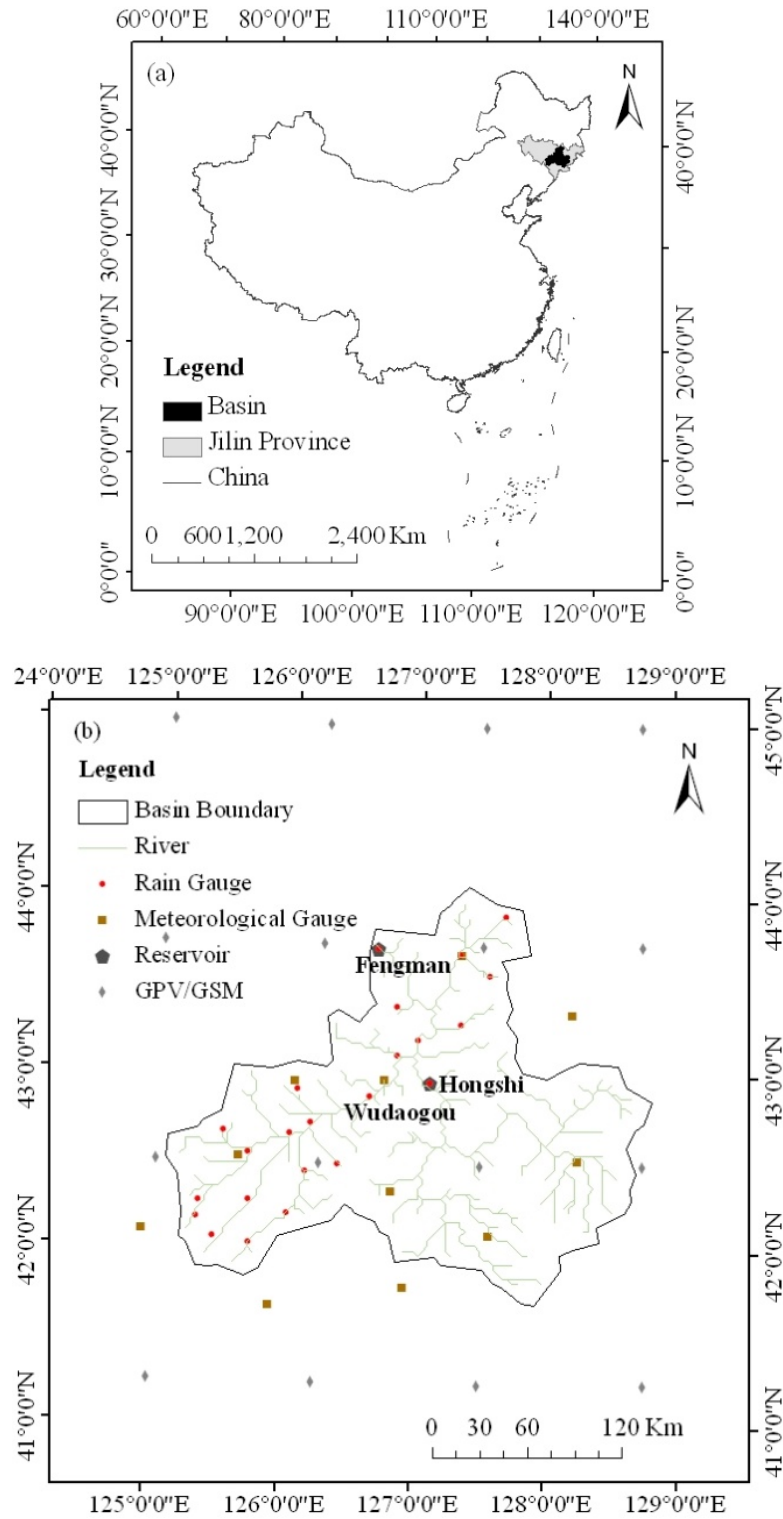


图 4.3 丰满流域：在中国的位置(a), 基本的水文气象数据 (b).

Fig. 4.3 The Fengman basin: the location in China (a), and the basic hydrometeorological datasets (b).

4.3.2 数值天气预报

确定性天气数值预报 NWP (Numerical Weather Prediction)数据是从日本气象厅 Japan Meteorological Agency (JMA) 的全球数值预报模式 Global Spectral Model (GSM)得到的。GSM 每日四次提供确定性的 NWP 产品, 84 小时预报在每日 00, 06 和 18 UTC 发布, 192 小时预报在每日 12 UTC 发布(协调世界时)。关于 JMA 的 NWP 产品更详细描述请参考 Saito *et al.* [2007]^[172], Yamaguchi *et al.*, [2009]^[173]和 JMA [2007]^[149]。

JMA 的确定性 NWP 可用的气象参数包括风速(经向和纬向)、气温、相对湿度、表面气压和累积降水。192 小时预报的预见期和初始时刻是 12 UTC。时间分辨率分别是 6 小时(0-96 小时预报)和 12 小时(96 小时到 192 小时预报)。产品的空间分辨率是 1.25 度(约 125km)。预报产品从 2002 年 5 月 15 日开始, 可以通过 <http://gpvjma.ccs.hpcc.jp/~gpvjma/> 和 <http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/arch/jmadata/data/gpv/original/> 下载得到。

4.3.3 地面观测

地面气象观测包括日降水、相对湿度、风速、日最高气温、日最低气温、日平均气温和日照时数, 这些数据从中国气象局(CMA)获得。该流域共有23个雨量站(图 4.3b), 时段降水从日降水通过随机降尺度方法得出^[131]。该流域共有11个气象站(图 4.3b), 时段气温是从日最高气温, 日最低气温运用TEMP模型^[132]计算得到。插值后的气温进一步通过观测的日平均气温进行了验证。小时尺度向下短波辐射从日照时数、气温、湿度通过 Yang *et al.* [2001, 2006]^[133-134]开发的混合模型计算得出。小时尺度向下长波辐射从气温, 相对湿度, 气压, 和短波辐射通过短波辐射和长波辐射之间的关系计算得出。云量从 JRA-25^[135] (<http://jra.kishou.go.jp/>)获得, 地面气压通过当地高程计算得出^[134]。这些气象数据通过反距离加权插值到1000m的WEB-DHM模型计算网格。每一个模型单元的近地面气温运用气温梯度(6.5 K/km)通过考虑模型单元和气象站的高程进行修正。

丰满水库 2000 年到 2005 年实测入流用于 WEB-DHM 模型的检验(图 4.2b), 丰满水库实测运行数据用于水库实时调度系统, 这些数据来自丰满水库管理局。这些水库运行数据包括日入库流量、泄流、水位(库容)和水库损失。2001 年(7 月 25 日到 8 月 25 日), 2004 年(7 月 17 日到 8 月 15 日)和 2005 年(8 月 8 日到 27 日)洪水过程用于本次研究, 由于他们的洪峰相对较大(10 年一遇), 该 3 场洪水的洪峰分别是 5328 m³/s, 3242 m³/s 和 3429 m³/s。

4.3.4 卫星数据

DEM数据从美国地质调查局(USGS) 获得 (<http://seamless.usgs.gov/>)，DEM子网格地形精度是100m。研究流域高程从168 m到 2396 m (图4.4a)，网格坡度从0度到27度 (图4.4b)。土地利用数据从USGS 获得(<http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php>)，土地利用类型重分类为SiB2模式土地利用类型^[114]，该流域共有8种土地利用类型，阔叶树和针叶树是主要的土地利用类型(图4.4c)。土壤数据从世界粮农组织^[137]全球土壤产品获得，该流域共有6种土壤类型，主要土壤类型是沙质粘土 Lithosols (I-Bk) (图4.4d)。

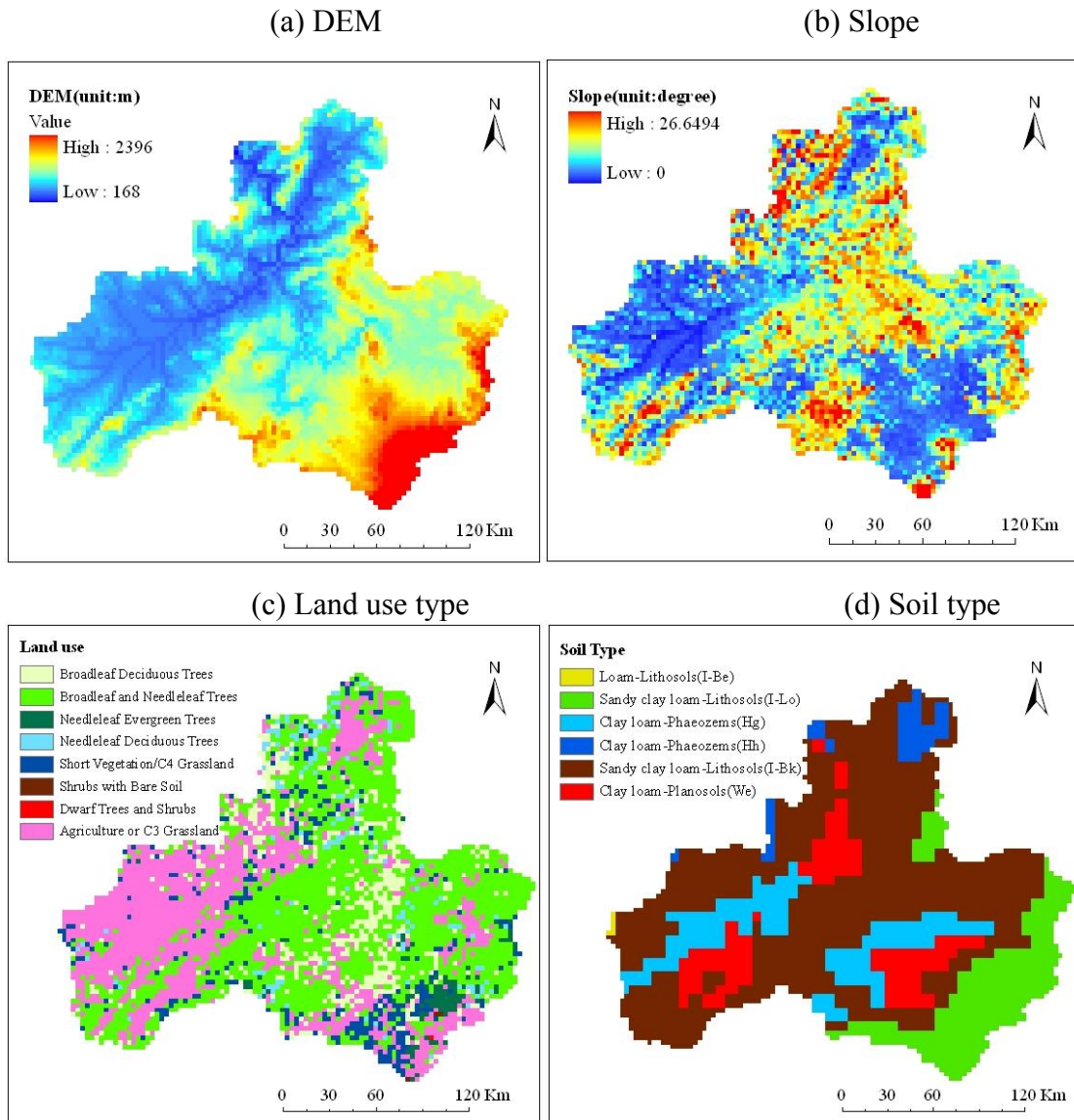


图 4.4 应用于 WEB-DHM 中的 DEM, 坡度, 土地利用和土壤类型

Fig. 4.4 The DEM, grid slope, land use and soil type used by WEB-DHM

本研究运用 *Sellers et al.* [1996b] [126] 定义的静态植被参数, 这些参数包括形态, 光学和生理特性参数。动态植被参数包括叶面指数 LAI 和被绿色植被吸收的光合作用有效辐射百分比 FPAR。他们从 MOD15A2 1 公里 8 天产品 [138] 获得, 下载网址是 (Warehouse Inventory Search Tool, WIST, <https://wist.echo.nasa.gov/~wist/api/imswelcome/>)。

4.4 结果

4.4.1 WEB-DHM 模拟洪水验证

在第二章, WEB-DHM 模型已经在五道沟以上流域(图 2.1b)利用 2000 年到 2006 年的日平均流量和 8 天陆面温度 LST 进行了率定和验证 [176]。这里应该指出的是实时的水库调度系统应采用大气数据进行驱动。在本研究中, 红石水库 (Hongshi reservoir) 以上流域的降水数据不能获取。此外, 本研究的主要目的是说明单库(Fengman reservoir) (图 2.1b)的实时调度方法。因此, 红石水库的出流被嵌入到了 WEB-DHM 模型中。NS 系数和相对偏差 RB 是用于 WEB-DHM 模型验证的统计参数 (请参见第二章)。

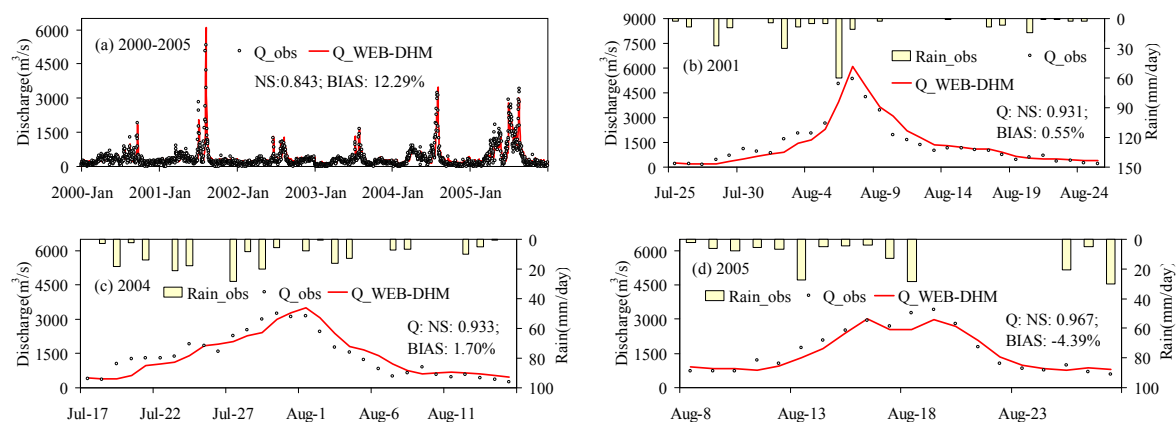


图 4.5 WEB-DHM 模型模拟的丰满水库日流量(a), 放大的洪水过程: (b) 2001 年汛期 (7 月 25 日到 8 月 25 日), (c) 2004 年汛期 (7 月 17 日到 8 月 15 日)和(d) 2005 年汛期 (8 月 8 日到 8 月 27 日).
Fig. 4.5 The simulated Fengman dam daily inflows by the WEB-DHM (a), and the enlarged hydrograph for (b) the 2001 flood season (25 July to 25 August), (c) 2004 flood season (17 July to 15 August) and (d) 2005 flood season (8 to 27 August).

图 4.5 显示了 WEB-DHM 模型模拟的丰满水库日平均入库流量(Q)。图 4.5a 显示 2000 年到 2005 年的日均流量模拟的较好, NS 系数等于 0.843, RB 等于 12.29%。在 2001 年汛期 (从 7 月 25 日到 8 月 25 日, 图 4.5b), 2004 年汛期(从 7 月 17 日到 8 月 15 日, 图 4.5c), 和 2005 年汛期(从 8 月 8 日到 27 日, 图 4.5d) 模拟的日流量显示, NS 系数均高

于 0.931, RB (绝对值) 均小于 4.39%。在红石水库观测得到的水库泄流很有可能对 NS 系数有影响。但是, 在本研究中, 主要以丰满水库为研究对象, 因此用到了红石水库的观测入流。这些结果表明 WEB-DHM 能较好预测出丰满水库入库流量 (尤其是在汛期), 因此, WEB-DHM 模型用于丰满水库的入库流量预测。

4.4.2 控制运行结果

EPROS 系统在丰满流域对 2004 年和 2005 年洪水过程进行了验证。根据现有的数据资料, 红石水库(见图 2.1b)的实测泄流被嵌入到了 WEB-DHM 模型中, 丰满水库的出口作为控制点。在这种情况下, 控制点的出流(Q_{ctli})等于丰满水库出流(Q_{out_i})。2004 年和 2005 年洪水的水库初始水位分别设置成 253.67 m 和 257.58 m(观测值)。对于两个洪水事件目标水位均设为 263.50 m (汛限水位上限)。对应 2004 年 (从 7 月 17 日到 8 月 15 日) 和 2005 (从 8 月 8 日到 27 日) 洪水过程, WEB-DHM 模型的初始条件分别是通过从 2004 年 1 月 1 日到 2004 年 7 月 16 日和从 2005 年 1 月 1 日到 2005 年 8 月 7 日运行 WEB-DHM 模型获得的。

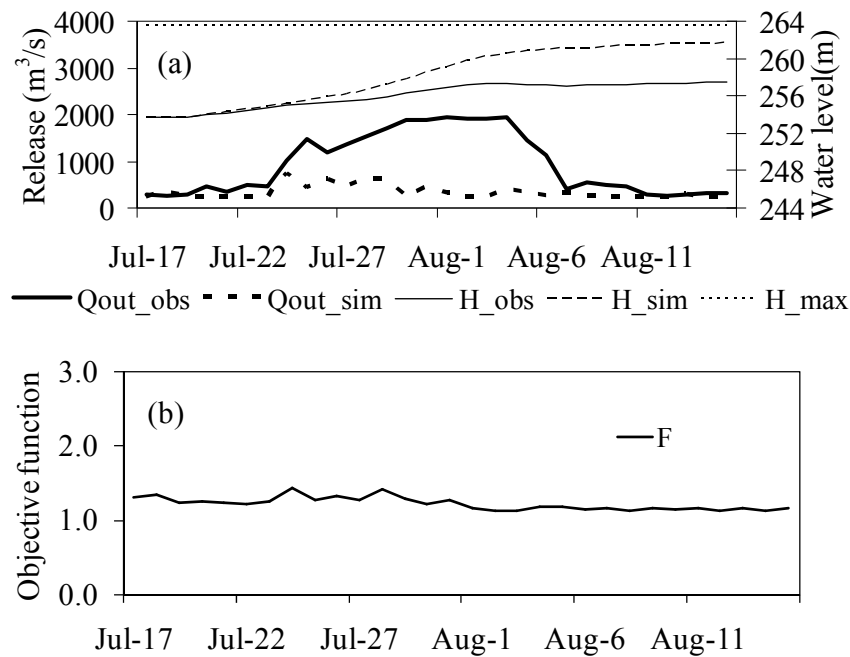


图 4.6 应用JMA确定性NWP的丰满水库优化调度结果 (日尺度)。从2004年7月17日到8月15日: (a) 优化的水库水位和泄量; (b) 优化的目标函数。

Fig. 4.6 The Fengman reservoir optimization results (daily) by using deterministic JMA NWP data from 17 July to 15 August 2004: (a) the optimized reservoir water level and release; (b) the optimized objective function.

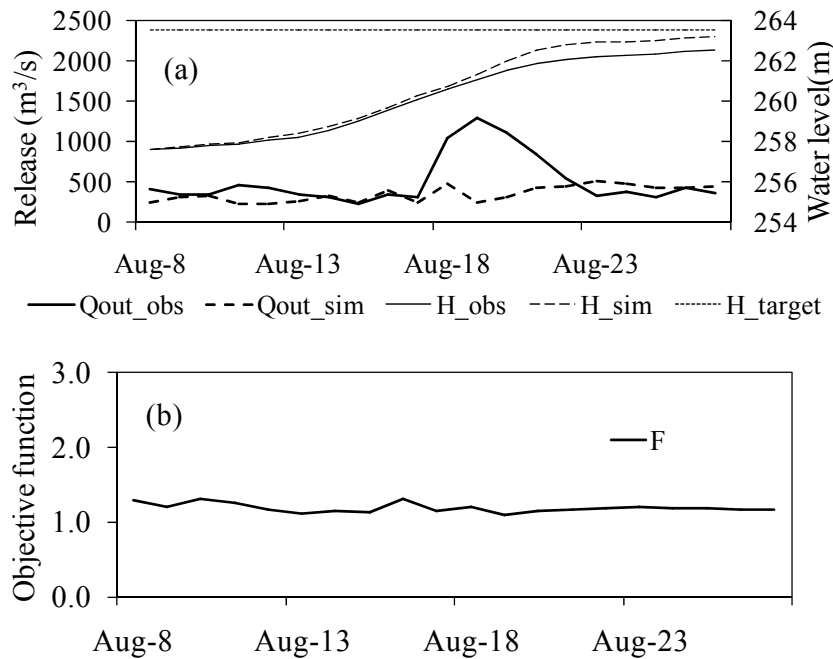


图 4.7 应用JMA确定性NWP的丰满水库优化调度结果 (日尺度)。从8月8日到2005年8月27日: (a) 优化的水库水位和泄量; (b) 优化的目标函数。

Fig. 4.7 The Fengman reservoir optimization results (daily) by using deterministic JMA NWP data from 8 to 27 August 2005: (a) the optimized reservoir water level and release; (b) the optimized objective function.

