新疆农业大学

硕士学位论文

天山西部山区分布式水文模型的研究

姓名：穆振侠

申请学位级别：硕士

专业：水文学及水资源

指导教师：姜卉芳;董新光

20070501

摘要

水文现象在时间尺度、时间方向上的不可逆和空间上的变异性及水文资料信息的不足，在一定程度上限制了水文学理论的发展。随着计算机、地理信息系统（GIS）、遥感（RS）以及全球定位系统等科学技术发展的日新月异，为水文科学注入了新的血液。分布式流域水文模型可帮助人们更加深入的研究和了解自然界水文循环在不同时间和空间尺度上的演变过程和规律。

流域信息是进行水文预报的必要信息，提取流域信息是构建分布式水文模型、进行水文预报及其他相关研究的前提。因此本文借助 ArcGIS 软件以新疆 1:25 万 DEM 数据研究了天山西部山区流域特征的提取，包括水系的提取、子流域的划分、流域边界线的提取等。传统的水文预报模型主要依赖雨量站实测降水和水文站实测流量,把整个流域水文过程作为集总过程来处理,基本上不考虑流域特性和降水量的空间分布。而影响降雨量空间分布因素中，除了有高程外，还有经纬度、坡度、坡向、风速等因素，不同的坡度坡向降雨量是不同的。本文通过选取了地学统计方法中插值效果较好的反距离加权法(IDW)、克里金方法(Kriging)、 引进高程、坡度、坡向影响因素的协克里金方法(Co-kriging)探讨了天山西部山区降水空间分布规律。通过分析天山西部山区降水和融雪的特性，采用 EOS/MODIS 八日合成积雪数据，通过改进新安江三水源模型，在融雪型新安江三水源概念性水文模型的基础上，建立了反映天山西部山区流域特点的分布式水文模型。

为了验证模型的可行性，本文选用了研究流域 2005 年 5 月各遥测及水文站的日降水过程以及日平均气温过程及月蒸发量资料，使用本文所建立的分布式水文模型进行模拟流域的逐日径流过程。将模拟结果与实测径流过程进行比较，经过分析表明，使用本文所建立的分布式水文模型能够取得较好的效果。月水量的合格率为 100%，日水量的合格率为 76.5%，预报方案的确定性系数为 81.2，预报方案的有效性为乙等。

关键词：RS/GIS，降雨，DEM，融雪，分布式水文模型

Abstract

Hydrology phenomenon limits the development of Hydrology theory in certain degree, such as hydrology phenomenon irreversible in time scale and direction of time, variation of space and hydrology data deficient. With the quick development of GIS, RS, GPS etc, Hydrology science has new power. Distributed hydrological model could help people go into further research and know the evolutionary process and disciplinarian of hydrological cycle in different time and space scale.

Watershed information is necessary of hydrological forecast;extracting watershed information is Premise Conditions of building distributed hydrological model, making hydrological forecast and other relatively researching. So the method of extraction of watershed information in the west of Tianshan Mountain area is discussed in the paper by assuming DEM with 1:250000 scale of Xinjiang and 100m resolution and with ArcGIS software, including extracting water system, dividing subcatchments, extracting basin boundary etc.Traditional hydrological forecast model is main dependent on actual rainfall data of Precipitation Stations and observation discharge data of hydrology stations.It thought wholly Hydrological Processes is a integer and basically didn't consider catchment's character and spatial distribution of rainfall.But the factors which influence spatial distribution of rainfall have geographic coordinate, slope, aspect and so on besides height. so in this paper choose the better interpolation effect methods in genomic statistical means. The spatial distribution of rainfall in the west of Tianshan Mountain was discussed, based on IDW, Kriging and Co-kriging which considered graphic location, slope, aspect and height. By analyzing the rainfall and snow character in the west of Tianshan Mountain area and eight day artificial snow data of EOS/MODIS, SanShui Yuan Xi'anjiang Model is improved. Distributed hydrological model is built, which could reflect basin character of the west of Tianshan Mountain area based on the conceptual hydrological model of snowmelt type of Xi'anjiang Watershed Model.

In order to verifying the feasibility of the model, using the Distributed hydrological model simulate the daily Runoff process based on remote measuring and hydrological station data which daily rainfall data, daily average temperature data and daily evaporation data of the area of May, 2005.By comparison the simulate result and the observed runoff founding that the Distributed hydrological mode is feasible and obtains better effect. The qualified rate of month water quantity is 100%, the qualified rate of daily water quantity is 76.5%, the deterministic coefficient of forecasting scheme is 81.2 and the efficiency of forecasting scheme is class 2.

Keywords:RS/GIS, rainfall, DEM, snowmelt, Distributed hydrological mode

图表目录

表 2-1 面积阈值与河网密度关系 24
表 2-2 子流域长度 28
表 2-3 子流域面积及河道长度 29
表 2-4 子流域坡度(度) 29
表 3-1 卡海流域主要水文站点降水量(mm) 36
表 3-2 方差分析表 37
表 3-3 回归检验结果表 38
表 3-4 主要水文站点降水实测值和不同插值算法得到的理论值 40
表 4-1 天山积雪平均密度统表 58
表 4-2 流域高程分带表 59
表 4-3 不同高程带各月积雪密度表 59
表 4-4 不同高程带各月融雪因子表 59
表 4-5 流域模拟参数值 74
表 4-6 径流模拟精度统计表(m^3/s) 76

图 1-1 1950～1993 年新疆洪灾年发生次数,数据来源于文献 3
图 1-2 研究技术路线图 13
图 2-1 提取流域数字地形分析流程图 14
图 2-2 研究区 1:25 万 DEM 栅格数据 15
图 2-3 卡海流域坡度栅格图 15
图 2-4 卡海流域坡向栅格图 15
图 2-5 3×3 的窗口计算点的坡度/坡向 16
图 2-6 洼地处理前的 DEM 图:高程 693～4604m 19
图 2-7 洼地处理后的 DEM 图:高程 695～4604m 19
图 2-8 水流方向栅格图 19
图 2-9 格网编码图 20
图 2-10 由原始 DEM 确定水流方向矩阵 21
图 2-11 水流方向确定水流累计矩阵 22
图 2-12 阈值与河网关系图 24
图 2-13 水面积阈值与河网密度关系曲线 24
图 2-14 流域水系图 25

图 2-15 流域河网分级图 26
图 2-16 域边界矢量图 26
图 2-17 ArcGIS 软件自动提取的子流域 27
图 2-18 最终确定的子流域 28
图 3-1 半方差图 32
图 3-2 卡流域水文站点空间分布图 36
图 3-3 卡海流域主要站点月平均降水分布 37
图 3-4 降水的 IDW 插值 39
图 3-5 降水的 Kriging 插值 39
图 3-6 降水的 Co-Kriging 插值 39
图 3-7 检验点实测值和不同模型理论值比较 40
图 4-1 新安江三水源模型流程图 44
图 4-2 蒸散发模型计算程序框图 45
图 4-3 流域蓄水容量曲线 47
图 4-4 蓄满产流计算框图 48
图 4-5 自由水蓄水库的结构 49
图 4-6 融雪模型 54
图 4-7 高程分带图 61
图 4-8 流域影像所在区域 61
图 4-9 DEM 与积雪叠加图 61
图 4-10 MODIS MRT 软件界面 62
图 4-11 初步处理后整个区域 2005 年第 97～104 天的积雪覆盖图 62
图 4-12 研究区各月积雪覆盖图 64
图 4-13 各高程带积雪面积变化曲线 64
图 4-14 土地利用图 66
图 4-15 植被图 66
图 4-16 2km×2km 单元网格及网格中心示意图 67
图 4-17 临近气象站逐日 700hpa 和 850hpa 探空气温直减率 68
图 4-18 子流域、水文及遥测站点示意图 68
图 4-19 模拟遥测站蒸发值 71
图 4-20 各网格单元积雪覆盖图 72
图 4-21 实测与模拟径流过程线 77

独 创 性 声 明

本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得新疆农业大学或其他教育单位的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示了谢意。

研究生签名：穆振侠　　时间：2007 年 5 月 28 日

关于学位论文使用授权的说明

本人完全了解新疆农业大学有关保留、使用学位论文的规定，即：新疆农业大学有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子文档，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文，允许论文被查阅和借阅。本人授权新疆农业大学将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以公布（包括刊登）论文的全部或部分内容。

（保密的学位论文在解密后应遵守此协议）

研究生签名：穆振侠　　时间：2007 年 5 月 28 日

导师签名：　　时间：07 年 5 月 28 日

第一章 绪论

水乃生命之源，决定着万物生存的环境，与经济社会发展密切相关[1]。随着人口的增长和经济的发展，社会对水资源的需求量不断增长，同时对水质的要求也越来越高[2]。本世纪全世界都面临着提高抗洪、抗旱、治理污染和其他防治与水相关的灾害的安全性的挑战[3]，地处干旱半干旱地区的新疆更是压力巨大。

水文现象的复杂性和水文资料信息的不足，一定程度上限制了水文学理论的发展。水文现象的复杂性不仅表现为它在时间尺度和时间方向上的不可逆(不重复性)，而且表现为空间上的变异性。从系统论观点看，流域、区域的水循环系统都是高度的非线性、开放性系统，其边界条件和初始条件十分复杂；从信息论的观点看，水循环系统存在诸多的未知和非确定问题，比如时间空间水文信息观测的不完全。从以上分析不难看出，流域时空水文信息观测的不完全实际上限制了人们对水文现象(包括降水、蒸发、产流、汇流等)的认识。

1.1 研究目的与意义

洪水灾害是当今世界范围内发生最频繁和最具毁灭型的自然灾害之一。几千年来，洪涝灾害始终都是威胁中华民族生存发展的心腹大患。近 50 多年来，尽管我国在水利建设方面取得了很大成就，防洪减灾效果显著，但是由于气候条件的异常变化，大规模人类活动和环境的影响，我国的防洪形势仍十分严峻，洪水灾害仍时有发生。在这样的背景下，防洪减灾已成为我国 21 世纪可持续发展的重大课题[4]。

高山融雪水是长江、黄河的主要补给之一。由于受高寒气候的影响，长江、黄河源区所形成积雪的物理、水文特性与海洋性气候条件下形成的积雪有很大不同。这里冰川广布，积雪与冰川有着千丝万缕的联系，因此，它与内陆干旱环境下的积雪水文特性也有一定的差异。其积雪水文过程具有独特的高原地域性特点。但是，由于该区地势高度差异悬殊，地形复杂，气候异常恶劣，没有观测站点，更无从谈及积雪观测资料，时至今日，山区积雪水文过程的研究仍是空白[5]。

新疆维吾尔自治区位于欧亚大陆中部，祖国西北边陲，地理位置为东经 73°40′～96°23′，北纬 34°25′～49°10′，从东北至西南分别同蒙古、俄罗斯、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、塔吉克斯坦、阿富汗、巴基斯坦、印度等八国相邻。东南与甘肃、青海、西藏等省区接壤。

新疆在远离海洋和高山环绕的综合影响下，形成典型干旱气候区。集中表现在全区平均降水稀少，广大平原无降水径流发生，盆地中部存在大面积荒漠无流区。新疆水汽来源主要是西风环流携带的西来水汽，其次是北冰洋南下水汽，而太平洋和印度洋的东南和西南季风的影响甚微。新疆总体上水资源紧缺，空间呈斑状分布，山区是径流形成区，平原是径流散失区。河川径流的年内分配极不均匀，春季抗旱和夏季防洪问题十分突出[6]。

全疆多年平均河川年径流总量 879 亿 m^3 分布在大小 570 多条河流上，其中北疆有 387 条，南疆 183 条。在 570 条河流中，大部分是流程短、水量小的河流，年径流量在 1 亿 m^3 以下的河流就有 487 条，占河流总条数的 85.4%，其年径流量仅有 82.9 亿 m^3，占年总径流量的9.4%；年径流量大于10亿m^3以上的河流共18条，占河流总条数的3.2%，但径流量却达 525.73 亿 m^3，占年总径流量的 59.8%[7]。因此，新疆径流控制的根本措施在于修建山区水库[6]，防洪抗旱的关键在于对河道上水库工程——尤其是上述“大河”水利枢纽的运用与管理。

目前，喀拉卡海乌鲁瓦提水利枢纽、特克斯河恰甫其海水利枢纽、哈什河吉林台一级电站（多年调节）已经建成，开都河梯级开发正在建设，玛纳斯河、乌鲁木齐河山区控制工程即将开工，各水利枢纽的水情自动测报系统伴随着主体工程的完成而相继建成。这些水情自动测报系统以国家基本水文站为基础，在山区不同高程增设了雨量站、气温站和水位站，配备了包括洪水预报方案的软件系统。可以预见，随着新疆主要河流控制性水利枢纽及其自动测报系统的建设，将形成全疆的防洪自动测报系统主体。然而目前所有的自动测报系统都只有测报，没有预报，有的水库是依照上游测站报汛数据而进行调度[8, 9]，预见期短，调度风险大，原因是缺乏山区降水、气温、与积雪分布规律，难以利用测站的降水、气温形成流域（或支流流域）的面降水与面气温，融雪径流预报效果差。近几年，洪水灾害频发，山区降水与气温分布与融雪径流的计算成了水文预报的瓶颈问题。

从图 1-1 中可以看出，新疆洪灾发生次数以 90 年代最多，80 年代次之，70 年代最少。说明 80 年代以来新疆洪灾存在频次增多的过程。1950~1993 年新疆洪灾发生次数经历了比较明显的三个时期，即 50 年代初到 60 年代中的相对较高频次期，此后至 70 年代末的低频次期和 80 年代初以后的高频次期。80 年代的灾害频次上升在 1987 年以后尤其明显[10]。

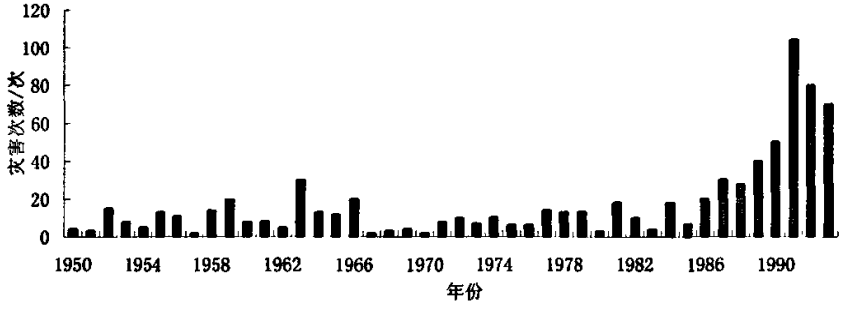


图 1-1 1950～1993 年新疆洪灾年发生次数,数据来源于文献[11-14]

水文部门的灾害统计[15,16]也显示，新疆洪水灾害频次同样存在增大的趋势。在影响广、发生频率高的几种洪水灾害中，增多最明显的是冰雪融水洪水，由 50 年代的平均每年 1.6 次增加到 90 年代的 4.5 次，增加近 3 倍；其次是暴雨洪水灾害，由 50 年代平均 6.1 次增加到 90 年代的 14.4 次，增加了 2 倍多[10]。

新疆河流的第一个特点是“融雪及融冰是河流的重要补给水源”，尤其是“大河”大多发源于高山冰川及多年积雪区，至出山口河流落差多在 4000m 左右，即使在夏季，山上仍有融雪现象。因此，其流域水文除了一般流域水文涉及的问题之外，还需要特别考虑一些与温度和冰雪有关的基本问题[17]。第二个特点为“山区是径流形成区，平原为径流散失区”，但是由于雨量站大都布设在农区，或山口附近，山区降水资料不足，对产流区的情况掌握不准[18]。

该问题的研究，对于架起理论研究与生产实际之间互动的桥梁，深入开展水文预报模型的扩展与深入具有重要的理论与现实意义。

1.2 流域水文模型的综述

1.2.1 流域水文模型的概念

流域水文模型是人类研究自然界不同时空尺度上水循环演变规律，模拟径流的形成，解决处理实际问题提供的主要途径之一。20 世纪 50 年代中期，伴随系统理论的发展，人们开始把流域水文循环的各个环节作为一个整体来研究，并提出了“流域水文模型”的概念。

有关水文模型的定义很多，最好的表达是引入系统的概念[19]。据 Diskin[20]和 Clarke[21]对模型所下的定义：模型是一个复杂系统的简化体现，那么水文模型就是对复杂水文系统的一种简化体现。具体地说，水文模型就是用一种特定的表达方式来概化一定的水文

系统，使它能够代表实际的水文系统，并在一定的目标下代替实际的水文系统。通俗地说，水文模型就是用数学语言或物理模型对现实水文系统进行刻划或比拟，并在一定的条件下对水文变量的变化进行模拟和预报。建立水文模型的目的就是能够对一个水文系统的未来变化进行预报[22]。

1.2.2 水文模型的分类

水文模型数量很多，依据不同的分类标准可可将其分为很多类[23]。

1.2.2.1 按水文学科分类

1.按水体对象分

按水体对象的不同，水文模型可分为：①河流水文模型；②湖泊水文模型；③沼泽水文模型；④冰川水文模型；⑤水文气象模型；⑥地下水文模型；⑦海洋水文模型；⑧冻土水文模型；⑨生态水文模型等。

2.按研究手段

按研究手段可分为：①随机水文学；②模糊水文模型；③系统水文模型；④遥感水文模型；⑤同位素水文模型等。

3.按研究区域划分

按研究区域的不同可划分为：①流域水文模型；②河口水文模型；③山地水文模型；④坡地水文模型；⑤平原水文模型；⑥干旱区水文模型；⑦寒区水文模型等。

4.按照应用学科划分

按照应用学科，水文模型又可分为：①工程水文模型；②农业水文模型；③土壤水文模型；④森林水文模型等。地势高亢

1.2.2.2 按研究对象

按研究对象，水文模型可分为：①降水模型；②气温模型；③蒸散发模型；④土壤水模型；⑤地下水模型；⑥地表径流模型；⑦水资源模型等。按照研究对象目标又可分为水量模型、水质模型、管理模型等。

1.2.2.3 按模型的结构分类

纵观各种水文模型，从其结构上可大体分为：①黑箱模型；②确定性模型；③概念性模型等。

1.2.2.4 依照模型性质分类

按照模型的性质，大体上可将水文模型分为两类，即数学模型和物理模型。物理模型是指将复杂的水文系统进行理想的概化，然后用相似的物理模型来比拟概化水文系统，通过研究物理模型得到实际水文系统的变化情况。而数学模型是偏微分方程或积分方程、代数方程和定解条件的总称。数学模型是对复杂的水文系统进行一定的简化，用一组数学关系式来刻划实际水文系统在时空上的一种结构关系，它具有复制和再现实际水文系统状态的能力。

流域水文模型是水文科学的一个最重要的分支之一，是研究水文自然规律和解决水文实践问题的主要工具。水文模型以水文系统为研究对象，根据降雨和径流在自然界的运动规律建立数学模型，通过电子计算机快速分析、数值模拟、图像显示和实时预测各种水体的存在、循环和分布，以及物理和化学特性。流域水文模型已在水利工程规划设计、洪水预报、水资源开发利用中得到了广泛应用。流域水文模型的研究大约始于 20 世纪 50 年代[24]，20 世纪 70 年代至 80 年代中期是其蓬勃发展时期，一些比较著名的概念性水文模型，如美国的斯坦福(Stanford)模型和萨克拉门托(Sacramento)模型，日本的水箱(Tank)模型以及中国的新安江模型等都在这一时期提出并得到应用[25]。

20 世纪 80 年代后期以后，全世界范围内流域水文模型的发展处于缓慢阶段。随着计算机、地理信息系统(GIS)、遥感(RS)以及全球定位系统(GPS)等技术的发展，出现了具有物理意义的分布式水文模型。

1.3 水文模型研究现状

20 世纪以来水资源危机日益突出，为了适应气候变化和人类活动影响下的水文水资源研究之需，流域水文循环的模拟已从集总式模型扩展到分布式或者半分布式（结构/参数）模型。分布式水文模型的开发不仅需要单元水文物理机制的支撑，而且需要获得大量的流域空间分布数据信息和相关技术的支持。随着“3S”技术的发展，水文模拟技术趋向于将水文模型(包括数学物理模型、概念性模型和系统理论模型)与数字高程模型(DEM)相结合，同地理信息系统(GIS)与遥感(RS)集成。

1.3.1 国外水文模型的发展

分布式水文模型的建模思路早在 20 世纪 60 年代就已萌芽，但其长足的进步和广泛的研制和应用，只能在计算机技术、地理信息系统技术、遥感技术、雷达测雨技术和水文理论有了进一步发展的今天[26]。分布式水文模型必将成为 21 世纪水文学研究的热点

课题之一。

国外分布式流域水文模型的研究，可以认为始于 Freeze 和 Harlan 于 1969 年写的一篇题为《一个具有物理基础的数值模拟的水文响应模型的蓝图》的文章[27]。该文章提出了分布式水文物理模型的基本概念和框架。随后，Hewlett 和 Troenale 在 1975 年提出了森林流域的变源面积模拟模型(简称 VSAS)。在该模型中，地下径流被分层模拟，在坡面上的地表径流被分块模拟。此后，Engman 和 Rogowski 提出了一个能够明确说明径流参数空间变化的径流模拟方法，方法中利用了局部产流面积的概念。即直接根据控制下渗的表层土壤的特性，认为对径流有贡献的局部产流面积随着时间和空间而变化。产流面积的变化规律则取决于暴雨特性的时空变化和土壤下渗容量的空间分布。通过假设一个滞时参数，利用运动波理论对产流面积上的径流进行演算。为了研究局部产流面积随时间和空间的变化，该方法需要与土壤相关的资料，其中包括水力传导度和土壤水扩散率。Moore 和 Clarke 提出的方法，在该方向上又前进了一步。该方法中将流域看成是由无数蓄水单元空间分布而组成的，利用蓄水容量的概率密度分布表示流域产流特征的空间不均匀性。各单元中的径流在一个特定的产流机制下出现，即当单元的实际含水量超过其蓄水量时产生径流，并且认为降雨将首先填满蓄水容量小的单元而很快产生径流。该方法按照蓄水容量大小分级，而不仅仅是利用一个集总性蓄水单元表示流域，改进了瞬时单位线方法。

1979 年 Bevenh 和 Kirbby 提出了以变源产流为基础的 TOPMODEL 模型(TOPgraphy based hydrological MODEL）[28, 29]。该模型基于 DEM 推求地形指数（Ln(a/tan β)），并利用地形指数来反映下垫面的空间变化对流域水文循环过程的影响，模型的参数具有物理意义，能用于无资料流域的产汇流计算。但 TOPMODEL 并未考虑降水、蒸发等因素的空间分布对流域产汇流的影响，因此，它不是严格意义上的分布式水文模型[30]。

由丹麦、法国及英国的水文学者(Beven 等，1980 年；Abbott 等，1986 年；Bathurst 等，1995 年；Refsgaard and Storm，1995 年；Chapters 等)联合研制及改进的 SHE 模型(System Hydrologic European)是一个典型的分布式水文模型[31, 32]。该模型主要的水文过程利用质量、能量和动量守恒的偏微分方程的差分形式来描述，同时也采用了一些独立实验研究得来的经验关系，综合考虑降水、蒸发、地表径流、土壤对地下水的补给、地下水的流动等水文过程。在面上，模型将流域划分成许多规则的正方形网格，以便表示模型参数、降雨输入和水文响应等在水平方向的空间分布性，垂直方向上由每一个网格

的垂直土柱表示，每一个土柱被分成几个水平层，以便处理不同层次的土壤水运动。模型还包括一个两维的地表径流计算部分，该部分通过一个一维的非饱和水流模型与一个二维的地下水水流模型连接在一起。模型参数具有一定的物理意义，可以通过观测或资料分析得到。SHE 模型为研究人类活动对于流域的产流、产沙及水质的影响问题提供了理想的工具。然而，该模型最初主要以欧洲的流域水文过程为框架，应用也只局限于该地区，除欧洲外的其它地区应用得很少，现在，通过改进，该模型也存在很多不同的版本，比如 MIKESHE，SHETRAN 等，并在许多流域得到检验和应用。

IHDM(Institute of Hydrology Distributed Model)是 1980 年英国的 Morris 提的起步较早的分布式水文物理模型。但与 SHE 模型不同的是，该模型中主要根据流域的地形特征来区分流域内部的空间异质性，也即单元为山坡坡面，是不规则形状。每个单元包括明渠段以及二维(在垂面上)表层流及壤中流区域。同时，每个坡面单元之间通过河道联系起来。Beven 等(1987 年)和 Calver (1988 年、1995 年)对 IHDM 模型进行了改进。

1985 年，美国农业部农业研究中心的 Alons 和 Decoursey 考虑到土地利用与管理将会影响到一个小流域的水文循环与化学循环，设计了 SWAM 模型(Small WatershedModel)。

1993 年 Vertessy 等提出的 TOPOG 应用可变宽度山坡平面单元将土壤划分为非饱和带和饱和带；VSAS2 是应用可变宽度山坡平面单元，当部分面积突然饱和时，利用一个时间变量区分饱和产流面积来降低 Richards 方程数值解的复杂性(Bernier1985; Prevost et al，1990；Davie 1996)；在美国，一个比较典型的分布式模型是由美国工程师兵团所研制的 CAS-2D 模型(Julien P Y.et al,1995)；ANSWERS 模型(Beasley et al,1980；Silburn&Connolly 1995；Connoly et al。1997)来源于 Huggins 和 Monke(1968)研制的第一个基于网格的分布式模型，该模型只考虑超渗产流机制，利用 Green-Ampt 下渗方程计算每个网格单元上的超渗雨量；Bronstert 和 Plate(1997)提出的基于网格的三维 HILLFLOW 模型应用模糊规则方法来求解 Richards 方程。

1994 年，Jeff Arnold 为美国农业部(USDA)农业研发中心(ARS)开发了 SWAT 模型(Soil and Water Assessment Tool)。SWAT 模型是一个具有很强物理机制、长时段的流域水文模型。它能够利用 GIS 和 RS 提供的空间信息，模拟复杂大流域中多种不同水文物理过程。模型可采用多种方法将流域离散化(一般基于 DEM)，能够响应降水、蒸发等气候因素和下垫面因素的空间变化以及人类活动对流域水文循环的影响。此外，THALES

模型(Grayson，1995 年)是一个基于矢量高程数据的分布式参数模型，与 TOPOG 模型相似。此外，USGS 模型(Dawdy 等，1970 年，1978 年)、WATFLOOD 模型(Kouwe 等，1993 年，2000 年)、SLURP 模型(Kite，1995 年)、PRM 模型(Leavesley&Stannard 等，1990 年)等等都属于分布式水文模型的范畴。

目前，世界上有 200 多种流域水文模型，其中比较著名的有：澳大利亚气象局模型(CBM)，法国海外科技研究办公室的模型(Girardi)，日本国家防灾研究中心的水箱 I、II 型模(TANK-I、TANK-II)，罗马尼亚气象和水文所的洪水预报模型(IMHZ-SSVP)，美国陆军工程兵团的径流综合和水库调节模型(SSARR)，美国国家天气局的水文模型(NWSH)，美国国家天气局河流预报中心的萨克拉门托河流预报中心水文模型(SRFCH)，原苏联水文气象中心降雨径流模型(HMC)，意大利帕维亚大学的约束线性系统模型(CLS)等。

目前具有代表性的可用于流域水资源管理的分布式水文模拟模型有 TOPMODEL、SWAT、MODFLOW、Mike-SHE。由于分布式水文模型用数字高程模型来描述流域地形地貌，因此，通常也称基于数字高程模型的分布式水文模型。

分布式水文模型分为概念性、具有物理基础分布式水文模型[27]。概念性分布式水文模型如美国的 SAC 模型、日本的 TANK 模型等。具有物理基础的分布式水文模型可分为以动力学原理为主要基础和以水文学原理为主要基础两种情形。具有物理基础的分式水文模型，如 SHE 模型，水文学原理为主要基础的分布式水文模型，如 DBSIN 模型。