图 4.6a 和 4.7a 比较了对 2004 年和 2005 年洪水模拟的水库出流和水库水位。对 2004 和 2005 年洪水过程模拟调度的下泄流量峰值分别是 $748 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $493 \text{ m}^3/\text{s}$ 。他们均远远低于相应的观测值 ($1952 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1278 \text{ m}^3/\text{s}$)。对 2004 和 2005 年洪水过程模拟的下泄流量的最大变幅分别是 $523 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $229 \text{ m}^3/\text{s}$ 。他们也均小于相应的观测值 ($555 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $724 \text{ m}^3/\text{s}$)。模拟得出的泄流的变化幅度较小, 这对保护下游河道和发电机涡轮有重要意义^[8]。对 2004 年和 2005 年洪水过程模拟优化的水库末水位分别是 261.63 m 和 263.14 m , 相应的实际观测值分别是 257.44 m 和 262.51 m 。由于系统考虑了预报信息, 在洪峰来临时洪水被储存到水库中, 优化调度的水库末水位也高于观测水位。这对于水库水资源利用(比如, 水力发电, 农业用水等)十分重要。对于这两场洪水, 优化调度的水库最高水位也低于水库汛限水位上限 (263.50 m), 这对于保护水库及其上游安全是有利的。图 4.6b 和 4.7b 描述了对 2004 年和 2005 年洪水过程进行优化的目标函数值, 对于这两场洪水, 目标函数值均低于 3.0。这个结果表明优化得到的解在可行空间中(见 4.2.3)。

4.5 小结

为了较好的预报洪水并进行水库调度,本章将 WEB-DHM 水文模型与水库优化模型耦合,以在汛期对水库进行实时优化调度。

本章介绍了水库多目标实时优化模型,优化算法(SCE-UA 算法),丰满水库概况,日本气象厅 JMA 数值预报产品以及其他相关数据(如地面观测气象数据和水库操作数据)。将该耦合模型在丰满水库汛期的应用结果显示,WEB-DHM 模型能较好的模拟出汛期洪水过程(2001 年,2004 年和 2005 年),模拟三场洪水的 NS 系数均高于 0.931, RB(绝对值)均小于 4.39%。将耦合模型应用于丰满水库的调度结果(2004 年和 2005 年洪水)显示,水库下泄流量洪峰和下泄流量的最大变幅均小于实测值,这对保护水库下游安全是有利的。模拟的水库末水位高于实测值,由于该地区经常遭受干旱(尤其是在春季),这对于水库水资源利用(比如,水力发电,农业用水等)十分重要。对于这两场洪水,优化调度的水库最高水位也低于水库汛限水位上限(263.50m),这对于保护水库及其上游安全是有利的。目标函数值也均低于 3.0,这个结果表明优化得到的解在可行空间中。

此外,本文对 WEB-DHM 模型在更新水文状态方法上进行了改进,在 3 GHz-CPU 上对系统优化调度的运行时间进行实际检验,改进后的 WEB-DHM 模型使得系统的运行效率提高了约 63%。

总体上看,JMA 的确定性数值天气预报(NWP)在指导水库实时运行上提供了很重要的参考。但是,由于 QPF 的不确定性,导致预报的水库入流具有不确定性。低估水库预报入流会增加水库水量,但是降低了水库的防洪库容;高估水库预报入流会提高水库防洪能力,但是降低了水库的用水效率。实际上,由于大气系统的混沌特性,也由于 NWP 对大气过程的近似模拟^{[174][94][96]},尤其是对于中长期预报,QPF 误差是不可避免的。因此,在水库实时调度中有必要考虑 QPF(及入库流量)误差。

5 考虑数值天气预报误差的集合预报生成及验证

5.1 引言

预报流量的不确定性主要来自于降雨预报的不确定性^[52,90-91]。虽然天气预报的精度在过去的几年得到了提高,但是由于大气的高度不稳定^[52,91],流域尺度中期定量降雨预报(QPF)仍难以准确预报。为了将这些中期预报应用于水库实时调度中,分析QPF误差是十分必要的^[92-93]。

在最近的几年里,在天气预报^[94-101]和水文预报^[28,91,102-109]中,出现了很多采用集合预报技术处理不确定性的研究。集合预报方法通过在同一时间和同一地点生成一组预报的方式^[107-108,110-111],对提高预报精度和预见期方面有很大潜力。

在本章,数值天气预报的不确定性通过集合预报方法生成一组预报值,以考虑可能发生的降雨情景。首先,研究集合预报的生成方法,并介绍了集合预报与确定性预报的验证方法;第二,介绍了本文用到的预报数据和观测数据;第三,对JMA确定性预报进行验证;第四,生成集合预报并对其进行验证。

5.2 集合预报及验证方法

5.2.1 QPF 扰动模型

QPF扰动方法是基于Saavedra et al. [2010a]^[52]的理念计算,但是改进了扰动权重 w 的计算方法。Saavedra et al. [2010a]^[52]通过考虑QPF在前一时段的在流域不同区域的强度误差,以查表的方式定义 w 。

$$FE = \frac{1}{2} \times \left(\frac{HI_{QPF}}{HI_{OBS}} + \frac{MI_{QPF}}{MI_{OBS}} \right), \quad (5.1)$$

这里 HI 和 MI 分别代表最大降雨强度和平均强度。 QPF 和 OBS 分别表示预测和观测降雨。如果 FE 接近于1,则认为预测非常准确。 FE 大于1(在0和1之间)表示QPF被高估(被低估)。根据这个定义,准确的预报($FE \approx 1$)有可能被错误定义,如果 HI 被高估(低估)同时 MI 被低估(高估)(e.g., $\frac{HI_{QPF}}{HI_{OBS}}=0.6$, $\frac{MI_{QPF}}{MI_{OBS}}=1.4$, $FE=1$)。此外,查表

和划定区域通过人为主观方式定义,计算结果受人为经验影响。为了保持 w 的客观和简单, w 在本文中是通过流域内过去时段($t-8 \leq i \leq t-1$; 图5.1)的强度误差(e_{im})和空间分布误差(e_{dis})来定义的。为了避免准确的预报被错误估计,考虑了预报降雨(QPF)和观测值之间的差值。

$$w_i = \frac{1}{2} \times (e_{in,i} + e_{dis,i}), \quad (5.2)$$

$$e_{in,i} = \frac{1}{2} \times \left[\frac{|I_{F,max,i} - I_{O,max,i}|}{\max(I_{F,max,i}, I_{O,max,i})} + \frac{|I_{F,mean,i} - I_{O,mean,i}|}{\max(I_{F,mean,i}, I_{O,mean,i})} \right], \quad (5.3)$$

$$e_{dis,i} = \frac{D(L_{F,max,i}, L_{O,max,i})}{\max(D)}, \quad (5.4)$$

这里 w_i 是在前一时段 i 的权重; $I_{F,max,i}$ ($I_{O,max,i}$) 和 $I_{F,mean,i}$ ($I_{O,mean,i}$) 分别是流域内 QPF 预报的最大和平均雨强(观测); $L_{F,max,i}$ 和 $L_{O,max,i}$ 分别是 QPF 和观测的流域内最大和降雨距离 (或几何中心); D 代表距离, $\max(D)$ 表示流域内的最长距离。 w 在 0 和 1 之间变化。 w 越小, QPF 表现愈好。最准确的 QPF 应该是 w 等于 0。方程 2 有两种特殊情况定义如下:

$$\frac{|I_{F,max,i} - I_{O,max,i}|}{\max(I_{F,max,i}, I_{O,max,i})} = 0, \text{ if } \max(I_{F,max,i}, I_{O,max,i}) = 0, \quad (5.5)$$

$$\frac{|I_{F,mean,i} - I_{O,mean,i}|}{\max(I_{F,mean,i}, I_{O,mean,i})} = 0, \text{ if } \max(I_{F,mean,i}, I_{O,mean,i}) = 0, \quad (5.6)$$

每一个模型网格(x, y)和每一个预见期的时间步长($t \leq i \leq 7$; 图 5.1)内扰动的^[175] QPF(P_QPF)通过下式计算得出:

$$P_QPF_i(x, y) = \text{Max}\{QPF_i(x, y) \times [1 + w_i \times N(0,1)], 0\}, \quad (5.7)$$

这里 $N(0,1)$ 是均值为零方差为 1 的正态分布。通过这种方式, 扰动的 QPF 通过前一时段的强度(e_{in})和分布(e_{dis})误差计算得出。QPF 表现愈好 (w 越小), 生成的 P_QPF 变化范围越小。

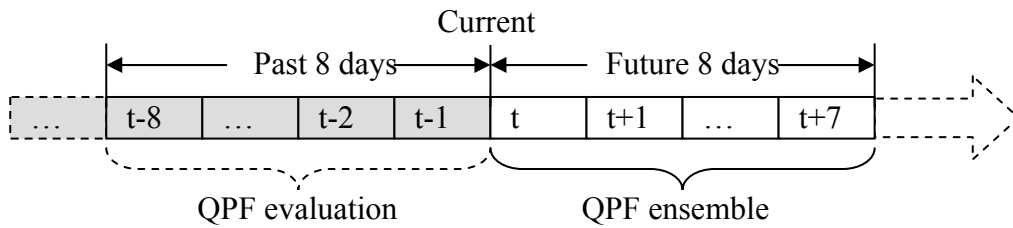


图 5.1 QPF 扰动的计算时间窗口

Fig. 5.1 The time window for the QPF perturbation.

5.2.2 验证方法

(1) 确定性预报验证方法

下面的统计变量用于验证确定性预报 QPF 预报的精度:

$$MBE = (\sum_{i=1}^n X_{si} - \sum_{i=1}^n X_{oi}) / n \times 100\%, \quad (5.8)$$

$$RMSE = [\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (X_{si} - X_{oi})^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (5.9)$$

这里, X_{oi} 代表变量观测值 (地面观测或卫星观测); X_{si} 是变量预测值 (如 QPF); n 是总时段数; MBE 指平均偏差 (mean bias error), RMSE 指均方根误差 (root mean square error)。MBE 或 RMSE 越小, 代表预测精确。理想的预测结果是 MBE 或 RMSE 等于 0。

(2) 概率预报验证方法

连续排名概率分数 (CRPS) ^[177] 和排名直方图 (RH) ^[178] 用于验证概率预报 QPF。CRPS 计算预报和观测的变量的累计密度函数 (CDFs) ^[179]。CRPS 越小, 预测结果表现愈好。RH 衡量观测值落在两个相邻集合预报之间的概率^[180]。完美的集合预报分布应该是显示平坦的 RH, 因为每个成员均代表平等的概率场景^[178]。

5.3 数据

确定性天气数值预报 NWP 数据从日本气象厅 (JMA) 的全球数值预报模式 (GSM) 得到。GSM 每日四次提供确定性的 NWP 产品, 84 小时预报在每日 00, 06 和 18 UTC 发布, 192-hour 预报在每日 12 UTC 发布(协调世界时)。关于 JMA 的 NWP 产品更详细的描述请参考 Saito *et al.* [2007]^[172], Yamaguchi *et al.*, [2009]^[173] 和 JMA [2007]^[149]。JMA 的确定性 NWP 可用的气象参数包括风速 (经向和纬向), 气温, 相对湿度, 表面气压, 累计降水。192 小时预报的预见期和初始时刻是 12 UTC。时间分辨率分别是 6 小时 (96-小时预报) 和 12 小时 (96 小时到 192 小时预报), 产品的空间分辨率是 1.25 度 (约 125km)。

JMA 的集合预报系统的周预报每天 12 UTC 运行一次以获得预见期为 9 天的集合预报^[149]。2006 年之前, 周集合预报成员数是 25, 2005 年之后, 周集合预报成员数是 51。预报的时间分辨率是 24 小时。亚洲地区的空间分辨率是 1.875 度 (约 190km), 全球尺度产品的空间分辨率是 2.5 度 (约 250km)。确定性和集合预报产品均从 2002 年 5 月 15 日开始可以获得, 可以通过 <http://gpvjma.ccs.hpcc.jp/~gpvjma/> 和 <http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/arch/jmadata/data/gpv/original/> 下载得到。雨量站观测降水数据与 4.3.3 节所用数据相同。

5.4 结果

5.4.1 确定性 QPF 评价

由于 2004 年和 2005 年汛期降雨的降雨强度较大, 也具备相应的观测数据和预报数据, 所以从中选择四场降雨事件作为验证样本。对于 2004 年 7 月 23 日降雨, 最大雨强和流域平均(红石-丰满流域)雨强分别是 75.3 mm/day 和 41.0 mm/day; 对于 2004 年 7 月 29 日降雨, 最大雨强和流域平均(红石-丰满流域)的雨强分别是 57.6 mm/day 和 26.7 mm/day; 对于 2005 年 8 月 12 日降雨, 最大雨强和流域平均(红石-丰满流域)的雨强分别是 104.7 mm/day 和 35.5 mm/day; 对于 2005 年 8 月 17 日降雨, 最大雨强和流域平均(红石-丰满流域)的雨强分别是 72.4 mm/day 和 39.1 mm/day.

图 5.2 比较了实际观测和 JMA 产品的不同预见期的确定性预报(1 day, 2 days, 3 days, 5 days 和 8 days)日累积降雨的空间分布, 计算时间分别是 2004 年 7 月 23 日(图 5.2a), 2004 年 7 月 29 日(图 5.2b), 2005 年 8 月 12 日(图 5.2c) 和 2005 年 8 月 17 日(图 5.2d)。总体看, QPFs 具有强度误差(e_{int})和分布误差(e_{dis})。观测的降雨强度(图 5.2 第一行)比确定性降雨预报值偏大。由于 JMA 数值预报产品 (1.25 度)的空间分辨率比雨量站(0.25 到 0.30 度, 25-30km)较低, JMA 的确定性降雨预报的空间分布比观测值均匀。实际观测的降雨中心位于流域西南, 而对于多数 JMA 数值预报产品, 预报的降雨中心位于流域西部。

图 5.3 显示了 JMA 的预报产品与实际观测的不同预见期的最大和流域平均降雨强度, 统计时间分别是 2004 年 7 月 23 日 (图 5.3a 和 5.3b), 2004 年 7 月 29 日(图 5.3c 和 5.3d), 2005 年 8 月 12 日(图 5.3e 和 5.3f) 和 2005 年 8 月 17 日 (图 5.3g 和图 5.3h)。对于多数情况, 确定性预报 QPF 的最大降雨强度(图 5.3a, 图 5.3c, 图 5.3e, 和图 5.3g 虚线)和平均降雨强度(图 5.3b, 图 5.3d, 图 5.3f, 和图 5.3h 虚线)比相应观测值(图 5.3 实线)偏低。一般来讲, QPF 的精度随着预见期的增长而降低。

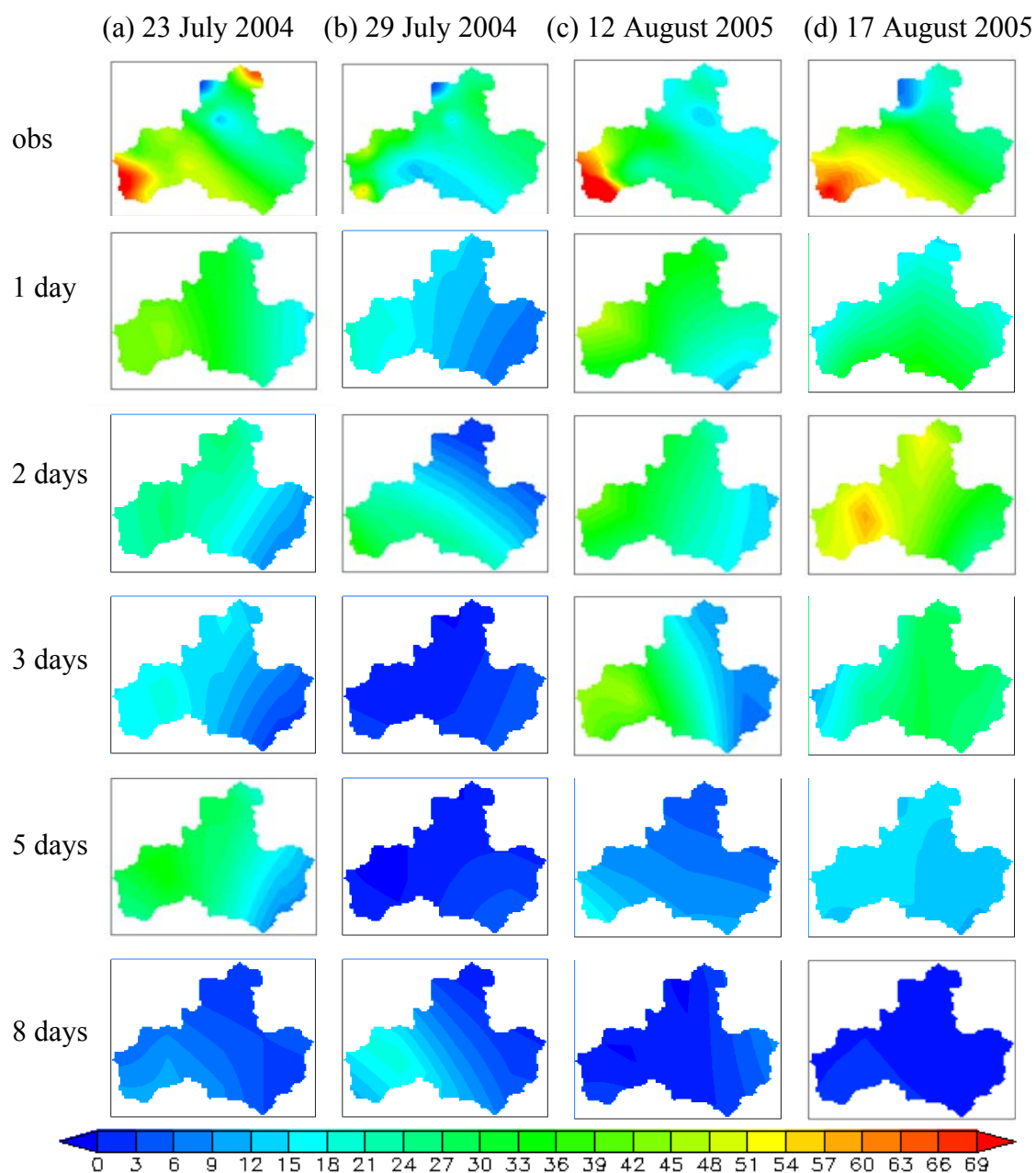


图 5.2 实际观测（第一行）和 JMA 确定性预报 NWP 日累积降雨的空间分布(单位: mm)。预见期 1-8 天；统计时间分别在 23 July 2004 (a), 29 July 2004 (b), 12 August 2005 (c), 和 17 August 2005 (d)。

Fig. 5.2 The spatial distribution of the daily accumulated precipitation (APCP; unit: mm) for the observation (first row) and the JMA deterministic NWP predictions with different lead time on 23 July 2004 (a), 29 July 2004 (b), 12 August 2005 (c), and 17 August 2005 (d).

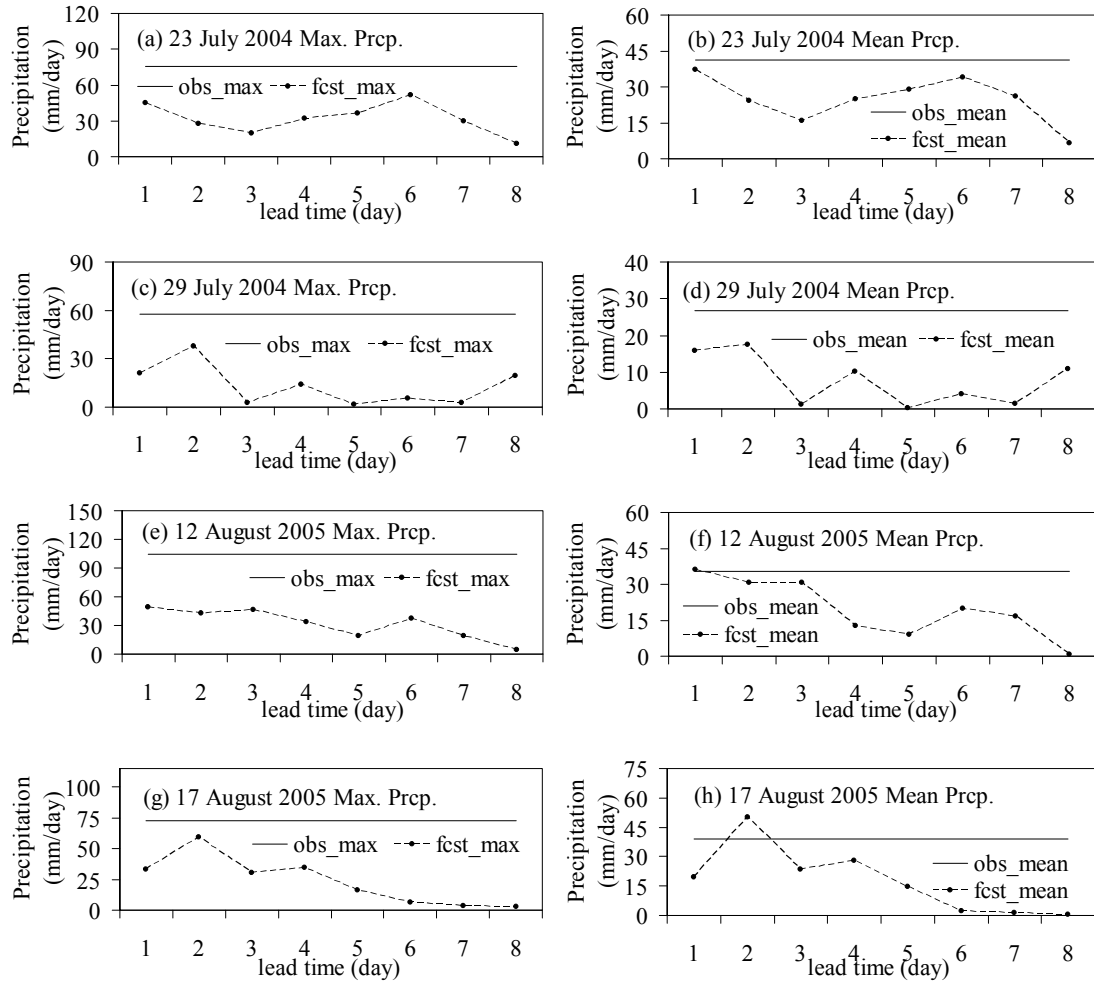


图 5.3 不同预见期的最大和流域平均(红石-丰满流域) 观测降雨强度和 JMA 确定性 NWP 预报: 2004 年 7 月 23 日(a, b), 2004 年 7 月 29 日(c, d), 2005 年 8 月 12 日(e, f)和 2005 年 8 月 17 日(g, h).

Figure 5.3 The maximum and basin average (Hongshi-Fengman basin) precipitation intensities for the observation and the JMA deterministic NWP predictions with different lead time on 23 July 2004 (a, b), 29 July 2004 (c, d), 12 August 2005 (e, f) and 17 August 2005 (g, h).

图 5.4 给出了从 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日 (图 5.4a 和 5.4b) 和从 2005 年 8 月 8 日到 27 日 (图 5.4c 和图 5.4d) JMA 数值预报不同预见期内最大降雨和流域平均降雨(红石-丰满流域)的 MBE 和 RMSE 的变化(确定性预报)。MBE (绝对值)和 RMSE 随着预见期从 1 天到 8 天增长而增大。预报的流域平均降雨比最大降雨精度要高。随着预见期从 1 天增大到 8 天, 流域平均降雨的 MBE (RMSE)的绝对值 (2004 QPF 图 5.4a 和 5.4b) 从 6.46 mm/day (19.22 mm/day) 增大到 14.80 mm/day (26.55 mm/day), 流域最大降雨的 MBE (RMSE)的绝对值从 1.98 mm/day (7.52 mm/day) 增大到 4.64 mm/day (10.94 mm/day)。2005 年降雨的规律与 2004 年一致。很多研究表明预报精度随着预见期

的增长而降低^[181]。大气状态的不稳定和大气方程的复杂性，限制了预报模型的精度只有 5 到 6 天^[182]。

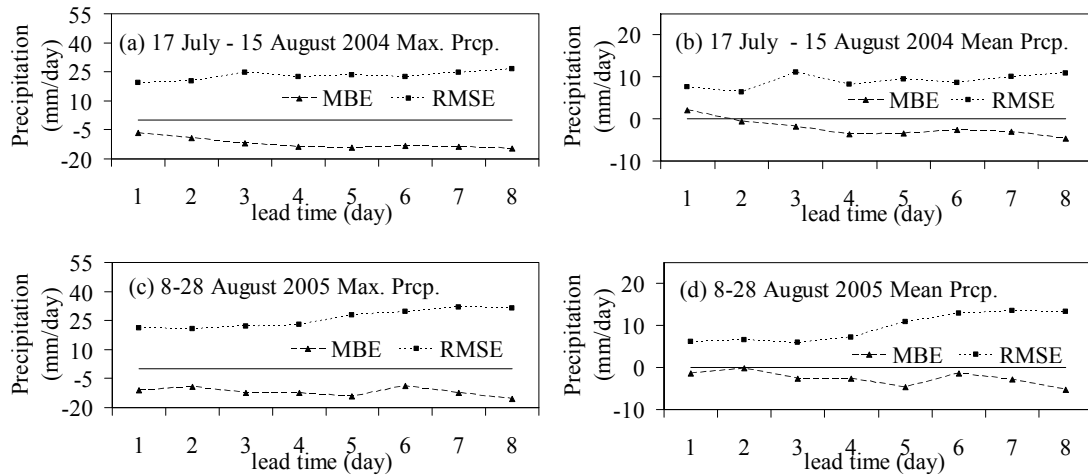


图 5.4 JMA 确定性数值预报在不同预见期最大降雨强度和流域平均(红石-丰满流域)降雨强度。

Fig. 5.4 The MBE and RMSE of maximum and basin average (Hongshi-Fengman basin) precipitation intensities for the JMA deterministic NWP predictions with different lead time.

总体看，JMA 的确定性数值预报 NWP 为降雨预测提供了十分有价值的信息，但是在降雨强度和降雨空间分布上均有误差，尤其是当预见期大于 5 天时，误差较为明显。所以，在实际应用中，对这些预报信息的进一步处理是十分必要的。

5.4.2 QPF 扰动

为了说明方法，运用方程 5.7，对 2004 年和 2005 年的确定性 QPF 增加了扰动，并生成了 30 个成员的集合预报，关于成员个数的进一步讨论请参考第六章。

图 5.5 对比了从 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日 (图 5.5a)和从 2005 年 8 月 8 日到 27 日 (图 5.5b)确定性和扰动的 QPFs (预见期 1 天)与观测值 (红石-丰满流域平均值)。JMA's 数值产品确定性预报成功的预测出了主要的降雨时间(比如 2004 年 7 月 23 日和 29 日, 2004 年 8 月 3 日和 7 日, 2005 年 8 月 12 日和 17 日), 但是最大降雨量比观测值偏大或偏低。2004 年 8 月 3 日的观测和预报最大降雨量值分别是 19.4 mm/day 和 32.1 mm/day。扰动的预报值位于 6.3 mm/day 和 50.7 mm/day (没有给出)之间。扰动的预报成功的预测出了观测场景。其余的降雨事件也证明,通过生成一组预报场景,描述了 JMA 确定性数值产品的不确定性。

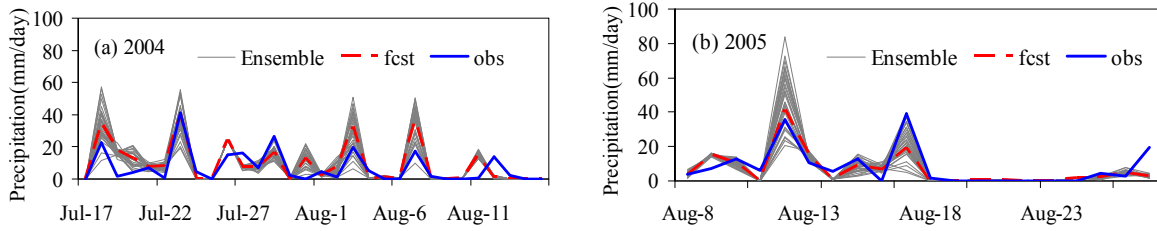


图 5.5 JMA 数值预报产品的确定性日降雨预报和扰动的预报(均为 1 天预见期)与观测值比较(红石-丰满流域平均值)。(a) 从 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日, (b) 从 2005 年 8 月 8 日到 27 日。这里, 集合预报采用 30 个成员的集合预报; ‘fcst’ 和 ‘obs’ 分别指的是预报和观测。

Fig. 5.5 The daily precipitation of deterministic JMA NWP forecasts and the perturbed forecasts (both with 1-day lead time) comparing to the observations averaged at the Hongshi-Fengman basin (except the Hongshi subbasin): (a) from 17 July to 15 August 2004, and (b) from 8 to 27 August 2005. Here, the ensemble uses 30 members; and ‘fcst’ and ‘obs’ refer to forecast and observation, respectively.

5.4.3 概率 QPF 评价

为了与 JMA 的集合预报产品的成员数 (25 个) 保持一致, EPROS 生成了额外的 25 个成员的集合预报 QPF。图 5.6a 和 5.6b 比较了在 2004 年和 2005 年汛期从 JMA 和 EPROS 中得出的集合预报 QPF 的 CRPS。在 2004 年, JMA 和 EPROS 的 QPF 的 CRPS 平均值分别等于 3.8 和 4.1; 在 2005 年, 他们分别等于 5.1 和 3.7。在 2004 年和 2005 年, JMA 和 EPROS 的 QPF 的 CRPS 均值分别是 4.3 和 4.0。一般来讲, EPROS 生成的集合 QPF 比 JMA 表现要好。

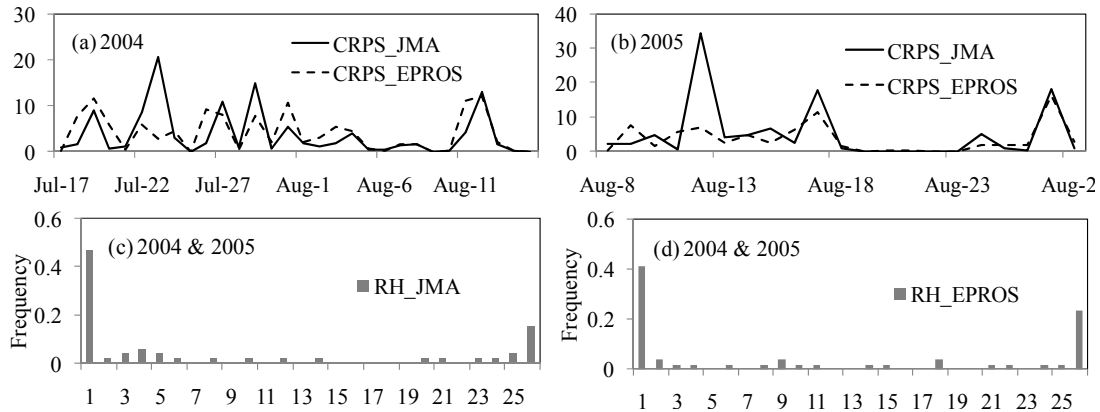


图 5.6 EPROS 和 JMA 计算的集合预报 QPFs 的 CRPS (a, b) 和 RH (c, d)对比, (a) 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日的 CRPS, (b) 2005 年 8 月 8 日到 27 日的 CRPS; 从 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日和从 2005 年 8 月 8 日到 27 日的(c) JMA QPFs 的 RH; (d) EPROS QPFs 的 RH。

Fig. 5.6 The comparison of CRPS (a, b) and RH (c, d) for ensemble QPFs obtained from EPROS and JMA: (a) CRPS from 17 July to 15 August 2004, and (b) CRPS from 8 to 27 August 2005; (c) RH for JMA QPFs; (d) RH for EPROS QPFs from 17 July to 15 August 2004 and from 8 to 27 August 2005.

图 5.6c 和图 5.6d 绘制了 2004 年和 2005 年汛期 JMA 和 EPROS 得到的 QPF 的 RH 统计。JMA 和 EPROS 集合预报均显示 U-shaped RH。这个结果证明, 许多观测值落到了集合预报范围之外, 两个模型预测的 RH 结果类似, JMA 和 EPROS 落到范围之外的频率分别是 0.63 和 0.65。

5.5 小结

虽然集合数值预报用于估计天气预报的不确定性, 他们还是不能避免系统误差, 如不完善的模型物理结构, 初始条件, 区域集合预报的边界条件等等^[92]。这些系统误差持续存在, 并对产生概率预报造成偏差^[92]。在流域尺度的实际应用中, 有必要消除这些系统误差。本文基于统计方法得到的集合预报的特点是, 前一时段的时间和空间分布误差考虑在了实时集合 QPF 的计算中, 这些误差导致流域尺度的洪水预报的不确定性。采用 CRPS 和 RH 对概率 QPF 进行评价, 统计 2004 年 (7 月 17 日到 8 月 15 日) 和 2005 年 (8 月 8 日到 27 日) 降水, JMA 和 EPROS 的 QPFs 的 CRPS 分别是 4.3 和 4.0。JMA 和 EPROS 集合预报均显示 U-shaped RH, JMA 和 EPROS 落到范围之外的频率分别是 0.63 和 0.65。

因此, 通过对确定性 QPF 增加扰动生成的集合 QPFs 有效的描述了预报误差, 该方法为考虑预报信息不确定性的水库调度提供了有效途径。

6 基于集合预报的水库实时调度系统（EPROS）开发及应用

6.1 引言

在最近几年，在将集合预报用于水库优化调度方面开展了一些研究。*Faber and Stedinger*^[111]通过抽样随机动态规划方法将基于历史天气模式的月集合流量预报用于水库调度。*Saavedra et al.*^[52]将考虑降雨预报误差的 18 小时预见期降雨预报应用于水库优化调度。然而，在应用实时集合水文预报生成集合预报的水库状态（水库水位和泄流）方面，目前还没有研究，这为决策者提供预报信息不确定性十分有帮助。

本章的目的是耦合集合水文预报与水库实时优化模型，以便为水库实时决策提供参考，该耦合系统对于实时水资源管理和集合预报的应用有重要意义。在本章，集合预报（第五章）与水库实时优化模型（第四章）进行耦合，在 *Saavedra et al.*, [2010a]^[52] 水库调度支持系统 Dam RElease Support System（DRESS）的基础上，开发基于集合预报的水库优化系统（Ensemble Prediction based Reservoir Optimization System, EPROS）。

首先，介绍耦合系统的基本结构；第二，研究耦合模型在丰满流域对 2004 年和 2005 年洪水进行优化调度的结果；第三，讨论 EPROS 系统在优化调度中的应用。

6.2 EPROS 开发

6.2.1 EPROS 总体结构

EPROS 系统由三个子模型组成，分别是降水预报（QPF）扰动模型，水文预报模型，和水库优化调度模型。QPF 扰动幅度^[183]是通过计算过去 8 天的 QPF 强度和空间分布误差得到的，扰动的 QPF 和 JMA 数值预报输出(近地面气温，风速，气压，和相对湿度)驱动 WEB-DHM 模型 [*Wang et al.*, 2009a, 2009b, 2009c, 2011]以生成集合入库流量预报。以集合预报流量作为输入的水库优化模型用于最小化最高水库水位，最小化下游洪峰，和最小化末水位及目标末水位之间的差别。动态惩罚函数法^{[165][167]}和洗牌复型算法（SCE-UA 算法）^{[41][42][43]}分别用于解决约束问题和优化问题。EPROS 系统结构请见图 6.1。系统运行共分为六步，总结如下。

Step 1. 通过将 QPF 与观测值进行对比，计算 QPFs 在过去 8 天 ($t-8 \leq i \leq t-1$) 的强度和空间分布误差，QPF 的评价结果采用权重(weight, w)表示。

Step 2. 在预见期 T_{ld} 时段内($t \leq i \leq T_{ld}$)对 JMA 的确定性 QPFs 进行扰动，扰动幅度通过 w 计算得出。

Step 3. 应用扰动的 QPF 驱动 WEB-DHM, 得到预报的集合水库入流 Q_{in_i} ($t \leq i \leq T_{ld}$)。

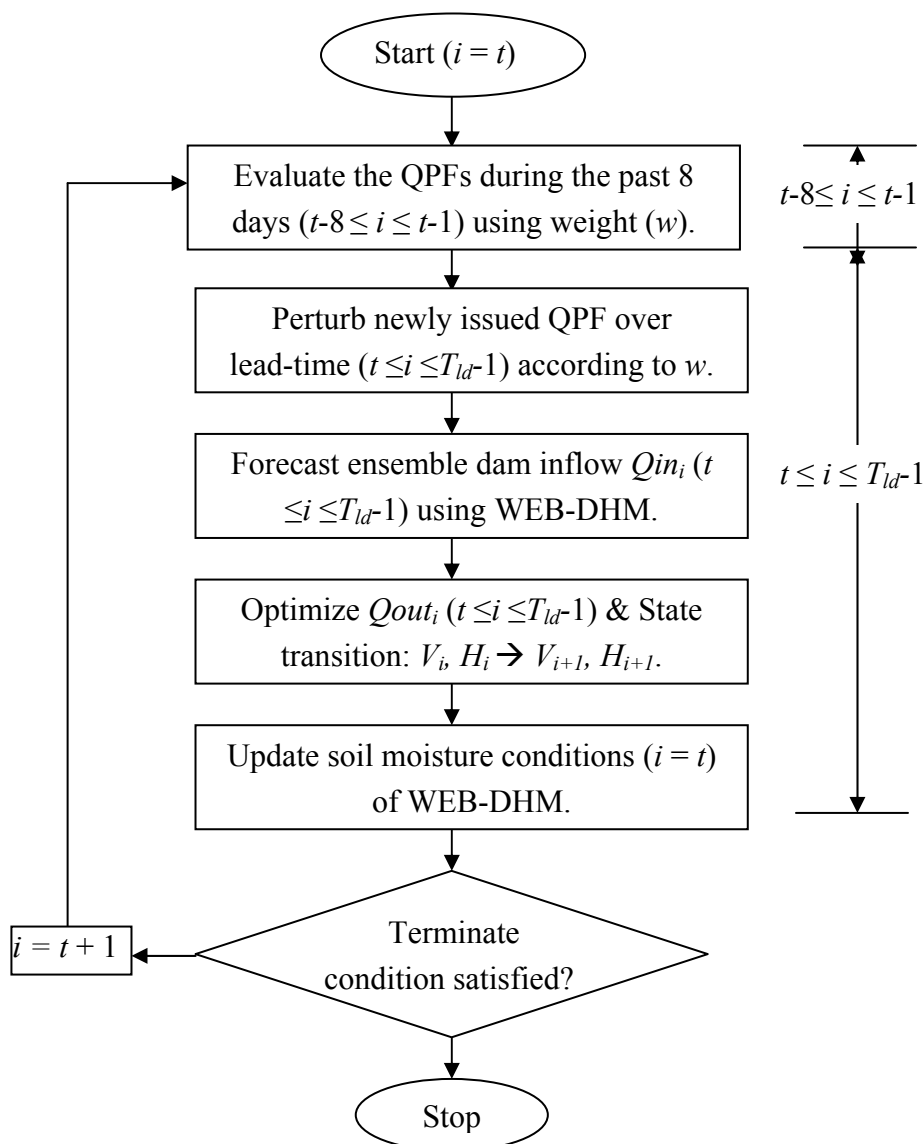


图 5.1 基于集合预报的水库优化调度系统(EPROS)流程图。预见期(T_{ld})为 8 天。

Fig. 5.1 The flowchart of ensemble prediction based reservoir optimization system (EPROS). The lead time (T_{ld}) is 8 days.

Step 4. 运行水库优化模型以得到优化的水库泄流 $Qout_i$ ($t \leq i \leq T_{ld}$)。在当前时刻的水库泄流等于优化的预报水库泄流。应用水量平衡方程由当前时刻水库库容 V_i 计算下一时刻水库库容 V_{i+1} 。水库水位(H_i)从 V_i 通过拉格朗日三次插值得到。

Step 5. 在当前时段($i = t$)末, 利用观测气象数据驱动 WEB-DHM 模型, 更新水文状态并为下一时段提供初始条件。

Step 6. 如果满足终止条件 (比如, 得到优化解或者在汛期末), 则系统停止; 否则, 1-5 步反复运行。在 steps 1-2, 3 (与 5)和 4 中运用的模型分别在 6.2.2 到 6.2.4 节描述。

EPROS 系统以 JMA 全球尺度预见期为 8 天的数值天气预报作为驱动。

6.2.2 模型及数据

QPF 扰动模型采用 5.2.1 节模型。在本章, 集合预报成员数分别为 10, 30 和 50。水文模型 (WEB-DHM) 和水库优化模型分别采用 4.2.2 节和 4.2.3 节模型。研究区域是丰满流域 (4.3.1 节)。降雨预报采用第五章利用统计方法生成的集合预报。其余预报信息请参见 4.3.2。地面观测与卫星数据与 4.3.3 和 4.3.4 节数据相同。由于 2001 年 JMA 并未公布数值天气预报数据(2002 年 5 月开始), 所以欧洲中长期天气预报中心 (ECMWF) 发布的中期再分析 Interim Reanalysis [ERA-Interim]^[184]产品作为 EPROS 系统 2001 年的驱动数据。ERA-Interim 时间和空间分辨率分别是 3 小时和 0.703125 度(N128 reduced Gaussian grid)。ERA-Interim 数据从 1979 年 1 月 1 日开始生产, 并以近实时的方式发布至今。关于 ERA-Interim 更详细的论述请参见 <http://www.ecmwf.int/research/era/>。

6.3 应用结果

6.3.1 集合预报运行模式

图6.2给出了采用集合预报方法对2004年(图 6.2a, 6.2c, 6.2e, 6.2g 和 6.2i)和2005年(图6.2b, 6.2d, 6.2f, 6.2h 和 6.2j)洪水过程进行水库优化调度的结果。图 6.2a和6.2c对比了2004年洪水过程集合预报结果与观测的水库日入流和控制运行结果 (8天预见期)。预报模型分别在2004 年7月18日(图6.2a, 涨洪阶段) 和2004 年8月2日(图 6.2c, 退洪阶段)初始化。控制运行结果 (如, 2004年7月20日和21日)的涨洪阶段的洪水被低估了, 在退洪阶段被低估了(如, 2004年8月6日和7日)。集合预报洪水描述了这些不确定性。2005年洪水事件的洪峰通过集合预报方法也被较好的模拟 (如图6.2b和6.2d)。

图6.3给出了EPROS集合预报对2004年和2005年洪水过程的CRPS和RH。对于2004年洪水, 在涨洪阶段, 水库集合预报入流的CRPS为1.6 到 639.0之间; 在退洪阶段, 水库集合预报入流的CRPS为44.0到517.2 (图6.3a 和6.3c)。对于2004年洪水, 水库集合预报入流的CRPS在涨洪水阶段在82.7和639.6之间; CRPS在退洪阶段在185.8和470.4之间(图 6.3b和6.3d)。图6.3e和6.3f描述了2004 和 2005 洪水的 RH。2004 和 2005 洪水事件, 都显示了U-型 RH。2004年和2005年洪水流量实际观测值落在集合预报极值之外的概率分别是0.56和0.63。

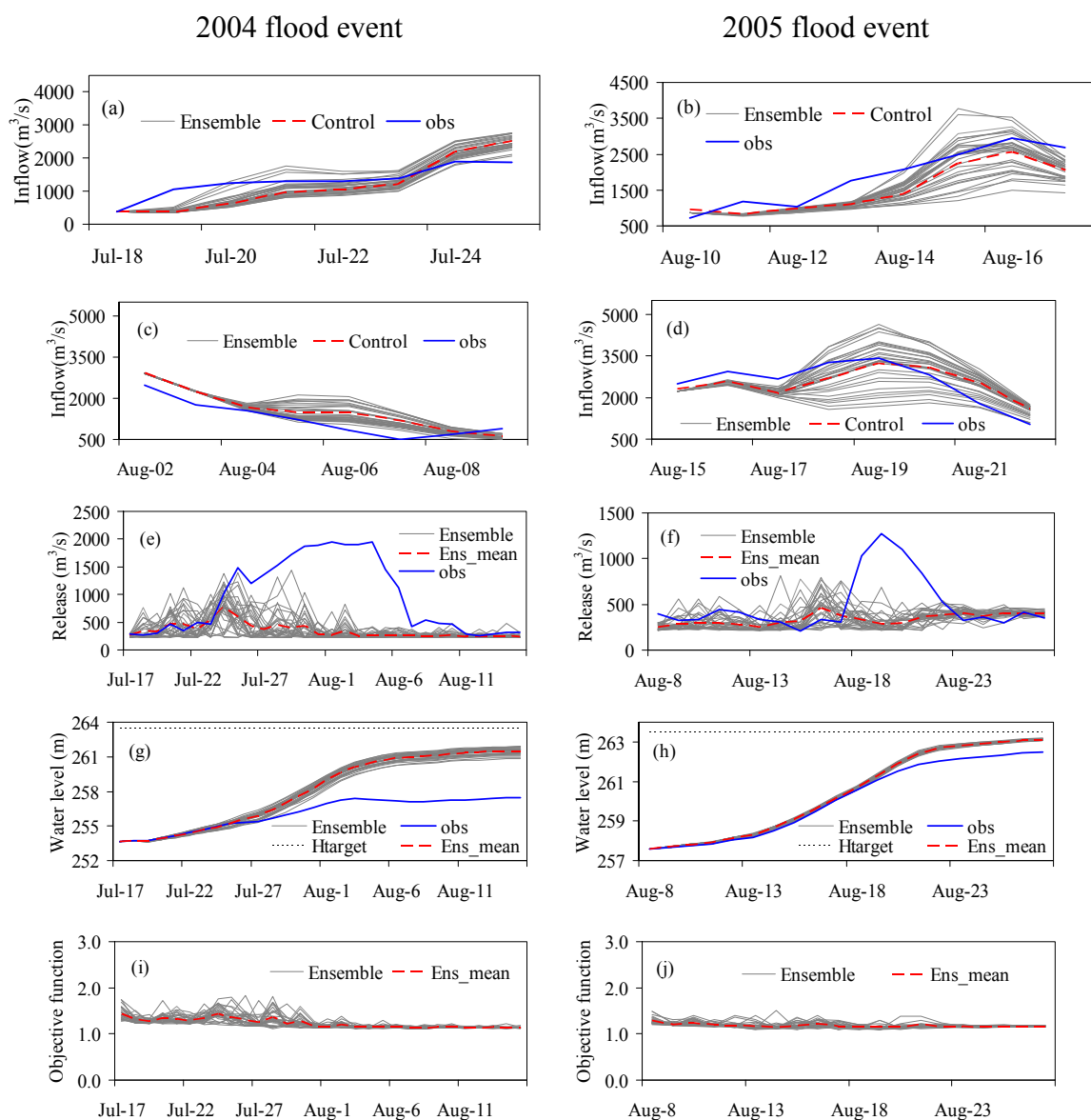


图 6.2 集合预报的水库入流(a, b, c 和 d), 泄量 (e and f), 水库水位(g 和 h), 和目标函数 (i 和 j): 2004 (a, c, e, g, i) 和 2005年 (b, d, f, h, j)洪水。这里, ‘obs’代表观测值; ‘control’代表模型采用确定性QPF驱动QPF; ‘ens_mean’代表集合预报平均值。在这里, 集合预报成员数是30。

Fig. 6.2 The ensemble reservoir daily inflow (a, b, c and d), release (e and f), water level (g and h), and objective function (i and j) for 2004 and (a, c, e, g, i) and 2005 (b, d, f, h, j) flood events. Here, ‘obs’ refers to observed value; ‘control’ means the model is fed with deterministic QPF; ‘ens_mean’ means ensemble mean value. In this figure, the ensemble uses 30 members.