1.3.2 国内水文模型的发展

国内分布式水文模型的研究起步较晚。20 世纪 90 年代以来，在国家自然科学基金的支持下，我国一些学者进行了探索性的研究工作。尽管起步较晚，但也取得了较大的进展。1995 年，沈小东等在研究降雨时空与下垫面自然地理参数空间分布的不均匀性对径流过程影响的基础上，提出了一种在 GIS 支持下的动态分布降雨径流流域模型，实现了基于栅格 DEM 的坡面产汇流与河道汇流的数值模拟。1997 年，黄平等分析了国外一些具有物理基础的分布式属性模型的不足，提出了流域三维动态水文数值模型的构想。2000 年，黄平等建立了描述森林坡地饱和与非饱和带水流运动规律的二维分布式水文数学模型，并用加辽金有限元数值方法求解模型；郭生练等建立了一个基于 DEM 的分布式流域水文物理模型，用来模拟小流域的降雨径流时空变化过程。任立良和刘新仁数字高程模型(DEM)的基础上，进行子流域集水单元勾画、河网生成、河网与子流域编码及

河网结构拓扑关系建立，然后在每一集水单元上建立数字产流模型，再根据河网结构拓扑关系建立数字河网汇流模型(马斯京根法)，从而建成数字水文模型。2000 年，李兰等提出了一种分布式水文物理模型，该模型由各小流域的产流模型、汇流模型、流域单宽入流和上游入流反演模型、河道洪水演进四大部分组成。该模型将数学物理的问题与洪水预报相结合，分别给出了流域产流、河道汇流和水库洪水演算三个动态分布式预报耦合模型，可用来计算参数、水文物理变量等随时间和空间分布变化的动态过程。该模型不仅可以用来分析流域内降水径流演变规律，而且还可以进行洪水实时预报。同一年，郭生练、熊立华等提出了一个基于 DEM 的分布式流域水文物理模型，该模型详细描述了网格单元的截留、蒸散发、下渗、地表径流、地下径流等水文物理过程，在每个网格上用地形高程来建立地表径流之间的关系。2001 年，郭生练、杨井等建立了基于 GIS 的分布式月水量平衡模型，2002 年，张成才等进行了基于 DEM 模型的流域参数识别方法研究；俞鑫颖、刘新仁等建立了分布式冰雪融水雨水混合水文模型：夏军等将时变增益非线性水文系统(TVGM)与 DEM 结合，开发了分布式时变增益水文模型。

1.4 融雪融冰模型研究概况

对于积雪覆盖或冰川覆盖地区的径流预报来说，积雪或冰川的融化模型是至关重要的。山区地貌中，冰雪的存储和消融在各种不同的时间尺度下都非常明显地影响着流域的水文过程。这也使得这些地区的年和日的径流特征明显区别于其它常规地区。因此，能否成功地模拟这些地区的径流过程很大程度上要取决于对融冰融雪过程的模拟精度。融雪计算主要采用能量平衡方法、度日因子法、回归分析法等。融冰计算主要还是采用能量平衡法、对比观测法、径流模数法等。

1.4.1 国外研究概况

融冰融雪模型通常可以归为两类：一是基于能量平衡的模型，这类模型利用能量平衡方程计算融冰融雪水量；二是基于气温指标的模型，这类模型采用经验的方法，建立气温和融冰融雪率的相关方程。第一个经验方程于 1887 年由 Finsterwalder 和 Schunk 提出，此后越来越多的经验方程被提出，如 Clyde（1993 年)、Collins(1934 年)、Corps of Engineers(1956 年)、Hoinkes 和 Steinacker(1975 年)、Braithwaite(1995 年)都提出了不同经验方程，经验方程的应用也越来越广泛。经验方程成为融冰融雪计算通用模型的原因主要有四个方面：(1)气温数据广泛的实用性；(2)气温数据的可插补性和可预测性；(3)模型计算结果通常比较好；(4)计算简单。

基于气温指标的水文模型主要有：Bergstrom 于 1976 年提出的 HBV 模型，Martinec 和 Rango 于 1986 年提出的 SRM 模型，Quick 和 Pipes 于 1977 年提出的 UBC 模型，Tangborn 于 1984 年提出的 HYMET 模型以及 Boggild 等于 1999 年提出的基于物理机制的 SHE 模型。当然，随着可用数据的有限性和人们对融冰融雪量时空分布要求日益增强之间的矛盾的日益突出，基于气温指标的经验模型还需要不断改进其处理这种矛断的能力[33]。

SRM(The Snowmelt Runoff Model)模型属于概念性、分布式和基于物理原理的过程响应水文模型，模型采用简单的度日因子法，应用于以融雪水为主的山区流域的径流模拟和预报。目前，SRM 模型已经成功地应用于在全球范围内 60 多个流域融雪的模拟和预报[34]。模型需要的数据有实测气温、降雨及积雪覆盖面积等数据。和采用校正、逼近、寻最优等拟和方法确定模型参数的水文模型不同，SRM 模型参数取决于流域本身的地理、气候和水文特征，以及基于物理原理的实际观测和实验数据。

SWAT 模型是 Amold J.C 博士等为美国农业部(ARS)开发的大、中尺度的长时段流域环境模拟模型[35]。SWAT 是一个优秀的分布式水文模型，模型本身具有很强的水文物理机制，对气候条件适应性强，而且精度较高，可用于月、年尺度的水文模拟和预测。这是由于模型采用 SCS 径流曲线数法计算地表产流，径流曲线数法是一种经验性的降雨一径流计算方法，避开了干旱区超渗产流、湿润区蓄满产流理论对气候条件的依赖，而是利用经验关系通过划分不同的水文单元组来计算地表产流，从而使模型具备了不同水文、土壤、气候条件下流域水文模拟的能力[36]。

PRMS(Precipitation Runoff Modeling System)模型系统于 1983 年建立[37]，是一个基于能量平衡原理，具有物理机制和分布式参数的水文模型。模型主要用于评价降水、气候及地表植被等变化对河流流量、泥沙冲积量和河道水文过程的影响。模式可以模拟一般降水、极端降水及融雪过程时的水平衡关系、洪峰及洪峰流量、土壤水等的变化。模型输入数据主要有各水文响应单元(HRU)的地貌、植被类型、土壤类型及水文特征等，并且需要输入整个流域的气候参数[38]。

1.4.2 国内研究概况

我国对于高寒山区融雪径流模拟的研究开始于 20 世纪 80 年代[39]，之后近 20 年间主要采用度日模型计算融雪与积雪，耦合三水源新安江模型或坦克模型的方法[40,41]，或应用 HBV 模型[42]，模拟高寒山区河川日径流过程。这些模型均属于传统的集总参数概

念性水文模型，特点是用统计的方法考虑下垫面因子的空间分布不均匀问题，以流域按高程分带的方法考虑气候因子空间分布不均匀的问题。模型参数一般都能找到理论依据，但由于缺乏直接的实测资料，或者资料的代表性不好，不得不利用系统的输入与输出来求解参数，结果不太客观[24]。

随着数字高程(DEM)与遥感信息(RS)的使用，使分布式水文模型成为水文模型研究的热点[27]，一些具有分布式特征的模型迅速研制出来[18, 43-46]，总的来看，分布式水文模型可有三种情况[47, 48]：①应用数值分析来建立相邻网格单元之间的时空关系，是具有物理基础的分布式水文模型。②在每一个网格单元(或子流域)上应用传统的概念性模型来推求净雨，再进行汇流演算，最后求得出口断面流量，是概念性的分布式水文模型。③基于 DEM 推求地形空间变化信息，利用地形信息模拟水文响应的特性，最后用统计方法求得流域总出口断面流量。称为半分布式水文模型。

在大多数融雪计算中，都采用了度日模型[43, 44, 46]，其中的度日因子的时空变化特征对模拟冰川与积雪消融过程具有较大的影响[49, 50]，国外学者对此进行过研究[51-53]。国内姜卉芳[39]曾参考日本的坦克模型将融雪因子描写为冬至起天数与地区纬度正弦函数的方法考虑辐射的影响，张勇等[49, 50]对中国西部冰川度日因子的空间变化特征进行了研究，其关于融雪因子时间变化的结论与一般认识不同，另外，其结论是根据 15 条冰川的定点观测数据得到的，没有考虑雪盖率问题，所以，研究流域融雪计算还需进一步的工作。

分布式水文模型，尤其是具有物理基础的分布式水文模型，由于它们明显优于传统的集总式水文模型，能为真实地描述和科学地揭示现实世界的降雨径流形成机理提供有力工具，因此是一种发展前景看好的新一代水文模型。地理信息系统是用数字化方法描述具有复杂空间变化的水文过程的必要技术支撑。

1.5 研究内容及技术路线

1.5.1 研究内容

本文以卡海流域为研究区，利用该流域遥测及水文站点资料，并结合遥感(RS)和地理信息系统(GIS)，建立分布式水文模型。本文研究的主要内容和工作如下：

1．基于数字高程模型(DEM)的流域信息提取研究。流域的地形地貌特性对径流过程产生巨大的影响。地形是影响流域水文特性空间不均匀性的主要因子，流域地貌形态显著制约着降雨前后径流的路径，所以应该尽可能利用流域的地形结构来改进水文模型

的预测能力。因此该部分主要研究借助地理信息系统软件 ArcGIS 从 DEM 中提取水文模型需要的流域排水网络和数字水系，为分布式水文模型的构建打下基础。根据应用需要，通过 DEM 自动划分、提取子流域，子流域平均坡度、坡向等分布式子流域特征。

2．降雨是水文循环中最重要、最活跃的物理过程之一。降雨的时空分布对流域产汇流的影响非常大。降雨是洪水预报和防汛决策的重要依据，其精度的高低直接影响到产汇流的模拟精度，在大多数实际的实时洪水预报中，其常常是决定预报精度的主要因素。常规获取降雨资料的手段是雨量站网，而雨量站网观测的降雨量在空间上是非规则离散分布的，并不能完全反映实际降雨在空间上的连续分布。因此在实际应用中，常需要从雨量站网观测值来合理的模拟降雨的空间分布。然而，影响降水的因素很多，如经度、纬度、高程、坡度、坡向、离水体的距离、风速等。在国内，现有的降水插值模型，考虑高程、坡度等其它影响因素的很少。这些模型都只是根据气象站点的降水直接对整个区域进行插值，没有考虑地形等因素的影响，这样获得的降水数据的误差较大[54]。因此本文通过选取了地学统计方法中插值效果较好的反距离加权法(IDW)、克里金方法(Kriging)、引进高程、坡度、坡向影响因素的协克里金方法(Co-kriging)探讨了天山西部山区降水空间分布规律，为天山西部山区的水文预报提供一种参考方法，以便提高天山西部山区水文预报精度。

3．“3S”技术的引进，为水文科学注入了新的血液。目前水文模拟技术趋向于将水文模型与地理信息系统(GIS)集成，以便充分利用 GIS 在数据管理、空间分析、可视性方面的功能。全球定位系统(GPS)可以准确、快速的定位地球表面的任何点地点，可以使我们获得水文及遥测站点的精确地理位置，提高了水文模型的准确性。本文在分析国内外水文模型的研究及应用现状，结合 GIS 和 RS 将三水源新安江模型应用于融雪径流水文预报。建立基于自然子流域结合栅格单元的分布式水文模型。产流阶段，在栅格单元内分别建立新安江模型，子流域汇流阶段按自然子流域分别进行汇流分析计算，河道汇流采用马斯京根法。并结合 MODIS 数据探讨了天山西部山区融雪的变化规律、雨雪划分临界温度的范围及融雪度日因子的影响因素等。

1.5.2 技术路线

研究技术路线：本文研究的技术路线见图 1-2

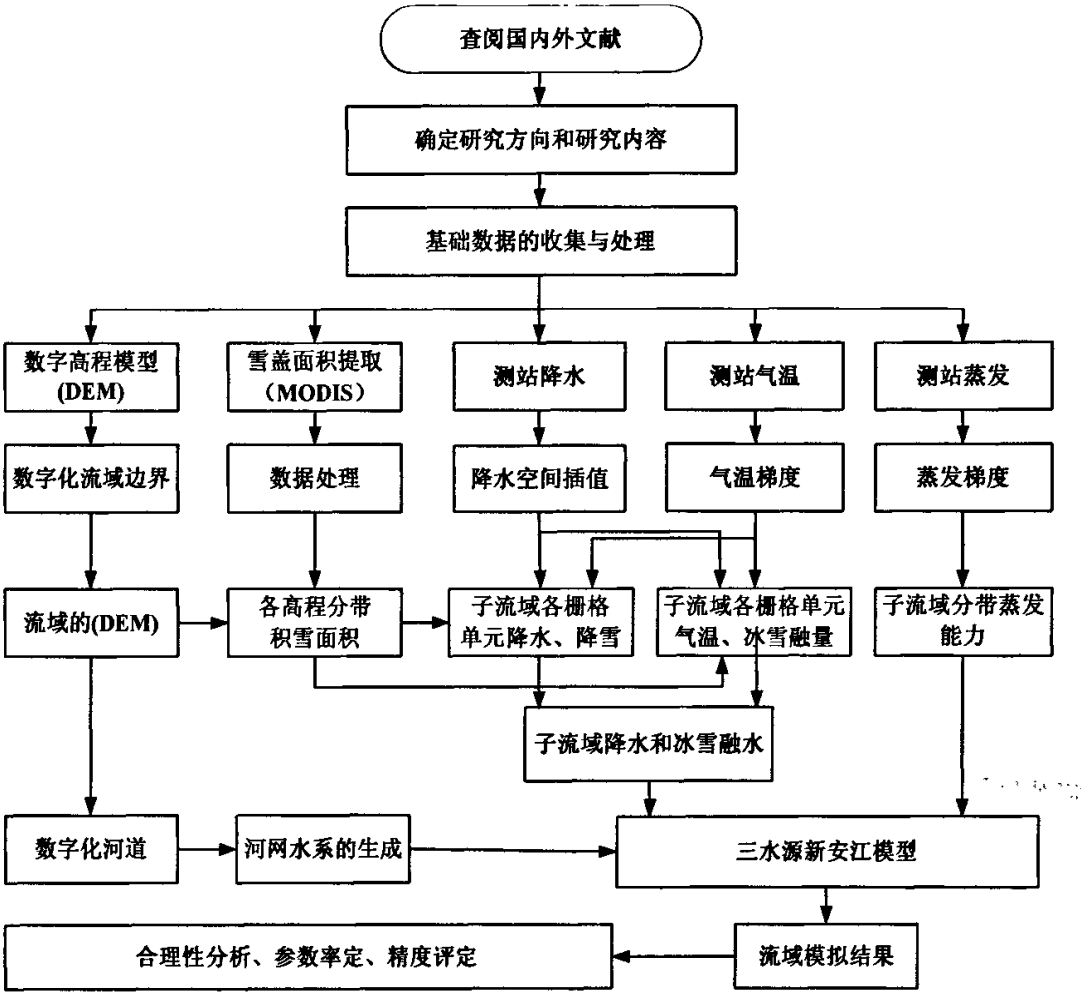

查阅国内外文献
确定研究方向和研究内容
基础数据的收集与处理
数字高程模型(DEM)
雪盖面积提取(MODIS)
测站降水
测站气温
测站蒸发
数字化流域边界
数据处理
降水空间插值
气温梯度
蒸发梯度
流域的(DEM)
各高程分带积雪面积
子流域各栅格单元降水、降雪
子流域各栅格单元气温、冰雪融量
子流域分带蒸发能力
子流域降水和冰雪融水
数字化河道
河网水系的生成
三水源新安江模型
合理性分析、参数率定、精度评定
流域模拟结果

图 1-2　研究技术路线图

第二章　基于 DEM 的流域信息的提取

随着地理信息、遥感等空间测量技术的迅速发展，水文模型与其结合日益紧密。流域信息是进行水文预报的必要信息，提取流域信息是构建分布式水文模型、进行水文预报的及其他相关研究的前提[55]。而且 ArcGIS 能为我们的研究提供了强有力的技术支持。当今以数字地形模型（DTM）、数字高程模型（DEM）存储的地形信息，为流域水系信息参数的自动化提取提供了可能[56]。通过 GIS 可以提取流域的基本特征，包括下垫面特征、水系、河网等，并可以依据河网等级对流域进行任意的子流域的划分或者进行网格化划分，不仅可以与传统的概念性流域水文模型相结合，为管理提供基本的数据信息，实现输入输出功能，更重要的是为分布式的水文物理模型研制提供了平台。

DEM 是目前用于流域分析的主要数据，通常有三种格式：栅格型、不规则三角网（TIN）和等高线，其中栅格型 DEM 是比较普遍的形式。由 DEM 自动提取水系和子流域特征是流域参数化方便而迅速的一种途径。

本文利用 ArcInfo Desktop 中的 spatial Analysis 模块和 Arc Hydro Tools 模块，重点对流域进行数字地形分析，主要包括以下几项内容。1）具有水文意义的地形参数的提取；2）栅格水流流向的确定，3）流域分水线的确定；4）自动生成河网和子流域；5）基于 DEM 的水文因子的提取。提取流域数字地形分析流程如图 2-1 所示。图 2-2 为研究区 1:25 万 DEM 栅格数据。

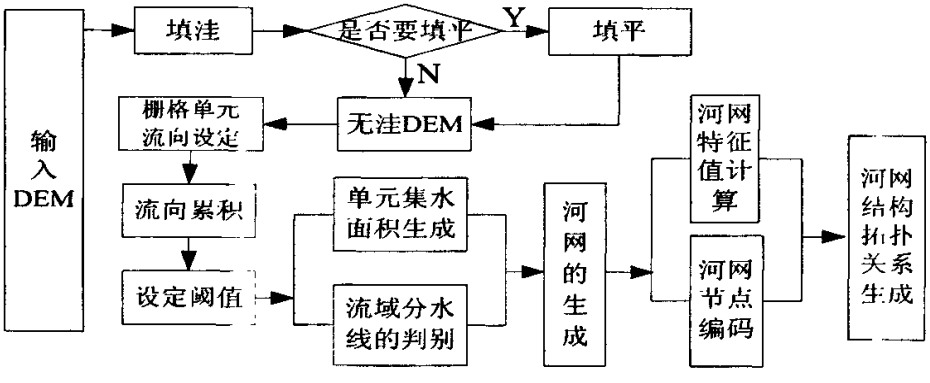


图 2-1　提取流域数字地形分析流程图

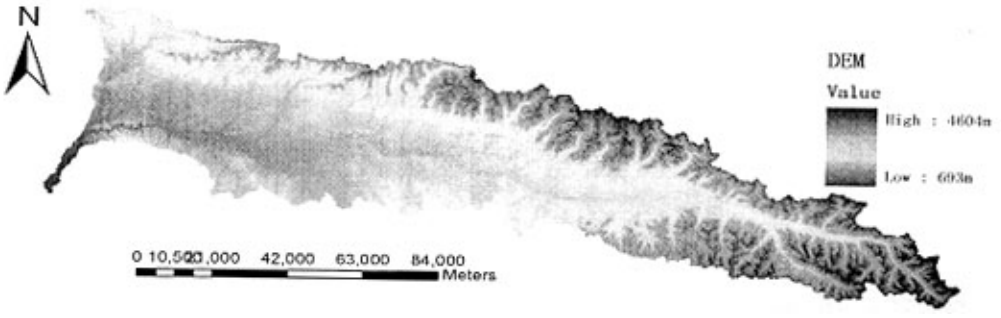


图 2-2　研究区 1:25 万 DEM 栅格数据

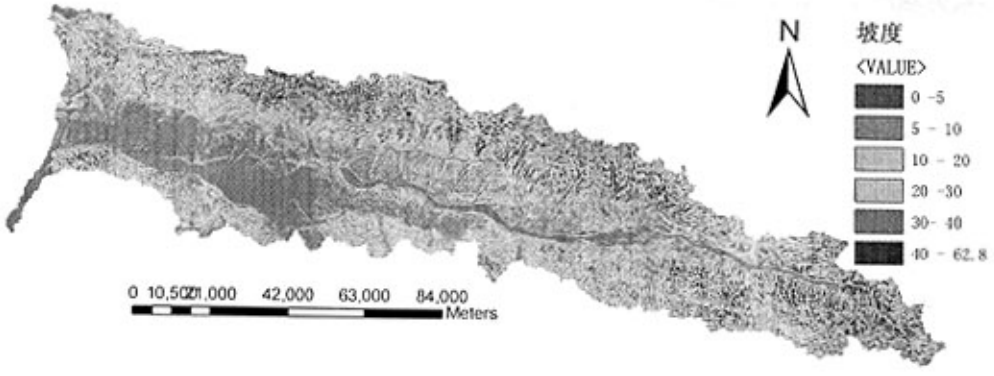


图 2-3　卡海流域坡度栅格图

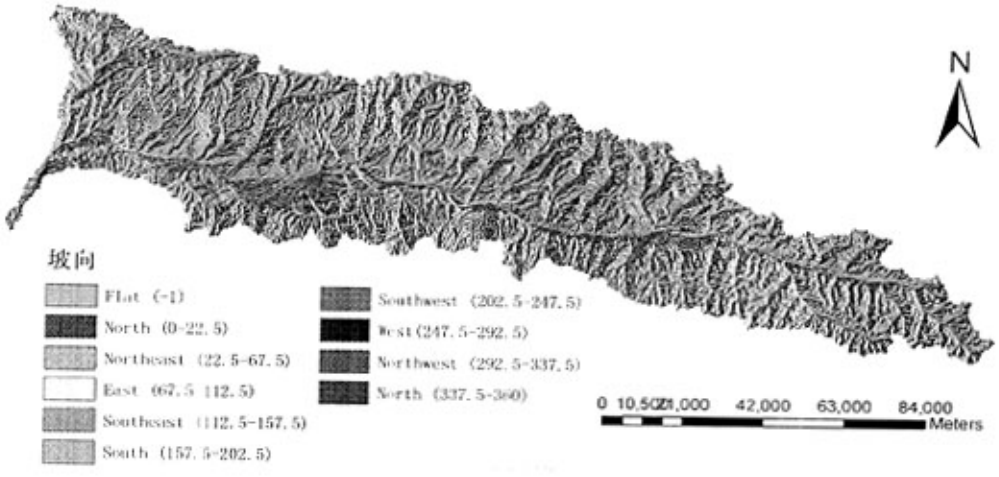


图 2-4　卡海流域坡向栅格图

2.1 具有水文意义的地形参数的提取

2.1.1 坡度、坡向的计算[57]

坡度和坡向作为描述地形特征信息的两个重要指标，不但能够间接表示地形的起伏形态和结构，而且是水文模型、滑坡监测与分析、地表物质运动、土壤侵蚀、土地利用规划等地学分析模型的基础数据。

坡度定义为水平面与局部地表之间的正切值。在 GIS 中的 DEM 数据模型中，坡度被定义为相邻两个网格属性值（高程值）的最大变化率。坡向在 DEM 中定义为坡度比降最大值的方向。坡向按从正北方向起算的角度测量，一般向北的坡向为 0 度，向东为 90°，向南为 180°，向西为 270。

迄今为止，坡度的计算方法可归纳为五种：四块法、空间矢量分析法、拟合平面法、拟合曲面法、直接解法。实践证明，拟合曲面法是解求坡度的最佳方法。

拟合曲面法一般采用二次曲面，即 3x3 的窗口如图 2-5 所示。每个窗口中心为一个高程点。点 e 的坡度、坡向的解求公式如下：

坡度：
$$Slope = \tan\sqrt{Slope_{we}^2 + Slope_{sn}^2} \tag{2-1}$$

坡向：
$$Aspect = Slope_{sn} / Slope_{we} \tag{2-2}$$

式中：*Slope* 为坡度，*Aspect* 为坡向，$Slope_{we}$ 为 X 方向上的坡度，$Slope_{sn}$ 为 Y 方向上的坡度。

$$Slope_{we} = \frac{(e8 + 2e1 + e5) - (e7 + 2e3 + e6)}{8X cellsize} \tag{2-3}$$

$$Slop_{sn} = \frac{(e7 + 2e4 + e8) - (e6 + 2e2 + e5)}{8X cellsize} \tag{2-4}$$

式中：*cellsize* 为格网 DEM 的间隔长度。

e5	e2	e6
e1	e	e3
e8	e4	e7

图 2-5　3×3 的窗口计算点的坡度/坡向

以 DEM 提取坡度和坡向技术在 GIS 模型中已经成熟[58, 59]，但由于 DEM 本身是对地形表面的一种模拟，势必受到原始数据误差、内插算法、格网分辨率等的影响[60]，也必然影响到坡度、坡向的计算精度。

图 2-3 是生成的卡海流域坡度栅格数据。研究区流域坡度变化在 0～62.8° 之间。从空间分布来看整个流域中部坡度较小。

图 2-4 是生成的卡海流域坡向栅格数据，坡向的度量在 0～360 度之间，灰色的坡向值为－1，ArcGIS 中将坡度为 0 的区域的坡向给值为－1。

坡向对土壤侵蚀和径流形成也有很大的影响，因为坡向不同，坡面上接受的热量、水分、受风力都不同，使阴阳坡的小气候出现很大的差异。受东南季风影响，迎风坡降雨量一般多于背风坡，有利于径流产生，而背风坡往往形成雨影区，降水少。一般而言阳坡降水多而阴坡少，而在天山西部山区恰恰相反，是阳坡降水少而阴坡多，但阳坡日照充足，蒸发较强，土壤水分损失量较大。相同降雨条件下阴坡土壤水分高于阳坡，在降雨量不大时阴坡较阳坡易产流，有时在一次降雨过程中阴坡产流而阳坡不产流，在降雨较大时则阳坡较阴坡易产流。

2.1.2 面积的计算

2.1.2.1 表面积的计算：

将格网 DEM 的每个格网分解为三角形，使用海伦公式计算三角形面积：

$$S=\sqrt{P(P-D_1)(P-D_2)(P-D_3)} \tag{2-5}$$

$$P=\frac{1}{2}(D_1+D_2+D_3) \tag{2-6}$$

$$D_i=\sqrt{\Delta X^2+\Delta Y^2+\Delta Z^2} \tag{2-7}$$

式中：D_i 表示第 i（$1\leqslant i\leqslant 3$）点对三角形顶点之间的表面距离，S 为三角形的表面积，P 为三角形周长的一半。整个 DEM 的表面积则是每个三角形表面积的累加。

2.1.2.2 投影面积的计算

投影面积指的是任意多边形在水平面上的面积。简单的计算方法是根据梯形法则，即如果一个多边形由顺序排列的 N 个点（Xi，Yi，$i=1$，2，L，N）组成并且第 N 点与第 1 点相同，则水平投影面积为：

$$S=\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{N-1}(X_iY_{i+1}-X_{i+1}Y_i) \tag{2-8}$$

如果多边形顶点按顺时针方向排列，则计算的面积值为负，反之为正。

2.2 基于 DEM 的水文因子的提取

2.2.1 DEM 的预处理

由于 DEM 水平分辨率和垂向分辨率的限制以及 DEM 生成过程中的系统误差，不可避免的存在低洼点，造成计算水流方向及派生流域信息时出现水流逆流和断流的情况，给以后的水流追踪带来困难，并产生不连续河流线段以及其他特征信息的不准确。因此，在提取流域特征信息前要对生成的 DEM 进行预处理，包括对存在的低洼点和平坦区进行进一步的判别和去除。

2.2.1.1 对洼地的处理

DEM 中存在平坦区域和洼地的原因，主要有两种基本情况：一是平坦区域和洼地真正的地表形态，在排水过程中应以有水文意义的方法加以处理；二是认为他们是假地形的，在进行排水分析之前应当加以矫正或消除。

（O'Callaghan &Mark，1984；Mark，1983）和（Mark，1984；Jenson & Dominque，1988）提出的填洼滤波法可以消除孤立的、较浅的洼地，而保留较大的洼地[61]。其中 O'Callaghan 和 Mark 采取的方法就是修正原始的 DEM 网格的高程值，其方法如下：

1）搜索 DEM 矩阵来确定洼地单元网格。洼地单元格是指相邻八个单元格高程都不低于本单元高程的单元格。每当遇到洼地单元格，就进行如下处理：搜索以洼地单元格为中心的窗口，位于窗口内的单元格，如果沿着下坡和平坦区域能够到达洼地单元格，则标记之，否则不标记。重复这个过程直到窗口内没有单元格能够被标记。所有被标记的单元格组成的区域称为洼地集水区域。

2）从洼地集水区域中找出那些潜在的出流点。潜在的出流点是被标记的单元格，它至少拥有一个荸荠高程低的未标记的相邻单元格。如果没有潜在的出流点，或者存在高程低于最低潜在出流点的相邻洼地集水区域的边界单元格，那么窗口没有完全包括洼地区域，需要扩大窗口。重复上述过程，直至不存在上述情况。