图6.2e和6.2f 给出了2004年和2005年集合预报的水库优化下泄流量。对于2004年洪水过程, 集合预报优化和观测的水库下泄的峰值分别是 $1430 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1952 \text{ m}^3/\text{s}$; 对于

2005年洪水, 他们分别是 $814 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1278 \text{ m}^3/\text{s}$ (表6.1)。2004 年和 2005年洪水的集合预报平均水库下泄分别是 $785 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $462 \text{ m}^3/\text{s}$ 。2004年和2005年洪水下游控制点的洪峰分别减小了9.8% (1167/1952) 和 63.8% (816/1278)。集合水库产生的下泄流量范围为实时优化调度决策提供了合理的参考, 因为集合水库入流包含了考虑QPF误差在内的各种场景。

图6.2g和6.2h显示了2004年和2005年洪水事件优化的水库水位。在图6.2g中, 优化的集合预报末水位(H_{end})位于260.83m和261.90 m之间, 平均值 H_{end} 是261.51 m。在图6.2h中, 优化的集合预报末水位(H_{end}) 在 260.83m和261.90m之间, 集合预报平均值 H_{end} 是263.13m。所有的30个集合预报的水库末水位均高于相应的实际观测值 (2004年是257.44 m, 2005年是262.51m), 并且低于汛限水位上限(263.50 m) (见表6.1)。2004年和2005年洪水过程增加的水库水量分别是 $8.67 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $1.69 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。增加的水量对于减轻该地区非汛期干旱问题十分重要, 尤其是在春季严重干旱时期。2004年和2005年洪水的最高水位分别降低了1.99m和0.37m, 这对于水库和上游防洪安全很重要。

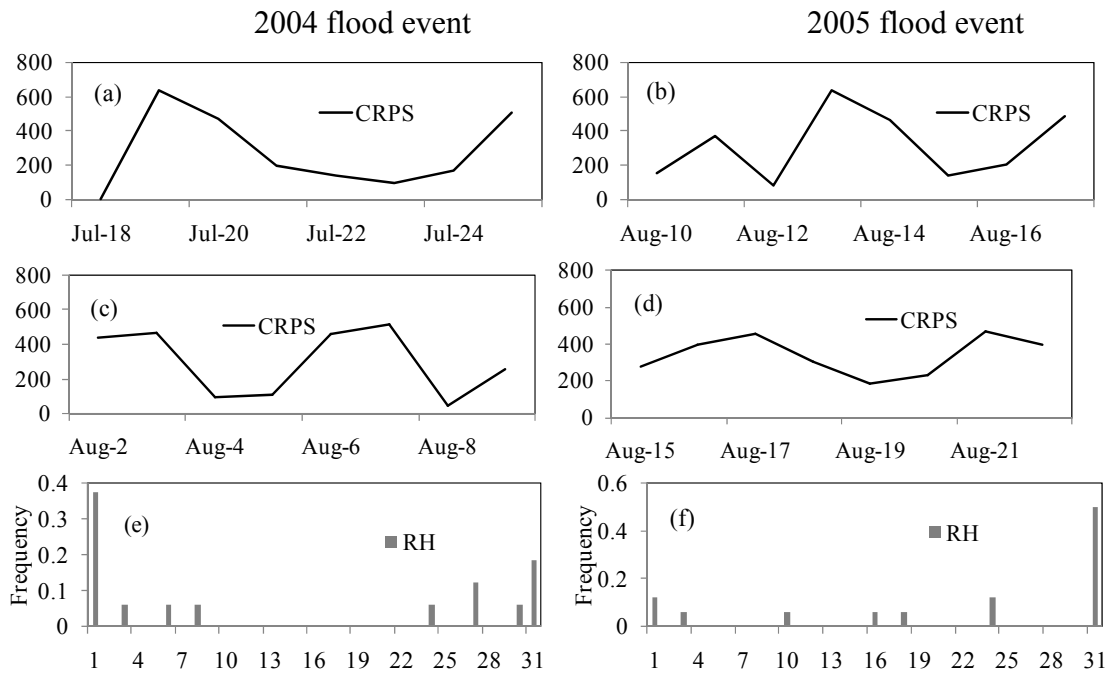


图 6.3 EPROS 生成的水库集合预报入库流量的 CRPS (a, b, c, d) 和 RH (e, f): 2004 年洪水过程(a, c, e), 2005 年洪水过程 (b, d, f).

Fig. 6.3 The CRPS (a, b, c, d) and RH (e, f) of ensemble reservoir inflows generated by EPROS for 2004 (a, c, e) and 2005 (b, d, f) flood events.

图6.2i和6.2j绘制了对2004年和2005年洪水过程的优化的目标函数。所有的目标函数均在0.0和3.0的范围之间，均符合约束条件。这些结果证明，EPROS系统能很较好的为水库优化调度提供参考。

表 6.1 丰满水库优化调度(30个成员集合预报平均值) 与实际调度结果对比

Tab. 6.1 Fengman reservoir optimization results (30-member ensemble mean) comparing with observations

Flood		Maximum water level (m)	Downstream flood peak (m ³ /s)	End water level (m)
2001	Optimization	261.37	1199	261.36
	Observation	263.50*	1922	259.26
	Benefit	<u>2.13</u>	<u>723</u>	<u>2.10</u>
2004	Optimization	261.51	785	261.51
	Observation	263.50*	1952	257.44
	Benefit	<u>1.99</u>	<u>1167</u>	<u>4.07</u>
2005	Optimization	263.13	462	263.13
	Observation	263.50*	1278	262.51
	Benefit	<u>0.37</u>	<u>816</u>	<u>0.62</u>

*汛限水位上限，从丰满水库调度规则获得。

6.3.2 集合预报成员数的敏感度分析

合适的集合预报成员数(m)对于水库实时调度来说十分重要。较小的成员数对于计算机存储能力和计算时间来说是有利的，但是可能漏掉洪水场景。较大的成员数会生成更广的洪水范围，但是计算时间随之增长^[185]。因此，本部分通过对比10个成员和50个成员的集合预报流量，水库泄流，水库水位和目标函数，研究系统对集合成员数的敏感性。

散布误差图 (the spread and error diagram) 和离群值百分比 (percentage of outliers, PO) 用于衡量集合预报在不同的集合预报成员数的条件下的表现。PO定义为观测值落在集合预报所有成员的10%和90%范围之外的比例[Pappenberger et al., 2009]。集合预报散布范围 (ensemble spread) 是通过所有集合预报的90%预报值和10%预报值相减获得的^[180]。集合预报的平均绝对误差^{[180][186]} (AAE) 通过下面方程定义。

$$AAE = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m |x_i - x_o|, \quad (6.1)$$

这里 m 是集合预报成员数目； x_i 是第 i 个集合预报值； x_o 是观测值。

图6.4比较了10个成员和50个成员集合预报的优化调度结果。

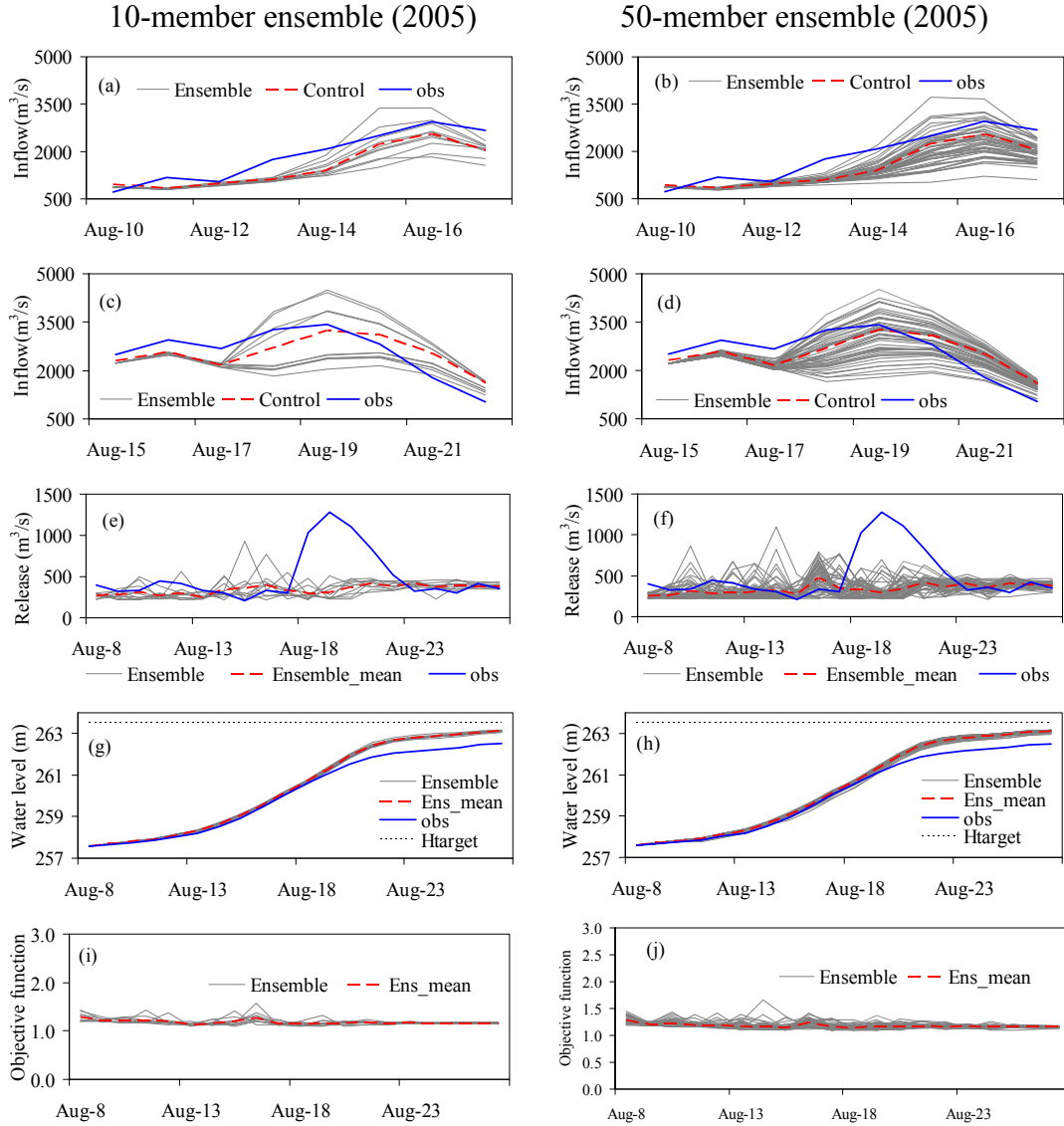


图 6.4 与图6.2相同,但是这里是从2005年8月8日到27日的10个成员集合预报结果 (左边) 和50个成员集合预报结果(右边)。

Fig. 6.4 Same as Figure 6.2 but for the 10-member ensemble results (left) and the 50-member ensemble results (right) from 8 to 27 August 2005.

图6.4a和图6.4b (图6.4c 和图6.4d) 分别显示了对于10个预报成员和50个预报成员集合预报在洪水涨洪(退洪)阶段的水库入流。一般来讲, 大部分集合预报入库流量场景均覆盖了观测洪水, 尤其是洪峰, 50个集合成员的结果比10个集合成员的预报结果表现了更广的散布范围。图6.4a和图6.4b的洪峰分别在 $1834 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $3360 \text{ m}^3/\text{s}$ 之间, 与 $1212 \text{ m}^3/\text{s}$

和 $3662 \text{ m}^3/\text{s}$ 之间 (观测值是 $2950 \text{ m}^3/\text{s}$)。图6.4c和图6.4d的洪峰在 $2038 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $4483 \text{ m}^3/\text{s}$ 之间, 与 $1792 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $4521 \text{ m}^3/\text{s}$ 之间 (观测值是 $3429 \text{ m}^3/\text{s}$)。10个集合成员和50个集合成员的集合预报的入库流量的 PO分别是0.625和0.500。

图6.5给出了10个成员和50个成员集合预报水库入流的预报范围(图6.5a和图6.5b)和 AAE (图6.5c和图6.5d)。一般来说, 50个成员集合预报($346 \text{ m}^3/\text{s}$) 的散布范围比10个成员集合预报($307 \text{ m}^3/\text{s}$)的散布范围要大。50个成员集合预报($486 \text{ m}^3/\text{s}$) 的AAE平均值比10个成员集合预报($505 \text{ m}^3/\text{s}$) 的AAE要小。

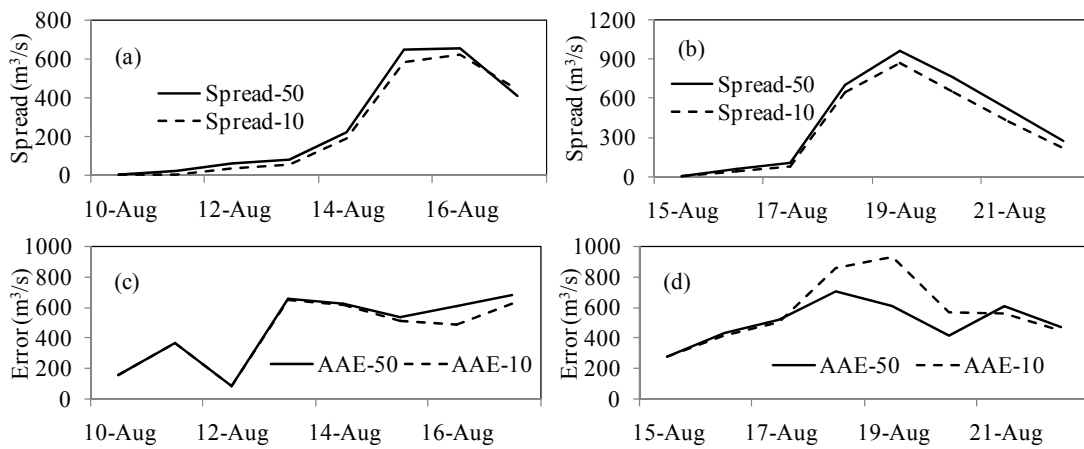


图 6.5 2005年8月10日到17日(涨洪, a和c)和2005年8月15日到22日(退洪, b和d)的10个成员和50个成员的集合入库流量预报的散布范围(ensemble spread, a和b)和平均绝对误差(Average Absolute Error, AAE, c和d)。

Fig. 6.5 The comparison of ensemble spread (a and b) and Average Absolute Error (AAE, c and d) for 10-member and 50-member ensemble inflow forecasts from 10 to 17 August 2005 (flood rising, a and c) and from 15 to 22 August 2005 (flood recession, b and d).

图6.4e和图6.4f给出了10个集合成员和50个集合成员预报优化的水库泄流, 不同的集合预报成员数生成了不同的泄流规则, 尤其是在涨洪阶段。10个集合成员和50个集合成员预报的最大的泄流分别是 $928 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1097 \text{ m}^3/\text{s}$ 。10个集合成员和50个集合成员的预报平均泄流过程基本相同, 最大泄流分别是 $413 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $477 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

图6.4g和图6.4h绘制了10个集合成员和50个集合成员的水库优化水位。所有的水位均低于最高水位要求(263.50 m), 并高于实测值(262.51 m)。对于10个集合成员和50个集合成员的预报结果, 虽然水位变化过程对于两种集合预报成员的预报结果不同, 但是末水位相同(263.12 m , 集合预报平均值)。

图6.4i和图6.4j说明了10个集合成员和50个集合成员生成的集合预报的水库调度目标函数结果。50个成员集合预报的目标函数变化范围比10个成员集合预报的变化范围大,但是集合预报平均值相一致(均在1.15和1.28之间)。

总体来看,系统采用50个成员集合预报产生的入流和泄流结果比10个成员集合预报的结果的散布范围更广,集合预报的泄流的平均值和末水位在两种情况下相一致。50个成员和10个成员的集合预报的入流平均值的RMSE分别是 $466 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $480 \text{ m}^3/\text{s}$ 。这个结果证明,50个成员集合预报的结果比10个成员集合预报的结果在反映预报不确定性方面要更优。

6.3.3 相对较大洪水事件下的运行结果

本节讨论系统在相对较大洪水事件下的运行情况。第一,以2005年洪水过程为例,系统(30个集合成员)分别在目标末水位是262.50 m和261.50 m(汛限水位上限是263.50 m)的情况下运行。第二,目标末水位设置为263.5m,系统运用2001年洪水过程进行检验。2001年洪水洪峰较大($5328 \text{ m}^3/\text{s}$)。由于JMA的数值预报业务产品只能在2002年5月之后才可以获得,因此,在2001年,系统的驱动数据以ERA-Interim数据代替了JMA数据。

图6.6a, 6.6c和6.6e是水库目标末水位是262.50m的条件下,丰满水库对2005年洪水进行优化调度的结果。集合预报优化的最大泄流发生在2005年8月16日(图6.6a),观测的水库入流($3429 \text{ m}^3/\text{s}$)发生在2005年8月19日。这个结果是合理的,因为系统运用了8天的QPF信息指导水库优化泄流。优化的泄流发生在水库实际入流洪峰之前,而实际操作并没有在洪峰前提前泄流。图6.6c绘制了优化的水库水位,所有的调度结果显示水库末水位趋近于目标末水位(262.50 m),集合预报平均值是262.37m。

图6.6b, 图6.6d和图6.6f绘制了在目标末水位是261.50 m的条件下对2005年洪水过程的丰满水库的优化调度结果。在2005年8月16日优化的最大泄流是 $1410 \text{ m}^3/\text{s}$,在洪峰到达时(2005年8月19日, $3429 \text{ m}^3/\text{s}$)泄流减小到 $894 \text{ m}^3/\text{s}$ 。对于两种情况(目标水位分别是262.50 m和261.50 m),目标函数均满足约束条件要求(图6.6e和图6.6f)。

图6.7显示了对2001年洪水过程(7月25日到8月25日)进行水库优化的结果,这里模型驱动数据采用ERA-Interim数据驱动。模型优化的最大水库泄流是 $1199 \text{ m}^3/\text{s}$,该值低于相应的观测值 $1922 \text{ m}^3/\text{s}$ 。优化的水库末水位是261.36 m,该值高于观测值259.26 m,但是低于汛限水位上限263.50 m。目标函数也满足约束条件图6.7b,这些结果表明系统具备在相对较大洪水事件下指导水库运行的能力。

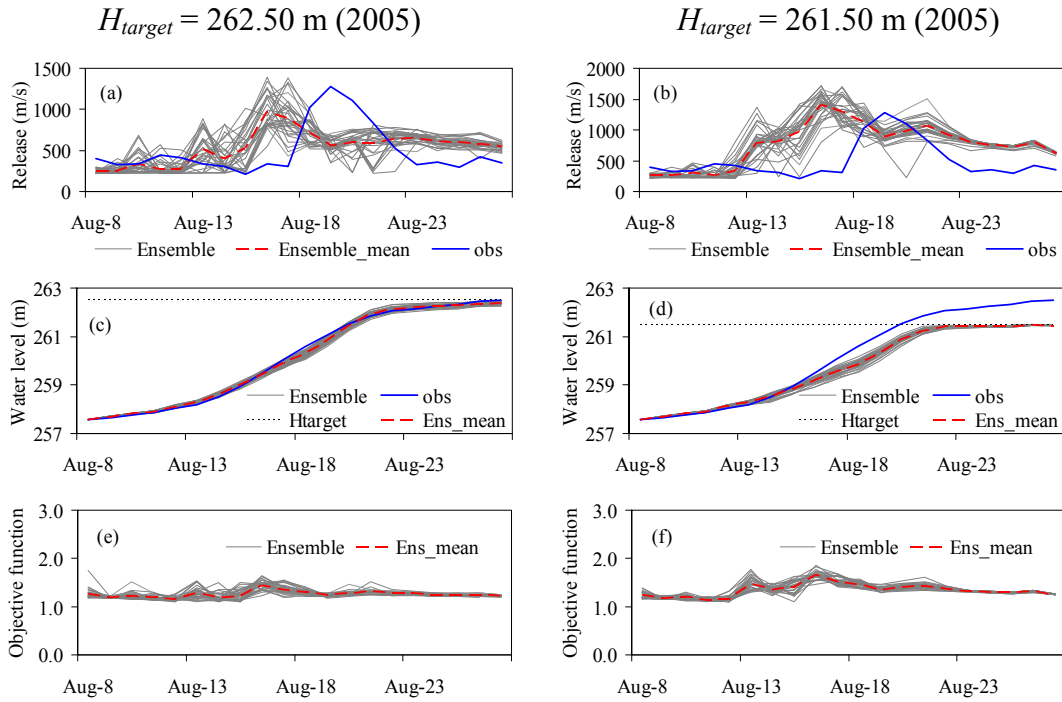


图 6.6 与图6.2相同,但这里是在目标水库水位是262.50 m (a, c和e) 和 261.50 m (b, d和f)条件下,从2005年8月8日到27日的水库泄流 (a, b), 水库水位 (c, d), 和目标函数 (e, f)。

Fig. 6.6 Same as Figure 11 but for reservoir release (a, b), water level (c, d), and objective function (e, f) from 8 to 27 August 2005 with lower target reservoir water levels: 262.50 m (a, c and e) and 261.50 m (b, d and f).

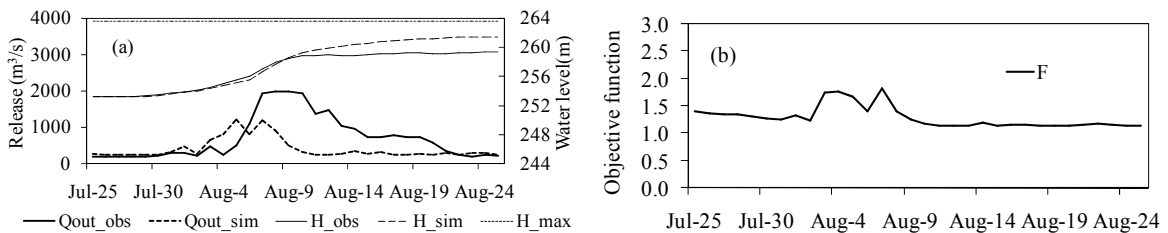


图 6.7 2001洪水(从7月25日到8月25日)的优化水库泄流和水库水位(a)及目标函数(b), 系统由 ERA-Interim数据驱动。

Fig. 6.7 The optimized reservoir release and water level (a) and objective function (b) for 2001 flood event (from 25 July to 25 August). The system is forced by ERA-Interim data.