3）找到最低的潜在出流点后，比较它和洼地单元格的高程。如果出流点高程高，那么洼地是一个凹地，否则是一个平坦区域。对凹地，把洼地集水区域内所有高程低于出流点的单元格高程升高至出流点高程。这样，凹地就成为了一个可以确定流向的平坦区域。

通过对洼地的处理可以生成无洼地 DEM。在无洼地 DEM 中，自然水流可以畅通无阻地流至区域地形的边缘。因此，借助无洼地 DEM 可以对无数字地区进行自然水流模

拟分析。图 2-6 和图 2-7 为洼地处理前后的 DEM 图

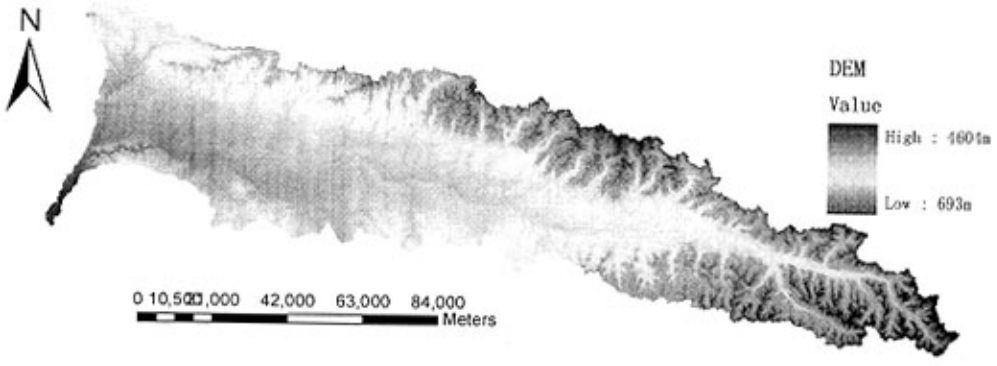


图 2-6　洼地处理前的 DEM 图:高程 693～4604m

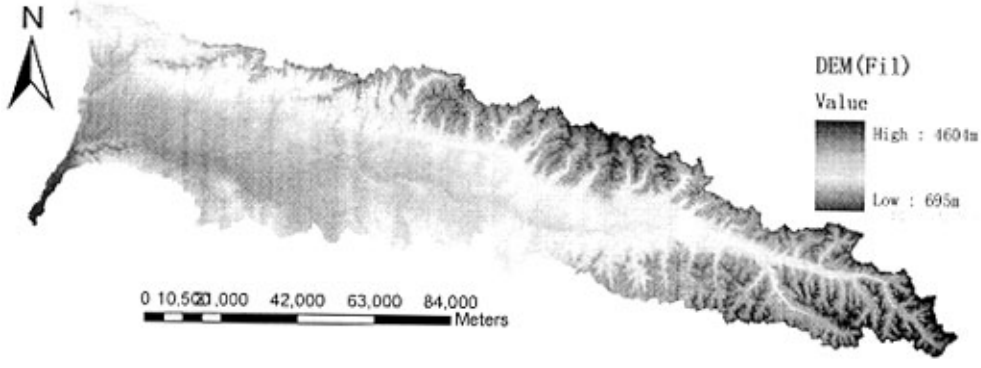


图 2-7　洼地处理后的 DEM 图:高程 695～4604m

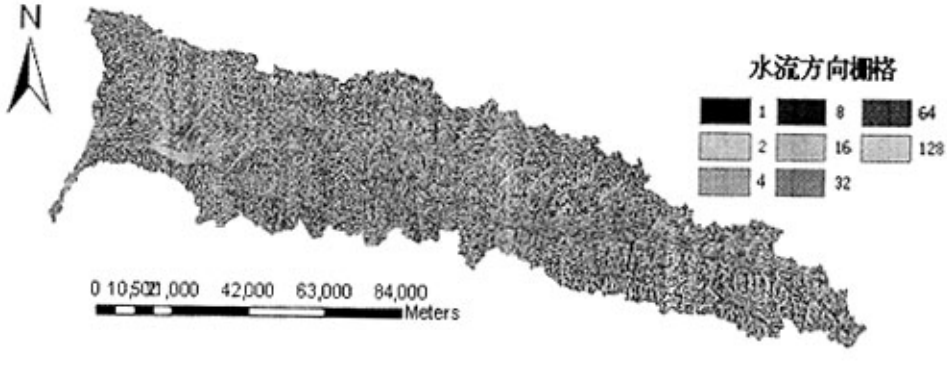


图 2-8　水流方向栅格图

2.2.1.2 对平坦区域的处理

DEM 栅格阵列中的平坦区域，包括原始 DEM 中的和上一步中填洼地产生的平坦区域，该算法通过对平坦区域范围内的单元格分别增加一个微小的高程增量来抬升平坦区域，这样每个单元格就有了一个明确的水流方向，以便下一步的分析。每一个单元格的增量大小不一样，但最大的增量不超过 DEM 的空间分辨率，这样就不会影响原始的 DEM 的水流方向，从而不会影响河网的提取，该算法需要一个临时阵列。经过洼地填充的 DEM 阵列称为活动阵列。

开始时将活动阵列数据拷贝至临时阵列。搜索活动阵列，即搜索相邻八个单元格高程都不低于本单元格的单元格，它必须是位于某个平坦区域内。把临时阵列中对应的单元格的高程增加 DEM 数据空间分辨率的十分之一（如果平坦区域相当广阔的华，则增加万分之一乃至百万分之一）。整个活动阵列搜索完毕后，将临时阵列拷贝回活动阵列，重新搜索。重复这个过程，直至没有平坦区域的单元格。经过上述处理后的 DEM 数据称为规范化 DEM 数据。对规范化的 DEM 进行水流方向的确定、汇水面积的确定和河网的提取，都比较容易。

2.2.2 水流方向的确定

计算水流方向是利用 DEM 栅格数据进行水文分析的基础，水流方向就是指水体流出的方向。汇流能力也称为集水能力，是指特定栅格汇集水流的强弱程度。在以栅格数据为基础的分布式水文模型中，水流方向和汇流能力采用 D8 算法进行计算。对水流方向来说，将被处理的栅格单元（cell）和周围的 8 个栅格单元相比较，被处理的栅格单元中心和相邻 8 个单元中落差最大的一个单元的中心连线的方向被定义为被处理的栅格单元的水流方向。汇流能力则是沿水流方向流入特定栅格的总和。进一步的水文分析如流域边界的勾画、水文网络分析都需要先勾画出水流方向和汇流能力。

对每一个格网，水流方向指水流离开此网格时的指向。通过将网格 x 的 8 个邻域格网编码，水流方向便可以由其中一值来确定，格网方向编码如图 2-9 所示：

32	64	128
16	x	1
8	4	2

图 2-9 格网编码图

流向的判定是建立在 3×3 的 DEM 基础上，流向判断的方法有单流向法和多流向法

之分。多流向法将某单元格上产生的径流按一定的比例流向若干相对较低的相邻单元格，而单流向法将某单元格上产生的径流都流向一个最低的相邻单元格[62]。由于单流向法因其确定简单、应用方便而应用最广。

单流向法假定一个网格中的水流只从一个方向流出网格，然后根据网格高程判断水流方向，再由得出的流向栅格进行进一步的信息提取，如河网、边界线、子流域长度河坡度等。目前应用最广泛的单流向法是 D8[63]法。此外还有 Rho8[64]法、DEMON[65]法、Lea 法河 D∞[66]法等。

本次研究采用常用的 D8 法：假设单个网格中的水流只有 8 中可能的流向，即流入与之相邻的 8 格网中。它用最陡坡度法来确定水流的方向，即在 3×3 的 DEM 网格上，计算中心网格与各相邻网格间的距离权落差（即网格中心点落差除以网格中心点之间的距离），取距离落差最大的网格为中心网格的流出网格，该方向即为中心网格的流向。

多流向法的提出比较晚，1991 年由 Quinn 等[67]提出，是对 D8 与 Rho8 算法的改进，但它的运用比较少。这种方法所考虑的仍然是中心栅格与其周围的 8 个栅格之间的关系，是依据一定的原则，使得水流可以流向比它低的所有相邻单元格。但是，这样会产生不连续的汇流面积，并且计算结果与几何对称性和边界的约束有关系，多流向算法避免了偏向某栅格，但是增加了存储量。Freeman、Quinn 等指出单流向算法不能反映凸形坡面的发散水流状况，多流向算法能够很好的模拟河流源头区域的水道，但对水发育完好的辐合水流区域，单流向算法能给出最优结果。图 2-10 可简单的表示由 DEM 生成水流方向矩阵的过程

83	75	74	76	63	54
79	72	61	54	51	55
74	58	49	42	42	53
69	63	59	27	36	29
73	66	52	26	21	24
79	58	39	17	16	17

（a）原始 DEM 矩阵

2	2	2	4	4	8
2	2	2	4	4	8
1	1	2	4	8	4
128	128	1	2	4	8
2	2	1	4	4	4
1	1	1	1	4	16

(b)水流方向矩阵

图 2-10 由原始 DEM 确定水流方向矩阵

本文用单流向算法结合 1:25 万研究区 DEM 确定的水流流向如图 2-8 所示。

2.2.3 流水累计量[68]

区域流水量累积数值矩阵表示区域地形每点的流水累积量，它可以用区域地形曲面

的流水模拟方法获得。流水模拟可以用区域的数字地面高程模型的流水方向数值矩阵来进行。其基本思想是：以规则格网表示的数字地面高程模型每点处由一个单位的水量，按照自然水流从高处往低处的自然规律，根据区域地形的水流方向数字矩阵计算每点处所流过的水量数值，便可得到该区域的水流累计数字矩阵。图 2-11 给出一个由简单的原始 DEM 矩阵计算出相应的水流累积矩阵的范例。

2	2	2	4	4	8
2	2	2	4	4	8
1	1	2	4	8	4
128	128	1	2	4	8
2	2	1	4	4	4
1	1	1	1	4	16

（a）水流方向矩阵

0	0	0	0	0	0
0	1	1	2	2	0
0	3	7	5	4	0
0	0	0	20	0	1
0	0	0	1	24	0
0	2	4	7	35	2

（b）水流累计矩阵

图 2-11 水流方向确定水流累计矩阵

2.3 流域水系的提取

2.3.1 汇水面积阈值的确定

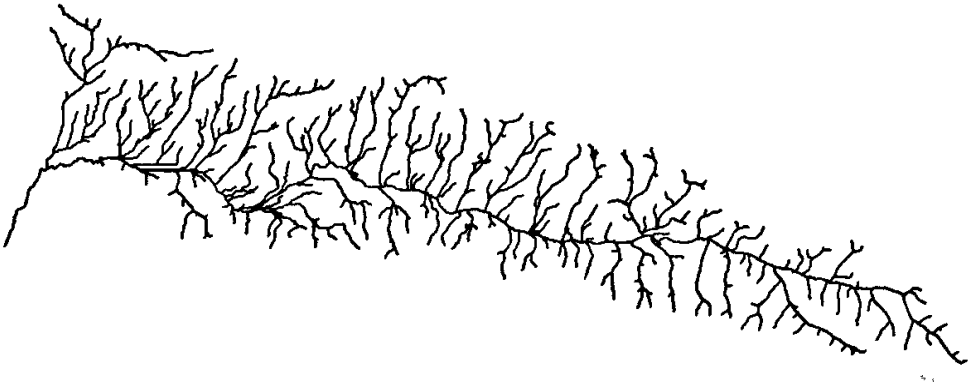
上游汇水面积是指流入某网格单元的水流流经的所有网格的面积之和。每个单元的汇水面积为该单元的汇流累积单元总数乘以单元面积。只有上游汇水面积达到某一阈值，才能形成河网。因此在提取水系时，首先给定最小水道给养面积阈值，流域范围内汇水面积超过阈值的那些格点即定义为水道。小于该值的汇水面积不可能产生足够的径流形成水道。把汇水面积大于给定阈值的网格连接起来，就形成了流域河网。

目前广泛应用的河网提取方法是由 O'Callaghan 和 Mark 提出的，为得到连续河网，方法中引入了集水面积阈值的概念，但对同一个流域，选取不同的集水面积阈值将得到不同的河网，具有很大的随意性[69]。Gyasi－Asyei 等[69]研究的集水面积阈值确定方法过于复杂，不易应用。国内利用 DEM 提取流域河网的文献，对如何选取合理集水面积阈值研究较少[70]。如图 2-12 为阈值分别为 1000~7000 个网格单元所提取到的流域水系河网。

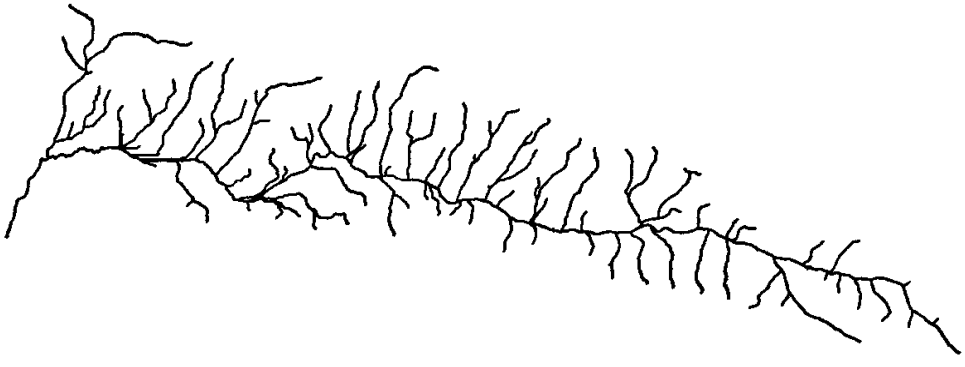
从图 2-12 可以看出，随着集水面积阈值的变化，生成的河网及流域的级数、各级河流(特别是 1 级和 2 级河流)的长度、集水面积、流域的河网密度及河源密度等发生了变化。因此，集水面积阈值的选取对基于 DEM 提取的流域地貌特征的水文分析计算以及产汇流计算方法影响很大。合理的确定汇水面积阈值才能利用其提取出的河网与实际

相吻合且才能满足研究的需要。

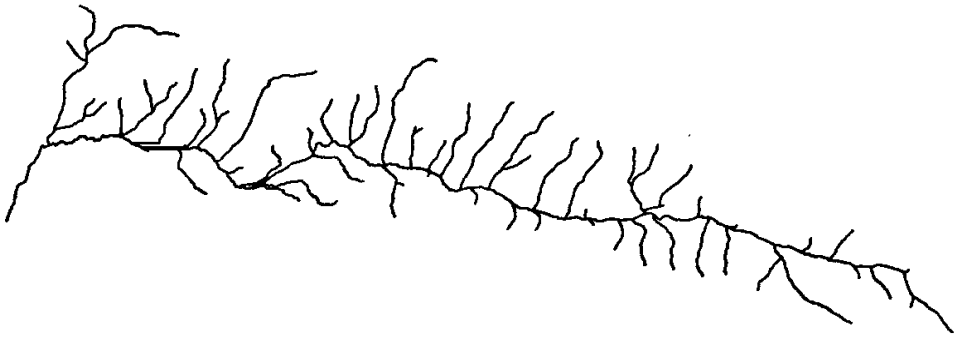
因此对于一个流域来讲，应该怎样来确定一个比较合适的汇水面积阈值呢？对于一个流域来讲，流域的面积大小和流域内干支流的总长度是固定不变的，且流域内河流干支流总长度与流域面积的比值即河网密度是不变的。因此对于一个固定的流域，随着汇水面积阈值的增大，河网密度变化趋于平缓，即当流域面积阈值增大时，坡地网链逐渐移走，当面积阈值增大到一临界值时，可以认为所有的坡地网链均从河网中移出，河网密度的变化趋于平缓。



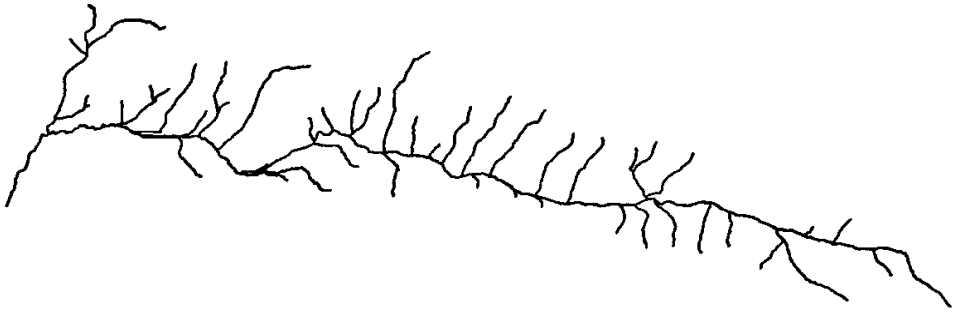
(a)阈值为 1000



(b)阈值为 3000



(c)阈值为 5000



(d)阈值为 7000

图 2-12 阈值与河网关系图

通过选取不同的集水面积阈值提取流域内干支流的总长度及根据流域面积计算河网密度，计算结果见表 2-1。从表 2-1 可以也看出流域河网密度随汇水面积阈值的变化趋于平缓。

表 2-1 面积阈值与河网密度关系

阈值	1000	2000	3000	3500	4000	4500	5000	5500	6000	6500	7000
密度	0.277	0.2	0.166	0.157	0.144	0.135	0.133	0.131	0.129	0.127	0.125

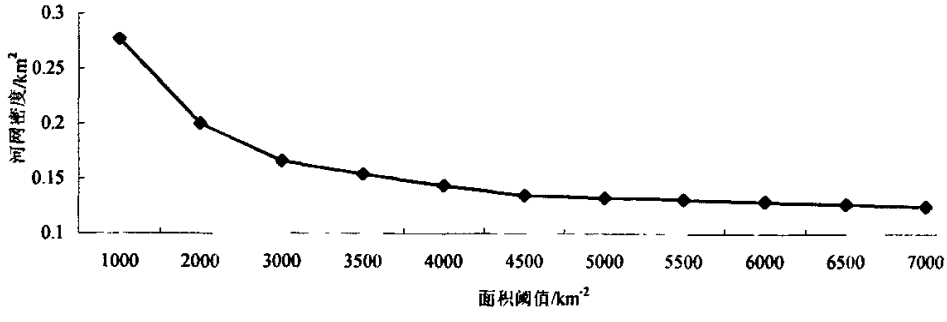


图 2-13 水面积阈值与河网密度关系曲线

利用集水面积阈值反映影响河网发育的诸因子(如地形、地貌、地质、土壤及植被) 间的复杂关系，在下垫面均匀的情况下可以得到较合理的模拟河网，但在下垫面比较复杂的流域，不能用单一的集水面积阈值，可以根据不同的区域特征，选取不同的面积阈值[69, 71]。根据河网密度和汇水面积阈值的关系提取流域水系的方法，排除了汇水面积阈值选取的主观性。

根据上述方法，本文研究流域的河网密度与汇水面积阈值关系如图 2-13 所示。由图 2-13 可以看出，当阈值小于 4000 时，河网密度与汇水面积阈值曲线变化较大，大于 4000 时趋于平缓。最后，结合实际水系图本文选择 4000 作为确定该流域水系的汇水面积阈值。根据此阈值并结合 ArcGIS 软件中的水文扩展模块可以自动生成研究区的水系。

通过确定的汇水面积阈值，并借助 ArcGIS 软件最终确定流域的水系。在 ArcGIS 软件中，一般要采取以下步骤：首先计算每一个栅格内的水流方向(flow direction)，计算之前先填充 DEM 数据中的沉降点(depressions，sink)使地势变得相对连续和平滑；第二步计算汇流能力(flow accumulation)；第三步提取水系网络和流域和集水区边界线。可以将生成的流域边界和水网栅格数据在 ArcGIS 中转化为矢量数据并建立拓扑关系。

通过上述步骤及确定的阈值，提取出的该流域的水系如图 2-14 所示：

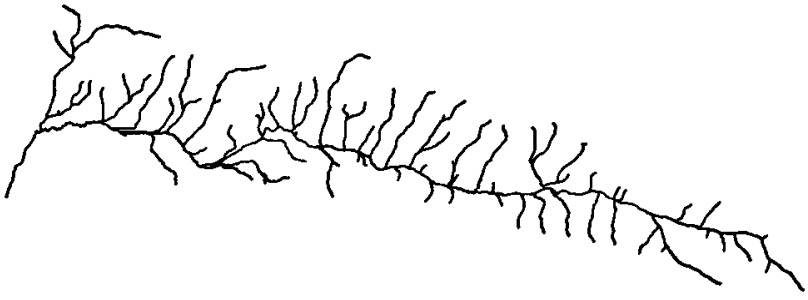


图 2-14 流域水系图

2.3.2 河网分级

河网分级是对一个线性的河流网络以数字标识的形式划分级别。在地貌学中，河流的分级依据河流的流量、形态等因素进行。不同级别的河网所代表的汇流累积量不同，级别越高，汇流累积量越大，一般是主流，而级别较低的河网一般则是支流。

在 ArcGIS 的水文分析中，提供两种常用的河网分级方法：Strahler 分级和 Shreve 分级。本文采用 Strahler 分级方法对研究区河网进行分级，并对分级结果矢量化。最终

确定本研究区河网分为 4 级，分级结果如图 2-15 所示。

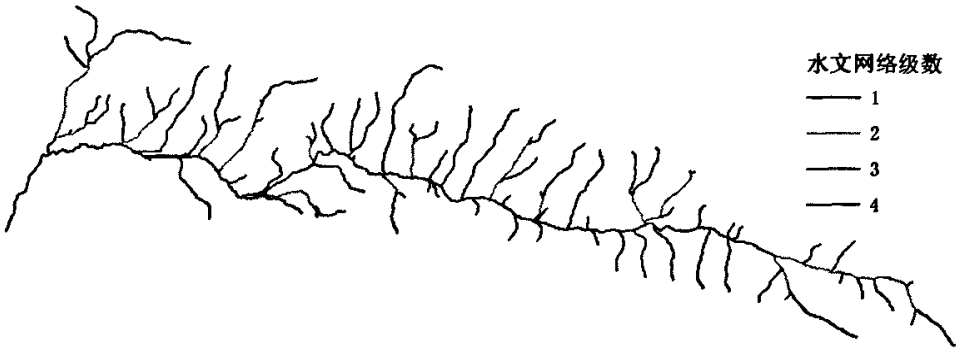


图 2-15 流域河网分级图

2.4 流域界限的确定和子流域的划分

2.4.1 流域界限的确定

流域边界线及其水系网络的模拟提取是确定集水区面积、计算水道长度、级序和沟壑密度的基础数据，也是相关专题图的制备和数据叠加分析所必须的。图 2-16 是基于 4 级水道提取的该流域边界，即是本文研究的流域边界。

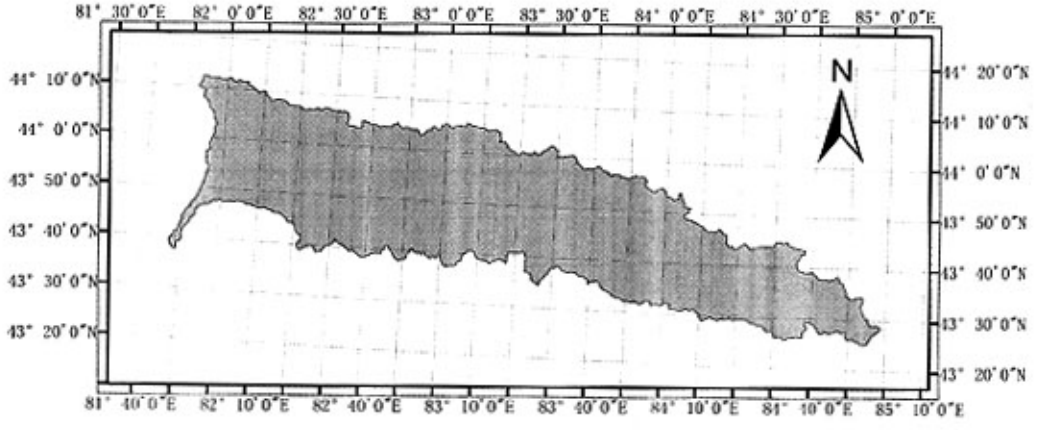


图 2-16 域边界矢量图

2.4.2 子流域的划分[72]

子流域的确定分两步进行：第 1 步在河道的基础上进行初步的划分，第 2 步要对第 1 步产生的很小的子流域进行合并。实际应用中我们可以按照研究目的和需要以及所获数据的精度，将研究区域离散化。

首先要给出子流域大小的阈值，该阈值同河网的阈值意义相同。通过这个阈值按照上面的方法即可定出有编号的河网。初步的子流域即是每段河网的流入区域。这样定出来的子流域可能因为河段较短而出现很小的子流域，下一步就是将这些小流域进行合并。流域合并的方法很多，最容易实现的是合并到它流入的那个子流域。如果要使子流域的形状尽可能的成为凸边形，最好合并到其相邻的子流域。

具体实现步骤如下：(1)设定一个阈值；(2)通过流向确定每个网格的入流网格；(3)按照该阈值确定河网 Wnet(i，j)；(4)从第 1 条河段开始，依次搜索所有河段的起点，能够流入到河段起点的所有网格都编上该河段的号。如第 1 条河段的起点是流域的出口，流入出口的网格是全流域，则给全流域的网格都标上 1。再找第 2 条河段起点，所有能够流入该点的网格编号由 1 变成了 2，如此直至所有的河段结束，就可以给每个网格按照河段编上了子流域号，每条河段的流向即是子流域的流向；(5)结束步骤(4)后很容易出现面积很小的子流域，所以要计算出子流域的面积，如果存在面积小于阈值的子流域将其编号改为其流入子流域的编号，排在其后面的子流域编号减 1，子流域流向依次修改。如此即可保证所有子流域的面积都大于阈值。(6)子流域的边界的确定，将每个子流域单独提出，邻居个数小于 8 个的网格即为子流域的边界。此处的子流域是根据河道来定出的，更符合水文学的思想，方便水文模型的计算，提高水文模型的模拟精度。子流域之间通过子流域的流向确定了拓扑关系。

通过上述方法并借助 ArcGIS 软件中的水文模块自动提取的水系如图 2-17 所示，研究区被分为 32 个子流域。

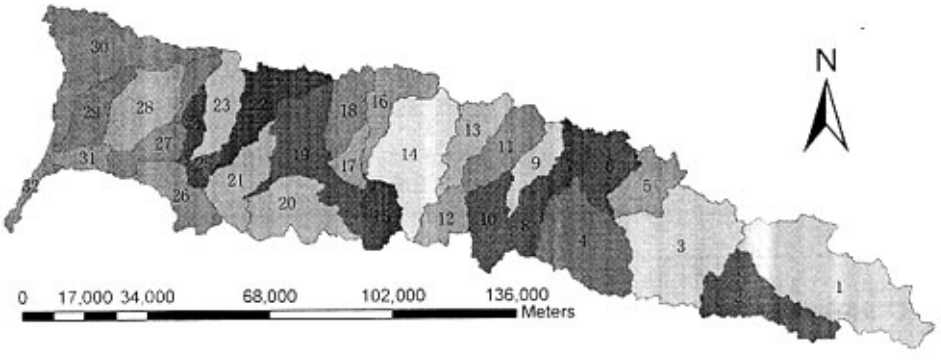


图 2-17 ArcGIS 软件自动提取的子流域

实际应用中我们可以按照研究目的和需要以及所获数据的精度，将研究区域离散化。考虑到研究的需要及收集到的研究区原始水文气象资料详细情况，对自动提取的子流域

进行合并。由于受到水文资料的限制本文取前 14 个子流域为研究对象，根据水文资料的详细情况对前 14 个子流域进行合并。最终确定的为 8 个子流域如图 2-18 所示。

2.5 流域信息的提取

流域的信息包括很多方面，根据研究者研究目的的不同，所提取的流域信息也不同。尽管流域信息种类较多，但是目前通过各类软件如 ArcGIS、Rivertool 等对流域信息的提取变得很方便。常需要的流域信息包括：子流域的长度、面积、坡度、河道长度等。