6.3.4 实时运行的可行性

经测试,运用 3 GHz-CPU 个人计算机对 8 天预见期和 30 个集合成员进行优化的系统运行时间是 33 分钟。总运行时间(33 分钟)包括集合入库流量预报时间(29.6 分钟,

89.7%), 水文状态更新时间(3.3 分钟, 10.0%), 水库优化 (0.09 分钟, 0.3%) 时间。相对较长的集合入库流量预报是由于 WEB-DHM 模型的精度较高(3-km 和 1 小时)。该运行时间可以通过并行计算的方式大大缩减。JMA 数值天气预报数据发行时间间隔是 24 小时, 所以系统应用于实时水库优化调度是可行的。

模型参数包括水库特征参数, 水文模型(WEB-DHM)参数, 初始和目标水库水位。水库特征参数包括水库特征水位, 水库库容-水位曲线, 泄流曲线, 下游防洪标准。这些参数由水库本身决定。WEB-DHM 模型参数包括土壤表层饱和和水力传导;各向异性比, 最大表层储水量(maximum surface water storage)和 Van Genuchten's 系数[see Wang F. et al., 2011]。这些参数能在 WEB-DHM 模型耦合到 EPROS 系统之前进行率定。水库初始和目标水位是由水库操作者来决定。所以, 该系统简单操作, 即使是操作者不熟悉这些复杂的方程和模拟及优化的原理也能使用。

6.4 小结

本章的目的是耦合集合水文预报与水库实时优化模型, 以便为水库实时决策提供参考。在 Saavedra et al.^[52]水库调度支持系统(DRESS)的基础上, 开发了基于集合预报的水库优化系统(EPROS)。

该系统在丰满流域对 2004 年(7 月 17 日到 8 月 15 日)和 2005 年(8 月 8 日到 27 日)洪水过程进行了验证。水库初始水位设置为观测值, 水库目标末水位设置为 263.50m (汛限水位上限)。对于两场洪水, 集合预报入库流量通过产生一组流量场景(30 个成员), 有效地描述了单值预报的不确定性。所有的集合预报泄流均小于观测值, 2004 年和 2005 年的集合预报泄流洪峰的平均值分别是 $785 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $462 \text{ m}^3/\text{s}$, 相对应的观测值分别是 $1952 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1278 \text{ m}^3/\text{s}$ 。2004 年和 2005 年的集合预报平均末水位分别是 261.51 m 和 263.13 m, 他们均高于相应的实测水位(2004 年是 257.44 m, 2005 年是 262.51 m)。这对于缓解该地区缺水问题十分重要。优化的最高水位也满足约束条件要求(263.50 m), 这对于保护水库和上游安全是有利的。

总体看, 系统对集合预报成员数并不敏感。虽然 50 个成员的集合预报生成的入库流量和泄流比 10 个成员的集合预报的结果散布范围要大, 集合预报的平均值(如, 水位, 和泄流)比较一致。系统在相对较大洪水条件下进行了验证, 水库最高水位约束从 263.50 m 降低到 262.50 m。系统较好的减小了下游控制点泄流和降低水库最高水位, 同时通过提前泄流也使优化的水库末水位接近于目标水位。系统易于操作, 集合预报的平均值确定了水库实时操作规则并且集合预报范围也为实时调度提供了不确定性信息参考。

7. 结论与展望

7.1 结论

正确的模拟流域水分和能量循环对于水资源管理十分关键,但是现有的水文模型由于在处理蒸发方面的局限性,往往难以对水和能量平衡给出准确描述,这在干旱及半干旱环境下尤为明显。新一代的水文模型通过耦合陆面模式于水文模型中,能较好的模拟水和能量变化过程,但是这些模型通常对驱动数据的要求很高,而这些高精度准确的大气驱动数据难以从实测中直接获得。另外,由于预报信息存在很大不确定性,真正意义上的水库实时调度进展缓慢。本文针对以上问题,回顾了国内外在分布式水文模型和水库调度中的研究进展,并基于分布式水文模型,研究了半干旱流域环境下的水和能量平衡。耦合分布式水文模型,集合预报以及水库优化调度模型,开发了基于集合预报的水库实时调度系统。论文以丰满流域为研究区域,该流域气候特点是典型的半干旱季风气候,洪水和干旱经常发生。主要结论有:

(1) 为了模拟半干旱环境下的水和能量循环过程,在丰满流域建立了新一代分布式水文模型(WEB-DHM 模型)。模型模拟结果采用实测径流和 MODIS/Terra LSTs 进行了验证。WEB-DHM 模型在两个主要水文站模拟的流量与实测值拟合的较好。相对误差分别是-6.37%和 5.60%。WEB-DHM 模型也较好的模拟了 LST 的时间系列和季节空间分布,WEB-DHM 模拟值比 MODIS/Terra V5 LSTs 观测值略高。通过以上对比,可以得出,WEB-DHM 模型在模拟半干旱环境下(丰满流域)水和能量通量方面有较好的模拟能力。

(2) 为了检验 GLDAS 业务产品在流域尺度的适用性,设计了以下三个实验:第一,检验 GLDAS 大气驱动数据(P , T_{air} , $R_{sw,d}$ 和 $R_{lw,d}$)的准确性,将他们分别与地面观测(P , T_{air} , $R_{sw,d}$)和 JRA-25 产品(P , T_{air} , $R_{sw,d}$ and $R_{lw,d}$)进行对比。第二,分析 GLDAS/Noah 产品的输出数据(LST, ET, $R_{sw,u}$, $R_{lw,u}$, R_n , LE, H , and G)的精度,将他们与 WEB-DHM 模拟结果和 JRA-25 产品进行了对比。第三,验证 GLDAS 的全球驱动数据在流域水资源管理中的适用性,WEB-DHM 模型采用原始的 GLDAS 驱动数据和矫正的数据分别作为驱动。结果表明,第一,与地面观测相比, GLDAS 的日尺度的降雨 P 要优于月尺度 P ,但是在两种情况下,GLDAS 的降雨均优于分辨率较低的 JRA-25 的降雨。在月尺度和日尺度上,GLDAS 和 JRA-25 的 T_{air} 都比较准确。GLDAS 的 $R_{lw,d}$ 具有较高精度,但是 GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 明显高于地面实测值。第二,由于 Noah LSM 对 roughness length for heat (z_{oh})处理的不够准确, Noah 在矮植被地区(e.g., crops, sparsely vegetated area)高估了[e.g.,

Chen and Zhang, 2009] C_h (implying too efficient coupling), 而研究区域主要被矮植被覆盖。高估的 C_h 加强了地面到大气的显热通量 H , 因此导致模拟的 LST 偏低。因此, GLDAS/Noah 的月尺度的 H 比 WEB-DHM and JRA-25 要高, 然而, GLDAS/Noah 的日尺度 LSTs 的峰值要低于 WEB-DHM 模拟结果。由于 GLDAS/Noah 的偏低的 LST, GLDAS/Noah 的月尺度的 $R_{lw,u}$ 比 WEB-DHM 偏低, 三个模型都较好的模拟了月尺度的 $R_{sw,u}$ 。由于 GLDAS/Noah 的 $R_{sw,d}$ 偏高, 因此 GLDAS/Noah 的 R_n 比 WEB-DHM 和 JRA-25 偏高。GLDAS/Noah 偏高的 R_n 导致其模拟的日尺度蒸散发 ET 和月尺度潜热通量 LE 偏高。GLDAS/Noah 模拟的月尺度地面热通量 G 的变化范围比 WEB-DHM 要低, 由于 Noah 模型中的较高的土壤热容, 和 GLDAS/Noah 模拟的较低的 LSTs。通过在 Huadian 的对比, WEB-DHM 模拟的月平均土壤表层含水量 surface 10 cm 与实测值拟合地较好。第三, 由于 GLDAS 高估了 $R_{sw,d}$, ET 也被高估了, 但是流量被低估了。采用简单的线性方程对温暖季节和寒冷季节的 GLDAS 的 $R_{sw,d}$ 进行修正之后再次驱动 WEB-DHM 模型, 结果表明, 模型较好的再现了 ET 和流量。

(3) 开发了基于确定性预报的水库实时优化调度系统, 并对该系统进行实际验证。改进了 WEB-DHM 模型的水文状态更新方法, 使得 WEB-DHM 模型在运行的每一步骤对状态进行连续地更新, 改进后的 WEB-DHM 能灵活运用于水库实时优化调度。开发了水库防洪调度的优化模型, 模型采用 SCE-UA 算法进行优化, 模型的目标函数是最小化水库水库和下游控制点泄量, 以及调度末水位和目标水位之间的差值, 模型采用动态惩罚函数法解决约束条件。将该水库优化模型与改进的 WEB-DHM 模型耦合, 并以 JMA 的实时数值预报(风速, 气温, 相对湿度, 地面气压和降水)作为系统驱动数据, 开发了基于确定性预报的水库实时优化调度模型。将该耦合模型在丰满水库汛期的应用结果显示, WEB-DHM 模型能较好的模拟出汛期洪水过程(2001 年 7 月 25 日到 8 月 25 日, 2004 年 7 月 17 日到 8 月 15 日, 和 2005 年 8 月 7 日到 27 日), 模拟三场洪水的 NS 系数均高于 0.931, RB(绝对值)均小于 4.39%。将耦合模型应用于丰满水库的调度结果(2004 年和 2005 年洪水)显示, 水库下泄流量洪峰和下泄流量的最大变幅均小于实测值, 这对保护水库下游安全是有利的。模拟的水库末水位高于实测值, 由于该地区经常遭受干旱(尤其是在春季), 这对于水库水资源利用(比如, 水力发电, 农业用水等)十分重要。对于这两场洪水, 优化调度的水库最高水位也低于水库汛限水位上限(263.50m), 这对于保护水库及其上游安全是有利的。目标函数值也均低于 3.0, 这个结果表明优化得到的解在可行空间中。

(4) 改进并验证了降雨集合预报的生成方法。在 Saavedra et al., [2010]对确定性预报降雨进行扰动的基础上, 对该方法做了如下改进: 首先, 原有方法在描述降雨强度误

差时存在评价不全面的问题,本文考虑预报值与实测值之间的差值,全面的描述降雨强度误差;第二,原有方法计算扰动权重时存在受人为因素影响的问题,改进后的计算方法考虑了降雨强度误差和分布误差,并概括为数学公式避免了人为因素对扰动结果的影响。采用CRPS和RH对降雨集合预报进行评价,统计2004年(7月17日到8月15日)和2005年(8月8日到27日)降水,JMA 和 EPROS的 QPFs 的CRPS 分别是4.3 和 4.0。JMA 和 EPROS集合预报均显示U-shaped RH, JMA 和 EPROS落到范围之外的频率分别是0.63 和 0.65。因此,通过对确定性QPF增加扰动生成的集合QPFs有效的描述了预报误差,该方法为考虑预报信息不确定性的水库调度提供了有效途径。

(5) 开发了基于集合预报的水库实时优化调度系统,并对该系统进行了检验及应用分析。将本文的降雨集合预报技术,改进的 WEB-DHM 模型,和水库优化调度模型耦合,开发了基于集合预报的水库实时优化调度系统(EPROS)。

将该系统在丰满流域对 2004 年(7 月 17 日到 8 月 15 日)和 2005 年(8 月 8 日到 27 日)洪水过程进行了验证。水库初始水位设置为观测值,水库目标末水位设置为 263.50m(汛限水位上限)。对于两场洪水,集合预报入库流量通过产生一组流量场景(30 个成员),有效地描述了单值预报的不确定性。所有的集合预报泄流均小于观测值,2004 年和 2005 年的集合预报泄流洪峰的平均值分别是 $785 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $462 \text{ m}^3/\text{s}$, 相对应的观测值分别是 $1952 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $1278 \text{ m}^3/\text{s}$ 。2004 年和 2005 年的集合预报平均末水位分别是 261.51 m 和 263.13 m,他们均高于相应的实测水位(2004 年是 257.44 m,2005 年是 262.51 m)。这对于缓解该地区(半干旱环境)缺水问题十分重要。优化的最高水位也满足约束条件要求(263.50 m),这对于保护水库和上游安全是有利的。

总体看,系统对集合预报成员数并不敏感。虽然 50 个成员的集合预报生成的入库流量和泄流比 10 个成员的集合预报的结果散布范围要大,集合预报的平均值(如,水位,和泄流)比较一致。系统在相对较大洪水条件下进行了验证,水库最高水位约束从 263.50 m 降低到 262.50 m。系统较好的减小了下游控制点泄流和降低水库最高水位,同时通过提前泄流也使优化的水库末水位接近于目标水位。系统易于操作,集合预报的平均值确定了水库实时操作规则并且集合预报范围也为实时调度提供了不确定性信息参考。

7.2 展望

本文基于分布式水文模型、集合预报以及水库优化调度,研究了流域的水和能量循环,以及水资源综合管理。研究成果为相关领域研究提供了思路,但在以下方面仍有待进一步研究:

(1) 本研究在丰满流域将 GLDAS/Noah 产品作为驱动数据与 WEB-DHM 水文模型进行了结合, 这种结合有待于在其他流域进行进一步的验证。

(2) 本文开发的 EPROS 系统以丰满水库为例进行了实际检验, 在不同气候条件下和不同水库及流域特征下的验证也有待研究。

(3) 本文中由于丰满流域部分地区的数据缺失, EPROS 只考虑了单库(丰满水库)的水库优化调度, 对于多库的研究有待进一步深入。

(4) 此外, EPROS 系统采用了全球预报模式的气象产品作为输入数据, 该类产品的分辨率普遍较低, 对于流域尺度来说, 更高精度的产品对于准确预测径流十分关键。因此, 合适的 GCM 降尺度方法也有待进一步应用到该系统中。

参 考 文 献

- [1] 徐宗学, 等. 水文模型[M]. 北京: 科学出版社, 2009.
- [2] Heise, E. (1996), An investigation of water and energy budgets for the BALTEX region based on short-range numerical weather predictions, *Tellus*, 48A, 693-707.
- [3] Wang, L. 2007. Development of a distributed runoff model coupled with a land surface scheme. PhD Dissertation. The University of Tokyo.
- [4] 熊立华, 郭生练. 分布式流域水文模型[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
- [5] Overgaard, J., Rosbjerg, D., and Butts, M. B. (2006), Land-surface modelling in hydrological perspective – a review, *Biogeosciences*, 3, 229-241, doi:10.5194/bg-3-229-2006.
- [6] 大连理工大学, 国家防汛抗旱总指挥部办公室. 水库防洪预报调度方法及应用[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1996.
- [7] 周惠成, 王福兴, 梁国华. 碧流河水库后汛期汛限水位及控制运用方式研究[J]. 水科学进展, 2009(6): 857-862.
- [8] Labadie, J. W (2004), Optimal operation of multireservoir system: State-of-the-Art review, *J. Water. Res. Pl-ASCE*, 130, 93-111, doi:10.1061/(ASCE)0733-9496(2004)130:2(93).
- [9] 王本德, 周惠成. 水库汛限水位动态控制理论与方法及其应用[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006.
- [10] 郭生练, 陈炯洪, 刘攀, 等. 水库群联合优化调度研究进展与展望[J]. 水科学进展, 2010(4): 496-503.
- [11] 陈端, 陈求稳, 陈进, 等. 考虑生态流量的水库优化调度模型研究进展[J]. 水力发电学报, 2011(5): 248-256.
- [12] 王栋, 许圣斌. 水库群系统防洪联合调度研究进展[J]. 水科学进展, 2001(1): 118-124.
- [13] Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability, Summary for Policymakers*, World Meteorol. Org., Geneva.
- [14] Cai, X., M. W. Rosegrant, and C. Ringler (2003), Physical and economic efficiency of water use in the river basin: Implications for efficient water management, *Water Resour. Res.*, 39(1), 1013, doi:10.1029/2001WR000748.
- [15] Freeze, R.A., and R. L. Harlan (1969), Blueprint for a physically-based digitally simulated hydrological response model, *J. Hydrol.*, 9, 237-258.
- [16] 吴险峰, 刘昌明. 流域水文模型研究的若干进展[J]. 地理科学进展, 2002(4): 341-348.

- [17] 金鑫, 郝振纯, 张金良. 水文模型进展及发展方向[J]. 水土保持研究, 2006(4): 197-199.
- [18] Abbott, M. B., J. C. Bathurst, and J. A. Cunge et al. (1986), An introduction to the European hydrological system-Système Hydrologique Européen, SHE, 2. Structure of a physically-based distributed modeling system, *J. Hydrol.*, 87, 61-77.
- [19] Bathurst, J. C., J. M. Wicks, P. E. O'Connell (1995), The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modeling system, In: Singh, V. P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, CO, pp. 563-594.
- [20] Beven, K J and Kirkby, M J. (1979), A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1),43-69.
- [21] Beven, K J and Wood, E F. 1983 Catchment Geomorphology and the Dynamics of Runoff Contributing Areas, *J. Hydrol.* 65, 139-158.
- [22] Beven, K J, Kirkby, M J, Schoffield, N, and Tagg, A. 1984 Testing a Physically-based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments, *J. Hydrol.* 69; 119-143
- [23] Yang, D. W., T. Koike, and H. Tanizawa (2004a), Application of a distributed hydrological model and weather radar observations for flood management in the upper Tone River of Japan, *Hydrol. Process.*, 18(16), 3119–3132, doi:10.1002/hyp.5752.
- [24] Yang, D., S. Herath, and K. Musiak (2000), Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability, *Hydrol. Processes*, 14, 403–416, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(20000228)14:3<403::AID-HYP945>3.0.CO;2-3.
- [25] Wigmosta, M. S., L. W. Vail, and D. P. Lettenmaier (1994), A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1665–1679.
- [26] Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and S. J. Burges (1994), A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GSMs, *J. Geophys. Res.*, 99(D7), 14415-14428.
- [27] Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. and Williams, J. R. (1998), LARGE AREA HYDROLOGIC MODELING AND ASSESSMENT PART I: MODEL DEVELOPMENT. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34: 73–89. doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x
- [28] Clark, M. P., and L. E. Hay (2004), Use of medium-range numerical weather prediction model output to produce forecasts of streamflow, *J. Hydrometeor.*, 5, 15-32.
- [29] 田杏丽, 黄强, 王义民, 等. 我国水库洪水资源化研究进展[J]. 水资源与水工程学报, 2011(5): 24-28.

- [30] Kumar, D., and M. Reddy (2006), Ant Colony Optimization for multi-purpose reservoir operation, *Water Resour. Manag.*, 20(6), 879-898, doi:10.1007/s11269-005-9012-0.
- [31] Yeh, W. W.-G. (1985), Reservoir management and operations models: a state-of- the-art review, *Water Resour. Res.* 21(12), 1797-1818, doi:10.1029/WR021i012p01797.
- [32] 郭生练, 陈炯洪, 刘攀, 等. 水库群联合优化调度研究进展与展望[J]. 水科学进展, 2010(4): 496-503.
- [33] 郭文献, 夏自强, 王远坤, 等. 三峡水库生态调度目标研究[J]. 水科学进展, 2009(4): 554-559.
- [34] 陈端, 陈求稳, 陈进. 考虑生态流量的水库优化调度模型研究进展[J]. 水力发电学报, 2011(5): 248-256.
- [35] Stedinger, J. R., B. F. Sule, and D. P. Loucks (1984), Stochastic dynamic programming models for reservoir operation optimization, *Water Resour. Res.*, 20(11), 1499–1505, doi:10.1029/WR020i011p01499.
- [36] Johnson, S. A., J. R. Stedinger, and K. Staschus (1991), Heuristic operating policies for reservoir system simulation, *Water Resour. Res.*, 27(5), 673–685, doi:10.1029/91WR00320.
- [37] Goldberg, D. (1989), Genetic Algorithms in Search, Optimization and Machine Learning, Addison-Wesley Longman Publishing Co., Inc., Boston, MA.
- [38] Oliveira, R., and D. P. Loucks (1997), Operating rules for multireservoir systems, *Water Resour. Res.*, 33(4), 839-852, doi:10.1029/96WR03745.
- [39] Kennedy J. and R. C. Eberhart (1995), Particle swarm optimization, *Proceedings of IEEE International Conference on Neural Networks*, Piscataway, NJ, 1942-1948, doi:10.1109/ICNN.1995.488968.
- [40] Dorigo, M., V. Maniezzo, and A. Colorni (1996), Ant system: optimization by a colony of cooperating ants, *IEEE Trans. Sys. Man Cybern.* 26(1), 29-42, doi:10.1109/3477.484436.
- [41] Duan, Q., S. Sorooshian, and V. K. Gupta (1992), Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resour. Res.*, 28(4), 1015-1031, doi:10.1029/91WR02985.
- [42] Duan, Q., V. K. Gupta, and S. Sorooshian (1993), Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization, *J. Optimiz. Theory. App.*, 76(3), 501-521, doi:10.1007/BF00939380.
- [43] Duan, Q., S. Sorooshian, and V. K. Gupta (1994), Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, *J. Hydrol.*, 158(3-4), 265-284, doi:10.1016/0022-1694(94)90057-4.

- [44] Croley, T. E., II, and K. N. Raja Rao (1979), Multiobjective risks in reservoir operation, *Water Resour. Res.*, 15(4), 807-814, doi:10.1029/WR015i004p00807.
- [45] Yeh, W. W.-G., and L. Becker (1982), Multiobjective Analysis of Multireservoir Operations, *Water Resour. Res.*, 18(5), 1326-1336, doi:10.1029/WR018i005p01326.
- [46] Khu, S. T., and H. Madsen (2005), Multiobjective calibration with Pareto preference ordering: an application to rainfall–runoff model calibration, *Water Resour. Res.* 41, W03004, doi:10.1029/2004/WR00304.
- [47] Ngo, L. L., H. Madsen, and D. Rosbjerg (2007), Simulation and optimization modelling approach for operation of the Hoa Binh reservoir, Vietnam, *J. Hydrol.*, 336, 269–281, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.003.
- [48] Reddy, M. J. and D. N. Kumar (2007), *Multi-objective particle swarm optimization for generating optimal trade-offs in reservoir operation*, *Hydrol. Process.*, 21(21), 2897-2909, doi:10.1002/hyp.6507.
- [49] Niewiadomska-Szynkiewicz, E., K. Malinowski, and A. Karbowski (1996), Predictive Methods for Real-Time Control of Flood Operation of a Multireservoir System: Methodology and Comparative Study, *Water Resour. Res.*, 32(9), 2885–2895, doi:10.1029/96WR01443.
- [50] Chang, Y. T., L. C. Chang, and F. J. Chang (2005), *Intelligent control for modeling of real-time reservoir operation, part II: artificial neural network with operating rule curves*, *Hydrol. Process.*, 19(7), 1431–1444.
- [51] Hsu, N.-S., and C.-C. Wei (2007), A multipurpose reservoir real-time operation model for flood control during typhoon invasion, *J. Hydrol.*, 336, 282-293, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.001.
- [52] Saavedra Valeriano, O. C., T. Koike, K. Yang, T. Graf, X. Li, L. Wang, and X. Han (2010a), Decision support for dam release during floods using a distributed biosphere hydrological model driven by quantitative precipitation forecasts, *Water Resour. Res.*, 46, W10544, doi:10.1029/2010WR009502.
- [53] Saavedra Valeriano, O. C., T. Koike, K. Yang, and D. W. Yang (2010b), Optimal dam operation during flood season using a distributed hydrological model and a heuristic algorithm, *J. Hydrol. Eng.-ASCE.*, 15(7), 580-586, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000212.
- [54] Wang, L., T. Koike, M. Ikeda, C.T. Nyunt, T.V. Sap, L.C. Nguyen, and D.N. Tinh (2011), An integrated simulation and optimization system (ISOS) for dam operation in large river basins with numerical weather forecasts and the corrected satellite precipitation, *Water Resour. Res.* (in revision)
- [55] Chen, F., and J. Dudhia (2001), Coupling an advanced land-surface/hydrology model

- p>with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation,
- Mon. Wea. Rev.*
- , 129(4), 569–585.
- [56] Sellers, P. J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher (1986), A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 43 (6): 505–531.
 - [57] Sellers, P. J., R. E. Dickinson, D. A. Randall, A. K. Betts, F. G. Hall, J. A. Berry, G. J. Collatz, A. S. Denning, H. A. Mooney, C. A. Nobre, N. Sato, C. B. Field, and A. Henderson-Sellers (1997), A modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere, *Science.*, 275(5299), 502-509, doi: 10.1126/science.275.5299.502.
 - [58] Dirmeyer, P. A., A. J. Dolman, and N. Sato (1999), The pilot phase of the Global Soil Wetness Project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80(5), 851–878.
 - [59] Bowling, L.C., et al. (2003), Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2(e): 1: Experiment description and summary intercomparisons, *Global Planet. Change.*, 38(1-2), 1–30, doi:10.1016/S0921-8181(03)00003-1.
 - [60] Rodell, M., P. R. Houser, A. A. Berg, and J. S. Famiglietti, (2005), Evaluation of ten methods for initializing a land surface model, *J. Hydrometeor.*, 6(2), 146–155, doi: 10.1175/JHM414.1.
 - [61] Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter, and J. Shukla (1991), A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, 4(3), 345-364.
 - [62] Koster, R. D., and M. J. Suarez (1992a), A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations, *J. Climate*, 5, 1379–1390.
 - [63] Henderson-Sellers, A., A. J. Pitman, P. K. Love, P. Irannejad, and T. H. Chen (1995), The Project for Intercomparison of Land–surface Parameterization Schemes (PILPS)-Phase-2 and Phase-3, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76(4), 489–503.
 - [64] Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stiglitiz, and P. Kumar (2000), A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM. Part 1: Model structure, *J. Geophys. Res.*, 105 (D20), 24 809–24 822, doi:10.1029/2000JD900327.
 - [65] Warrach, K., M. Stieglitz, H. Mengelkamp, and E. Raschke (2002), Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a SVAT model, *J. Hydrometeor.*, 3, 131–148.
 - [66] Rigon, R., G. Bertoldi, and T. M. Over (2006), GEOtop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets, *J. Hydrometeor.*, 7, 371–388.
 - [67] Tang, Q, T. Oki, S. Kanae, and H. Hu (2007), The Influence of Precipitation Variability and Partial Irrigation within Grid Cells on a Hydrological Simulation, *J. Hydrometeor.*, 8, 499–512, doi: 10.1175/JHM589.1.