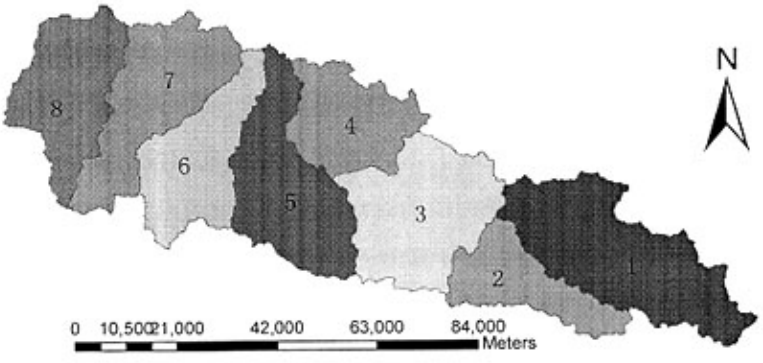


图 2-18 最终确定的子流域

2.5.1 子流域长度

子流域的长度为子流域内地表径流所流经的距离。在 DEM 中通常用平均流经距离和平均水流路经长度来表示。本文用平均水流路径长度来表示子流域的长度。

平均流经距离是指地表径流从子流域内它的起始点到第一个相邻的下游河道所流经的平均距离，要求所提取的河道是单栅格宽的。而平均水流路径长是指地表径流从河道分水线到相邻河道所流经的平均水流路径长度。本研究区域借助 1:25 万全疆 DEM 数据提取的子流域长度如表 2-3 所示：

表 2-2 子流域长度

子流域	1	2	3	4	5	6	7	8
长度(km)	233.6	161.3	182.1	194.0	150.2	171.8	165.7	199.1

2.5.2 子流域面积及河道长度

通过 ArcGIS 工具提取子流域，并对提取的子流域进行分析统计，最终得到的研究区的子流域面积与河道长度如表 2-3 所示。

表 2-3 子流域面积及河道长度

子流域	1	2	3	4	5	6	7	8
面积（km^2）	950.5	407.6	769.3	719.5	486.8	563.8	590.5	677.2
河道长度	314km(提取)			318 km(实际)			误差	1%
流域面积	9604km^2(提取)			9541km^2(实际)			误差	0.6%

2.5.3 子流域坡度

地表坡度通常定义为最陡方向上的高程落差除以距离，目前具有代表性的计算子流域坡度的模型有：平均地形坡度、平均流经距离坡度、平均水流流经坡度及球形坡度。本研究用平均地形坡度模型来计算研究区的子流域坡度。

坡度对径流产生有一定的影响[73]。Rodier（1996）等认为集水区坡度对径流兴起时间、汇流时间及径流持续时间、累计径流量、峰值均有显著影响。在同样降雨条件下，不同坡度坡面上径流量有所不同，径流量随坡度增加而增大。本研究区的被划分的子流域的平均坡度如表 2-4 所示。

表 2-4 子流域坡度(度)

子流域	1	2	3	4	5	6	7	8
max（°）	62.16	56.67	54.67	53.2	61.56	60.59	58.18	62.8
min（°）	0.00	0.11	0.00	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00
平均（°）	23.52	22.36	19.49	16.46	20.46	14.75	14.82	16.42

有研究表明[74-79]，DEM 的垂直和水平分辨率对流域特征有一定的影响。主要结论是：不同分辨率的 DEM 得出的流域面积、河网结构、高程、长度等在大体上是一致的，具体的细节方面有差异，但与坡度有关的参数差别较大[80]。由于受 DEM 水平分辨率和垂直分辨率的影响，以及 DEM 生成过程中的系统错误，生成的 DEM 产品中会出现很多干扰、错误等，与自然地形相比，它所描述的仅是一种概化了的现象，会出现很多伪特征。因此，只有对这些伪特征进行分辨、处理，才能提取出与天然地形比较一致的流域特征来。目前已有了一些方法可以得出较好的结果，但由于 DEM 的大小、范围、所描述的流域以及其本身的特征都直接影响着各种方法的提取效果。这些也将影响降雨量的空间分布及水文模型模拟精度。由于受资料的限制，本文并未进行 DEM 分辨率不同对流域特征信息提取影响的研究，有待于在今后的工作中加强和完善。

第三章　降雨量的空间插值

在水文预报中降雨量是制约预报精度的主要因素。传统的水文预报模型主要依赖雨量站实测降水和水文站实测流量，把整个流域水文过程作为集总过程来处理，基本上不考虑流域特性和降水量的空间分布。获取精确的降雨空间分布特征的一种方法就是建立密度极高的雨量站网。虽然我国已建立了相当多的遥测雨量站和气象站，但这只是有限的观测点，其资料密度远不能满足流域水文模型的需求。地处干旱半干旱地区的新疆河流大多数是山区性河流，这种问题更为突出[8]。降水是一种强时空变化的天气现象。雨量计可以在点上进行精确测量，但空间代表性差，用点雨量去估计面雨量是会产生误差的，有时甚至产生较大偏差。目前降水量数据主要来源于气象及水文站点的连续监测数据，但是这些站点一般较少且零散分布，对于卡海流域复杂多变的地形特征，直接利用这些监测数据，计算区域面上的降水量是不可靠的，如何将点雨量数据向面雨量数据转化，是估算和评估区域降水资源的关键。目前国内外对这一领域的研究比较多，应用最普遍的是空间插值模型拟合法，就是根据给定的一组或多组离散点的特征值与空间位置拟合出一个函数方程，使该函数方程充分反映给定点特征值与空间位置间的数学关系，从而推断一定区域范围内其它空间点的特征值。因此，有必要采用一些合适的空间插值方法，利用邻近该区域气象站点的资料，通过空间插值生成研究区降雨量的空间分布，则是一种有效的解决方法。

可以采用两类方法来模拟降雨的空间分布。一种是从气象学的观点出发，根据各种气象条件建立确定性的物理方程，用解析法或数值法求解方程，来模拟及预报降雨的空间变化。然而建立并应用这些模型需要大量的气象数据，例如风向和风速，空气湿度及水气补给，空气上升速度等，这是本次研究不能完成的。另一种方法是依据现有信息通过插值得到降雨空间分布的估计。目前在降雨资料插补中广泛应用的插值方法，主要有反距离加权法、算术平均法、样条插值法、克里金插值法、协克里金法等。本文在对卡海流域降水资源变异规律进行分析的基础上，利用 ArcGIS 中的内插法，对卡海流域的降水资源时、空分布进行了模拟研究，以提高流域洪水预报的精度。

3.1 流域降雨量的空间插值

3.1.1 降水量的统计模型

目前对降水的推算主要用以下两种方法：(1)将影响某一地区降水的要素分为若干修正项，然后进行综合，得出任意点的降水的推算值；(2)建立降水与其影响因素之间的多元统计模型，用以推算降水值。第二种方法具有计算简便、容易在地理信息系统中实现的优点，因此本文选择第二种方法，即根据实测点的降水，建立降水和位置、海拔、地形因子之间的关系，模拟降水信息的空间变化规律[82]。模型可表示为：

$$P = f(h,\lambda,\phi) \tag{3-1}$$

式中：P为降雨量(mm)；h为计算点的海拔高程(m)；λ为计算点的纬度；ϕ为计算点的经度。

3.1.2 反距离加权法

反距离加权法是以插值点与样本点之间的距离为权重的插值方法，插值点越近的样本点赋予的权重越大，其权重贡献与距离成反比。可表示为：

$$Z = \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{(D_i)^p} Z_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{(D_i)^p} \tag{3-2}$$

其中 Z 是插值点估计值，$Z_i(i=1\text{-}n)$是实测样本值，n 为参与计算的实测样本数，D_i 为插值点与第 i 个站点间的距离，P 是距离的幂，它显著影响内插的结果，幂越高，内插结果越具有平滑的效果，它的选择标准是最小平均绝对误差。当取 p=2 时，即称作反距离平方加权法。

3.1.3 克里金方法

克里金插值方法被认为是地学统计最主要的方法之一，是建立在地质统计学基础上的一种插值方法。该方法最早由法国地理学家 Matheron 和南非矿山工程师 Krige 提出的[83]，最早用于矿山勘探。这种方法充分吸收了地理统计的思想，认为任何在空间连续变化的属性是非常不规则的，不能用简单的平滑函数进行模拟，只可以用随机表面函数给予恰当描述。克里金方法的关键在于权重系数的确定。该方法在插值过程中根据某种优化准则函数来动态地决定变量的数值，从而使内插函数处于最佳状态。从统计意义上说，克里金法是从变量相关性和变异性出发，在有限区域内对区域化空间变量的取值进行无偏、最优估计的一种统计方法；从插值角度上讲，克里金法以空间结构分析为基础，充分利用了数据空间场的性质，在插值过程中对空间数据求线性最优，可以反映空间场的

各向异性，是一种无偏估计的内插方法。该法的最佳适用条件是空间变量存在着空间相关性[84]。

克里金方法的插值公式为：

$$Z(x_0)=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i Z(x_i) \tag{3-3}$$

式中：$Z(x_0)$为x_0处的估计值；$Z(x_i)$为x_i处的处的观测值；λ_i为克里金权重系数；n为观测点个数。

权重由克里金方程组

$$\begin{cases}\sum_{i=1}^{n}\lambda_i C(x_i,y_j)-u=C(x_i,x_o),\\ \sum_{i=1}^{n}\lambda_i=1,\end{cases} \tag{3-4}$$

来确定，其中，$C(x_i,y_j)$为测站样本点之间的协方差，$C(x_i,x_o)$为测站样本点与插值点之间的协方差，u 为拉格朗日乘子。插值数据的空间结构特性由半变异函数描述，其表达式为：

$$\gamma(h)=\frac{1}{2N(h)}\sum_{i=1}^{N(h)}(Z(x_i)-Z(x_i+h))^2 \tag{3-5}$$

其中，n 为距离为 h 的采样点对的数目(n 对点)，采样间隔 h 也叫滞后，N(h)为被距离区段分割的试验数据对数目，根据试验变异函数的特性，选取适当的理论变异函数模型。根据试验半变异函数得到的试验变异函数图，从而确定出合理的变异函数理论模型[85]。对应于 h 的$\gamma(h)$的图被称为“半方差图”。半方差是定量描述区域性变化的第一步，它为空间插值、优化采样提供了有益的信息。为了求得半方差图，必须先得到拟合半方差的理论模型[86]。图 3-1 表示一个典型的半方差图。

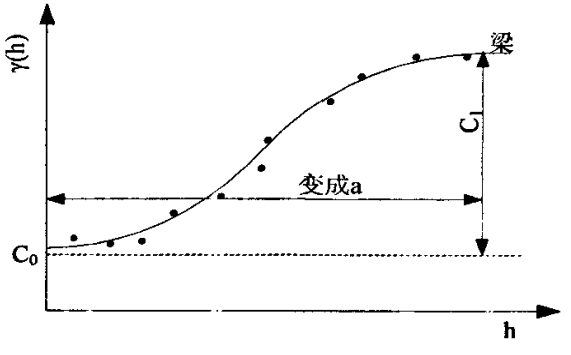


图 3-1　半方差图

图中的 *Co* 为核方差，称为金块效应(nugget efect)，是观测误差的和距离间隔很小的情况下的空间变化的组合。a 称为变程(range)，它描述了与空间有关的差异随距离变化的方式。在变程范围内距离越近的点具有更相近的特征，数据点和未知点之间的距离大于变程范围时，表明该数据点与未知点距离太远，对插值没有作用。C 称为基台值，它反映了某区域化变量在研究范围内变异的强度。曲线的水平部分成为“梁(Sill)”。

关于理论半方差函数，假设它是各向同性的。常用的理论半方差函数有：球面模型、指数模型、高斯模型。本文采用球面模型。

3.1.3.1 球面模型

球状模型，其公式为：

$$\gamma(h)=\begin{cases} c_0+c_1[\dfrac{3h}{2a}-\dfrac{(h/a)^3}{2}], & 0<h<a \\ c_0+c_1, & h\geq a \\ 0, & h=0 \end{cases} \tag{3-6}$$

式中：*a* 为变程；*h* 为延迟；*c0+c1* 为梁。一般情况下用球面模型拟合效果比较理想。当存在明显的变程和梁，同时核方差也很重要但数值不太大的情况下可用球面模型进行半方差拟合。

3.1.3.2 指数模型

当存在明显的变程和梁，而没有渐变的变程，则可用指数模型进行拟合。其公式为：

$$\gamma(h)==\begin{cases} c_0+c_1[1-\exp(-h/a)], & h>0 \\ 0, & h=0 \end{cases} \tag{3-7}$$

式中 a 不是变程，该模型的变程为 3a。。

3.1.3.3 高斯模型

如果核方差和空间变化有关的随机变化相比很小，则可用高斯模型进行拟合。其公式为：

$$\gamma(h)==\begin{cases} c_0+c_1[1-\exp(-h/a)^2], & h>0 \\ 0, & h=0 \end{cases} \tag{3-8}$$

式中 a 也不是变程，该模型的变程为 $\sqrt{3}a$。

克里金方法包括普通克里金方法、简单克里金方法、泛克里金方法及协克里金方法等[87]，最常用的是普通克里金插值方法。普通克里金方法认为，当空间变量的结构性成

分确定后，剩余的差异变化属于同质变化，不同位置之间的差异仅是距离的函数。

3.1.4 协克里金方法

建立在地质统计学理论基础上的协克里金方法的基本原理与克里金插值方法相同，但它通过考虑一个以上的变量而优化估计。对多个具有空间相关性的空间变量进行估计的克里金方法可以归类为协克里金方法。借助这类方法，可以利用几个空间变量之间的相关性，对其中的一个变量或多个变量进行空间估计，以提高估计的精度和合理性。协克里金是通过建立交叉协方差函数（*cross covariance*）模型来进行估值的。

设有 k 个协同区域化变量 $Z_1(x), Z_2(x), \ldots, Z_k(x)$，则每一对区域化变量 $Z_i(x)$和 $Z_k(x)$ 的交叉变异函数为：

$$r_{ik} = \frac{1}{2} E\left\{\left[Z_i(x) - Z_i(x+h)\right]\left[\left[Z_k(x) - Z_k(x+h)\right]\right]\right\} \tag{3-9}$$

虽然协克里金方法的基本原理早已为人们所熟知，但至今它仍是一个不经常使用的方法。其主要原因就在于其符号和算法比较复杂，交叉协方差函数和交叉变异函数的求取比较困难[88, 89]。

3.1.5 改进的协克里金方法(Co-kriging)

本文采用协克里金方法，并将高程、坡度、坡向作为影响因素引入到对降雨量的空间插值中来。考虑高程、坡度、坡向影响的协克里金估值方法可表示为

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) + a_i[y(x_i) - m_{\bar{h}} + m_{\bar{p}}] \tag{3-10}$$

式中：$Z(x_0)$为 x_0 点处估计降雨量；$Z(x_i)$为第 i 站的实测降雨量；$y(x_i)$为 x_i 点处的高程；n 为实测雨量站个数；$m_{\bar{h}}$，$m_{\bar{p}}$为高程和降雨的全局平均值；a_i 为协克里金插值综合权重系数，由坡度、坡向、距离权重系数决定。综合权重系数公式：

$$a_i = \sum_{j=1}^{n} a_{ij} A_{ij} \tag{3-11}$$

式中，a_i为第i个站点的综合权重；a_{ij}为第j个权重对第i个站点的权重；A_{ij}为第i个站点的每j个单个权重因子。利用这种综合权重计算方法，可定量地表示出不同权重因子对不同降雨量的影响。

3.1.5.1 坡度权重

坡度因子对气象要素的影响是非常大的，不同坡度的地表接受到的太阳辐射相差很大[90]。傅抱璞[91]发现当坡度在30° 以上时，坡度对太阳辐射的影响在所有坡向上都很明

显。当相同的太阳高度角时，不同坡度的地表对太阳辐射的吸收、辐射、反射也不同。因此，在气象要素的空间插补中有必要考虑坡度因子对内插结果的影响。本研究中，坡度被分为0°～30°、30°～60°、60°～90°三个区间而加以量化，方便了坡度权重的计算，对处在不同的坡度区间的站点赋予不同的整数值，以便于对不同的站点给予不同的权重。某一站点坡度权重的赋值是按以下原则实施的，即：如果站点的坡度和需要插补的DEM格网上的坡度在相同的区间内，那么赋予该站点较高的权重(本研究中取0.55)，否则赋予较小的权重(本研究中取0.2)。考虑到流域地形的复杂情况，该权重系数可根据插值结果对比分析进行优化调整，使插值结果与实测值误差较小。

3.1.5.2 坡向权重

地表坡向也是对气象要素有很大影响的因子之一，尤其对于气温、降水及蒸散发。对于降水，坡向的不同会引起背风坡和迎风坡气流的空间差异，从而形成坡向降水导致降水的空间变化。在本研究中，坡向是按顺时针方向把地表分为 8 个坡向区间(每个区间大小为 45°)，以正北方向为零计算。采取类似坡度处理的方法，把 DEM 格网不同的坡向赋予不同的整数值，用 1，2，3，4，5，6，7，8 分别代表北、东北、东、东南、南、西南、西、西北 8 个方向，通过坡向区间的划分来表示不同站点对 DEM 格网气象要素不同的影响力。如果某站点的坡向和该 DEM 格网处在同一个坡向区间时，赋予该站点较大的权重(本研究中取 0.3)，否则分别给予较小的权重(本研究中取 0.15 和 0.007)。该权重系数的亦可根据插值结果对比分析进行调整。

3.1.6 模型检验标准

采用交叉验证法来验证插值的效果。在空间插值所得到的降水分布图上可以确定出相应检验站点的模拟值，然后计算检验站点实测值与模拟值的误差，以此来判断估值方法的优劣。采用相对均方差(*RMSE*)作为评估几种插值方法的插值效果的标准。表达式为：

$$\mathrm{RMSE}=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_{x_i}-P_{x_{0i}})^2} \qquad (3\text{-}12)$$

式中：n为检验站点数目，P_{x_i}为第i个站点的实测值，$P_{x_{0i}}$为第i个站点模拟值。相对均方差越小表明误差越小，插值精度高。

3.2 资料来源

流域降水资料为卡海流域及其周围的 25 个遥测及水文站点日降水实测数据，这些资料包括气象站点的海拔高度、经度、纬度等精确坐标，遥测及水文站点空间分布见图

3-2。其中用于运算的遥测及水文站点共 23 个。



图 3-2 卡流域水文站点空间分布图

3.3 研究区域降雨时空分布特性

卡海流域总流域面积 9541km^2，其中流域上各种冰川分布共 408km^2，占流域面积的 4.3%，流域干支流总长为 318km。属比较典型的以冰川积雪补给为主、降雨补给为辅、地下水补给次之的混合型补给的河流。流域海拔高度差异悬殊，地形复杂，各地气候差异明显。全流域大致可分为四个气候区：河谷平原区、河谷近山区、盆地区、高山区。表 3-1 和图 3-3 是卡海流域及其周边地区水文站点月平均降水量数据和分布图。

从表 3-1 和图 3-3 可以看出卡海流域月降水量变化较大，全年降水主要集中在 4～8 月和 9～11 月两个时段，4～8 月降水强度大，是形成径流的主要时期；从空间分布上看，流域月降水量由南向北、由东向西逐渐减少。卡海流域年降水量随地形高度增加而递增，因而山地为多雨区，河谷及附近地区为少雨区。

由表 3-1 和图 3-3 中卡海流域及其周围几个水文站点的年降水量变化看，几个水文站点的降水年变化规律基本上是一致的，枯水年、丰水年在几个站点（地区）于相同的年份出现。卡海流域年平均降雨量在 270～525mm 之间。

表 3-1 卡海流域主要水文站点降水量(mm)

站点	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年均	统计时段
y1	21.0	24.5	34.4	36.4	37.1	40.1	27.8	19.9	18.2	31.1	32.4	25.7	348.6	55～87
y2	16.2	17.8	20.2	21.5	27.4	39.0	18.8	12.9	11.7	20.0	19.8	18.8	244.2	82～87
y3	19.5	14.8	31.9	51.7	67.6	78.3	79.2	51.7	24.7	37.6	37.5	31.6	526.1	90～01
y4	16.4	13.4	28.0	67.4	77.6	98.7	92.3	57.3	39.4	46.6	36.4	28.2	601.5	87～02
y5	10.5	18.3	40.4	62.4	69.6	63.9	44.4	29.0	39.9	.45.2	31.6	20.3	475.6	82～87

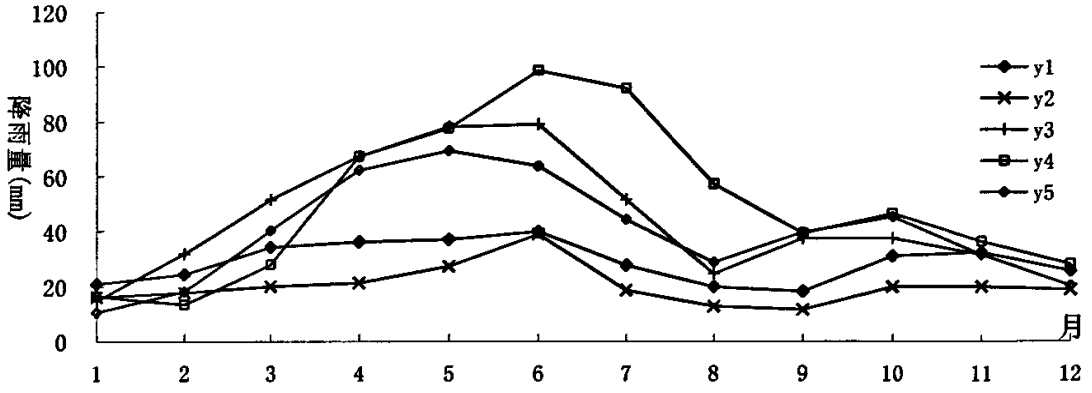


图 3-3 卡海流域主要站点月平均降水分布

3.4 卡海河流域降水资源空间变化

在分布式水文模型研究中，降雨量作为模型的主要输入数据，直接影响径流量的大小。为了反映降水的空间分布对流域径流的影响，需要利用雨量站的观测资料进行网格化的空间插值分析。本文以卡海流域为研究区，流域面积 9541km^2，高程为 693～4604m 之间。通过对 1：25 万 DEM 数据在 ArcGIS 中进行分析计算并结合实际情况，最终确定了整个流域的边界、水系分布及子流域的划分。

3.4.1 降水统计模型建立

在卡海流域降水的主要影响因素是经度、纬度和海拔高度，建立降水量和经、纬度及海拔高度的相关统计模型如下：

$$P = ah + b\lambda + c\phi + d \tag{3-13}$$

通过 DPS 统计分析软件对本流域 2005 年平均降雨量和经度、纬度和海拔高度关系进行线性回归分析建立如下相关模型：

$$P=11623.3+0.272h-14.723\phi-234.857\lambda \tag{3-14}$$

统计模型的检验结果如表 3-2所示：

表 3-2 方差分析表

方差来源	平方和	df	均方	F 值	p-值
回　归	179996.6436	3	59998.8812	11.7017	0.0027
剩　余	41018.7470	8	5127.3434		
总　的	221015.3906	11	20092.3082		

表 3-3 回归检验结果表

变量	回归系数	标准系数	偏相关	标准误	t 值	p-值
b0	11623.2675			3988.6590	2.9141	0.0225
b1	-14.7230	-0.1130	-0.2454	21.9803	-0.6698	0.0244
b2	-234.8570	-0.4449	-0.7129	87.3249	-2.6895	0.0311
b3	0.2720	0.7520	0.8609	0.0608	4.4761	0.0029

模型回归相关性很好，R=0.9024，R^2=0.8144，F=11.7，P=0.0027<001，达到显著水平。由式（3-14）和表 3-3 可以看出。卡海流域年平均降水量和海拔高度、经度和纬度都呈显著相关相关性，显著水平 P<0.05，其中与海拔正相关：海拔越高，降水量越大，而与经度、纬度成负相关，经纬度越大降水量越小。

此方法的缺陷在于其仅考虑雨量站点局部地形因素的影响，而忽视了雨量站点间的相互关系，即单独雨量站点在整体流域内的位置因素。

3.4.2 空间插值模型的选择

本文选用 IDW、Kriging 和 Co-Kriging 三种插值方法对流域水文站点年平均降水量进行空间插值运算。这三种插值方法因为精度高、计算方便而在水文、地学和生物领域被广泛应用。三种方法计算过程不同，所以各自有其特点和适宜范围：Kriging（克里金）法以空间结构分析为基础，充分利用了数据空间场的性质，在插值过程中对空间数据求线性最优，可以反映空间场的各向异性，是一种无偏估计的内插方法，该法的最佳适用条件是空间变量存在着空间相关性[92]；kriging 方法可以提供最好的线性无偏差估算，在许多领域，如土壤物理化学性质空间异质性估算[93, 94]；Co-Kriging（协克里金）法是将高程、坡度、坡向作为影响因素引入到对降雨量的空间插值中来，考虑到了地形变化对降雨量的影响；IDW（反距离加权法）法是一种集合内插法，按距离加权平均的方法，即样点对插值点的影响与距离有关，距插值点越远，样点的影响越小，其权重系数的给定与其他插值方法不同。

本文应用 ArcGIS 软件的 Geostatistical Analyst 模块和 3D Analyst Tool 模块进行插值分析，并在 Arcmap 中图形显示。图 3-4、图 3-5、图 3-6 是利用三种方法获得的流域 2005 年平均降水量空间分布的栅格数据。

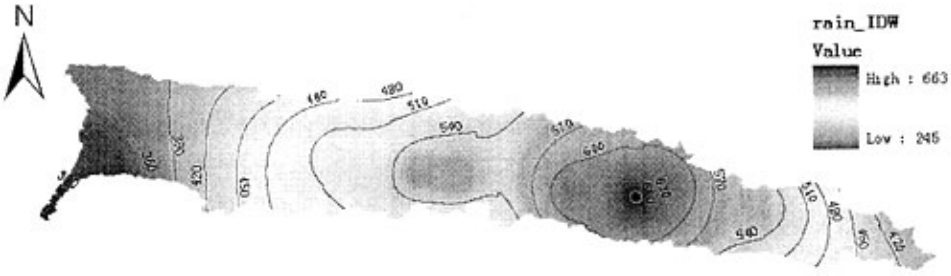


图 3-4　降水的 IDW 插值

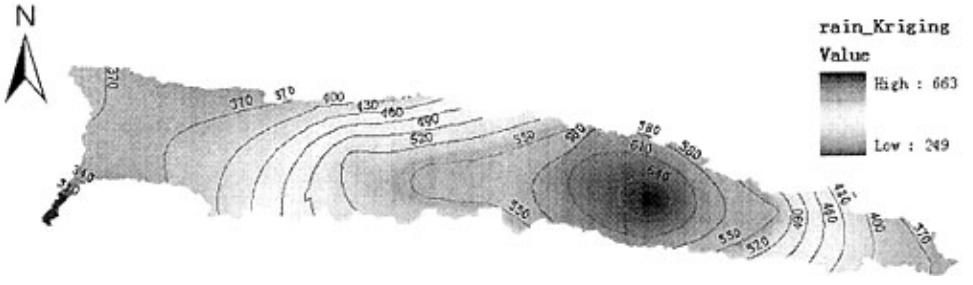


图 3-5　降水的 Kriging 插值

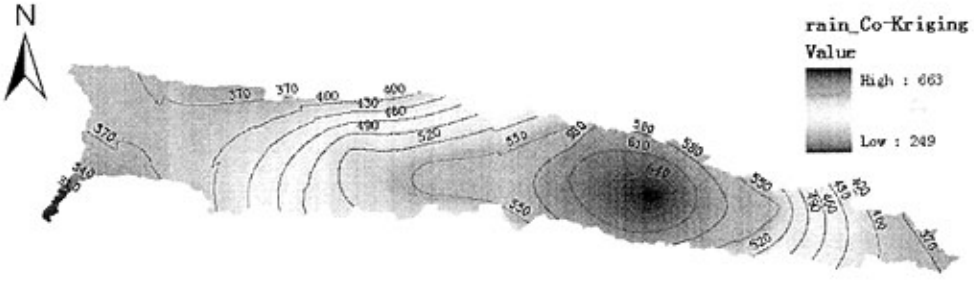


图 3-6　降水的 Co-Kriging 插值

3.4.3 三种种插值算法计算结果比较

通过对检验点实测降水和不同插值方法获得的相应点降水理论值进行方差分析，评价不同模型的插值结果，如表 3-4 所示。

表 3-4 主要水文站点降水实测值和不同插值算法得到的理论值

序号	站点	实测值	IDW	Kriging	Co-kriging
1	Y1	244.2	374.8	357.1	331.4
2	Y2	349.9	310.9	311.9	319.8
3	Y3	526.1	507.3	511.7	519.2
4	Y4	509.5	521.7	496.0	520.4
5	Y5	562.4	533.3	534.7	537.8
6	Y6	475.6	482.3	467.9	475.9
7	Y7	463.0	499.2	490.7	482.5
8	Y8	565.5	534.9	545.3	563.0
9	Y9	622.0	572.0	615.1	635.9
10	Y10	663.5	603.3	620.6	640.5
11	Y11	628.0	624.6	622.5	631.8
12	Y12	555.0	502.3	517.1	546.7
13	Y13	418.5	356.7	356.9	394.0
	RMSE		52.8	41.7	29.2

从表 3-4 和图 3-7 可以看出，根据空间数据的特征，不同插值方法其结果之间的精确性存在很大的变化。从整体上各种插值方法中考虑高程、坡度、坡向影响的协克里金法的插值效果最好，相对均方差(RMSE)最小，其次是克里金法，最后为反距离加权法。最主要的原因协克里金法插值法充分的考虑了经度、纬度、海拔高度、坡度和坡向的变化对降雨量空间分布的影响。传统的降雨量插值方法（距离平方反比法）的缺陷在于其忽视或不能准确的反映相邻站点的空间依赖关系，因此插值效果较差。克里金法较好的解决了这个问题，插值精度有一定的提高。当不考虑高程及其他因素影响时，无论是比较传统的距离平方倒数法还是较新的普通克里金方法，都出现了较大的误差。

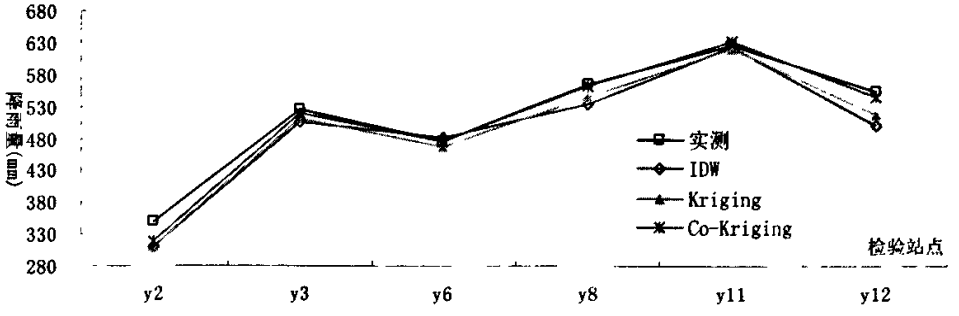


图 3-7 检验点实测值和不同模型理论值比较

3.5 结论

本章讨论了几种不同基于 GIS 的流域降雨量的插值方法：距离平方反比法、克里金法和协克力金法。传统的降雨量插值方法（距离平方反比法）的缺陷在于其忽视或不能准确的反映相邻站点的空间依赖关系，因此插值效果较差。克里金法较好的解决了这个问题，插值精度有一定的提高。协克里金方法插值法将高程、坡度、坡向作为影响因素引入到对降雨量的空间插值中来，考虑到了地形变化对降雨量的影响，保留了克里金法考虑站点相关性的特点，同时有力的融合了数字高程模型(DEM)数据，使得插值模型能够利用多种降雨影响因素，实际应用表明此方法能提高模型的插值精度。

作为水文预报的输入条件，降雨资料空间分布的准确性对预报结果的影响尤其显著，因此探讨适当的降雨资料处理方法是很有必要的，还应考虑到其他因素（如坡度、坡向、风速等）对降雨量的空间分布的影响，这将提高水文预报的精度和可靠性。而对空间插值方法而言，没有绝对最佳的方法，只有在特定的条件下，考虑到研究区域的实际情况选用最佳的方法。在考虑插值误差的同时，还要顾及实用性[95]。

第四章　卡海流域分布式水文模型的建立

传统的流域水文模型在过去的二三十年里得到了长足的发展，在生产实践中也得到了广泛的应用。然而，流域洪水的产生是一个极为错综复杂的连续的物理过程，由于人们对水文现象认识水平的有限及水文信息资料的不足，目前广泛应用于科研和生产中的水文模型多数是对洪水形成的各过程进行了概化或简化，即在水文模拟与预报的研究中将径流形成概化为降水、蒸散发、产流、汇流等几个过程[96, 97]。这样划分主要是为了便于区分洪水发生与运移过程，而不是将径流产生的全过程分割开来。事实上，这几个过程在空间上和时程上是交错与重叠的。近年来，随着地理信息系统（GIS）技术和遥感（RS）技术迅速发展并在水文水资源领域应用的不断扩展，为水文科学理论的完善和发展提供了有力的保障。

在分布式水文模型中，为了更好地与地理信息数据(如 DEM)和遥感数据相结合，同时也为了更好的研究流域下垫面(地形、土壤及植被等)、水文气象(降雨、蒸发等)等环境要素的空间变化对水文过程的影响，需要将流域剖分为子单元。目前分布式水文模型的单元划分主要有单元网格(grid)、山坡(hillslop)和自然子流域(subwatershed)等三种方法。

数学物理型分布式水文模型在所研究范围的每一个子单元都要求有不同的模型参数，而且对参数的规范性要求很严格[98]。但在流域中，不同子单元之间总是呈现着空间的各向异性（heterogeneity），每个子单元的参数值都是不同的。因此建立模型时，在流域内收集这么多的数据几乎是一项不可能的任务[99]，这是建立基于水文过程物理基础的分布式水文模型并进行参数率定非常复杂的根源。可以看出，建立这种分布式水文模型对于流域信息要求很高，并且这种以物理为基础的水文模型的参数率定需要大量高分辨率空间信息（包括历史数据）。目前，在流域下垫面及水文气象条件比较复杂的大流域建立这种分布式水文模型比较困难。概念型分布式水文模型受资料限制，在许多情况下仍然保留集总模型的特性，其模型输入及中间处理过程都有可能是集总的，但输出及与输出密切关联的过程是分布式的[100]。由于概念型分布式水文模型一般把流域剖分为子单元，其在一定程度上可以反映出流域下垫面及水文气象等环境要素的空间变化对水文过程的影响。此外，这种分布式水文模型结构与计算过程都比较简单，对资料要求较低，因此适合应用于面积较大的流域[101]。

分布式水文模型，尤其是具有物理基础的分布式水文模型，由于它们明显优于传统的集总式水文模型，能为真实地描述和科学地揭示现实世界的降雨径流形成机理提供有力工具，因此是一种发展前景看好的新一代水文模型。地理信息系统是用数字化方法描述具有复杂空间变化的水文过程的必要技术支撑。

新疆西部卡海流域是新疆的一个多降水中心，积雪和冰川分布广泛，众多高山流域冰雪水资源也相当丰富。这里山体高大，地形复杂，气候条件多样，建立适合研究区融雪径流的模拟和预报，对该地区水文、水资源的管理有重要的实用价值。由于卡海流域地处欧亚大陆腹地，受大陆气候影响，所以形成积雪的物理、水文特性和海洋气候条件下形成的积雪有很大的不同，属于典型“干旱型”积雪；其积雪水文过程也有其独特的地域性特点。在国内纯粹的融雪径流模型研究方面还比较滞后，考虑到研究的可行性与资料收集情况，本文建立了自然子流域结合栅格单元的分布式融雪水文模型。在构建单元水文模型时采用了传统的概念型水文模型——新安江三水源模型并结合融雪模型，对积雪和融雪径流进行模拟。

4.1 新安江三水源模型

新安江模型是由赵人俊等在 1973 年对新安江水库做入库流量预报工作中提出来的模型。此模型多年来广泛应用于我国的湿润和半湿润地区并取得了成功[102, 103]。新安江模型在我国主要用于洪水预报，一些大型的水利水电工程，也应用了此模型。它还常被应用于水资源评价规划、洪水管理、水文站网规划等方面[97]。

新安江模型是一个分散参数的概念性模型。当流域面积较小时，新安江模型采用集总模型，当面积较大时，根据流域下垫面的水文、地理情况将其流域分为若干个单元面积，将每个单元面积预报的的流量过程演算到流域出口然后叠加起来即为整个流域的预报流量过程。三水源新安江模型由四个模块组成，分别为蒸散发计算、产流量计算、分水源计算、汇流计算等。特别是，产流计算模块采用蓄满产流模型，蓄满产流的概念是新安江模型理论的一个重要方面。图 4-1 为其模型结构框图。它所表示的计算过程可用于任何数目的流域分块[104]。这里仅介绍模型在一个单元流域上的情况。

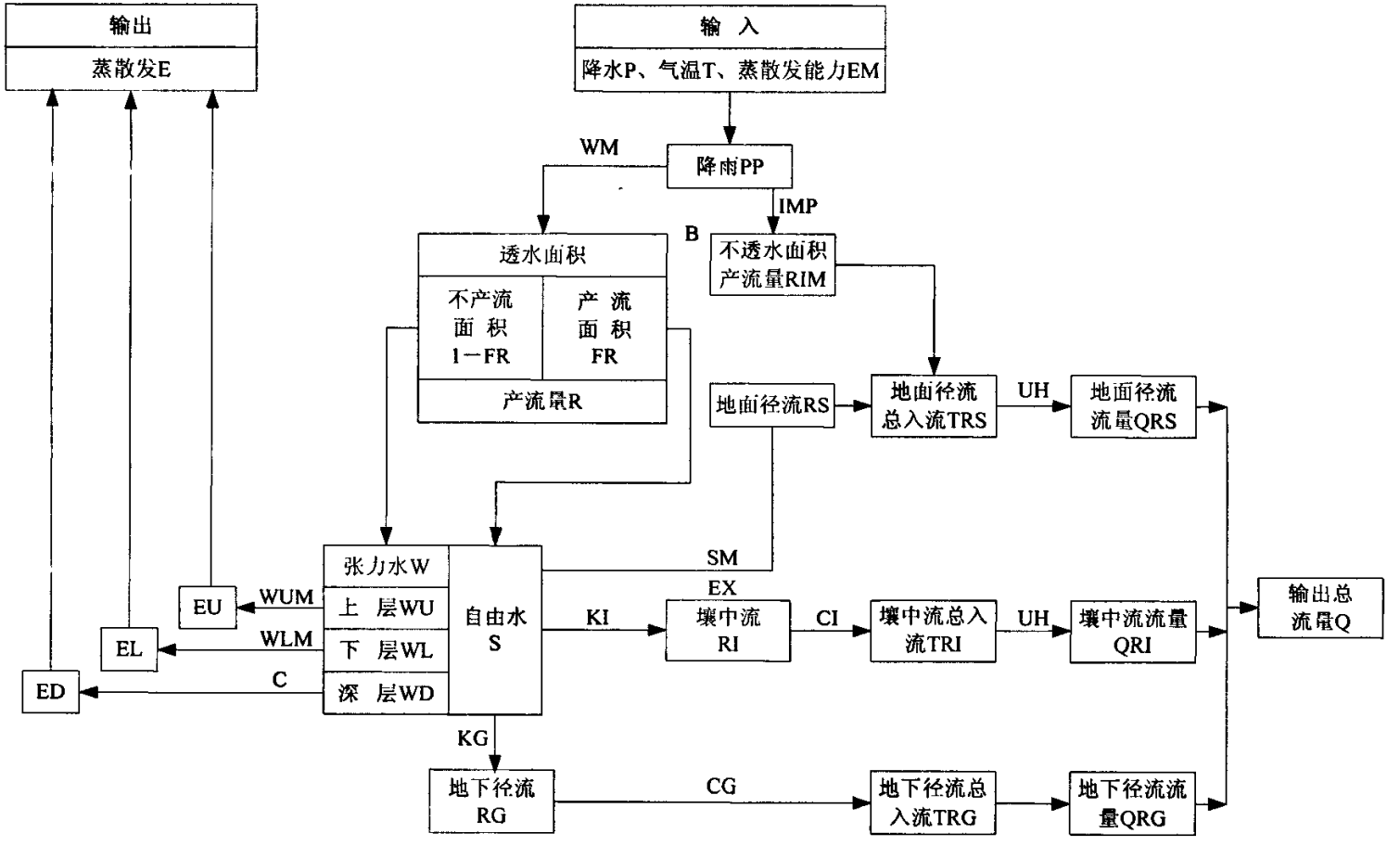


图 4-1 新安江三水源模型流程图

4.1.1 蒸散发计算

蒸散发是水文循环过程中自降水到达地面后由液态(或固态)转化为水汽返回大气的一个阶段。大陆上一年内的降水约有 60%消耗与蒸散发，显然蒸散发是水文循环的重要环节。从径流形成来看蒸散发是一种损失。蒸散发受控条件有①能量条件；②动力条件；③供水条件。蒸发皿实测蒸发量消除边界影响折算成大水面蒸发后主要反映前二个条件的影响程度，供水总是充分的，我们称其为蒸发能力。但流域蒸散发与大水面蒸发不同，前者经常处于不充分供水条件下。

新安江三水源模型中蒸散发计算采用三层蒸散发模型。它输入的分别是蒸发皿实测水面蒸发和流域蒸散发能力折算系数 K，模型参数是上、下、深三层的张力水蓄水容量 *WUM*、*WLM*、*WDM*（*WM=WUM+WLM+WDM*）和深层蒸散发系数 *C*。输出是上、下、深各层的流域蒸散发量 *EU*、*EL*、*ED*（*E =EU+EL+ED*）。计算中包括三个时变参数，即各层土壤张力水含水量 *WU*、*WL*、*WD*（*W=WU+WL+WD*）。

WM、E、W 分别表示总的土壤张力水蓄水容量、蒸散发量和土壤张力水含水量。如图 4-2 蒸散发计算程序框图。

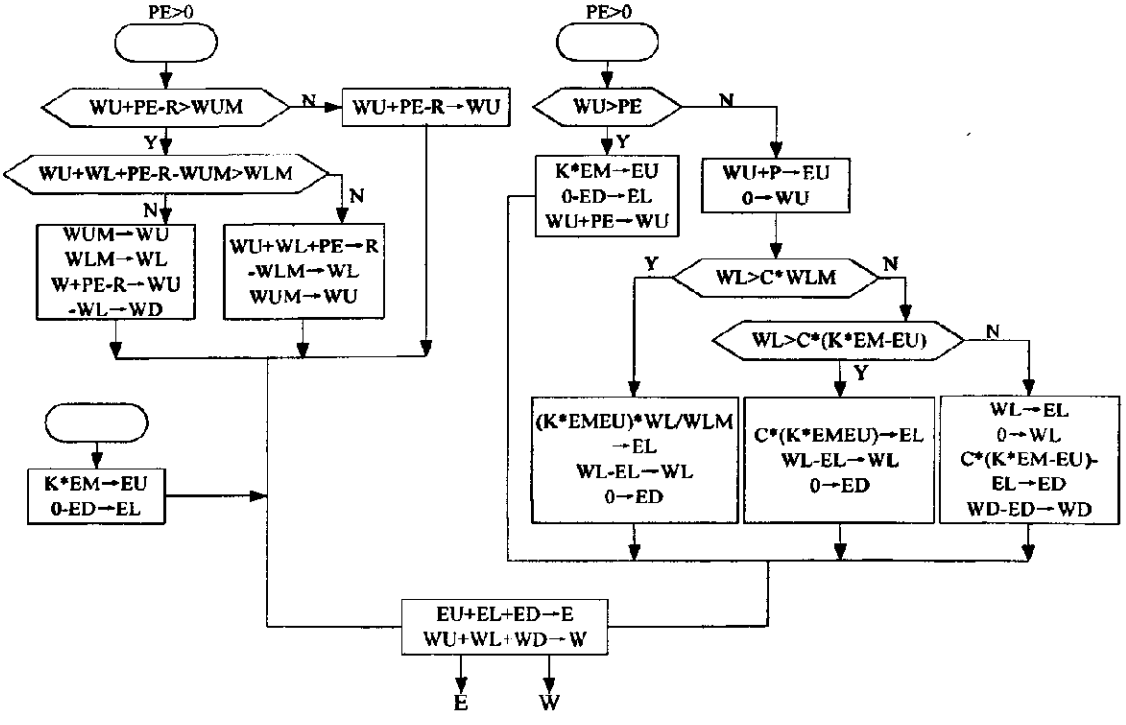


图 4-2　蒸散发模型计算程序框图

各层蒸散发的计算原则是，上层按蒸散发能力蒸发，上层含水量不够蒸发时，剩余

蒸散发能力从下层蒸发，下层蒸发与剩余蒸散发能力及下层含水量成正比，与下层蓄水容量成反比。要求计算的下层蒸发量与剩余蒸散发能力之比不小于深层蒸散发系数 C。否则，不足部分由下层含水量补给，当下层水量不够补给时，用深层含水量补给。模型的逻辑结构如下：

1.计算蒸散发能力 EP

$$EP = K * EM \tag{4-1}$$

2.计算 *EU*、*EL* 和 *ED*

(1)当 $WU+P \geq EP$ 时，EU = EP, EL = 0, ED = 0 (4-2)

(2)当 $WU+P<EP$，且 $WL \geq C \times WLM$ 时，

$$\begin{aligned} &EU = WU + P \\ &EL = (EP - EU) \times WL/WLM\ ,\ ED = 0 \end{aligned} \tag{4-3}$$

(3) 当 $WU+P<EP$，且 $C \times (EP-EU) \leq WL \leq C \times WLM$ 时，

$$EU = WU + P\ ,\ EL = C \times (EP - EU)\ ,\ ED = 0 \tag{4-4}$$

(4) 当 $WU+P<EP$，且 $WL<C \times (EP-EU)$时，

$$EU = WU + P\ ,\ EL = WL\ ,\ ED = C \times (EP - EU) - EL \tag{4-5}$$

3.计算 E

$$E = EU + EL + ED \tag{4-6}$$

4.1.2 产流计算

4.1.2.1 不透水面积产流

落在湖面和河面的降水，将直接供给地表径流。模型中设置了一个参数 IM 表示不透水面积占全流域面积的百分比，它在湿润地区不重要，但在半湿润地区很有必要。

4.1.2.2 透水面积上蓄满产流

产流计算采用蓄满产流模型。所谓蓄满，是指包气带的含水量达到田间持水量。在土壤湿度未达到田间持水量时不产流，所有降雨都被土壤吸收，成为张力水。而当土壤湿度达到田间持水量后，所有降雨(扣除同期蒸发)都产流。它可能包括地面、壤中和地下径流。

当包气带为非均质和层次性土壤时，若上层土壤比较疏松，入渗率相当大，一般的雨强很难超过它；但雨强有可能大于下层土壤的入渗率，这样，随着降雨的继续，由于上下层入渗率的差异，会在上下层面产生自由水堆积，继续供水，积水在界面上向上形成临时饱和带，超出土壤持水能力的水分沿着水力坡度流出，形成壤中流；随着积水增

加，临时饱和带最终将达及地面，此后降雨形成饱和地面径流，若下渗锋面到达包气带下界面时，由上层补给的水分将形成地下水蓄量。

上述机制是对一个点而言，对于具体一个流域因各处地质、土壤、植被、坡向、地形和土湿等有差异，产流并不是全流域同步发生，而是最先发生在透水性较差或土壤湿度较大的地方。随着降雨量的增加，将流域中包气带最大蓄水容量等于或小于某一给定降雨量的面积按总面积比进行统计。绘成图 4-3 流域蓄水容量分配曲线，用以反映流域面积发展变化的统计规律。

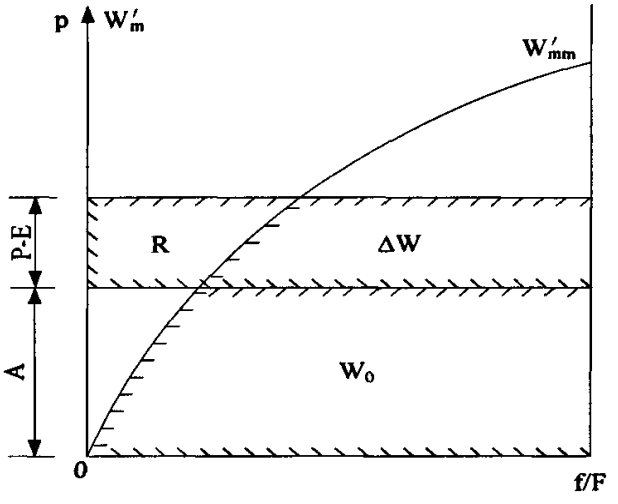


图 4-3　流域蓄水容量曲线

$$\frac{f}{F}=1-\left(1-\frac{W'_m}{W'_{mm}}\right)^B \tag{4-7}$$

流域的平均蓄水容量为：

$$WM=\int_0^{W'_{mm}}(1-f/F)dW'_m=\frac{1}{B+1}W'_{mm} \tag{4-8}$$

与流域初始平均蓄水量(W_0)相应纵坐标(A)为：

$$A=W'_{mm}\left[1-\left(1-W_0/WM\right)^{1/(1+B)}\right] \tag{4-9}$$

式中：Wm'：流域内某一点的蓄水容量；

Wmm'：流域内最大点的蓄水容量；

f：最大蓄水容量小于或等于某一给定降雨量的面积；

F：流域面积

B：抛物线指数

WM 反映了流域很干燥时的土壤缺水量，代表流域的干旱程度，是个气候因素。*B* 代表蓄水容量分布的不均匀性，反映下垫面情况，*B* 值愈大，分布愈不均匀，*B*=0 时为均匀分布，*WM* 和 *B* 是产流计算中的两个重要参数。

当 *P-E>0* 时，不产流；否则产流。

当降雨量与初始土壤含水量 W(深度为 A)之和小于等于流域最大蓄水容量 *Wmm'* 时，部分流域面积产流，即当 *P-E+A*≤*Wmm'* 时：

$$R = P - E - WM + W + WM \times \left(1 - \frac{P - E + A}{W'_{mm}}\right)^{(1+B)} \tag{4-10}$$

当 *P-E+A*≥*Wmm'* 时，全流域产流：

$$R = P - E - (WM - W) \tag{4-11}$$

在这里，土壤含水量隐含了截留蓄水容量，蓄满产流计算框图见图 4-4：

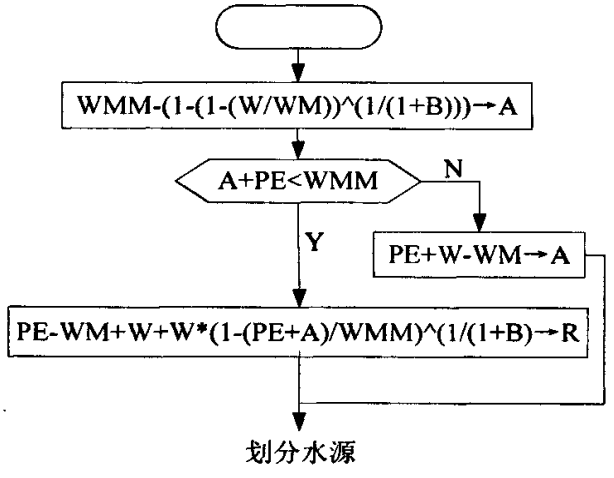


图 4-4　蓄满产流计算框图

4.1.3 划分水源

三水源新安江模型利用自由水蓄水库的结构来解决水源划分的问题。按上面的模式得出的径流 R 是地面、壤中、地下三种径流成分之和。因它们的汇流速度差异较大，须将其分开。因此根据这三种径流的产流机制，用一线性水库即自由水蓄水库来模拟。按蓄满产流模型求出的产流量 *R*，先进入自由水蓄量 *S*，再划分水源。水库有两个出口：一个向下形成地下径流 *RG*，一个边孔形成壤中流 *RI*，其出流规律均按线性水库出流，超出水库的净雨为地面径流。如图 4-5 所示：

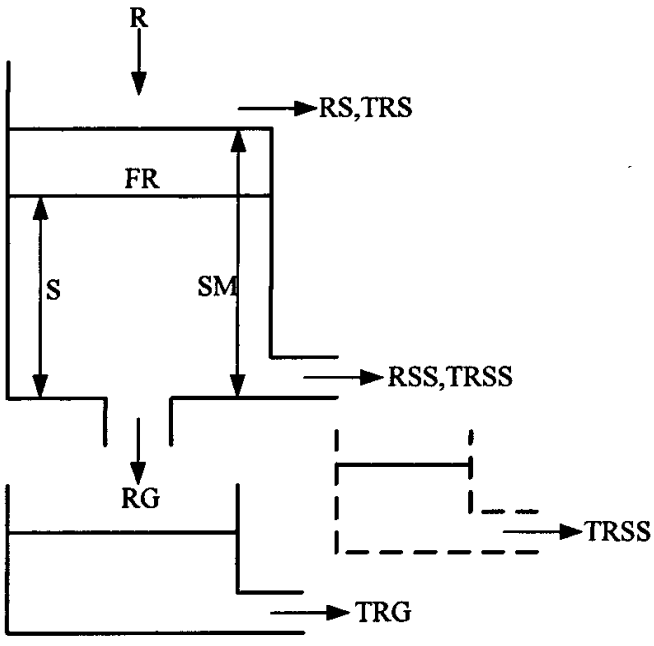


图 4-5 自由水蓄水库的结构

由于新安江模型考虑了产流面积（FR）的问题，所以自由水蓄水库只发生在产流面积上，则有：

$$RG = KG \times S \times FR$$
$$RSS = KI \times S \times FR \tag{4-12}$$

当 $S+P-E \leqslant SM$ 时，$RS=0$；

当 $S+P-E > SM$ 时，

$$RS=(S+P-E-SM) \times FR \tag{4-13}$$

式中：*SM*——为自由水蓄水库容量，mm；

S——为自由水蓄水深，mm；

RG、*RSS*——分别为地下径流和壤中流，mm；

KG、*KI*——分别为地下水和壤中流出流系数；

FR——为产流面积占流域面积的比重即径流系数。

因为饱和地面径流产流面积是变化的，所以 SM 并非常数，它也有面积分布问题，对此，用自由水蓄水容量曲线来反映。线型采用抛物线型：

$$\frac{f}{F} = 1-(1-\frac{SM}{Smm})^{EX} \tag{4-14}$$

Smm 为流域最大自由水蓄水容量，mm。

4.1.4 汇流计算

新安江模型将流域汇流划分为三个阶段进行：坡地汇流阶段、河网汇流阶段、河道汇流阶段。

坡地汇流是指水体在坡面上的汇集过程。在该汇流阶段，水流不但发生了水平运动，而且还有垂向运动。在流域的坡面上，地面径流的调蓄作用不大，地下径流受到大的调蓄，壤中流所受调蓄介于两者之间。

河网汇流是指水流由坡面进入河槽后，继续沿河网的汇集过程。在河网汇流阶段，汇流特性受制于河槽水力学条件，各种水源是一致的新安江三水源模型中的河网汇流，仅指各单元面积上的水体从进入河槽汇至单元出口的过程，而不包括单元出口到流域出口处的河网汇流阶段。

河道汇流采用马斯京根分段演算法。

4.1.4.1 坡地汇流

(1)地面径流的坡地汇流时间不计，直接汇入河网，成为地面径流对河网的总入流(QS)，计算公式为：

$$QS(i)=RS(i)\times U \tag{4-15}$$

(2)壤中流汇流(QI)

壤中流流入壤中流水库，经过壤中流蓄水库的消退(壤中流水库的消退系数为 CI)，成为壤中流对河网总入流(QI)。表层自由水以 KI 侧向出流后成为表层壤中流，进入河网。但如果土层较厚，表层自由水尚可渗入深层土，经过深层土的调蓄作用，才进入河网。深层自由水用线性水库模拟，计算公式为：

$$QI(i)=CI\times QI(i-1)+(1-CI)\times RI(i)\times U \tag{4-16}$$

(3)地下径流汇流(QG)