- [68] Pietroniro, A., and E. D. Soulis (2003), A hydrology modeling framework for the Mackenzie GEWEX programme, *Hydrol. Processes*, 17(3), 673–676, doi:10.1002/hyp.5104.
- [69] Cosgrove, B. A., D. Lohmann, K. E. Mitchell, P. R. Houser, E. F. Wood, J. Schaake, A. Robock, C. Marshall, J. Sheffield, L. Luo, Q. Duan, R. T. Pinker, J. D. Tarpley, R. W. Higgins, and J. Meng (2003), Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project, *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 8842, doi:10.1029/2002JD003118.
- [70] Luo, L., A. Robock, K. E. Mitchell, P. R. Houser, E. F. Wood, J. C. Schaake, D. Lohmann, B. A. Cosgrove, F. Wen, J. Sheffield, Q. Duan, R. W. Higgins, R. T. Pinker, and J. D. Tarpley (2003), Validation of the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) retrospective forcing over the southern Great Plains, *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 8843, doi:10.1029/2002JD003246.
- [71] Qian, T., A. G. Dai, K. E. Trenberth, and K. W. Oleson (2006), Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: forcing data and evaluations, *J. Hydrometeorol.*, 7, 953–975.
- [72] Mitchell, K. E., et al. (2004), The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system, *J. Geophys. Res.*, 109, D07S90, doi:10.1029/2003JD003823.
- [73] Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, and D. Toll (2004a), The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85(3), 381–394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- [74] Kumar, S. V., C. D. Peters-Lidard, Y. Tian, P. R. Houser, J. Geiger, S. Olden, L. Lighty, J. L. Eastman, B. Doty, P. Dirmeyer, J. Adams, K. Mitchell, E. F. Wood, and J. Sheffield (2006), Land information system: An interoperable framework for high resolution land surface modeling, *Environ. Modell. Softw.*, 21(10), 1402–1415, doi:10.1016/j.envsoft.2005.07.004.
- [75] Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, M. Ek, and A. Betts (1996), Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys. Res.*, 101(D3), 7251–7268, doi: 10.1029/95JD02165.
- [76] Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen, and J. M. Baker (1999), A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models, *J. Geophys. Res.*, 104, D16, 19,569–19,585, doi:10.1029/1999JD900232.

- [77] Betts, A. K., F. Chen, K. E. Mitchell, and Z. I. Janjic (1997), Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta model using FIFE data, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2896–2916.
- [78] Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley (2003), Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res.*, *108*, D22, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- [79] Koster, R. D., M. J. Suarez, P. Liu, U. Jambor, A. Berg, M. Kistler, R. Reichle, M. Rodell, and J. Famiglietti (2004), Realistic initialization of land surface states: Impacts on subseasonal forecast skill, *J. Hydrometeor.*, *5*(6), 1049–1063, doi: 10.1175/JHM-387.1.
- [80] Rodell, M., J. S. Famiglietti, J. Chen, S. Seneviratne, P. Viterbo, S. Holl, and C. R. Wilson (2004b), Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L20504, doi: 10.1029/2004GL020873.
- [81] Kato, H., M. Rodell, F. Beyrich, H. Cleugh, E. van Gorsel, H. Liu, and T.P. Meyers (2007), Sensitivity of land surface simulations to model physics, parameters, and forcings, at four CEOP sites, *J. Meteor. Soc. Japan.*, *85A*, 187–204.
- [82] Syed, T. H., J. S. Famiglietti, M. Rodell, J. L. Chen, and C. R. Wilson (2008), Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, *Wat. Resour. Res.*, *44*, W02433, doi:10.1029/2006WR005779.
- [83] Yang, K., and T. Koike (2008), *Satellite monitoring of the surface water and energy budget in the Central Tibetan Plateau*, *Adv. Atmos. Sci.*, *25*, 974–985, doi: 10.1007/s00376-008-0974-8.
- [84] Zhang, J., W.-C. Wang, and J. Wei (2008), Assessing land-atmosphere coupling using soil moisture from the Global Land Data Assimilation System and observational precipitation, *J. Geophys. Res.*, *113*, D17119, doi: 10.1029/2008JD009807.
- [85] Yang, K., T. Koike, I. Kaihotsu, and J. Qin (2009b), Validation of a Dual-Pass Microwave Land Data Assimilation System for Estimating Surface Soil Moisture in Semiarid Regions, *J. Hydrometeor.*, *10*(3), 780–793, doi: 10.1175/2008JHM1065.1.
- [86] Zilitinkevich, S. S. (1995), Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows, *Air Pollution Theory and Simulation*, edited by: H. Power, N. Moussiopoulos, and C. A. Brebbia, Eds., Vol. I, *Air Pollution III*, Computational Mechanics Publications, 53-60.
- [87] Russell S. O., and P. F. Campbell (1996), Reservoir operating rules with fuzzy programming, *ASCE J. Water Res. Plann. Manage.*, *122*(3), 165-170.

- [88] Tejada-Guibert, J. A., S. A. Johnson, and J. R. Stedinger (1995), The Value of Hydrologic Information in Stochastic Dynamic Programming Models of a Multireservoir System, *Water Resour. Res.*, 31(10), 2571–2579, doi:10.1029/95WR02172.
- [89] You, J.-Y., and X. Cai (2008), Hedging rule for reservoir operations: 1. A theoretical analysis, *Water Resour. Res.*, 44, W01415, doi:10.1029/2006WR005481.
- [90] Mascaro, G., E. Vivoni, and R. Deidda (2010), Implications of Ensemble Quantitative Precipitation Forecast Errors on Distributed Streamflow Forecasting, *J. Hydrometeorol.*, 11(1), 69–86, doi:10.1175/2009JHM1144.1.
- [91] Roulin, E., and S. Vannitsem (2005), Skill of medium-range hydrological ensemble predictions, *J. Hydrometeorol.*, 6, 729–744, doi: 10.1175/JHM436.1.
- [92] Cui, B., Z. Toth, Y. J. Zhu, and D. C. Hou (2011), Bias Correction for Global Ensemble Forecast, *Weather Forecast.*, accepted.
- [93] Fan, Y., and H. van den Dool (2011), Bias Correction and Forecast Skill of NCEP GFS Ensemble Week-1 and Week-2 Precipitation, 2-m Surface Air Temperature, and Soil Moisture Forecasts, *Weather Forecast.*, 26, 355–370, doi:10.1175/WAF-D-10-05028.1.
- [94] Toth, Z., and E. Kalnay (1993), Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations, *Bull. Am. Met. Soc.*, 74(12), 2317–2330.
- [95] Toth, Z., and E. Kalnay (1997), Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3297–3319, doi:10.1175/1520-0493(1997)125<3297:EFANAT>2.0.CO;2.
- [96] Buizza, R., and T. N. Palmer (1995), The Singular-Vector Structure of the Atmospheric Global Circulation, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1434–1456, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1434:TSVSOT>2.0.CO;2.
- [97] Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliagis (1996), The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and validation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 73–119, doi:10.1002/qj.49712252905.
- [98] Houtekamer, P. L., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, H. L. Mitchell (1996), A System Simulation Approach to Ensemble Prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1225–1242, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1225:ASSATE>2.0.CO;2.
- [99] Hamill, T. M., C. Snyder, and R. E. Morss (2000), A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1835–1851.
- [100] Buizza, R., P. L. Houtekamer, G. Pellerin, Z. Toth, Y. Zhu, and M. Wei (2005), A comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP global ensemble prediction systems, *Mon. Wea. Rev.*, 133 (5), 1076–1097, doi:10.1175/MWR2905.1.

- [101] Schaake, J. C., J. Demargne, R. Hartman, M. Mullusky, E. Welles, L. Wu, H. Herr, X. Fan, D.-J. Seo (2007), Precipitation and temperature ensemble forecasts from single-value forecasts, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Diss.*, 4, 655-717.
- [102] Day, G. N. (1985), Extended streamflow forecasting using NWSRFS, *ASCE J. Water Res. Plann. Manage.*, 111, 157-170, doi:10.1061/(ASCE)0733-9496(1985)111:2(157).
- [103] Clark, M. P., S. Gangopadhyay, L. E. Hay, B. Rajagopalan, and R. Wilby (2004), The Schaake Shuffle: A method for reconstructing space-time variability in forecasted precipitation and temperature fields, *J. Hydrometeorol.*, 5, 243-262.
- [104] Werner, K., D. Brandon, M. Clark, and S. Gangopadhyay (2005), Incorporating mediumrange numerical weather model output into the ensemble streamflow prediction system of the National Weather Service, *J. Hydrometeorol.*, 6, 101-114.
- [105] Schaake, J. C., K. Franz, V. Bradley, and R. Buizza (2006), The Hydrologic Ensemble Prediction EXperiment (HEPEX), *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 3, 3321-3332, doi:10.1175/BAMS-88-10-1541.
- [106] Dietrich, J., S. Trepte, Y. Wang, A. H. Schumann, F. Voß, F. B. Hesser, and M. Denhard (2008), Combination of different types of ensembles for the adaptive simulation of probabilistic flood forecasts: hindcasts for the Mulde 2002 extreme event, *Nonlinear Proc. Geoph.*, 15, 275-286.
- [107] Cloke, H. L., and F. Pappenberger (2009), Ensemble Flood Forecasting: a review, *J. Hydrol.*, 375(3-4), 613-626, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.005.
- [108] Pappenberger, F., and R. Buizza (2009), The Skill of ECMWF Precipitation and Temperature Predictions in the Danube Basin as Forcings of Hydrological Models, *Weather Forecast.*, 24(3), 749-766, doi:10.1175/2008WAF2222120.1.
- [109] Wu, L. M., D. -J. Seo, J. Demargne, J. D. Brown, S. Z. Cong, and J. Schaake (2011), Generation of ensemble precipitation forecast from single-valued quantitative precipitation forecast for hydrologic ensemble prediction, *J. Hydrol.*, 399(3-4), 281-298, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.013.
- [110] Thielen, J., J. Bartholmes, M.-H. Ramos, and A. de Roo (2009), The European Flood Alert System – Part 1: Concept and development, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13(2), 125-140.
- [111] Faber, B., and J. Stedinger (2001), Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts, *J. Hydrol.*, 249(1-4), 113-133, doi:10.1016/S0022-1694(01)00419-X.
- [112] Otle, C., and D. Vidal-Madjar (1994), Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region, *J. Hydrol.*, 158, 241-264.

- [113] Yang, D., and K. Musiake (2003), A continental scale hydrological model using distributed approach and its application to Asia, *Hydrol. Process.*, 17, 2855-2869.
- [114] Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, and L. Bounoua (1996a), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model Formulation, *J. Climate.*, 9(4), 676–705.
- [115] Fast, J. D., and M. D. McCorcle (1991), The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the central United States, *Mon. Weather Rev.*, 119, 2140-2167.
- [116] Li, B., and R. Avissar (1994), The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes, *J. Climate*, 7, 527-537.
- [117] Chen, F., and R. Avissar (1994), The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes, *J. Appl. Meteor.*, 33, 1323-1340.
- [118] Wang, L., T. Koike, K. Yang, T. J. Jackson, R. Bindlish, and D.W. Yang (2009a), Development of a distributed biosphere hydrological model and its evaluation with the Southern Great Plains Experiments (SGP97 and SGP99), *J. Geophys. Res.*, 114, D08107, doi:10.1029/2008JD010800.
- [119] Wang, L., T. Koike, K. Yang, and P. Yeh (2009b), Assessment of a distributed biosphere hydrological model against streamflow and MODIS land surface temperature in the upper Tone River Basin, *J. Hydrol.*, 377(1-2), 21–34, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.005.
- [120] Wang, L., T. Koike, D. W. Yang, and K. Yang (2009c), Improving the hydrology of the Simple Biosphere Model and its evaluation within the framework of a distributed hydrological model, *Hydrolog. Sci. J.*, 54(6), 989–1006, doi: 10.1623/hysj.54.6.989.
- [121] Yang, D. W., S. Herath, and K. Musiake (2002), A hillslope-based hydrological model using catchment area and width functions, *Hydrolog. Sci. J.*, 47(1), 49–65, doi: 10.1080/02626660209492907.
- [122] Wang, L., Z. Wang, T. Koike, H. Yin, D. Yang, and S. He (2010a), The assessment of surface water resources for the semi-arid Yongding River Basin from 1956 to 2000 and the impact of land use change, *Hydrol. Processes*, 24, 1123–1132, doi: 10.1002/hyp.7566.
- [123] Shrestha, M., L. Wang, T. Koike, Y. Xue, and Y. Hirabayashi (2010), Improving the snow physics of WEB-DHM and its point evaluation at the SnowMIP sites, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(12), 2577-2594, doi: 10.5194/hess-14-2577-2010.
- [124] Wang, L., T. Koike, K. Yang, R. Jin, and H. Li (2010b), Frozen soil parameterization in a distributed biosphere hydrological model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 557–571.
- [125] Jaranilla-Sanchez, P. A., L. Wang, and T. Koike (2011), Modeling the hydrologic responses of the Pampanga River Basin, Philippines: A quantitative approach for

- identifying droughts, *Water Resour. Res.*, 47, W03514, doi:10.1029/2010WR009702.
- [126] Sellers, P. J., S. O. Los, C. J. Tucker, C. O. Justice, D. A. Dazlich, G. J. Collatz, and D. A. Randall (1996b), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, part II: the generation of global fields of terrestrial biospherical parameters from satellite data, *J. Climate.*, 9, 706–737.
- [127] Zaitchik, B.F., M. Rodell, and F. Olivera (2010), Evaluation of the Global Land Data Assimilation System using global river discharge data and a source to sink routing scheme, *Water Resour. Res.*, 46, W06507, doi: 10.1029/2009WR007811.
- [128] Bertoldi, G., C. Notarnicola, G. Leitinger, S. Endrizzi, M. Zebisch, S. D. Chiesa, and U. Tappeiner (2010), Topographical and ecohydrological controls on land surface temperature in an alpine catchment, *Ecohydrology.*, 3(2), 189–204, doi: 10.1002/eco.129.
- [129] Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10(3): 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- [130] Asian Development Bank (2002), Report and recommendation of the president to the board of directors on a proposed loan to the People’s Republic of China for the Songhua River flood management sector project, RRP: PRC 33437.
- [131] Yang, D. W., C. Li, G. H. Ni, and H. P. Hu (2004b), Application of a distributed hydrological model to the Yellow River Basin, *Acta Geographica Sinica.*, 59(1), 143–154. (in Chinese)
- [132] Parton, W. J., and J. A. Logan (1981), A model for diurnal variation in soil and air temperature, *Agricultural Meteorology.*, 23, 205–216, doi: 10.1016/0002-1571(81)90105-9.
- [133] Yang, K., G. W. Huang, and N. Tamai (2001), A hybrid model for estimating global solar radiation, *Sol. Energy.*, 70(1), 13–22, doi:10.1016/S0038-092X(00)00121-3.
- [134] Yang, K., T. Koike, and B. S. Ye (2006), Improving estimation of hourly, daily, and monthly solar radiation by importing global data sets, *Agric. For. Meteorol.*, 137(1-2), 43–55, doi:10.1016/j.agrformet.2006.02.001.
- [135] Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007), The JRA-25 Reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85(3), 369–432, doi:10.2151/jmsj.85.369.
- [136] Wang, A., and X. Zeng (2011), Sensitivities of terrestrial water cycle simulations to the variations of precipitation and air temperature in China, *J. Geophys. Res.*, 116, D02107, doi:10.1029/2010JD014659.

- [137] Food and Agriculture Organization (2003), Digital soil map of the world and derived soil properties, land and water digital media series, Rev.1. *United Nations Food and Agriculture Organization*, CD-ROM.
- [138] Myneni, R. B., R. R. Nemani, and S. W. Running (1997), Algorithm for the estimation of global land cover, LAI and FPAR based on radiative transfer models, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 35, 1380–1393.
- [139] Wan, Z. M. (2008), New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products, *Remote Sens. Environ.*, 112(1): 59–74, doi:10.1016/j.rse.2006.06.026.
- [140] Gottschalck, J., J. Meng, M. Rodell, and P. Houser (2005), Analysis of multiple precipitation products and preliminary assessment of their impact on Global Land Data Assimilation System (GLDAS) land surface states, *J. Hydrometeor.*, 6(5), 573–598.
- [141] Rüdiger, C., J.-C. Calvet, C. Gruhier, T. Holmes, R. De Jeu, and W. Wagner (2009), An Intercomparison of ERS-Scat and AMSR-E Soil Moisture Observations with Model Simulations over France, *J. Hydrometeor.*, 10, 431–447, doi: 10.1175/2008JHM997.1.
- [142] Koster, R. D., and M. J. Suarez (1992b), Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands, *J. Geophys. Res.*, 97(D3), 2697–2715, doi:10.1029/91JD01696.
- [143] Dai, Y., et al. (2003), The Common Land Model (CLM), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84(8), 1013–1023, doi: 10.1175/BAMS-84-8-1013.
- [144] Xie, P. P., and P. A. Arkin (1997), Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539–2558, doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2.
- [145] Xie, P. P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, and S. Curtis (2003), GPCP Pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates, *J. Climate*, 16, 2197–2214, doi: 10.1175/2769.1.
- [146] Derber, J. C., D. F. Parrish, and S. J. Lord (1991), The new global operational analysis system at the National Meteorological Center, *Wea. Forecasting*, 6, 538–547.
- [147] Shapiro, R. (1987), Simple model for the calculation of the flux of solar radiation through the atmosphere, *Appl. Opt.*, 11(4), 760–764, doi: 10.1364/AO.11.000760.
- [148] Idso, S. (1981), A set of equations for the full spectrum and 8- to 14- μ m and 10.5- to 12.5- μ m thermal radiation from cloudless skies, *Water Resour. Res.*, 17(2), 295–304, doi:10.1029/WR017i002p00295.
- [149] Japan Meteorological Agency (JMA) (2007), Outline of the operational forecast and

- analysis system of the Japan Meteorological Agency, Appendix to WMO technical progress report on the global data-processing and forecasting system and numerical weather prediction, Tokyo. [Available at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline-nwp/index.htm>].
- [150] Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman (1976), *The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer*, *J. Atmos. Sci.*, 33(12), 2452-2459.
- [151] Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich (1983), The Effect of Tropospheric Aerosols on the Earth's Radiation Budget: A Parameterization for Climate Models, *J. Atmos. Sci.*, 40(1), 116-138.
- [152] Briegleb, B. P. (1992), Delta-Eddington Approximation for Solar Radiation in the NCAR Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, 97(D7), 7603-7612, doi:10.1029/92JD00291.
- [153] Yang, K., Y. Chen, and J. Qin (2009a), Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13(5), 687-701.
- [154] Hong, J., and J. Kim (2008), Simulation of surface radiation balance on the Tibetan Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08814, doi:10.1029/2008GL033613.
- [155] van de Griend, A., and M. Owe (1994), Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions, *Water Resour. Res.*, 30(2), 181-188.
- [156] Hong, J., and J. Kim (2010), Numerical study of surface energy partitioning on the Tibetan plateau: comparative analysis of two biosphere models, *Biogeosci.*, 7(2), 557-568, doi:10.5194/bg-7-557-2010, 2010.
- [157] Chen, F., Z. Janjic, and K. Mitchell (1997), Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP Mesoscale Eta Model, *Bound.-Layer Meteor.*, 85, 391-421, doi: 10.1023/A:1000531001463.
- [158] Chen, F., and Y. Zhang (2009), On the Coupling Strength Between the Land Surface and the Atmosphere: From Viewpoint of Surface Exchange Coefficients, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10404, doi:10.1029/2009GL037980.
- [159] Chen, Y., K. Yang, D. Zhou, J. Qin, and X. Guo (2010), Improving the Noah land surface model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness length, *J. Hydrometeorol.*, 11, 995-1006, doi:10.1175/2010JHM1185.1.
- [160] Verhoef, A., H. A. R. De Bruin, and B. J. J. M. Van Den Hurk (1997), Some Practical Notes on the Parameter kB^{-1} for Sparse Vegetation, *J. Appl. Meteor.*, 36, 560-572, doi: 10.1175/1520-0450(1997)036<0560:SPNOTP>2.0.CO;2.
- [161] Yang, K., T. Koike, H. Ishikawa, J. Kim, X. Li, H.-Z. Liu, S.-M. Liu, Y.-M. Ma, and J.-M. Wang (2008), Turbulent flux transfer over bare soil surfaces: Characteristics and parameterization, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 40, 276-290, doi:

- 10.1175/2007JAMC1547.1.
- [162] LeMone, M., M. Tewari, F. Chen, J. Alfieri, and D. Niyogi (2008), Evaluation of the Noah land surface model using data from a fair-weather IHOP_2002 day with heterogeneous surface fluxes, *Mon. Weather Rev.*, *136*, 4915–4941, doi:10.1175/2008MWR2354.1.
- [163] Paulson, C. A. (1970), The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.*, *9*, 857–861.
- [164] Wang, B. D., H. C. Zhou, and C. T. Cheng (1994), Fuzzy optimizing approach to flood operation of multiobjective cascade reservoirs, *Journal of Hydraulic Engineering*, (2), 31-39, 45. (in Chinese)
- [165] Yeniyay, Ö. (2005), Penalty function methods for constrained optimization with genetic algorithms, *Math. Comput. Appl.*, *10* (1), 45-56.
- [166] Michalewicz, Z. (1995), Genetic algorithms, numerical optimization, and constraints, *Proceedings of the Sixth International Conference on Genetic Algorithms*, Morgan Kaufmann, 151-158.
- [167] Barakat, S., and H. Ibrahim (2011), Application of Shuffled Complex Evolution Global Optimization Technique in the Design of Truss Structures, paper presented at 2011 4th International Conference of Modeling, Simulation and Applied Optimization (ICMSAO), Kuala Lumpur, doi:10.1109/ICMSAO.2011.5775590.
- [168] Sorooshian, S., Q. Duan, and V. K. Gupta (1993), Calibration of rainfall-runoff models: Application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model, *Water Resour. Res.*, *29*(4), 1185-1194, doi:10.1029/92WR02617.
- [169] Boyle, D. P., H. V. Gupta, and S. Sorooshian (2000), Toward improved calibration of hydrological models: Combining the strengths of manual and automatic methods, *Water Resour. Res.*, *36*(12), 3663-3674, doi: 10.1029/2000WR900207.
- [170] Vrugt, J. A., H. V. Gupta, W. Bouten, and S. Sorooshian (2003), A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters, *Water Resour. Res.*, *39*(8), 1201, doi:10.1029/2002WR001642.
- [171] Chu, W., X. Gao, and S. Sorooshian (2010), Improving the shuffled complex evolution scheme for optimization of complex nonlinear hydrological systems: Application to the calibration of the Sacramento soil-moisture accounting model, *Water Resour. Res.*, *46*, W09530, doi:10.1029/2010WR009224.
- [172] Saito, K., J. I. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda (2007), Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA, *J. Meteor. Soc. Japan.*, *85B*, 271-304, doi:10.2151/jmsj.85B.271.