地下径流汇流用线性水库模拟。地下径流进入地下蓄水库，经过地下水蓄水库的消退(地下水蓄水库的消退系数为 CG)，成为地下水对河网总入流(QG)。

$$QG(i)=CG(i)\times QG(i-1)+(1-CG)\times RG(i)\times U \tag{4-17}$$

式中：

U 为单位转换系数：
$$U=\frac{F}{3.6\Delta t} \tag{4-18}$$

F 为流域面积（km^2）；

Δt 为计算时段（h）。

4.1.4.2 河网汇流

单元流域的河网汇流用滞后演算法，但由于本研究以日为研究时段，因此未考虑滞后量。计算公式为：

$$Q(i)=CS\times Q(i-1)+(1-CS)\times A(i-l) \tag{4-19}$$

式中：

$$A(i)=QS(i)+QI(i)+QG(i) \tag{4-20}$$

l 为滞后量；CS 为消退系数。

4.1.4.3 河道汇流

河道洪水演算可采用水力学和水文学两类方法。水力学方法以圣维南(St.Vennant)方程组的求解为基础，在有较准确的河道地形和河床观察数据的河段上已成为一种重要方法。但在资料条件缺乏，要求快速计算时，简便易行又有一定精度的水文学方法是洪水演算的重要方法。在水文学中马斯京根(Muskingum)法是河道洪水演算中广泛应用的方法[105]。马斯京根法由 McCarthy 于 1934 年提出，并在美国马斯京根河上首先应用[106]。它是将描述天然河流洪水波运动的圣维南方程组简化成水量平衡方程和槽蓄方程，联立求解替代原方程组求解，即由上游断面已知入流过程线推算下游断面出流过程线。

马斯京根法的河段水量平衡方程为：

$$(I_1+I_2)\frac{\Delta t}{2}-(Q_1+Q_2)\frac{\Delta t}{2}=W_2-W_1 \tag{4-21}$$

槽蓄方程为：

$$\begin{aligned} W&=KQ'\\ Q'&=xI+(1-x)O \end{aligned} \tag{4-22}$$

式中：I——河段上段面入流量(m^3/s)；

O——河段下段面出流量(m^3/s)；

Q——研究河段的下游出流(m^3/s)；

Q'——示储流量(m^3/s)；

W——河段的槽蓄量(m^3)；

K——槽蓄系数，等于在相应蓄水量 W 下稳定流状态的河段传播时间；

x——流量比重因子，反映水面曲线的形状和河段调蓄作用的大小，主要与洪水波的坦化变形程度有关，且其值不可能大于 0.5；

Δt——计算时段长(h)；

下标 1、2 分别为Δt 时段的初末值。式(4-21)和式(4-22)联立，得马斯京根法流量演算公式为：

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_1 \tag{4-23}$$

式中：

$$\begin{cases} C_0 = \dfrac{0.5\Delta t - Kx}{K - Kx + 0.5\Delta t} \\ C_1 = \dfrac{0.5\Delta t + Kx}{K - Kx + 0.5\Delta t} \\ C_2 = \dfrac{K - Kx - 0.5\Delta t}{K - Kx + 0.5\Delta t} \end{cases} \tag{4-24}$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1$$

流域汇流计算的输入是单元上的地面径流(*RS*)、壤中流(*RI*)、地下径流(*RG*)及计算开始时刻的单元面积上的壤中流流量和地下径流流量值，输出的为单元出口的流量过程。

4.2 融雪模型

雪是地球表面最为活跃的自然要素之一，其特征(如积雪面积、积雪分布、雪深等)是全球能量平衡、气候、水文以及生态模型中的重要输入参数。融雪所形成的径流在水资源利用中扮演着及其重要的角色。雪约占地球表面全部降水的 5%，由于其蒸发损耗小于降水，实际对河流补给的贡献远大于 5%[107]。然而融雪的变化是一个极其复杂变化过程，受多种因素（如空气对流、辐射、降雨、凝结等）的制约。在山区，由于温度的垂直分带性，不同高程上的温度不同，一场降水在较低的地方可能以液态降水的形式出现，在较高的地方可能以固态降水的形式出现。同一场降水，可能在一个地方为降雨，而在另一个地方为降雪。降雨可以立即进入土壤或产生径流；而降雪则视地面温度而定，可能立即融化，与降雨发生同样的过程，也可能冻结，形成积雪，待融雪条件满足时融化。

4.2.1 融雪计算

融雪量的计算可以有多种方法，这里根据资料情况，采用气温日数(degree day)法[108]。气温日数法计算融雪量的公式为

$$\mathrm{ME=RA(T-TB)} \tag{4-25}$$

式中：*ME* 为融雪量(mm/d)，*RA* 为气温日融雪率(mm/(度 • d))，*T* 为气温(度)，*TB*

为基础温度(度)。

4.2.2 融雪因子的确定

气温日融雪率即融雪因子是融雪模型中最为敏感的参数之一，为每日温度上升 1 ℃时所融化的积雪深度。融雪因子不仅反映气温与融雪之间的关系，还反映了多年平均情况下辐射对融雪的影响。而辐射随着太阳高度角变化，因此融雪因子随季节变化，而且各地有差异，纬度、山地坡向等都将影响融雪因子的大小。在积雪消融期不是常数，初期小，而后递增。这主要是因为初期积雪的冷储量较大，融雪水在下层再次冻结，并且初期积雪量大，雪层的持水能力也大。其获取方法一是使用雪枕、雪槽进行野外观测而得到；二是利用统计公式推算得到，其推算公式为：

$$RA=1.1\times\frac{\rho_s}{\rho_w} \tag{4-26}$$

式中：ρ_s 为积雪密度(g/cm^3)，ρ_w 为水密度(g/cm^3)

由于植被的分布情况对融雪因子也有一定的影响，因此根据研究区自然分带和土地利用状况，把研究区分为四个高程带：丘陵带，山地森林带、高山草甸带、冰雪及终年积雪带。根据研究区积雪密度的观测资料，合理的对各个高程带各月分别计算取不同的融雪因子。

4.2.3 有效融雪量的确定

考虑到积雪消融期积雪面积的变化，有效融雪量可表示为：

$$MT = K_v \times ME \tag{4-27}$$

式中：MT 为有效融雪量(mm/d)，K_v 为积雪覆盖率。

近年来随着遥感技术的快速发展，为融雪的研究带来了极大的方便。新一代的 EOS/MODIS 卫星数据在积雪动态监测中有比较明显的优越性，MODIS 数据具有周期短，时相多、成像范围大、时实性强、成本低等优点，它的时间分辨率高，两颗星同时运行每天同一地区过顶次数在 4 次以上，其可见光和近红外波段非常适合积雪的识别和分类，是进行积雪动态变化监测的理想数据源。通过采用雪盖指数法（NDSI（Normalized difference snow index）归一化积雪指数）来提取积雪覆盖面积，并结合 1:25DEM 数据分别计算各子流域各高程带每日的积雪覆盖率，做为融雪模型的一个输入参数。积雪深度也是融雪模型中的一个必须考虑的参数。

雪水当量是反映地表积雪量变化的重要因子，是地表水文模型和气候模型中的一个

重要参数[109]。遥感是估算大尺度积雪时空变化的唯一有效的方法。利用可见光卫星传感器进行积雪监测已有 40 多年的历史。但是，可见光遥感监测积雪变化必需在无云的白天进行，云层的存在导致积雪的可见光遥感监测不能在空间和时间上连续进行。由于被动微波遥感具有穿透云层的获取雪盖信息的能力，是可见光遥感的重要补充。被动微波遥感的具有：1) 穿透积雪层，同时获取雪层和地表信息；2)全天候的，不受云层影响地接收积雪信息，这也恰恰是可见光、近红外遥感所不能做到的；3)可用的微波遥感数据的时间精度很高，周期一般在 1～5d，有些地区升交和降交一天可覆盖两次的优点[110]。因此通过被动微波遥感数据能够比较合理的确定研究区积雪深度，为融雪模型参数的合理确定有一定的帮助。融雪模型结构如图 4-6 所示。

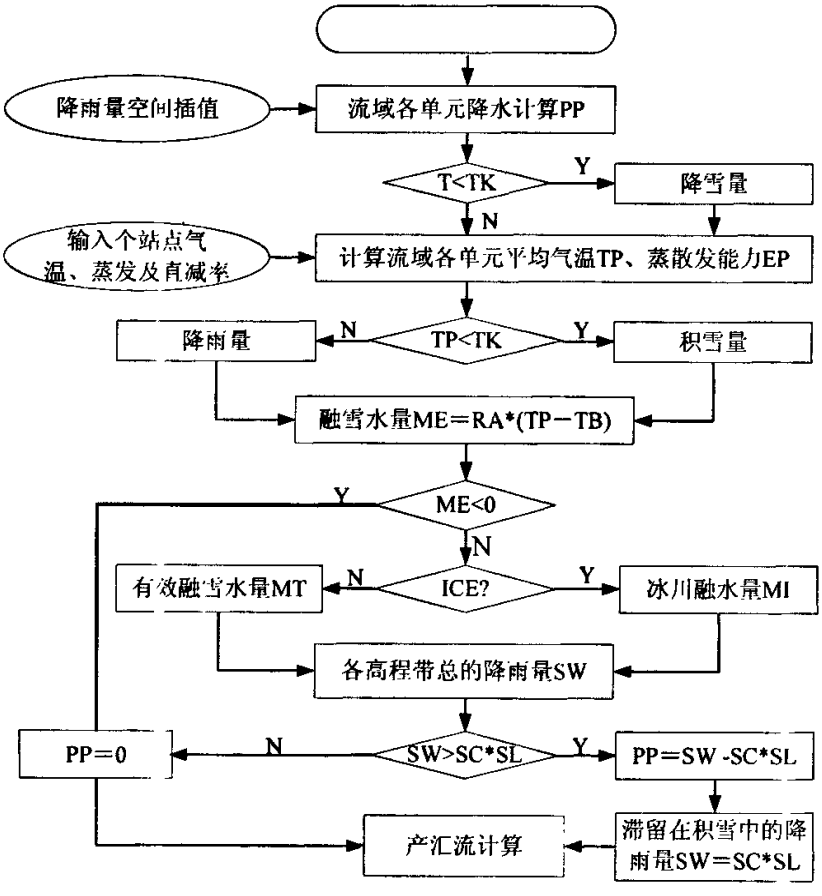


图 4-6　融雪模型

4.2.4 冰川和多年积雪的处理

新疆各重要河流都发源于冰川或多年积雪区，较大面积冰川一般都分布在 4000m

以上高山区，4000m 以下也有分散的冰川，对于融冰将设定一高程阈值，当各网格单元的平均高程高于设定的高程阈值就认为是融冰，否则就当多年积雪处理，融冰公式仍然采用前面度—日法（单纯的冰川消融所占比重很小，相当部分为多年积雪），但不考虑雪覆盖率问题，将 Kv 取常数或按季节取定。

4.3 模型参数

4.3.1 产流参数

4.3.1.1 流域蒸散发能力系数 *K*

K=流域蒸散发能力 EM/实测水面蒸发值 *E*

模型中的蒸散发计算是应用蒸散发能力 *EM*，*EM* 是在一定的气象条件下陆面充分供水情况下的日蒸发量（毫米/日）。它是气象要素的综合指标，所谓充分供水即土壤湿度≥田间持水量。EM 综合反映了除土壤湿度外的一切对陆面蒸发的影响，当蒸发能力确定后实际蒸发量将取决于土壤湿度的变化，根据蓄满产流的理论，降雨量满足包气带缺水量以后就产生径流，流域蓄水量的损失主要使流域蒸散发，因此 EM 是重要的降雨产流参数，*EM* 值控制总水量对模拟精度影响很大[111].

根据新疆各流域 20cm 蒸发器水面蒸发折算系数表，以伊犁河流域为参照对比观测资料折减系数 *K*=0.62 左右。以 *K*=0.62 作为初始值可得到各流域各网格单元的蒸散发能力输入值 *EM*（I）然后进行水量平衡校核，以年径流相对误差作为目标函数优选 K。

4.3.1.2 参数 *IMP*

IMP 为不透水面积占全流域面积之比。如有详细地图，可以量出，但一般不可能，可找到干旱期降雨资料分析，这时有一很小洪水，完全是不透水面积上产生的，求出此洪水的径流系数，即为 *IMP*。

4.3.1.3 蓄水容量曲线方次 *B*

蓄水容量曲线的方次 *B* 反映流域上蓄水容量分布的不均匀性。如果有降雨径流相关图，则可根据 Pa=0 的曲线反求出蓄水容量曲线，并据此估计出 *B* 的值。一般经验，流域愈大，各种地形地质配置愈多样，*B* 值也愈大。在山丘区，很小面积(几平方公里)的 *B* 为 0.1 左右，中等面积(300 平方公里)的 B 为 0.2～0.3 左右，较大面积(数十平方公里)的 B 为 0.3～0.4 左右。但需说明，B 值与 UM 值有关，相互并不完全独立。同流域同蓄水容量曲线，如 WM 加大，*B* 就相应减小，或反之。

4.3.1.4 流域平均蓄水容量 *WM*

流域平均蓄水容量 *WM*(毫米)是反映流域干旱程度的指标。找久旱后下大雨的资料，如雨前可认为蓄水量为 0，雨后可认为已经蓄满，则此次洪水的总损失就是 *WM*，可从实测资料中求得，若找不到这样的资料，则只能找久旱以后几次降雨，使雨后蓄满，用估计的方法求出 *WM*。

为了蒸发计算的方便，把流域平均蓄水容量 *WM* 分为上层、下层和深层蓄水容量，即 *WUM*、*WLM* 和 *WDM*，*WM*=*WUM*+*WLM*+*WDM*。一般经验如下：

上层蓄水容量(*WUM*)包括植物截留量。在植被与土壤很好的流域，约为 20 毫米；在植被与土壤颇差的流域，约为 5～6 毫米。

下层蓄水容量(*WLM*)可取 60～90 毫米。

4.3.2 水源划分参数

分水源参数有 *SM*、*KI*、*KG*、*EX*。它们主要取决于下垫面因素，特别是与土壤地质条件关系密切。*SM* 与流域植被特别是森林覆盖面积有关，*SM* 是自由水蓄量最大值，它是直接反映地表径流多少的指标，若 *SM* 为零则全部为地表径流，*SM* 越大地表径流越小，而壤中流 *RI* 与地下径流 *RG* 的出水量又与自由水蓄量 *S* 成正比，调试时首先以相似流域的参数作为初始值，然后以流量过程线拟合精度最高为目标函数进行优选确定，一般流域的 *SM* 约为 10～50 毫米。

壤中流出流系数(*KI*)和地下径流出流系数(*KG*)为划分水源的主要参数，自由水蓄水库的出流系数为 *KI*+*KG*，消退系数为 1-(*KI*+*KG*)，它决定了直接径流的退水历时 N 天。中等流域的 N 为 3～5 天，则 *KI*+*KG* 之值就应在 0.7～0.8 左右。

KI/*KG* 之比值，可由流量过程线分析中粗略估得。据此求出 *RG*/*RI* 的比值，则 *KI*/*KG*=*RG*/*RI*，于是就可估计 *KI* 与 *KG* 之值的初始值。

自由水蓄水容量曲线指数 EX 表示自由水容量分布的不均匀性。相当于张力水容量曲线上的 *B*。当 *EX*=1.0 时，流域各处自由水容量相等；当 EX<1.0 时，分布曲线呈上凸形状；当 EX>0 时，分布曲线呈上凹形状。

4.3.3 地下径流汇流参数

地下径流汇流采用线性水库退水方程的方法，汇流参数有二个：

CG：地下水消退系数

CI：壤中流消退系数

CG、*CI* 均系地下水汇流参数，各流域差别不大，参考其它流域，确定初始值，然后通过调试以流量过程线误差最小为目标函数。

4.3.4 河网及河道汇流参数

河网汇流采用线性水库退水方程的方法，河道汇流采用马斯京根法。主要参数有：

CS：河网消退系数；

XE：河道演算马斯京根系数。在 0～0.5 之间，XE 取 0.5 表示河道汇流中洪水不坦化变形，*XE* 越小变形越大；

KE：河道演算马斯京根系数，一般取 KE＝DT(时段长)；

L：滞时。

4.3.5 融雪模型参数

4.3.5.1 雪量修正系数 SN

用雨量筒测雪，由于风吹，树木拦截等原因，往往偏小，所以实测值应乘以一个大于 1 的修正系数 SN，SN 的大小对年水量及融雪径流过程有影响，先给定 SN 一个起始值，然后在调试过程中，以年水量误差最小以及春季融雪峰形拟合较好控制，取 SN=1.3。

4.3.5.2 基础温度 TB

基础温度 TB 一般在 0℃左右，变幅不大，TB 减小一度与各带输入的气温增高一度是等效的。

4.3.5.3 划分雨雪的临界温度 TK

中高山带季节性积雪融化带是随气温的升降而变化的，由于各高程带的气温相差较大，雨量观测站实测到的某一天的降水量在中山带降雨，在高山带则可能是降雪，这就需要用 TK 来识别。根据卡海站的气温，降水实测资料的对照分析，多数情况是 2℃～5℃以下为雪，在此结果内调试结果取 TK=2℃。

4.3.5.4 融雪率 RA

由于研究流域融雪径流比重较大，RA 比较灵敏，根据国内外经验，RA 常在 3～5 毫米/度·日的范围，以此为初定值，如果 RA 偏大，会造成春季融雪峰偏高，后期偏低；如果 RA 偏小，则相反，甚至到了无雪季节还会有积雪。

由度－日法公式(4-26)可知，水密度是一个定值，RA 的取值直接取决于积雪密度，它随积雪密度的变化而变化。

天山山系的积雪量分布基本遵循如下的总体规律：自边缘山区向内部山区减少；在

边缘山区，以朝向主要水汽来源方向的格萨尔山南坡、西天山南坡和准格尔阿拉套山西坡的各河流为最多；边缘山区的东坡最少，但它们均多于内部山区。

不同大坡向和边缘山区积雪量变化的特征是，就其垂直地带性而言，朝西的边缘山区积雪量的高度梯度最大，随着大朝向自西向东和山区位置由边缘向内部，其梯度减小。

从具体坡向来说，南坡积雪量最少。但随着总积雪量的增大，各坡向之间的差别减少，即随着高度的增加各坡向之间的差别也在减少[112]。

天山山地除海拔3630～4290m雪线以上104km^{2}的永久性积雪区(相当于现代冰川面积)外，季节性积雪的分布与降水量一样具有明显的垂直地带性分布规律和水平地带性差异。

根据对天山东段喀格尔力克山、中段天格尔山及西段巩乃斯河谷积雪密度的观测，天山山地的积雪平均密度，6中雪型均未超过0.3g/cm^3，在0.1～0.28g/cm^{3}之间[112]，如表 4-1 所示：

表 4-1　天山积雪平均密度统表

雪型	粒径/mm	平均/mm	雪型	粒径/mm	平均/mm
新雪	<0.5	0.105	融冻雪	2.0～3.0	0.247
细雪	0.5～1.0	0.172	深霜 I	1.0～3.0	0.273
粗雪	1.0～2.0	0.227	深霜 II	<4.0	0.256

注：胡汝骥等，1974

从天山积雪站积雪场多年冬季积雪观测资料来看，稳定积雪平均密度在0.06-0.24g/cm^3，积雪密度在时间变化方面比较明显。随着积雪季节的时间演替，平均积雪密度出现一定程度的增加。例如，各月平均积雪密度的变化数值，10月0.11g/cm^3，11月0.16g/cm^3，12月0.18g/cm^3，1月0.19g/cm^3，2月0.20g/cm^3，3月0.22g/cm^3，4月0.26g/cm^3（仇家琪，1997）。同时有研究表明，在多风的天山山区草原地带内，积雪的密度较森林地带要略为高一些（胡汝骥，2004）。

根据天山地区自然地理分带情况，将流域按高程分为4个高程区，如表 4-2 所示，流域海拔3300m以上高山区，终年积雪，年平均气温在0度一下，积雪密度较高，为D区；海拔1600-3300m为中山区，山峦叠嶂，沟壑纵横，其中海拔3300-2200m地表植被发育较好，为高山草甸和亚高山草甸带，分为C带；2200-1600m之间多天山云杉、灌木，是降雨径流主要形成区，分为B区；1600m以下为丘陵区，为A区。因此，C、D

区积雪密度取值为B区的1.2倍，图 4-7 为高程分带图。

表 4-2 流域高程分带表

海拔	高程带	区域特征
>3300m	D	冰雪带、终年积雪带
3300~2200m	C	高山草甸、亚高山草甸带
2200~1600m	B	山地森林带
<1600m	A	丘陵带

本文采用如表 4-3 所示的积雪密度：

表 4-3 不同高程带各月积雪密度表

时间/高程带	A区（g/cm^3）	B区（g/cm^3）	C区（g/cm^3）	D区（g/cm^3）
4月	0.26	0.26	0.31	0.31
5月	0.27	0.27	0.32	0.32
6月	0.28	0.28	0.34	0.34
7月	0.29	0.29	0.35	0.35
8月	0.30	0.30	0.36	0.36
9月	0.31	0.31	0.37	0.37
10月	0.11	0.11	0.13	0.13

运用度一日公式就可算出分各月的度一日因子及融雪因子如表 4-4 所示：

表 4-4 不同高程带各月融雪因子表

时间/高程带	A区（mm/℃·d）	B区（mm/℃·d）	C区（mm/℃·d）	D区（mm/℃·d）
4月	2.86	2.86	3.41	3.41
5月	2.97	2.97	3.52	3.52
6月	3.08	3.08	3.62	3.62
7月	3.19	3.19	3.74	3.74
8月	3.30	3.30	3.85	3.85
9月	3.41	3.41	3.96	3.96
10月	1.21	1.21	4.07	4.07

4.4 积雪信息的提取

4.4.1 MODIS 雪覆盖合成数据简介

研究区流域地处新疆天山地区，该区气候状况复杂多变，大气中云量较多，尤其在春季融雪季节的山区，虽然 MODIS 数据一天可以对同一地区重复观察两次，但是，数据的质量不高，有大量云层覆盖地面，不能对地面实施有效的观测，而且，现在还没有比较理想的去云的方法。然而，将一定时间段内的遥感数据进行合成，能有效的消除云的影响，提高影像的质量。本文使用美国 NSIDC DAAC（National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center，USA）的 MODIS 雪覆盖八日合成数据产品 MOD10A2，MOD10A2 雪覆盖数据产品是根据冰雪的波谱特性，即其所具有的强可见光反射和短波红外吸收的特性，选定归一化积雪指数 NDSI[113]和近红外通道的反射率两个判别标准。NDSI 主要用来鉴别冰雪，并区分大量积云，用可见光 4 通道和近红外 6 通道反射率计算：

$$NDSI = \frac{CH(4) - CH(6)}{CH(4) + CH(6)} \tag{4-28}$$

式中：*CH(4)*、*CH(6)*分别为 MODIS 第 4、6 通道的反射率。*NDSI* 是基于雪对可见光和短红外波段的反射特性和反射差的相对大小的一种测量方法，可以有效地分辨雪和许多其他地表，也能很好地检测出阳光和阴影下的雪[114]。当积雪覆盖率较大时，对应像元的 *NDSI*≥0.4，由于水体也可能出现 NDSI≥0.4，因此需要进一步分离水体。当 *NDSI*≥0.4 且通道 2 的反射率大于 11%时，该像元就被判为雪[115]。

MOD10A2 雪覆盖数据产品以 ISIN(Integerized Sinusoidal)一种全球投影格式存放，它把全球影像数据划分为 36 列×18 行的方格网，每一格表示一个文件产品的存放区域，以 0 开始记录文件的位置行列号，例如文件名中的 h23v04 表示第 24 行第 5 列所在位置。研究区流域 500 米分辨率影像所在区域为：h23v04、h23v04 共 2 个区域，如图 4-8 所示。

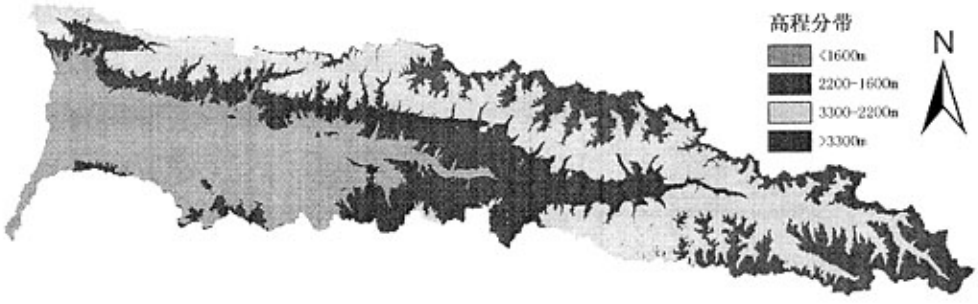


图 4-7 高程分带图

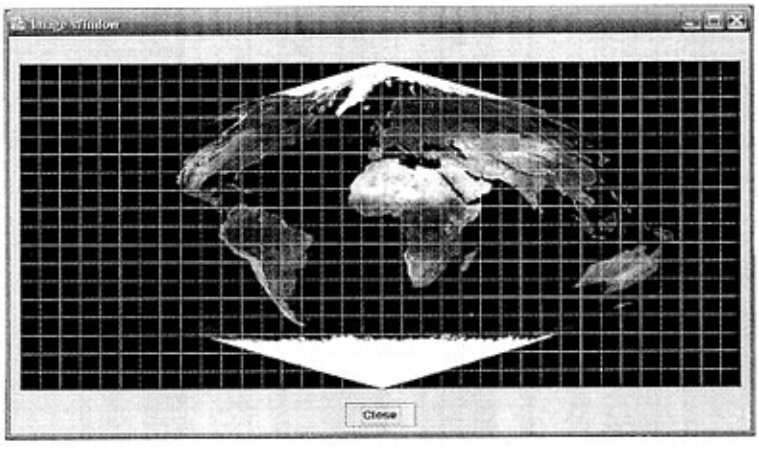


图 4-8 流域影像所在区域

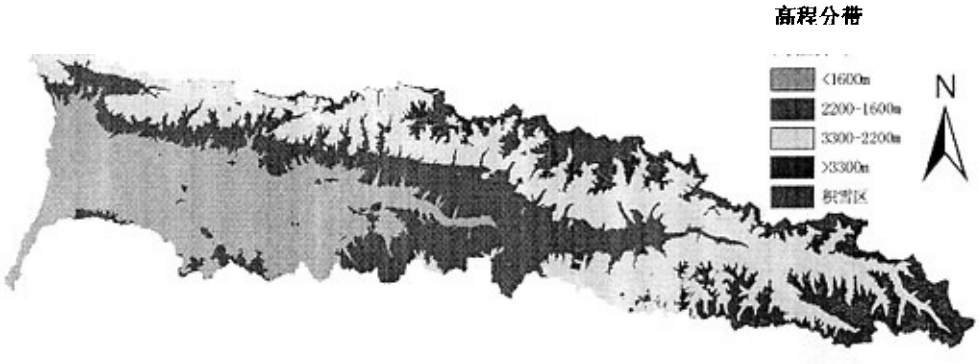


图 4-9 DEM 与积雪叠加图

4.4.2 MODIS 雪覆盖合成数据处理

通过 MODIS 产品处理软件 MRT(如图 4-10 所示)对 MODIS 数据产品进行处理，对流域 2005 年区域的 49 个 MOD10A2 数据进行镶嵌、地理几何校正与重采样。采样方法为邻近法，投影体系为通用横轴墨卡托投影(UTM 投影)，椭球为 WGS84 体系，投影中

心带为 45° 带，分辨率统一到 500 米。图 4-11 为处理后的流域 2005 年第 97～104 天积雪覆盖图。

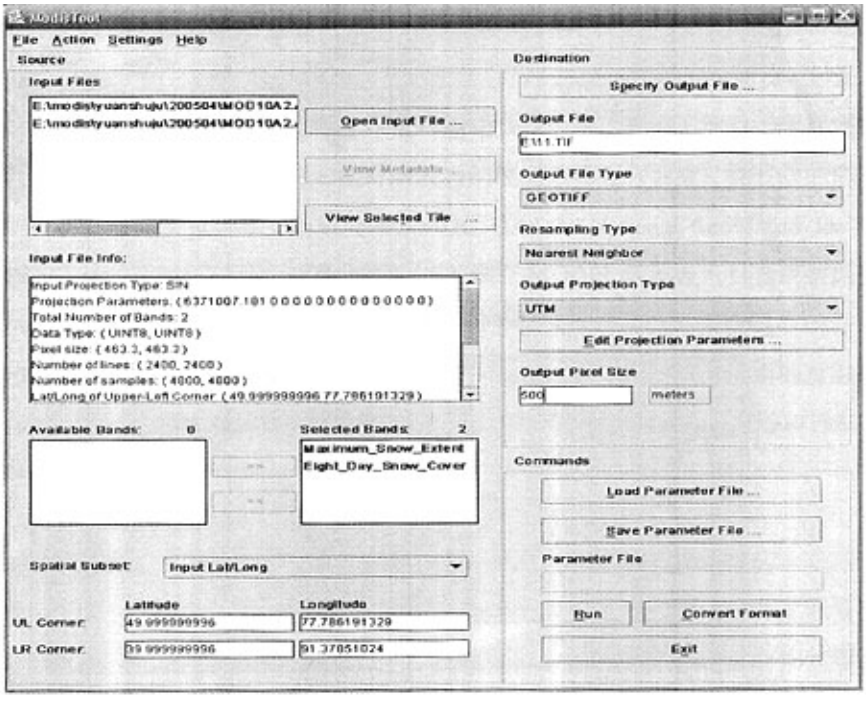


图 4-10 MODIS MRT 软件界面

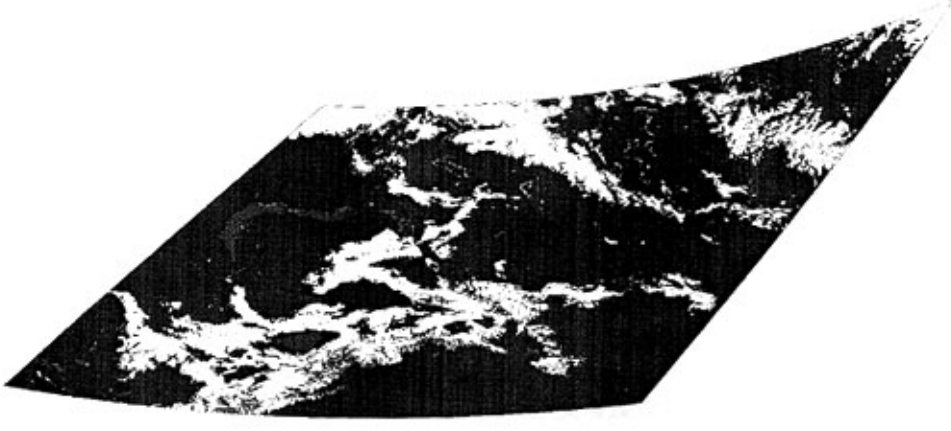
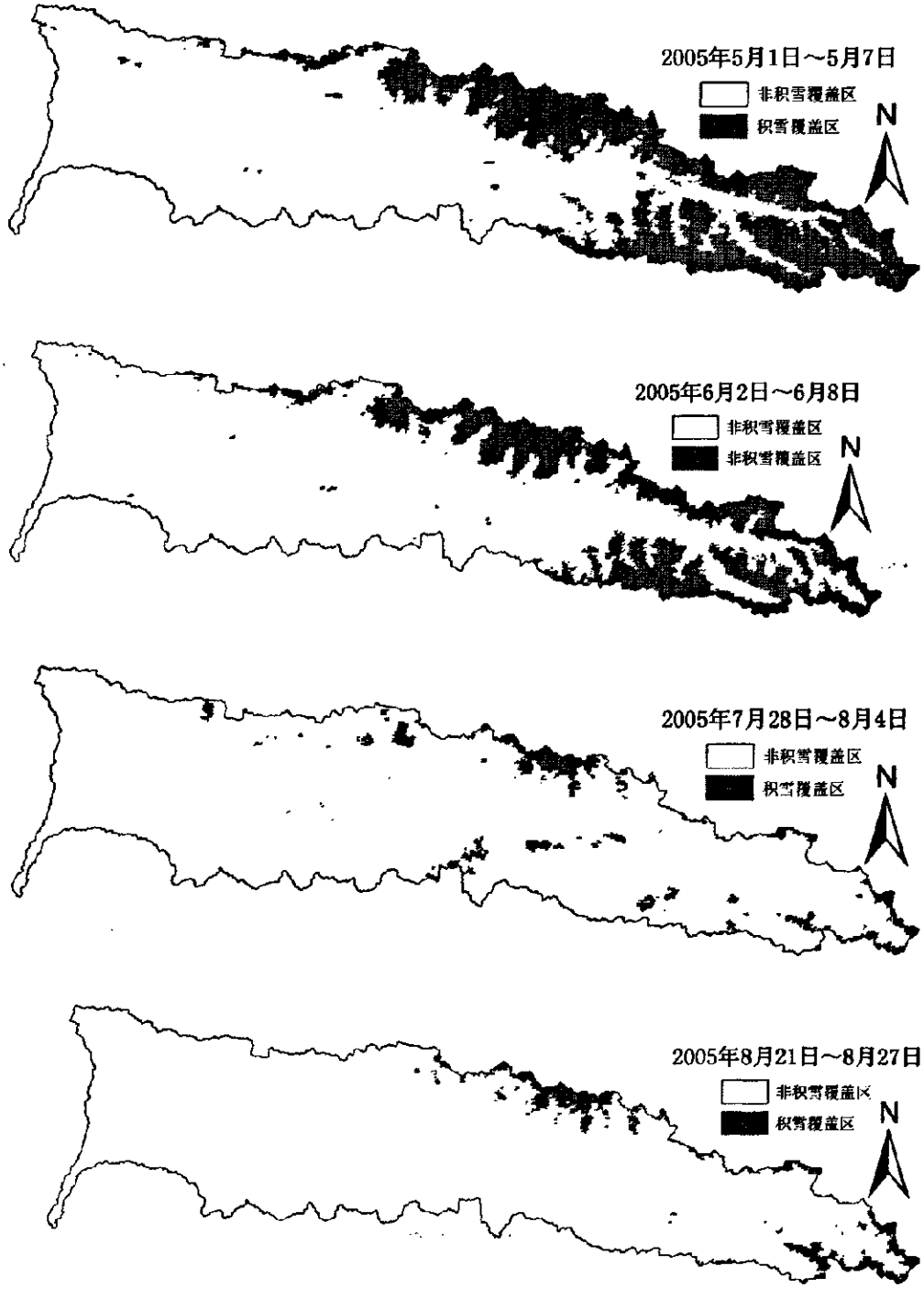


图 4-11 初步处理后整个区域 2005 年第 97～104 天的积雪覆盖图

4.4.3 研究区积雪覆盖图

利用研究区矢量边界在 ArcGIS 软件中对初步处理的 MODIS 数据进行裁减和叠加处理，以便进一步的分析。图 4-12 为经过裁减后的研究区积雪覆盖图。



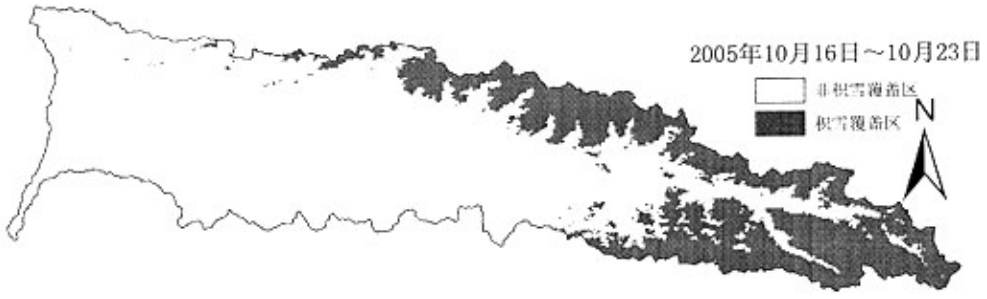


图 4-12 研究区各月积雪覆盖图

积雪遥感制图是指利用遥感数据反演积雪的一些参数，如积雪覆盖率、积雪深度、雪水当量以及一些积雪表面参数。在本文中，对于 MODIS 合成数据来说，由于传感器本身的特性，只有积雪覆盖率是可以直接获取的信息。由于遥感数据反映的是地物的光谱信息，分类结果反映的是地物类别的专题信息，在实际应用常需将遥感信息和其它地理信息复合进行综合分析，图 4-9 为 DEM 与积雪叠加图。

对积雪分布时空变化的分析有着十分重要的意义。通过积雪分布与地形之间关系的分析，可了解积雪积累与消融的规律，为防洪抗旱提供依据和参考[116]。利用整个融雪季节时间序列的积雪分类图和地形数据的空间复合分析可以提取流域积雪覆盖，制作出反映流域各高程带积雪覆盖率变化曲线，如图 4-13 所示。

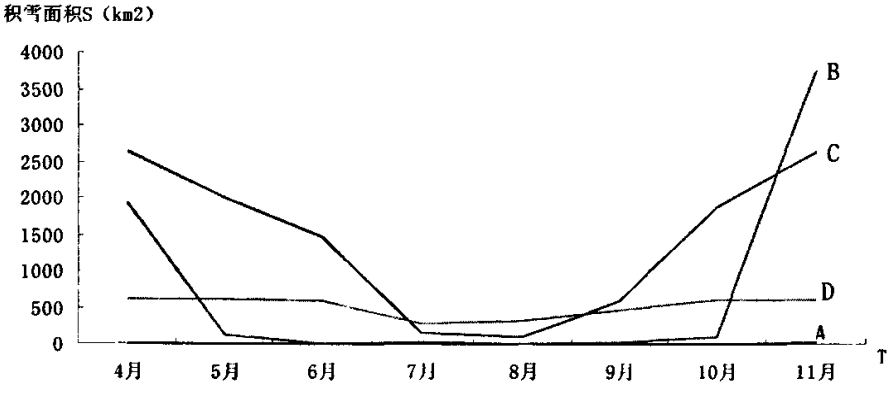


图 4-13 各高程带积雪面积变化曲线

4.5 卡海流域分布式水文模型

4.5.1 研究区流域概况

伊犁河上有三大支流，其中卡海流域是伊犁河上第二大支流，年径流量大约占伊犁

河雅码渡以上年径流量的33%。哈什河发源于天山西部伊连哈比尔尕山冰川地带，从河源阿腊散流经吉林台峡谷、尼勒克盆地、马扎尔峡谷段，自东向西流至托海村附近由北转南，至雅马渡汇入伊犁河。全长318km，集水面积9541km^2。流域北面以颇罗克怒山、依连哈比尔尕山及奎屯河、精河分界，分水岭高程3000～4700m，南面以阿吾勒山、安迪尔乌拉山为界，以巩乃斯河为邻，分水岭高程1800～4400m，东由依连哈比尔尕山与天山山脉相接，三面环山，形成封闭的狭长河谷，流域东部高而窄，西部底而宽，河源高程3500～5000m，天然落差2506m，水能理论蕴藏量145.1万KW。流域地势西南高，北部底，平均海拔在2335～2508m之间。河道顺直，河型呈羽毛形。支流短小而广布。较大支流有寨口河、阿拉斯坦河等。流域系古生代地层组成，风化裂隙较深。

与新疆其他流域相比，卡海流域相当温和湿润，植被良好，尤其是2000～3000m中山带，山坡森林遍布，谷地牧草茂盛。图 4-14与图 4-15为该流域土地利用图和植被分布图。

4.5.2 流域水文气象概况

卡海河流域流域三面环山，向西敞开的独特地形影响，使来自北冰洋的寒冷气流及塔克拉玛干沙漠的干热气流被高山阻隔难以进入本区，而来自大西洋、黑海和巴尔喀什湖的暖湿气流则可长驱直入，使得本区域的气候呈大陆性温带气候，气候特征表现为温和湿润、雨量充沛、昼夜温差大、夏季热少酷暑、冬季冷少严寒、春季温度回升迅速、秋季温度下降快等特征。流域上各种冰川共551条，冰川面积为421.60km^2，冰储存量为28.18m^3，冰川平均面积0.77km^2，雪线高度为3680m，最大冰川面积为35.06 km^2，长度为11.0km[117]，主要分布在伊连哈比尔尕山和博乐霍洛山南坡3800m以上高山带。

卡海河流域海拔高度差异悬殊，地形复杂，各地气候差异明显。全区大致可分为四个气候区：河谷平原区、河谷近山区——中山区、昭苏盆地区、高山区。由于特殊的地理位置和下垫面因素，卡海流域水量主要以冰川、积雪融水，雨水以及地下水混合补给，流量随着降水和气温的变化而变化，该流域汛期主要集中在5~8月。该流域下垫面透水性较好，为地下水的形成创造了有利条件。雨水与融雪水的相当部分渗入地下水库，逐渐补充河流，使得该流域地下水丰富，可达年径流量的40%左右。多年平均气压913hpa，多年平均水汽压 7.8hpa，多年平均相对湿度 68%，多年平均风速 3.3m/s，最大风速24.0m/s，相应风向WSW，多年平均大风日数20天多年平均日照时数2679小时；多年平均雷暴日数40天；最大积雪厚度65cm，最大冻土深度80cm。流域通常在12月封冻，

次年 3 月解冻。

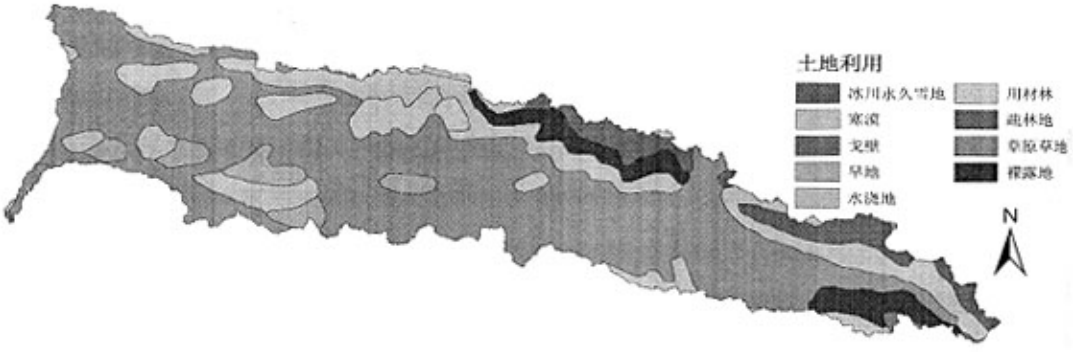


图 4-14 土地利用图

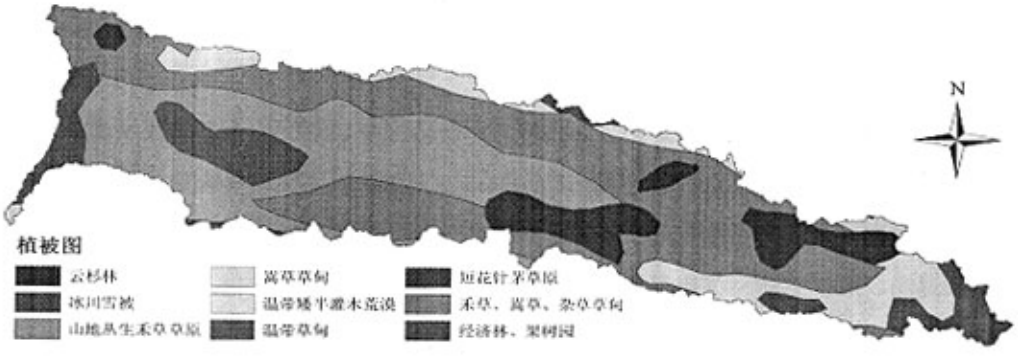


图 4-15 植被图

4.5.3 分布式水文模型建立

由于该流域出口处为伊犁河三大支流交汇处，受其他两大支流径流量资料的限制，而无法精确的获得研究区流域出口处的水文资料，无法较好的验证模拟精度，本研究以乌拉斯台水文站以上集水区域作为研究对象。自然子流域的生成结果见图 2-18。为了提高径流模拟的精度，需要将子流域剖分为网格单元。根据流域面积和模拟分析计算精度要求，结合流域地貌特征，按中尺度将单元网格的尺寸定为 2km×2km，研究区被划分为 1797 个水文单元。然后，在网格单元内分别建立新安江模型，网格单元的面平均雨量用单元中心点雨量来代替，在每个网格单元中分别进行产流计算。最后，根据流域的自然汇水区域进行汇流计算，如图 4-16 所示。

4.5.3.1 资料来源

本次研究选取了卡海流域的2005年5月至9月水文资料。降水资料选取了此流域上及周边共22个雨量站的同期降水量，通过协克里金插值得到整个流域降雨量的空间分布情况。由于流域上只有2个水文站进行气温及蒸发实测，而且也只有两个遥测站进行日气温测报，因此无法根据现有的数据分析研究流域上气温与蒸发的空间分布情况。只有通过其他方法进一步分析各网格的气温与蒸发。

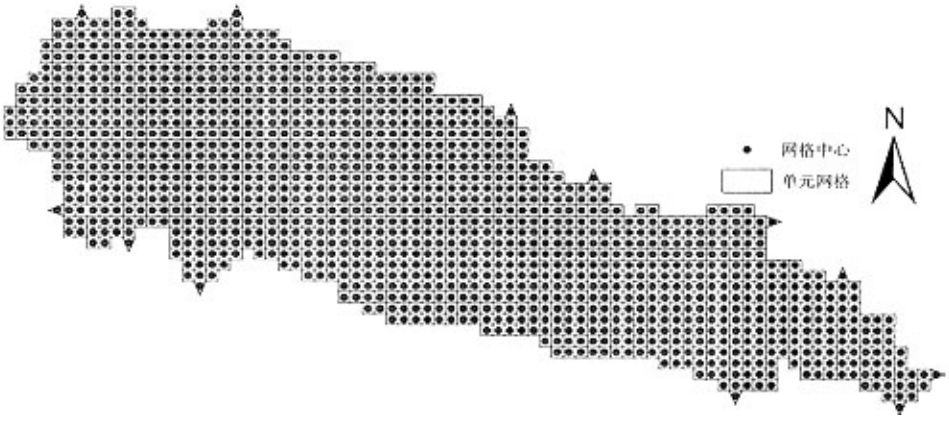


图 4-16 2km×2km 单元网格及网格中心示意图

4.5.3.2 气温资料的处理

由于流域内进行气温监测的站点比较少，无法通过插值的方法来探讨气温的在空间上的变化情况，因此本研究通过其他方法和手段来比较合理的确定各水文单元的气温。

从常识可知，海拔愈高，气温愈低，直减率大约0.6℃/100m，但直减率还受气候、下垫面等各种条件影响而变化，变幅较大。由于实测气温资料的缺乏，因此确定各网格气温时引进了气温直减率。各网格的日平均气温出下式估算：

$$TP = T - TI \times (H_i - H_0) \tag{4-29}$$

式中：T——基本测站的日平均气温(℃)；

H_i——网格中心平均高程(m)；

H_0——基本测站的高程(m)；

TI——直减率(℃/100m)。

关于直减率的确定，本文引进了研究区临近气象站700hpa和850hpa的0时和12时的探空气温，高程主要在1500m～3000m的高空气温资料。主要原因是700hpa和

850hpa 的探空气温资料受人为及其它因素的干扰比较少，能够比较真实的反映气温在垂直方向的变化情况。2005 年 5 月 1 日至 9 月 30 日 700hpa 和 850hpa 探空气温 0 时和 12 时的直减率如图 4-17 所示。融雪量的多少与气温的高低有关，12 时的气温对融雪影响较大，因此以 12 时的直减率作为各网格气温计算的主要依据，并根据实际情况进行优选。

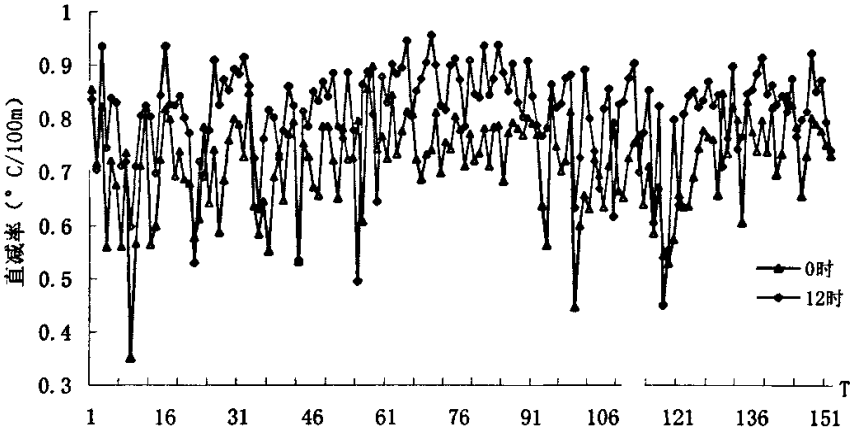


图 4-17 临近气象站逐日 700hpa 和 850hpa 探空气温直减率

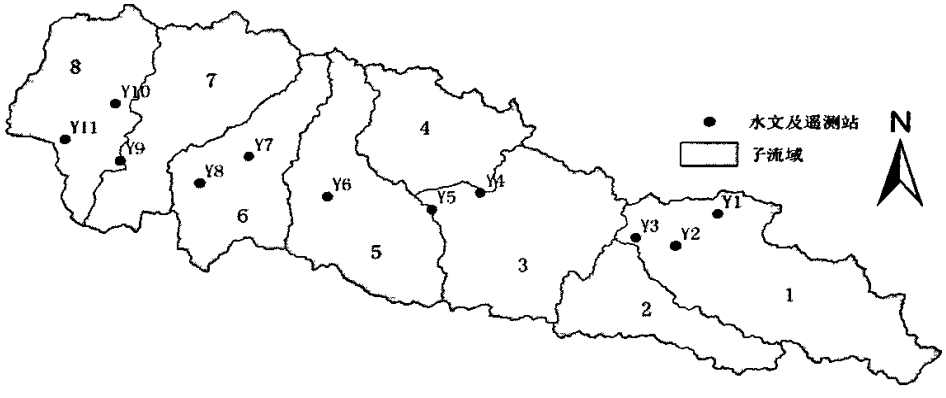


图 4-18 子流域、水文及遥测站点示意图

关于基本测站，流域内水文及遥测站点如图 4-18 所示中只有 Y5 站点、Y8 站点、Y10 站点、Y11 站点 4 个测站进行气温测报。为了较合理的确定流域内各网格气温，因此以据各子流域最近的站点作为计算各子流域内各网格气温的基本测站，并结合各网格中心高程和该流域的气温直减率来确定各子流域各网格气温。以 Y5 作为子流域 1、子流域 2、子流域 3、子流域 4、子流域 5 各网格气温计算的基本测站；以 Y8 作为子流域 6 各网格气温计算的基本测站；以 Y10 作为子流域 7 各网格气温计算的基本测站；以

Y11 作为子流域 8 各网格气温计算的基本测站。以各网格单元中心点的气温表示各网格的气温。

4.5.3.3 蒸发资料的处理

通常情况下只有水文及气象站点进行蒸发量监测，而遥测站点只进行时段降雨、气温的监测，而本研究区内只有两个水文站点(Y8 和 Y11)有实测蒸发资料，如图 4-18 所示。因此无法借助 GIS 软件进行蒸发量的空间变化情况的分析。因此本研究利用 $EP=K\times E$ 估计分带蒸散发能力。式中：E 为蒸发皿实测值。K 为蒸散发能力折算系数。$K=k_1\times k_2\times k_3$，这个参数对于总水量平衡起重要作用。由水文学知识可知，k_1 是大水面蒸发于蒸发皿之比；k_2 是蒸散发能力与大水面蒸发之比，其值年内在 1.0～1.5 间变化；k_3 是流域平均蒸散发能力与蒸发展出蒸散发能力之比值。对于一个具体流域而言，k_1 只有季节变化，可参考新疆已有的南北疆实验数据选用，按冬夏分别给出即可。模型中考虑蒸散发能力随高程的变化，令 EI 为蒸散发能力折减系数，则各网格的蒸散发能力由下式计算：

$$EP = K\times E\times(1-EI) \tag{4-30}$$

EI 值先参考内地山区分析资料初选再率定。

为了比较合理的确定各网格单元的蒸散发能力及充分利用现有的水文气象资料，本文探讨了采用修正的彭曼－蒙特斯(Penman-Monteith)公式并借助附近气象站气象资料来计算流域内资料比较完整的遥测站点的潜在蒸散发，并用气象站点的高程和遥测站点高程的比值进行修正计算结果。流域内遥测站中有较完整实测气温资料的站点为 Y5 站点和 Y10 站点。采用的公式如下[118, 119]：

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n-G)+r\dfrac{900}{T+273}u_2(e_a-e_d)}{\Delta+r(1+0.34u_2)} \tag{4-31}$$

$$e_a = 6.108\exp(\frac{17.27T}{T+237.3}) \tag{4-32}$$

$$e_d = e_a\frac{RH_{mean}}{100} \tag{4-33}$$

$$\Delta = \frac{4098e_a}{(T+237.3)^2} \tag{4-34}$$

$$\gamma = 0.6455+0.00064T_a \tag{4-35}$$

$$R_n=0.77(a+b\frac{n}{N})R_a-2.45\times10^9(1+0.9\frac{n}{N})(0.34-0.14\sqrt{e_d})\left[(T_{max}+273)^4+(T_{min}+273)^4\right] \quad (4\text{-}36)$$

$$G=\begin{cases}0.38(T_i-T_{i-1}) & \text{计算第}i\text{日ET}_0\text{时用}\\ 0.14(T_n-T_{n-1}) & \text{计算第n月ET}_0\text{时用}\end{cases} \quad (4\text{-}37)$$

$$Ra=15.54(\omega_s\sin\phi\sin\delta+\cos\phi\cos\delta\sin\omega_s)/S_l^2 \quad (4\text{-}38)$$

$$S_l=1-0.01673\cos(\frac{2\pi}{365}J) \quad (4\text{-}39)$$

$$\delta=0.4093\sin(\frac{2\pi}{365}J-1.405) \quad (4\text{-}40)$$

$$\omega_s=\arccos(-tg\phi tg\delta) \quad (4\text{-}41)$$

$$N=\frac{24}{\pi}\omega_s+0.1 \quad (4\text{-}42)$$

式中：ET_0——参照腾发量(mm/d)；

Δ——平均气温时饱和水汽压随温度的变化率(kPa/℃)；

R_n——净辐射[(MJ/m^2·d)]，气象站实测值；

G——土壤热通量[(MJ/m^2·d)]；

e_a——饱和水汽压(kPa)；

e_d——达到平均气温时的实际水汽压(kPa)；

n——实测日照时数(h/d)；

N——最大可能日照时数(h/d)；

Ra——地面上空大气层顶接收的太阳辐射能[(MJ/m^2·d)]；

a、b——经验系数[118]，可查表确定为：a=0.38，b=0.33

$Tmax$、$Tmin$——日(时段)最高、最低气温(℃)，遥测站实测值；

Ti——第 i 天的平均气温(℃)，遥测站实测值；

φ——纬度；

δ——太阳磁偏角；

ω_s——日落是的角度；

U_2——2m 高度处的风速，由气象站 10m 处的实测值计算得到；

RH_{mean}——平均相对湿度，气象站实测值；

S_l——太阳距离修正系数；

J——年内天数。

气象站 10m 高度处实测风速转换为 2m 高度处风速的计算公式为：

$$U_2 = (\frac{2}{Z})^{0.17} U \tag{4-43}$$

式中：U——测量点的平均风速；

Z——风度测量高度

通过上述公式计算并用临近气象站高程与遥测站高程比值修正后的遥测站 Y5 站点和 Y10 站点的蒸发值如图 4-19 所示。

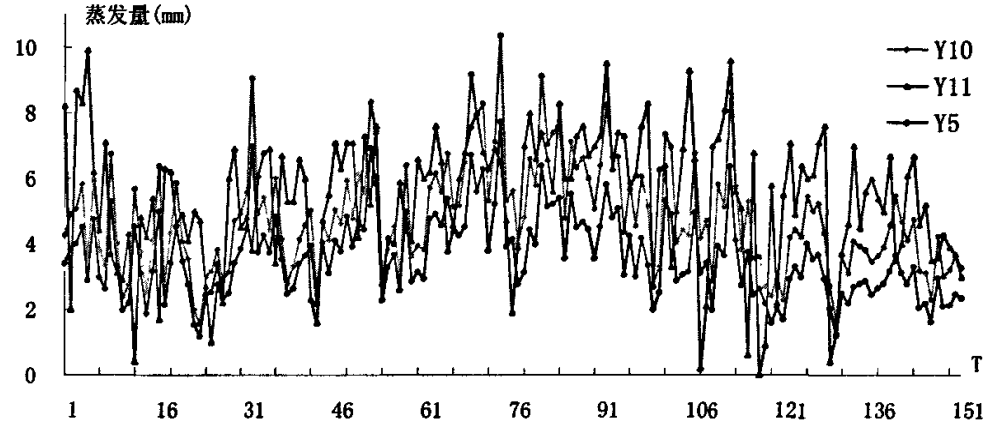


图 4-19 模拟遥测站蒸发值

通过与有实测蒸发量水文站 Y11 站点的比较分析，发现模拟蒸发量符合随高程增加而减小的趋势。Y5 站点高程为 2005m、Y10 站点高程为 1796m、Y11 站点高程为 1440m。模拟值可作为计算各网格蒸散发能力的基本测站。因此以据各子流域最近的站点作为计算各子流域内各网格蒸散发能力的基本测站，并结合蒸散发能力折减系数来确定各子流域内各网格蒸散发能力。以 Y5 作为子流域 1、子流域 2、子流域 3、子流域 4、子流域 5 各网格蒸散发能力计算的基本测站；以 Y8 作为子流域 6 各网格蒸散发能力计算的基本测站；以 Y10 作为子流域 7 各网格蒸散发能力计算的基本测站；以 Y11 作为子流域 8 各网格蒸散发能力计算的基本测站。以各网格单元中心点的蒸散发能力表示各网格的蒸散发能力。