- [173] Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki (2009), Typhoon Ensemble Prediction System Developed at the Japan Meteorological Agency, *Mon. Wea. Rev.*, *137*, 2592-2604, doi:10.1175/2009MWR2697.1.
- [174] Lorenz, E. N. (1969), The predictability of a flow which contains many scales of motion, *Tellus*, *21*, 289-307, doi: 10.1111/j.2153-3490.1969.tb00444.x.
- [175] Turner, M. R. J., J. P. Walker and P. R. Oke (2008), Ensemble member generation for sequential data assimilation, *Remote Sens. Environ.*, *112*, 1421-1433, doi:10.1016/j.rse.2007.02.042.
- [176] Wang, F., L. Wang, T. Koike, H. Zhou, K. Yang, A. Wang, and W. Li (2011a), Evaluation and application of a fine-resolution global data set in a semiarid mesoscale river basin with a distributed biosphere hydrological model, *J. Geophys. Res.*, *116*, D21108, doi:10.1029/2011JD015990.
- [177] Hersbach, H (2000), Decomposition of the Continuous Ranked Probability Score for Ensemble Prediction Systems, *Wea. Forecasting*, *15*, 559-570, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0559:DOTCRP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0559:DOTCRP>2.0.CO;2).
- [178] Hamill, T. M. (2001), Interpretation of Rank Histograms for Verifying Ensemble Forecasts, *Mon. Wea. Rev.*, *129*, 550-560, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0550:IORHFV>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0550:IORHFV>2.0.CO;2).
- [179] Candille, G., C. Côté, P. L. Houtekamer, and G. Pellerin (2007), Verification of an Ensemble Prediction System against Observations, *Mon. Wea. Rev.*, *135*(7), 2688-2699.
- [180] Pappenberger, F., A. Ghelli, R. Buizza, and K. Bodis (2009), The skill of probabilistic precipitation forecasts under observational uncertainties within the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation framework for hydrological applications, *J. Hydrometeorol.*, *10* (3), 794-806.
- [181] Lin, C., S. Vasic', A. Kilambi, B. Turner, and I. Zawadzki (2005), Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L14801, doi:10.1029/2005GL023451.
- [182] Chakraborty, A (2010), The Skill of ECMWF Medium-Range Forecasts during the Year of Tropical Convection 2008, *Mon. Wea. Rev.*, *138*, 3787-3805, doi: 10.1175/2010MWR3217.1.
- [183] Wang, F., L. Wang, H. Zhou, O. C. Saavedra Valeriano, T. Koike, and W. Li (2011b), Ensemble hydrological prediction based real-time optimization of multi-objective reservoir during flood season in a semiarid basin with global numerical weather predictions, *Water Resour. Res.*, *revision under review*.
- [184] Dee, D. P., et al., (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, *137*, 553-597, doi: 10.1002/qj.828.

- [185]Frogner, I.-L., and T. Iversen (2001), *Targeted ensemble prediction for northern Europe and parts of the north Atlantic ocean*, *Tellus*, 53A(1), 35-55, doi:10.1034/j.1600-0870.2001.01132.x.
- [186]Grimit, E. P., and Clifford F. M. (2007), Measuring the Ensemble Spread–Error Relationship with a Probabilistic Approach: Stochastic Ensemble Results, *Mon. Wea. Rev.*, 135, 203–221, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3262.1>.
- [187]Jackson, C. (1992), Hillslope infiltration and lateral downslope unsaturated flow, *Water Resour. Res.*, 28(9), 2533–2539, doi:10.1029/92WR00664.
- [188]Verdin, K. L., and J. P. Verdin (1999), A topological system for delineation and codification of the Earth's river basins, *J. Hydrol.*, 218, 1–12, doi:10.1016/S0022-1694(99)00011-6.
- [189]曹明亮, 2011. 基于多源信息分析人类活动对径流及洪水预报的影响. 博士学位论文. 大连理工大学
- [190]陈德辉, 薛纪善. 数值天气预报业务模式现状与展望[J]. 气象学报. 2004(62): 623-633.
- [191]段明铿, 王盘兴. 集合预报方法研究及应用进展综述[J]. 南京气象学院学报. 2004(27): 280-288.
- [192]王太微, 陈德辉. 数值预报发展的新方向-集合数值预报[J]. 气象研究与应用. 2007(28): 7-12,24.

附录 A 本文常用变量及缩写

CRPS: 连续排名概率分数 (Continuous Ranked Probability Score)

ET : 蒸散发 (Evapotranspiration)

FPAR: 光合作用有效吸收比例 (The fraction of photosynthetically active radiation)

G : 地面热通量 (Ground Heat Flux)

GLDAS: 全球陆面数据同化系统 (Global Land Data Assimilation System)

H : 显热通量 (Sensible Heat Flux)

JMA: 日本气象厅 (Japan Meteorological Agency)

JRA-25: 日本 25 年再分析资料数据集 (Japanese 25-year reanalysis)

LAI: 叶面指数 (Leaf Area Index)

LE: 潜热通量 (Latent Heat Flux)

LST: 陆面温度 (Land Surface Temperature)

LSM: 陆面模式 (Land Surface Model)

MBE: 平均偏差 (Mean Bias Error)

MODIS: 中分辨率成像光谱仪 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)

n : 时间序列长度

NS: Nash 系数 (Nash Sutcliffe Coefficient)

NWP: 数值天气预报 (Numerical Weather Prediction)

P : 降水 (Precipitation)

P_s : 表面气压 (Surface Air Pressure)

QPF: 定量降雨预报 (Quantitative Precipitation Forecat)

Q : 水库泄流 (Reservoir Release) 或河道流量 (Discharge)

Q_a : 比湿 (Specific Humidity)

R : 相关系数

RB: 相对误差 (Relative Bias)

RH: 相对湿度 (Relative Humidity) 或排名直方图 (Rank Histogram)

RMSE: 均方根误差 (Root Mean Square Error)

R_n : 净辐射 (Net radiation)

$R_{lw,u}, R_{lw,d}$: 向上长波辐射, 向下长波辐射 (Upward/Downward longwave radiation)

$R_{sw,u}, R_{sw,d}$: 向上短波辐射, 向下短波辐射 (Upward/Downward shortwave radiation)

SiB2: 简单生物圈模型-版本 2 (Simple Biopshere Model varion 2)

$T_{air}, T_{max}, T_{min}$: 气温, 最高气温, 最低气温

U, V : 风速 (分别代表 x 方向和 y 方向)

V : 水库库容 (Volume)

WEB-DHM: 基于水和能量平衡的分布式水文模型 (Water and Energy Budget-based Distributed Hydrological Model)

附录 B WEB-DHM 模型

B1. 模型结构

B1.1 模型总体结构

为了提高运行效率，WEB-DHM 模型没有考虑流段（flow-interval）之间的地下水交换。另外，在每一个流段内，模型网格之间侧向水分交换也没有考虑。在每一个网格内，从高程数据（digital elevation model, DEM）中提取的所有的河网 ΣL ，被简化为一个沿着主河网方向的具有相同长度 ΣL 的相同的河网。

B1.2 子网格参数化

当已具备高精度的 DEM 数据，模型在比 DEM 精度更大的网格进行模拟时，地形特征通过子网格参数化模型描述。单位长度山坡被看成是 WEB-DHM 模型的基本水力单元（Basic Hydrological Unit, BHU），它是一对对称的矩形斜面。在每一个模型单元内，所有山坡被看成是沿着主河网几何对称的，每个单元的山坡长度通过下式计算：

$$l = A / (2 \sum L), \quad (B1)$$

这里 A 指的是模型网格面积， $\sum L$ 指的是从 DEM 中提取出来的每个单元网格内河网总长度。模型网格坡度是所有子网格坡度的平均值。

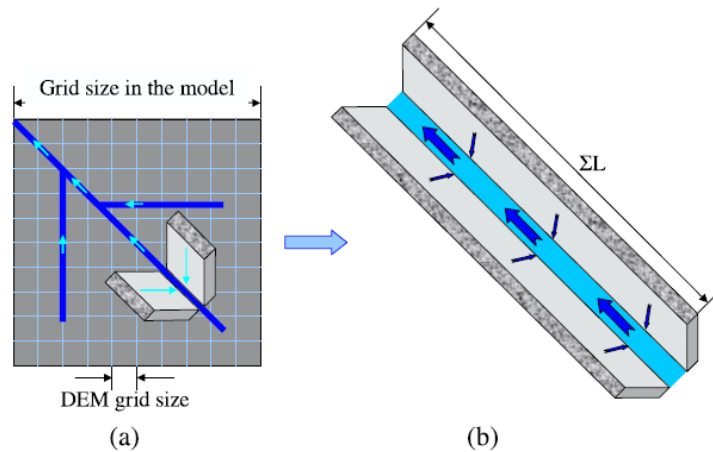


图 B1. 每个模型网格内，从DEM中提取的总长度为 ΣL 的多条河网（a）简化为一条长度为 ΣL 的河网（b）。简化的总河网的水流方向为网格内主水流方向。这里，一对几何对称的山坡（hillslope）被假定为沿着图a和b中的简化的河网。

Fig. B1. Simplification of streams in a model grid from (a) the DEM derived streams with a total length of ΣL to (b) one stream with a length of ΣL , which flows along the main flow direction of the model grid. Here a couple of geometrically symmetrical hillslopes are assumed to be located along one stream in both Figures a and b.

在每个网格内，从 DEM 提取的所有河网可以被简化为长度为 $\sum L$ 的一条河网，该河网沿着模型单元的主河道方向。因此，从一个模型网格内的产流可以被看成是沿着河道的新的‘山坡’（hillslope）的产流。

图 B2 显示了 WEB-DHM 的土壤模型。描述陆面过程和水文过程时分别用到了两个不同的土壤子模型，在计算陆面过程中，潜水层的三层土壤结构($D1$, $D2$, $D3$) 与 SiB2 模型相同。在模拟壤中流时， $D2$ 和 $D3$ 被进一步划分为多个子层。第一层($D1$)定义为 5 cm。根系带厚度($D1 + D2$)根据 SiB2 模型默认的植被类型定义[Sellers *et al.*, 1996b]。深层土壤厚度($D3$)随着水面波动而变化，它等于地下水位高度减去上两层厚度($D1 + D2$)。

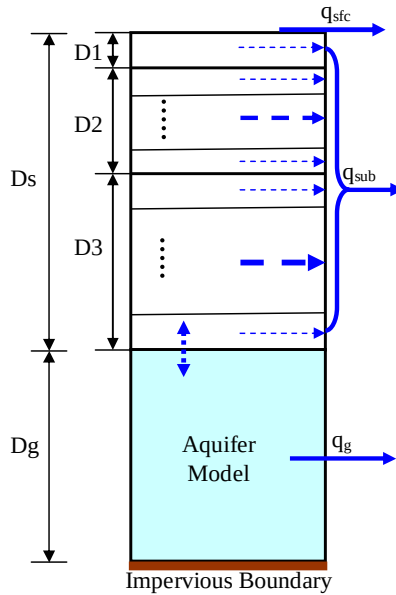


图 B2. WEB-DHM 模型的土壤模型: 两个不同的土壤子模型分别用于描述陆面过程和水文过程。SiB2 的三层土壤结构用于描述陆面过程中的潜水层。在模拟潜水层水流和潜水层与地下水含水层之间水分交换时，潜水层被分为多个子层。

Fig. B2. Soil model of the WEB-DHM: Two different soil subdivision schemes are used for describing land surface and hydrological processes, respectively. The three-layer soil structure used in SiB2 is retained to represent the unsaturated zone in the calculations of land surface processes. The unsaturated zone is divided into multiple sub-layers when simulating water flows within it and water exchanges with the groundwater aquifer.

B2. 模型物理过程

陆面和大气之间的交换过程主要由 SiB2 模型模拟得到[Sellers *et al.*, 1996a], 水文模型则模拟了受地形影响的侧向水分分配, 包括 BHUs 产生的径流和河道汇流。

B2.1 陆面子模型

SiB2 模型模拟了土壤、植被和大气之间的能量和物质交换。这里对模拟物理量的控制方程和 ET 计算方法作简要描述。

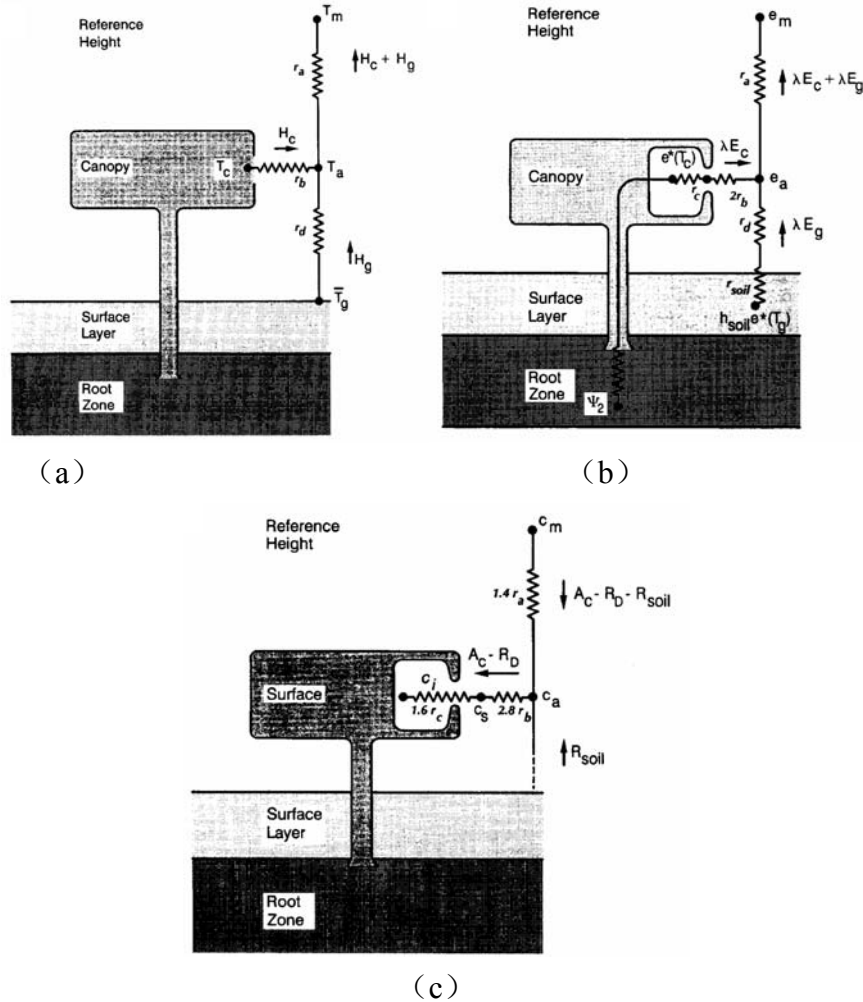


图 B3 WEB-DHM 模型的转移途径：(a) 显热通量的转移途径；(b) 水和潜热通量的转移途径；(c) CO2 通量的转移途径。为了简洁在这里省略了储水和通量。该图中定义的所有变量可以在表 B1 中找到。（本图是从 Sellers et al., [1996a]中转载的）

Fig. B3 Transfer pathways for WEB-DHM: (a) transfer pathway for sensible heat; (b) transfer pathway for water/latent heat; (c) transfer pathway for CO2 flux. The water stores and fluxes are omitted for clarify. The definition of all variables used in Fig. B3 could be found in Table 3.1. (The figure is reproduced from Sellers et al., [1996a]).

B2.1.1 模拟物理量的控制方程

SiB2 陆面模型共有 11 个预后物理量：植被温度(T_c)，表层土壤温度(T_g)，深层土壤温度(T_d)；植被降水截流 (M_{cw})，地表降水截流 (M_{gw})；植被冰雪截流 (M_{cs})，地表冰雪截流 (M_{gs})；表层土壤水分 (W_1)，根系带土壤水分 (W_2)，深层土壤水分 (W_3)；和树冠

电导 (g_c)。下面给出温度，截流（雨水和冰雪），和树冠电导的控制方程，土壤水分则从 WEB-DHM 的土壤模型计算得出。

(1) 温度

$$\text{植被: } C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c - \xi_{cs} \quad (\text{B2})$$

$$\text{表层土壤: } C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) - \xi_{gs} \quad (\text{B3})$$

$$\text{深层土壤: } C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365\pi)^{1/2}} (Rn_g - H_g - \lambda E_g) \quad (\text{B4})$$

这里, Rn_c , Rn_g 指的是吸收的净辐射 (W/m^2); H_c 和 H_g 指的是显热通量 (W/m^2); E_c 和 E_g 是蒸散发速率 ($\text{kg/m}^2/\text{s}$); C_c , C_g 和 C_d 指的是有效热容 ($\text{J/m}^2/\text{K}$); λ 指的是汽化潜热 (J/kg); τ_d 指的是日长 (s); ξ_{cs} 和 ξ_{gs} 指的是由 $M_c (=M_{cw}+M_{cs})$ 和 $M_g (=M_{gw}+M_{gs})$ 的相态变化引起的能量传输 (W/m^2); 下标‘c’代表植被, ‘g’代表地表, ‘d’代表深层土壤。计算 C_c , C_g 和 C_d 的方程可以从 *Sellers et al.*, [1996a] 的附录 E 中查到。

(2) 截流存储

截流树冠和地表截流在 WEB-DHM 模型中以液体或者固体形式存在。树冠和地表分别分配了各自的液体水和冰雪截流: 植被是 M_{cw} 和 M_{cs} , 地表是 M_{gw} 和 M_{gs} 。不管是能量输入, 或者是降雨截流与已有水分温度不同引起的相态变化, 都做了考虑。如果固态和液态水同时存在于地表, 那么液态水将被排泄掉或者下渗到土壤中, 只有冰雪存在。当固态水有升华发生时计算升华所需的外部能量。截流通过下式计算:

$$\text{植被: } \frac{\partial M_{cw,s}}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w} \quad (\text{B5})$$

$$\text{地表: } \frac{\partial M_{gw,s}}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{gi}}{\rho_w} \quad (\text{B6})$$

这里, $M_{cw,s}$ 和 $M_{gw,s}$ 分别指的是存储在植被和地面的水分或者冰雪 (m)。 $P (=P_c+P_l)$ 指的是降水速率 (ms^{-1}); D_d 指的是树冠通过率 (ms^{-1}); D_c 指的是树冠排泄率 (ms^{-1}); E_{ci} 和 E_{gi} 指的是截流蒸发速率 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$); ρ_w 指的是液态水密度 (kgm^{-3})。关于降水和截流损失的更详细论述请参见 *Sellers et al.*, [1996a] 的附录 D。

(3) 蒸发的树冠电导

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -0.00113(g_c - g_{c_{\text{inf}}}) \quad (\text{B7})$$

这里, g_c 指的是树冠电导 (ms^{-1}); $g_{c_{\text{inf}}}$ 指的是在 t 趋近于无穷时的 g_c (ms^{-1})。关于计算 g_c 的详细介绍请参考 *Sellers et al.*, [1996a] 的附录 C。

表 B1 WEB-DHM 模型中用到的通量, 电位差和阻抗
Tab. B1 Fluxes, potential differences, and resistance associated with WEB-DHM

Flux	Potential difference	Resistance
H_c	$(T_c - T_a) p C_p$	r_b
H_g	$(T_g - T_a) p C_p$	r_d
$H_c + H_g$	$(T_a - T_m) p C_p$	r_a
λE_{ct}	$(e^*(T_c) - e_a) p c_p / \gamma$	$(r_c + 2r_b) / (1 - W_c)$
λE_{ci}	$(e^*(T_c) - e_a) p c_p / \gamma$	$2 r_b / W_c$
λE_{gs}	$(h_{\text{soil}} e^*(T_g) - e_a) p c_p / \gamma$	$(r_{\text{soil}} + r_d) / (1 - W_g)$
λE_{gi}	$(e^*(T_g) - e_a) p c_p / \gamma$	r_d / W_g
$\lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} + \lambda E_{gi}$	$(e_a - e_m) p c_p / \gamma$	r_a
$A_c - R_d$	$(c_a - c_l) p$	$1.6 r_c + 2.8 r_b$
r_{soil}	$(c_{\text{soil}} - c_a) p$	$1.4 r_d$
$A_c - R_d - R_{\text{soil}}$	$(c_m - c_a) p$	$1.4 r_a$
T_a, e_a	植被的气温, 蒸汽压 (canopy air space, CAS)(K, Pa)	
p, c_p	密度, 空气比热 ($\text{kg m}^{-3}, \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	
γ	温湿常数 (Pa K^{-1})	
r_b	植被边界层阻力(显热通量) (s m^{-1})	
r_d	地面和植被间空气之间的气动阻力(显热通量) (s m^{-1})	
r_a	植被间空气和参考高度之间的气动阻力(显热通量) (s m^{-1})	
r_c	植被上层阻力(水蒸气) (s m^{-1})	
r_{soil}	裸土电阻 (sm^{-1})	
h_{soil}	表层土壤的孔隙的相对湿度	
$e^*(T)$	温度 T 的饱和蒸汽压 (Pa)	
W_c	植被水与雪覆盖率	
W_g	土壤水与雪覆盖率	
R_{soil}	土壤呼吸 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	
c_m	指定高度的 CO2 浓度(Pa)	
c_a	CAS 的 CO2 分压(Pa)	
c_l	树冠的 c_i 值(叶面之间 CO2 分压) (Pa)	
c_{soil}	地表 CO2 分压(Pa)	
p	气压(Pa)	

一般地，陆面模型应用阻力公式以电学模拟方式来描述热量，水分和 CO₂ 通量：

$$\text{通量} = \text{电位差} / \text{阻力} \quad (\text{B8})$$

对于显热通量 (H_c 和 H_g)，潜热通量 (λE_c 和 λE_g)，和 CO₂ 通量，电位差分别通过温度，蒸汽压和 CO₂ 分压表示。通量，电位差和阻力在表 B1 中列出。

阻力等于特定的电位差终点路径之间的电导率倒数积分（见图 B3）。图 B3 显示了植被到地面的显热通量必须通过气动阻力 (r_b , r_d 和 r_a)（见表 B1 的具体命名）。植被水分蒸汽压和 CO₂ 通量必须通过额外的阻力 r_c ($=1/g_c$)。由于植被水分蒸汽压和 CO₂ 通量的扩散系数不同，他们的 r_c 也不相同（见图 B3）。土壤表层的蒸发 E_{gs} 必须通过土壤表层阻力 (r_{soil})。

B2.1.2 蒸散发计算

WEB-DHM 模型的蒸散发 ET 来自植被和土壤表面。植被的蒸散发 E_c 包括两个部分 (a) E_{ci} ，来自冰雪或植被截流的水分蒸发；(b) E_{ct} ，来自根系带的土壤水分蒸腾和植被的蒸腾。同样，土壤表面的蒸发包括 (a) E_{gi} ，冰雪的蒸发地表“水坑”的蒸发；(b) E_{gt} ，表层土壤的土壤水蒸发。

(1) 植被光合作用和蒸腾 (E_{ct})

关于 WEB-DHM 模型的叶面气孔光合-传导方程的完整描述请参考 *Sellers et al.*, [1996a]的附录 C，这里仅给出简要概括。光合作用模型描述了叶面同化（或者总光合）速率，它等于下面三个速率的最小值：活化酶（叶酶）控制同化速率 w_c ；光照控制同化速率 w_e ；碳含量（C3 植物）或者 PEP-羧（C4 植物）控制光合作用 w_s 。净叶面同化是通过叶面光合作用速率 (A , $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 减去叶面维持呼吸速率得到的：

$$A_n = A - R_d = A - f_r(V_{\max}, T_c, W_2, \dots) \quad (\text{B9})$$

这里 $A \leq \text{Min}(w_c, w_e, w_s)$ ， A_n 指的是净同化速率 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)； R_d 指叶面呼吸速率 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)； $V_{\max}$ 指活化酶的最大催化能力 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)。完整形式的 f_r 和 $V_{\max}$ 的方程可以在 *Sellers et al.*[1996a]的附录 C 中找到。

植物呼吸速率 E_{ct} 通过下式计算：

$$\lambda E_{ct} = \left[\frac{e^*(T_c) - e_a}{1/g_c + 2r_b} \right] \frac{\rho c_p}{\gamma} (1 - W_c) \quad (\text{B10})$$

(2) 截流损失 (E_{ci} 和 E_{gi})

截流储水量可以通过蒸发（或升华）减少，也可以通过聚集而增加。这些变化在 WEB-DHM 模型中是通过下式计算的：

$$\lambda E_{ci} = \left[\frac{e^*(T_c) - e_a}{r_b} \right] \frac{\rho c_p}{\gamma} W_c \kappa_{T_c} \quad (\text{B11})$$

$$\lambda E_{gi} = \left[\frac{e^*(T_x) - e_a}{r_d} \right] \frac{\rho c_p}{\gamma} W_g \kappa_{T_g} \quad (\text{B12})$$

式中, $W_c = (M_{cw} + M_{cs}) / S_c$, $0 \leq W_c \leq 1$; S_c 是植被储水限制 (m), $S_c = 0.0001 * LAI * Canex$, $Canex$ 指的是暴露的植被 (没有雪覆盖), $0 \leq Canex \leq 1$; $W_g = M_{gw} / M_{gw_{\max}}$ 或者 A_s (积雪覆盖面积, $0 \leq A_s \leq 1$), 这里 $M_{gw_{\max}}$ 是最大的地表储水量 (m); 当 $M_{gs} > 0$ 时, $T_x = T_{snow}$; 当 $M_{gw} > 0$ 时, $T_x = T_g$ 。当 $M_{c,gw} > 0$ 时, $\kappa_{T_{c,g}} = 1$; 当 $M_{c,gs} > 0$ 时, $\kappa_{T_{c,g}} = \lambda / (\lambda + \lambda_s)$, λ_s 是升华热量 (Jkg^{-1}); T_{snow} 是积雪和相应表层土壤的温度, 它与邻近的裸土的温度不同。该模型使用了下面的规则: 当 $T_g < T_f$ 时 $T_{snow} = T_g$; $T_g > T_f$ 时, $T_{snow} = T_f$, 这里 $T_f = 273.16(K)$, 指结冰温度。其它变量的定义请见表 B1。

(3) 土壤蒸发 (E_{gs})

SiB2 陆面模式中表层土壤 (DI) 的土壤蒸发通过下式计算:

$$\lambda E_{gs} = \left[\frac{h_{soil} e^*(T_g) - e_a}{r_{soil} + r_d} \right] \frac{\rho c_p}{\gamma} (1 - W_g) \quad (\text{B13})$$

这里 h_{soil} 指土壤孔隙的相对湿度, 当 $e^*(T_g) \geq e_a$ 时, $h_{soil} = e^{v_{ig}/RT_g}$; 当 $e^*(T_g) < e_a$ 时, $h_{soil} = 1$, v_{ig} 指表层土壤势 (m); g 指的是重力加速度 (ms^{-2}); R 指气体常数 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

土壤阻力 r_{soil} 是经验值, 通过考虑在表层土壤和它上面空气之间交换蒸汽压的土壤孔隙的阻抗。陆面模型中 r_{soil} 通过分析一系列陆面通量观测值得到 [Sellers et al., 1992]:

$$r_{soil} = \exp(8.206 - 4.255W_1) \quad (\text{B15})$$

B2.2 水文子模型

B2.2.1 产流

每个模型网格由许多 BHUs 组成。在 BHU 尺度计算侧向产流, 然后计算每个模型网格的产流。

B2.2.2 非饱和带水流

(1) 垂直层间流

在非饱和带的垂直层间流运用一维理查德方程计算:

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial q_{vertical}}{\partial t} + r(z, t) \quad (\text{B16})$$

这里, t 指时间, z 指从地面到地下的距离 (m); $\theta(z,t)$ 指的是体积含水量; $r(z,t)$ 指的是源汇项 (如蒸发或蒸腾); $q_{vertical}$ 指的是垂直方向土壤水通量 ($\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$), $q_{vertical}$ 通过下式计算:

$$q_{vertical} = -K(\theta, z) \left[\frac{\partial \phi(\theta)}{\partial z} - 1 \right] \quad (\text{B17})$$

这里 $K(\theta, z)$ 指的是水力传导 (ms^{-1}), $\phi(\theta)$ 指的是毛细吸力 (m)。

理查德方程通过隐式数值方法求解。垂直层间水分交换之后, 在非饱和带的上下边界得到超渗产流和向地下水补给。

(2) 壤中流

对于地下水面之上的所有非饱水层, 每层 i 的地下径流速率 $q_{sub}(i)$ ($\text{m}^3\text{m}^{-1}\text{m}^{-1}$) 通过下式计算:

$$q_{sub}(i) = \begin{cases} K(\theta_i) * \sin \beta * \Delta z_i, & \theta_i \geq \theta_f \\ 0, & \theta_i \leq \theta_f \end{cases} \quad (\text{B18})$$

式中, $K(\theta_i)$ 指的是第 i 层的水力传导 (ms^{-1}); Δz_i 指的是第 i 层的厚度 (m); β 指的是模型网格坡度。总径流 (q_{sub} ; $\text{m}^3\text{m}^{-1}\text{m}^{-1}$) 是来自非饱和水带所有层的 $q_{sub}(i)$ 。

(3) 数值解法

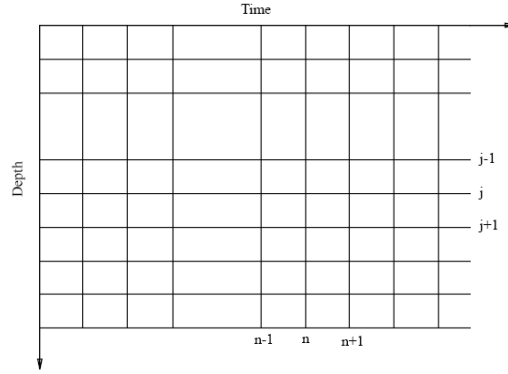


图 B4 一维非饱和带水流数值解法。

Fig. B4 Numerical scheme for solving one-dimensional unsaturated zone water flow.

$$\frac{\theta_j^n - \theta_j^{n-1}}{\Delta t} = \frac{q_j^{n-1} - q_{j-1}^{n-1}}{\Delta z} + s_j^{n-1} \quad (\text{B19})$$

这里

$$q_j^{n-1} = -K_{j+\frac{1}{2}}^{n-1} \frac{\phi_{j+1}^{n-1} - \phi_j^{n-1}}{\Delta z} + K_{j+\frac{1}{2}}^{n-1} \quad (\text{B20})$$

$$q_{j-1}^{n-1} = -K_{j-\frac{1}{2}}^{n-1} \frac{\varphi_j^{n-1} - \varphi_{j-1}^{n-1}}{\Delta z} + K_{j-\frac{1}{2}}^{n-1} \quad (\text{B21})$$

为避免由差分法带来的从本时段到下一时段累积的数值解误差，需要有达到稳定解的条件。对于抛物线形状的方程，

$$\frac{\partial u}{\partial t} = D \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (\text{B22})$$

稳定条件是

$$\frac{\Delta t}{\Delta x^2} \leq \frac{1}{2D} \quad (\text{B23})$$

(4) 初始条件和边界条件

在没有实测资料的条件下，很难确定真实的初始条件。模拟阶段的初始条件是通过运行前一时段模型获得的。边界条件有两种类型：一是降雨；二是积水条件。对于第一边界条件，方程 B16 为，

$$\frac{\theta_1^n - \theta_1^{n-1}}{\Delta t} = -\frac{q_1^{n-1} - r^{n-1}}{\Delta z} + s_1^{n-1} \quad (\text{B24})$$

对于积水条件，

$$\theta_1^n = \theta_s, \varphi_1^n = \Delta z + d \quad (\text{B25})$$

这里 d 是积水深度。下边界条件通过固定的压头确定

$$\varphi_N^n = 0 \quad (\text{B26})$$

(5) 源汇项

对于一维垂直非饱和带，只有汇项（蒸散发）。

B2.2.3 地下径流

每个模型网格的地下含水层看成是单独的存储单元。在一个模型网格内所有的 BHUs 的地下水位相同。在相同的流段的 BHUs 水位相同。在每个流段内只有一条虚拟河道。在 BHU 尺度，地下水与河流补给($q_g, \text{m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$)运用达西定律计算。

B2.2.4 地面径流

每个模型单元的表层储水量 ($M_{gw}; \text{m}$) 是根据超渗产流和蓄满产流计算的。表面山坡径流运用曼宁公式通过稳定常数径流计算：

$$q_{sfc} = \frac{1}{n_s} (\sin \beta)^{1/2} (M_{gw} - M_{gw_{\max}})^{5/3} \quad (\text{B27})$$

式中 q_{sfc} 指的是每个模拟网格内的表层径流 ($\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$) ; n_s 指曼宁粗糙系数。 $M_{\text{gw}_{\text{max}}}$ 指最大表层储水 (m) 。

每个 BHU 的总径流 (q_{BHU} ; $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$) 通过下式计算:

$$q_{\text{BHU}} = q_{\text{sub}} + q_g + q_{\text{sfc}} \quad (\text{B28})$$

每个模型网格 (q_{grid} , m^3s^{-1}) 的径流是每个模型网格所有 BHUs 的总和。

$$q_{\text{grid}} = 2\Sigma L * q_{\text{BHU}} * A / l \quad (\text{B29})$$

B2.3 河道汇流

B2.3.1 控制方程

如前面所述, 每个流段有一条虚拟的渠道。所以, 由于只考虑了主河网, 每个子流域的总河网得到了简化。这些简化的主河道的顺序是根据划分的子河网^[188]代码确定的。从每个流段流向主河道的侧向径流 ($\Sigma q_{\text{Lateral}}$; m^3s^{-1}) 是每个流段内所有模型网格 (Σq_{grid} ; m^3s^{-1}) 产生的径流总和。流域内所有河网的河道汇流通过运动波方程计算:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A_r}{\partial t} = \frac{q_{\text{Lateral}}}{L_f} \quad (\text{B30})$$

$$Q = \frac{S_0^{1/2}}{n_s p^{2/3}} A_r^{5/3} \quad (\text{B31})$$

式中 x 是河流纵轴的距离 (m) ; t 是时间 (s) ; A_r 是断面面积 (m^2) ; Q 是 x 处的流量 (m^3/s) ; L_f 是流段长度 (m) ; S_0 是河床坡度; p 是湿周。

B2.3.2 有限差分法

运动波方程是通过非线性显式有限差分法解决的, 方程 (B30) 的有限差分形式是:

$$\frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x} + \frac{A_{r,i+1}^{j+1} - A_{r,i+1}^j}{\Delta t} = \frac{q_{\text{Lateral},i+1}^{j+1} + q_{\text{Lateral},i+1}^j}{2 \times L_f} \quad (\text{B32})$$

$$A_{r,i+1}^{j+1} = \alpha (Q_{i+1}^{j+1})^\beta \quad (\text{B33})$$

$$A_{r,i+1}^j = \alpha (Q_{i+1}^j)^\beta \quad (\text{B34})$$

将方程(B33)和方程(B34)带入到方程(B32), 得到

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} Q_{i+1}^{j+1} + \alpha (Q_{i+1}^{j+1})^\beta = \frac{\Delta t}{\Delta x} Q_i^{j+1} + \alpha (Q_i^j)^\beta + \Delta t \frac{q_{\text{Lateral},i+1}^{j+1} + q_{\text{Lateral},i+1}^j}{2 \times L_f} \quad (\text{B35})$$

设方程右边已知部分为 C, 即

$$C = \frac{\Delta t}{\Delta x} Q_i^{j+1} + \alpha (Q_i^j)^\beta + \Delta t \frac{q_{\text{Lateral},i+1}^{j+1} + q_{\text{Lateral},i+1}^j}{2 \times L_f} \quad (\text{B36})$$

方程(B34)成为

$$f(Q_{i+1}^{j+1}) = \frac{\Delta t}{\Delta x} Q_{i+1}^{j+1} + \alpha(Q_{i+1}^{j+1})^\beta - C = 0 \quad (B37)$$

运用 Newton 方法解方程(B37), $K=1, 2, \dots$

$$(Q_{i+1}^{j+1})_{k+1} = (Q_{i+1}^{j+1})_k \frac{f(Q_{i+1}^{j+1})_k}{f'(Q_{i+1}^{j+1})_k} \quad (B38)$$

$$f'(Q_{i+1}^{j+1})_k = \frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha\beta(Q_{i+1}^{j+1})_k^{\beta-1} \quad (B39)$$

迭代的收敛条件是

$$|f(Q_{i+1}^{j+1})_{k+1}| \leq \varepsilon \quad (B40)$$

这里 ε 是误差标准。

$(Q_{i+1}^{j+1})_{k=1}$ 的初始值通过线性关系得到。采用 $Q = \frac{Q_{i+1}^j + Q_i^{j+1}}{2}$ 平均值解有限差分方程，未知的 Q_{i+1}^{j+1} 是

$$Q_{i+1}^{j+1} = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta x} Q_i^{j+1} + \alpha\beta Q_{i+1}^j \left(\frac{Q_{i+1}^j + Q_i^{j+1}}{2}\right)^{\beta-1} + \Delta t \left(\frac{q_{i+1}^{j+1} + q_{i+1}^j}{2}\right)}{\frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha\beta \left(\frac{Q_{i+1}^j + Q_i^{j+1}}{2}\right)^{\beta-1}} \quad (B41)$$

B3. 模型输入

(1) 大气驱动数据

WEB-DHM 的大气驱动数据有气温，相对湿度，风速，向下短波和长波辐射，降水。

(2) 植被参数

WEB-DHM 中应用的植被静态参数包括：植被参数形态特性，光学特性和生理特性参数，他们是根据 *Sellers et al.*, [1996b]定义的。动态植被参数包括：叶面指数 (LAI)，和植被吸收的光合作用有效辐射比率，这些参数可以通过卫星观测得到。

(3) 土壤参数

对于每一种土壤类型，土壤静态参数包括，饱和土壤水 θ_s ，剩余土壤水 θ_r ，土壤表面饱和和水力传导 $K_{surface}$ ，Van Genuchten 参数(α 和 n)，水力传导各向异性比。它们通过观测或优化获得。率定的参数包括土壤表层饱和和水力传导系数 (K_s)，水力传导各向异性比($anik$)，最大表层储水量($Sstmax$)和 Van Genuchten's 参数。各向异性比定义如下^[187]：

$$anik = K_{sp}/K_{sn} \geq 1, \quad (B42)$$

式中 K_{sp} 和 K_{sn} 分别是垂直 (n) 和平行于 (p) 坡度方向的饱和和水力传导系数 (ms^{-1})。当模拟侧向地下径流和地下水时，侧向 (p) 饱和和水力传导系数从垂向 (n) 饱和和水力传导系数和 $anik$ 计算得出。

创新点摘要

创新点一（第三章）：

考虑能量循环的新一代水文模型对大气驱动数据的要求比较高，这些高精度大气驱动数据通常难以获得。本文采用地面观测，分布式水文模型（WEB-DHM）和日本25年再分析资料数据集（JRA-25）对全球尺度陆面数据同化系统（GLDAS/Noah，3小时，约25公里）在流域尺度（丰满流域）水资源管理的适用性进行检验。结果表明，GLDAS月尺度的降水、气温和向下长波辐射精度较高，但GLDAS高估了向下短波辐射 $R_{sw,d}$ ，从而导致GLDAS模拟的净辐射，蒸散发，潜热及显热通量具有不确定性。采用线性校正公式对GLDAS短波辐射进行校正后驱动WEB-DHM模型，可以再现观测的日径流。GLDAS驱动数据以及短波辐射校正方法对于其他类似环境下的流域具有参考意义。

创新点二（第五章）：

由于大气模型结构、初始和边界条件不确定性等原因，数值天气预报的系统误差难以避免，在将数值预报应用于流域尺度水资源管理之前，有必要考虑其误差。本文以日本气象厅业务产品为例，改进前人降雨集合预报生成技术。第一，将降雨预报评价指标归一化，全面描述降雨强度误差；第二，将降雨强度和分布误差概括为数学公式以弱化人为因素对扰动结果的影响。结合该误差对未来8天的降雨预报进行扰动并生成集合降水预报。采用CRPS（连续概率排位分数）和RH（排位直方图）评价该方法产生的集合预报产品，结果表明本文方法生成的集合预报总体上优于JMA的业务产品。

创新点三（第六章）：

针对水库实时调度中预报降雨（或入库径流）的不确定性问题，耦合集合预报和分布式水文模型于水库实时优化模型，开发基于集合预报的水库实时优化调度系统（EPROS）。系统采用实时的降雨集合预报以及实时的气象预报作为输入，利用分布式水文模型预报得出集合入库流量，通过水库优化调度模型对每一个预报成员的入库流量进行优化调度，最终生成一组水库泄流状态及水库水位。该方法通过模拟一组水库调度结果，有效地描述了降雨预报的误差，为水库实时调度决策提供参考。

攻读博士学位期间参加课题及发表学术论文情况

I 参加课题

1. 北方地区重点水库分期调度运用方案应急编制研究报告(水利部和国家自然科学基金, 2009)
2. 丹江口水库汛限水位设计与运用研究. (国家十一五支撑课题, 2009)

II 发表论文

- [1] **Wang, F.**, L. Wang, T. Koike, H. Zhou, K. Yang, A. Wang, and W. Li (2011), Evaluation and application of a fine-resolution global data set in a semiarid mesoscale river basin with a distributed biosphere hydrological model, *J. Geophys. Res.*, 116, D21108, doi:10.1029/2011JD015990.
- [2] **Wang, F.**, L. Wang, H. Zhou, O. C. Saavedra Valeriano, T. Koike, and W. Li (2011), Ensemble hydrological prediction based real-time optimization of multi-objective reservoir during flood season in a semiarid basin with global numerical weather predictions, *Water Resour. Res.*, 48, W07520, doi:10.1029/2011WR011366.
- [3] **Wang, F.**, C. Zhang, Y. Peng, and H. Zhou (2012), Diurnal temperature range variation and its causes in a semiarid region from 1957 to 2006, *Int. J. Climatol.*, under review.
- [4] 周惠成, **王福兴**, 梁国华. 碧流河水库后汛期汛限水位及控制运用方式研究. 水科学进展, 2009(6):857-862. (EI)
- [5] 袁晶瑄, 王本德, **王福兴**, 等, 基于短期降雨预报信息的水库汛期库水位实时动态控制方法研究, 水力发电学报, 2008, 27(4), 15-19. (EI)
- [6] 周惠成, 张丹, 何斌, 吴丽, **王福兴**. 大连地区旱情趋势及农业抗旱减灾长期对策研究. 大连理工大学学报, 2011(1): 109-114. (EI)
- [7] 张艳平, 李敏, 王本德, 周惠成, **王福兴**. 丹江口水库汛限水位分类动态控制范围设计及预蓄预泄法研究. 水力发电学报, 2010, 29(6). (EI)

致 谢

本文凝聚了自己和多位老师的心血。五年来，周惠成教授对我生活科研等各方面的关怀与帮助，这份感激之情难以用语言描述，自己将永生难忘。非常感谢小池俊雄教授在我日本学习期间对我工作和生活等方面所给予的关怀、帮助，指导和鼓励。在我出国前，自己遇到了一些困难，非常感谢王国利教授，袁晶瑄副教授，何斌副教授给我热心的帮助。特别感谢中科院青藏所王磊研究员（百人计划），我今天很多成果的取得离不开王磊研究员的耐心指导。感谢清华大学卢麾副教授（原东大），中科院青藏所阳坤研究员、秦军副研究员等给我耐心的学术指导。

十分感谢金克高工一直以来对我默默的帮助，在日本 3.11 地震时，彭勇老师对我深切的关怀，我将铭记在心。感谢陈守煜教授，王本德教授，张弛副教授、梁国华副教授和李敏老师对作者的指导、关心和帮助。感谢水资源与防洪研究所优越的学习和工作环境。感谢跟作者一起工作学习的师兄弟、师姐妹们，他们是刘冀、李伟、唐国磊、李慧赟、习树峰、王凌河、张杨、姜莉莉、郭晓亮、丛方杰、朱永英、张改红、张静、刁艳芳、李旭光、刘艳丽、柴春岭、任明磊、吴丽、彭慧、张强、仕玉治、徐瑞华、董艳萍、宋绪美、吕涑琦、黄旭、陆宇峰、王峰、李娜、柯丽娜、张丹、初京刚、黄丽丽、张爱静、曹枝俏、金鑫、张艳平、曹小磊、邓显羽、韩红霞、任在民、祝雪萍、杨洵、王强、徐炜、彭兆亮、郝利勋、柴智平、张立武、梁艳慧、程雄、王海霞、张小丽、杨扬、王力磊、王猛、丁伟、张皓天、李昱、齐伟、薛志春、彭安邦、孙新国、燕敏飞、蔡文君、马玉军、王晓鹏、刘莎、卢迪、吕俊卿、沈静、王甜甜、余豪、王萍、王哲、魏子钧、张锐、赵燕霞、周如瑞、油芳芳、金思凡、张祎茗、胡春娟、杨金桥、张蓉、张澎辉、任财等。感谢河川流域环境研究室（日本）给我提供的安静自由的科研环境，感谢我在日本学习期间给与我帮助和指导的所有同学，老师和友人，他们包括久保田旨一社长，知花武佳准教授，平林由希子准教授，坪井亚美博士，Oliver C. SAAVEDRA VALERIANO 准教授，田村辙博士，刘海江准教授等。感谢东大土木系的 Foreign Student Office，日本語教室和 Host Family Program 的所有老师和同学，包括赤池あゆこ先生、金子広幸先生等。感谢我在日中友好会馆一起生活的所有老师和兄弟姐妹们。

作者在学习和工作中取得的一切成绩都离不开家人的关心、理解和支持。感谢父母的养育之恩和无私的关爱与支持。您们默默无私的爱一直鼓舞和激励着作者，是作者不断进步的动力和源泉。还有很多默默鼓舞，支持及帮助我的人，由于篇幅有限，作者不能一一列出，但我会记在心里。最后，再次感谢所有给予作者关心、帮助和支持的亲人、老师和朋友们！祝愿你们健康快乐、平安幸福！

作者简介

姓名：王福兴

性别：男

出生年月： 1985 年 12 月 8 日

民族：汉

籍贯：天津

研究方向：陆面水文模型，水资源综合管理

简历：

2009 年 3 月-2012 年 7 月	大连理工大学	水文学及水资源	博士
2007 年 9 月-2009 年 3 月	大连理工大学	水文学及水资源	硕士
2003 年 9 月-2007 年 7 月	长安大学	水文与水资源工程	学士
2009 年 10 月-2011 年 9 月	日本东京大学	河川与流域环境实验室	

国家公派博士联合培养

二寸照片

大连理工大学学位论文版权使用授权书

本人完全了解学校有关学位论文知识产权的规定，在校攻读学位期间论文工作的知识产权属于大连理工大学，允许论文被查阅和借阅。学校有权保留论文并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印、或扫描等复制手段保存和汇编本学位论文。

学位论文题目：_____

作者签名：_____ 日期：_____年____月____日

导师签名：_____ 日期：_____年____月____日