4.5.3.4 积雪资料的处理

在高纬度地区或高山带，例如我国的东北、华北、西北地区及青藏高原，气候寒冷，融雪及融冰是河流的重要补给水源，降雪、积雪及冰雪冻融过程是流域水文的重要特性。水文过程中冰雪的介入，使流域水文过程同时受水量平衡和热量平衡的控制，热量或温

度成为必须考虑的水文因素。高山及寒区流域水文除了一般流域水文涉及的问题之外，还需要特别考虑如下一些与温度和冰雪有关的基本问题。

在山区，由于温度的垂直分带性，不同高程上的温度不同，一场降水在较低的地方可能以液态降水的形式出现，在较高的地方可能以固态降水的形式出现。同一场降水，可能在一个地方为降雨，而在另一个地方为降雪。降雨可以立即进入土壤或产生径流；而降雪则视地面温度而定，可能立即融化，与降雨发生同样的过程，也可能冻结，形成积雪，待融雪条件满足时融化。雨雪的差别造成降水进入流域水文循环过程的差别。降雪如果不能立即融化，就形成积雪。积雪在什么条件下融化，决定于流域积雪的热状态和热量平衡，这是冰雪水文需要解决的另一个问题。

如果积雪没有达到融化的条件，则积雪储存在流域内，积雪形成一个特定的蓄水体。这个蓄水体对流域水文过程起着一定的调蓄作用，其蓄量即积雪量的估计是流域水量平衡的重要组成[43]。

通过 MODIS 数据提取研究区积雪覆盖并与研究区 2km×2km 栅格单元叠加得到各网格单元的积雪覆盖情况，如图 4-20 所示。为了计算方便本文采用对积雪区和非积雪区采用不同的编码，积雪区编码定为 200，非积雪区编码为 25。通过提取各网格中心数据，若网格中心值为 200，初步认定该网格单元完全被积雪覆盖，即该网格单元的积雪覆盖度为 100%，模型进入融雪模块；若网格中心值为 25，则认为该网格单元无积雪，即该网格单元的积雪覆盖度为 0，模型不经过融雪模块，而直接进入蒸发模块。由于采用 8 日合成 MODIS 数据提取积雪覆盖度，因此若网格判断有积雪，则认为在接连 7 日内该网格单元都有积雪；若无积雪，则认为在接连 7 日内该网格单元都无积雪。



图 4-20 各网格单元积雪覆盖图

4.5.3.5 冰川和多年积雪的处理

冰川发育除了取决于地形条件主要是山地高度外也取决于降水、气温条件。天山山地冰川就是在一定高度条件下的气候产物。天山山地的现代冰川大体上形成在平衡线——即雪线(3630~4290m)以上。雪线以上山地的高度愈高，面积愈大，就越有利于雪冰的储存。通过对该流域地理位置特征和水文气象因素分析，并查阅其他文献初步拟定以该流域雪线高程作为计算融冰的高程阈值，取其值为 3680m[117]，依此作为判断融冰和融雪的一个指标，并依据模拟径流与实测径流量的比较进行调整优化。

4.5.3.6 参数率定

对模型各参数进行合理性分析，检查是否符合其物理意义，是否符合其地区分布规律，预报流量与实测值误差大小比较，最后对各参数值进行综合，得到最优的模型参数，结果见表 4-5。

4.5.3.7 模型目标函数与模型率定

在模型率定过程中，使用了三个目标函数（ABS、ΔW、DY）：

$$ABS=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{|Q_{模}(i)-Q_{测}(i)|}{Q_{测}(i)} \tag{4-44}$$

式中，n 为模拟的时段数，为了便于各年比较，n 最大取一年的总时段数。$Q_{模}(i)$、$Q_{测}(i)$分别为第 i 时段的模拟流量与实测流量。

ABS 为模拟时段平均相对误差，对高低水都很灵敏。新疆的重要河流枯季主要是流域退水，径流过程变化缓慢而稳定，流量相当小，因此，相对而言模拟容易得多，但因流量小，以 ABS 为目标函数则不易达标，显得其不能反映实际模拟精度，春夏季洪水多发，雨量站代表性不足，又加入了融雪的作用，与内地流域比较，模拟更加困难，但此时 ABS 的变化与模拟优度吻合相当好，由于春夏季是我们的主要模拟对象，所以，我们仍以 ABS 为模型率定的主要目标函数。

$$\Delta W=\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{模}(i)-Q_{测}(i))}{\sum_{i=1}^{n}Q_{测}(i)} \tag{4-45}$$

ΔW 反映模拟时段内计算水量与实测水量的误差。该目标函数用以校正模拟过程中总水量的偏差，也是模拟率定的主要目标函数之一。

$$DY = 1-(1-\frac{S^2}{\sigma^2})$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{模}(i)-Q_{测}(i))^2}{n}} \qquad (4\text{-}46)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{测}(i)-\bar{Q})}{n}}$$

DY为确定性系数，$\bar{Q}$是N个时段内实测流量平均值。DY很不稳定，且与模拟优度关系不佳，但该指标为水文水情预报规范中所要求，所以将其作为一个参数目标函数[120]。

表 4-5 流域模拟参数值

类别	序号	参数	物理意义	取值
	1	K	蒸散发能力折算系数	0.61
	2	C	深层蒸散发系数	0.09
产	3	IM	直接产流面积权重数	0.02
流	4	WM	流域平均蓄水（mm）	160
参	5	UM	上层蓄水容量（mm）	10
数	6	LM	下层蓄水容量（mm）	60
	7	DM	深层蓄水容量（mm）	90
	8	B	蓄水容量曲线的方次	0.4
分	9	SM	自由水蓄量最（mm）	20
水	10	EX	自由水蓄水容量曲线方次	1.4
源	11	KI	自由水对壤中流的出流系数	0.50
及	12	KG	自由水对地下水的出流系数	0.40
汇	13	CG	地下水消退系数	0.995
流	14	CI	壤中流消退系数	0.80
参	15	CS	地表水消退系数	0.40
数				
	16	SN	雪量改正系数	1.3
融	17	CM	全流域被雪时积雪水当量	120
雪	18	TB	基础温度（℃）	2
参	19	TK	临界温度（℃）	5
数	20	A	流域面积(km^2)	9541km^2
	21	NA	流域分块数	8

4.5.4 模拟结果及分析

使用该流域流域2005年各遥测及水文站的日降水过程以及日平均气温过程及月蒸发量资料来模拟流域的逐日径流过程。模型精度用下列方法来确定：

4.5.4.1 模型检验标准

a.年径流量误差

$$A_{年}=\frac{\sum(Q_{日测}-Q_{日模})}{\sum Q_{日测}} \tag{4-47}$$

b.日流量过程平均误差 OB

$$OB=\frac{\sum|Q_{日测}-Q_{日模}|}{n\bar{Q}_{日测}} \tag{4-48}$$

式中：$Q_{日测}$、$Q_{日模}$为实测和模拟的日平均流量；$\bar{Q}_{日测}$为计算时期日平均流量平均值；n为进行统计的日平均流量个数。

c.月径流量采用合格率评定

当 $R_{月测}$>10 毫米时$|\Delta R/R_{月测}|$<20%月测为合格。

当 $R_{月测}$<10 毫米时$|\Delta R/R_{月测}|$≤2 毫米为合格。

d.确定性系数

根据《水文情报预报规范》规定，以流域模型等制定的水文预报方案的有效性的评定采用确定性系数 dy 进行：

$$dy=1-\frac{S^2e}{\sigma^2y}$$
$$Se=\sqrt{\frac{\sum(y_i-y)^2}{n}} \tag{4-49}$$
$$\sigma y=\sqrt{\frac{\sum(y_i-\bar{y})^2}{n}}$$

式中：yi 为实测值，y 为预报值，n 为系列点次，y 为实测值的平均值，Se 为预报误差的均方差，σy 为预报要素质的均方差。

按 σy 评定预报方案的有效性，分为 3 个等级，dy>0.90 为甲等，dy=0.70～0.90 为乙等，dy=0.50～0.69 为丙等。

e.评估值 CR

水箱模型对模拟结果的评定是使用评估值 CR 为标准，为了便于进行对比亦计算了 CR 值。CR 为日平均流量均方误差 MSEQ，日流量对应的均方误差 MSELQ，日流量历史曲线均方误差 MSEDC，对数流量历史曲线均方误差 MSELDC 的组合，即：

$$CR = (MSEQ + MSELQ)/2 + (MSEDC + MSELDC)/2 \qquad (4\text{-}50)$$

4.5.4.2 模拟结果分析

本文对卡海流域 2005 年 5 月至 9 月进行了融雪径流的模拟，结合 MODIS 八日合成积雪覆盖数据与地面实测水文、气象数据，使用 VB6.0 对该流域 1797 个水文响应单元分别建立融雪型新安江模型，得出该流域 2005 径流的模拟结果，如表 4-6 和图 4-21 所示，计算径流总量，实测径流总量，日平均计算径流量，日实测径流量，与实测资料比较，模拟结果基本反映了径流量的实际变化趋势。月水量的合格率为 100%，日水量的合格率为 76.5%，预报方案的确定性系数为 81。2。根据《水文情报预报规范》，预报方案的有效性为乙等。从图 4-21 可以看出模拟结果与实测资料的变化趋势基本一致，但是在 7 月 10 至 7 月 14 和 7 月 25 至 7 月 30 这两个时期出现了反差与实测资料的变化趋势恰好相反。主要原因可能是这两个时期的融雪因子的取值不合理造成的以及在各栅格的温度内插不合格造成的。有待于更深入的研究以改近，使模型结构更加合理。

表 4-6　径流模拟精度统计表(m^3/s)

年份	项目	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
2005 年	实测径流	180	327	265	257	138
	模拟径流	176.2	326.5	294.8	256.5	157.3
	误差	3.8	0.5	-29.8	0.5	-19.3
	误差(%)	2.11	0.15	-11.25	0.19	-13.99
	OB(%)	11.85				
	ABS	0.127				
	ΔW	-0.037				
	DY	81.2				
	月水量合格率(%)	100				
	日水量合格率(%)	76.5				

以上情况与新安江模型在我国内地应用的成果相比较还是令人满意的，这也说明结合 RS 和 GIS 的融雪型新安江模型结构稳定，参数基本合理，能反映该流域的产、汇流

的主要物理机制。对地下水、壤中流、地面径流均单独作汇流计算，利于参数的调试，可分别得出地下、壤中、地面径流过程。既便于与实际情况比较，也可用于今后的径流成份分割，具有较高的实用价值。

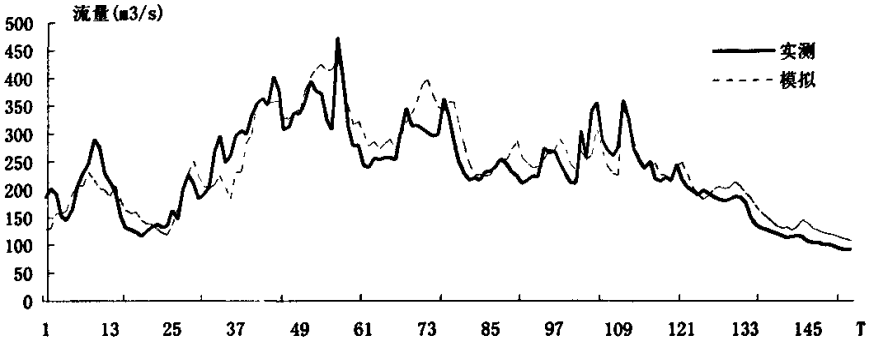


图 4-21 实测与模拟径流过程线

4.6 小结

对于大中尺度流域的水文模拟，我们不可能在模型的建立过程中详细地考虑到各种影响因素，这种区域的不均匀性只能通过概化的方法来加以处理。网格化的分布式水文模型的引入，就是为了解决各种影响因素的空间分布差异。当然，这个问题得以解决的前提就是各种参数的网格化，即各个参数在不同的网格依其特性不同而具有不同的值，如何能实用地获取这些信息需要我们进一步研究。

由于人为活动和其它因素的影响，以及研究区域较大，采用单一的产流模式对各个子流域的模拟精度必然受到影响。从模拟结果可以看出，本文建立的基于自然子流域结合栅格的分布式水文模型基本适用。但为了取得更高的模拟精度，仍然需要进行不断的尝试和研究。尤其在产流模块，尽管整个实验流域以蓄满产流占主导地位，但每个子流域的情况却是不同的，同一的产流模式就不太适用于每一个子流域。另外，由于流域的产汇流过程除了受控于降雨特性外，与流域下垫面的地形、地貌、土壤、植被、地质、水文地质等特性有明显的因果关系，使得洪水组合型及成因千变万化，同时，由于水文过程中存在着非线性特性，用固定不变的参数去模拟这些洪水，必然会出现较大的误差。寻求水文过程与流域地形地貌的相互作用及其定量关系，寻求不同条件下的非线性规律，不仅是为了揭示科学的真谛，而且是为了找出在缺乏水文气象资料情况下确定模型参数的方法。因此，为了进一步深入探求出各种参数变化的规律性，从而推求整个流域水文气象变化的规律性，需要开展更深入的研究和探讨，同时还有赖于遥感技术的发展。

第五章　结论与展望

5.1 结论

本文通过对基于 DEM 的流域特征提取研究，建立了自然子流域结合栅格单元的分布式水文模型，利用最新的 EOS/MODIS 遥感数据，结合地面实测气象、水文数据，在原新安江模型的基础上把融雪和融冰模型考虑进去，并对卡海流域进行了分布式流域水文模拟，模拟结果说明该模型是基本适用的。在所建立的模型中，通过从 DEM 中提取流域信息，将部分参数和输入资料网格化，完成了水文模型的数字化；通过采用协克力金插值模型求出各栅格点的降水量，增加了水文模型模拟结果的精度。在模型建立的过程中通过深入的研究取得了一定的成果和认识，归纳如下：

1.山区的径流分析及模拟是水资源评价及规划管理中的一项基础性工作。由于山区资料十分匮乏，传统的经验水文分析方法很难取得良好效果。一种较为有效的途径是在有实测水文资料的地区分析水文规律，建立水文模型，再推广应用于无实测水文资料的地区。然而，传统的水文模型主要依赖雨量站实测降水和水文站实测流量，把整个流域水文过程作为集总过程来处理，基本上不考虑流域特性和水文变量的空间分布。数字技术为水文研究开辟了一种新的途经，数字水文模型在结合水文参量和状态变量的空间分布与时间序列方面具有很大的优越性，它充分考虑了流域特性和水文变量的空间分布。

2.利用 DEM 和 GIS 技术提取流域信息。随着科学技术的不断发展，可利用的地形、植被、土壤、气象等资料会逐渐增多，可采用的手段如地理信息技术、雷达技术、卫星技术等也越来越丰富。本文总结了利用 DEM 提取流域信息的方法，并在流域信息提取的过程中引进了河网密度。利用 DEM 和 GIS 技术来提取流域信息可以充分利用现有信息，减少人工工作量，提高效率，保证信息的可靠性和准确性。

3.采用协里金插值方法建立流域降雨插值模型。与传统的插值方法及简单的线性插值方法相比，插值效率(协克里金方法)有了明显的提高，同时研究中尝试建立了融合地形信息（高程、坡度、坡向）因素的降雨插值模型，将上述因素作为影响降雨量空间分布的方法取得了一定的较满意的结果。

4.采用 EOS/MODIS 八日合成数据对积雪进行监测可有效降低云层对遥感影像的影响，在一段时间内可有效对地面实施监测，EOS/MODIS 探测器凭借其高灵敏度，高时间分辨率，高光谱波段可对地球实施长期的不间断的观测。在积雪监测中，效果良好。

5.借助于 GIS、RS 可获取模型的几个重要变量和参数，极大的方便了模型的使用和推广。

6.与地理信息系统(GIS)的结合应用。通过与 GIS 的结合，建立包含水文、气象、地形地貌、土壤植被、环境生态等资料的空间地理信息库，在洪水灾情和环境监测与评估中发挥作用。

7.积极开展冰雪水文学的研究，受全球变暖的影响以及水资源短缺的日益突出，利用 MODIS 标准的积雪产品，积极开展大江大河源头地区的冰雪水文研究显得尤为重要。

5.2 分布式水文模型存在的问题

从提出分布式水文模型概至今经过近 30 年的发展，特别是近 10 年来通过 RS 和 GIS 等高新技术的引进和相关学科的渗透，分布式水文模型取得很大的进展，也出现很多不同类型的模型。但是，从总体情况看，分布式水文模型还有待于进一步完善，多数还存在(或很少考虑)以下几个问题[121]。

1.分布式水文模型的真实性问题

由于水文现象的复杂性，受测量技术的限制，一些水文过程和边界条件并不确知。因此，分布式水文模型都存在很多具有虚假性的假定，导致模型并不能再现真实的水文过程。

2.尺度转换问题或者模型参数的有效性问题

目前，分布式水文模型很少考虑尺度对参数有效性的影响，更没有明确指出在大尺度上如何确定参数。通常是将小尺度上建立的具有物理基础的水文模型，随意应用到大的空间尺度，并假定模型参数在几十米到几公里的空间变化中保持着有效性。

3 模型的检验问题

有些水文状态变量因缺乏测量，无法判断其模拟的正确与否。只能通过流量来检验模型的有效性，而流量是各种水文过程综合作用的结果。这样使得有些分布式水文模型虽然流量模拟得很好，但中间的过程可能是完全错误的。

4 计算时间和数据存储的问题

有些分布式水文模型虽然具有很强的水文物理基础和完善的模型结构，但是由于计算时间过长和或数据存储过大，而根本无法在当前条件下进行推广和应用。

5.3 展望

本文以卡海流域为研究区，对卡海流域建立了考虑融雪和融冰的分布式水文模型，

并改进了新安江模型。借助于 GIS 和 RS 对天山西部山区洪水预报作了一定的探讨研究，但是由于时间的原因，没有对一些问题进行更深层次的探讨，在今后的工作中将继续完善和开展更深入的研究，主要有以下几个方面：

1.无资料地区的水文过程研究，海量的 MODIS 数据为开展无资料地区的水文过程研究提供了优越的数据源和前提条件。MODIS 以 0.5d 的时间分辨率，250m、500m 和 1000m 的空间分辨率以及极佳的光谱分辨率，能够提供流域水文信息(土壤类型、植被、土地利用)及某些历史时刻土壤含水量以及地面产汇流量等水文变量的空间分布信息，识别和校核分布式水文物理模型中的物理参数。因此在今后的工作中应尽可能的借助遥感的手段来获取部分水文气象资料，以便提高洪水预报的精度和可靠性。

2.在洪水预报的产汇流过程中，不同的下垫面情况、流域植被覆盖情况、土地类型情况等都对流域的产汇流情况有一定的影响。因此在今后的工作中应尽可能对流域植被情况和土地类型情况加以了解，在可能的情况下考虑不同的植被类型和土地类型对产汇流的影响，以便更加全面详细的考虑洪水预报精度影响因素，使洪水预报的精度更加精确。

3.融雪因子是一个反映融雪能量条件的融雪计算参数，但因“度”是指计算面积单元的日平均气温，其取值除受到太阳辐射影响之外，还受到下垫面条件的影响，已经研究了积雪全覆盖条件下的融雪度日因子变化规律，这里需要继续研究更常见的非全覆盖条件下，度日因子变化规律。不同的植被覆盖度下融雪因子的变化的不同的，因此在今后的工作中还应该继续研究不同的植被覆盖度下及不同时期融雪因子的因子变化规律。

4.计算机技术、RS、GIS、雷达测雨以及数字化流域技术的不断发展，为研究流域水文过程与地形、地貌、土壤、植被、人类活动等的相互作用及其定量关系提供了强有力的技术支撑，必然会推动分布式流域水文模型，特别是基于 DEM 网格的分布式水文模型更快速地发展。可以预见，基于 DEM 网格的流域水文模型将成为未来流域水文模型发展的主方向。

5.雨量、蒸发等资料获取技术应提高。本文已经提到由于雨量资料的缺乏可能带来模型应用的误差。对于分布式水文模型，其参数、计算方式不仅要是分布式的，而且其需要的雨量、蒸发等资料也需要分布式提供。相信随着雷达、卫星等技术的发展，基于栅格的雨量、蒸发资料可以方便的获得。

随着水文科学和信息处理技术的发展，水资源遥感技术(RS)、地理信息系统技术

(GIS)及网络技术等高科技在水文中的应用，一方面，水文科学的研究方法和应用开发层次不断得到改进和提高；另一方面，人们对于流域水文物理机制将会更加准确的理解认识。这将有利于人们有效的应对洪水突发事件，减少洪水造成的损失。分布式水文模型比传统的集总式水文模型有太多的优势。而且，分布式水文模型所揭示的水文物理过程越来越接近客观世界。同时，由于与 RS 和 G1S 的有机结合，由于对海量的气象和下垫面空间数据的处理与利用，使得基于 DEM 的分布式水文模型在研究人类活动和自然环境变化对流域水文循环时空过程的影响，研究区域水资源生成与演变规律方面，具有独特的优势。因此，基于 DEM 的分布式水文模型仍然是现代水文水资源研究的理想工具，是未来水文模型发展的主要方向。基于 DEM 的分布式水文模型为从流域水文机制上研究水文过程提供了手段，合理的将模型应用起来，地面基础数据的观测仍然是关键，对深入水文模型的研究也如此。

参考文献

[1] 崔浩辉. 水与经济社会发展问题,2004.

[2] 王浩, 陈敏建, 何希吾,等. 西北地区水资源合理配置和承载能力研究[M]. 郑州:黄河水利出版社,2003.

[3] 21 世纪水安全--海牙世界部长级会议宣言[C],荷兰海牙, 2000.3.21.

[4] 姜树海, 范子武, 吴时强. 洪水风险评估和防洪安全决策[M]. 北京:中国水利水电出版社,2005.

[5]刘俊峰, 杨建平, 陈仁升,等. SRM融雪径流模型在长江源区冬克玛底河流域的应用[J]. 地理学报, 2006,61(11): 1149-1159.

[6] 王世江, 邓铭江, 李世新. 新疆水资源开发利用的基本认识与实践[J]. 新疆农业大学学报, 2002,25(增刊): 11-25.

[7] 邓铭江, 王世江, 董新光,等. 新疆水资源及可持续利用[M]. 北京:中国水利水电出版社,2005.

[8] 蔡文英. 简述新疆玛纳斯河水情遥测系统的开发与应用[J]. 水利水文自动化, 2003,32-33+45(03).

[9] 吴高平, 韩艳红, 李晓丽. 乌鲁瓦提水利枢纽工程大坝安全监测与水情测报自动化系统[J]. 水利水电技术, 2003(12).

[10] 姜逢清. 20 世纪下半叶新疆洪水灾害的新趋向[J]. 灾害学, 2004,19(2): 29-35.

[11] 刘星. 新疆灾荒史[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1999.

[12] 新疆减灾四十年编委会. 新疆减灾四十年[M]. 北京:地震出版社,1993.

[13] 新疆自然灾害研究课题组. 新疆自然灾害研究[M]. 北京:地震出版社,1994.

[14] 西北内陆河区水旱灾害编委会. 西北内陆河区水旱灾害[M]. 郑州:黄河水利出版社,1999.

[15] 吴素芬, 张国威. 新疆河流洪水与洪灾的变化趋势[J]. 冰川冻土, 2003,25(02): 199-203.

[16] 李燕. 近 40a 来新疆河流洪水变化[J]. 冰川冻土, 2003,25(03): 342-346.

[17] 姜卉芳. 融雪径流模拟及其在切德克流域的应用[J]. 新疆农业大学学报, 1987(01).

[18] 刘志雨, 谢正辉. TOPKAPI 模型的改进及其在淮河流域洪水模拟中的应用研究[J]. 水文, 2003,23(06): 1-7.

[19] McCuen, RH, Snyder, WM. Hydrologic Modeling: Statistical Methods and Applications[M]. New Jersey:Prentice-Hall,Englewood Cliffs,1986.

[20] Diskin M H. Research approach to watershed modeling definitionofterms[A]. ARS and SCS Watershed Medeling Workshop[C],Tucson , Ariz, 1970.

[21] Clarke R T. A review of some mathematical models used in hydrology , with observation on their calibration and use[J]. Journal of Hydrology, 1973,19(1).

[22] Anderson M G, BurtT P. Modelling strategies[A]. Hydrological Forecasting[C],Chichester, JohnWley & Sons Ltd, 1985.

[23] 陈仁升, 康尔泗, 杨建平,等. 水文模型研究综述[J]. 中国沙漠, 2003,23(03): 221-229.

[24] 赵人俊. 流域水文模型—新安江模型与陕北模型[M]. 北京:水利水电出版社,1984.

[25] 芮孝芳. 流域水文模型研究中的若干问题[J]. 水科学进展, 1997,8(01): 94-98.

[26] 芮孝芳, 朱庆平. 分布式流域水文模型研究中的几个问题[J]. 水利水电科技进展, 2002,22(03): 56-58.

[27] 芮孝芳, 黄国如. 分布式水文模型的现状与未来[J]. 水利水电科技进展, 2004,24(02): 55-58.

[28] Beven, KJ, Kirkby, MJ. A Physically Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology[J].

Hydrological Sciences Bulletin, 1979,24(1):43-69.

[29] Beven K J. Topmodel[A]. in: VP Singh. Chapter 18 in Compute Models of Watershed Hydrology[C], Warer Resource Publications, Littleton, Co, 1995.

[30] 王中根，刘昌明，吴险峰. 基于DEM的分布式水文模型研究综述[J]. 自然资源学报，2003,18(02)：168-173.

[31] Abbott, MB, Bathurst, JC, Cunge, JA, et al. Introduction to the European Hydrological System- Systeme Hydrologique Europeen, SHE, 2. Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System[J]. Journal of Hydrology JHYDA 7, 1986,87(1/2):61-67.

[32] Bathurst, JC, Wicks, JM, O'Connell, PE. The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system[A]. in: V P Singh. Chapter 16 in Computer Models of Watershed Hydrology[C], Water Resource Publications, Littleton, Co, 1995.

[33] Repine Hock. Temperature index melt modeling in mountain areas[J]. Journal of Hydrology, 2003(282):104-115.

[34] Singh, VP. Computer Models of Watershed Hydrology[M]:Water Resources Publications Highlands Ranch, Colo,1995.

[35] Arnold, JG, Srinivasan, R, Ramanarayanan, TS, et al. Water resources of the Texas Gulf Basin[J]. Water Science & Technology, 1999,39(3):121-133.

[36] 张东，张万昌，朱利，等. SWAT 分布式流域水文物理模型的改进及应用研究[J]. 地理科学，2005,25(04)：434-440.

[37]Leavesley, GH, Lichty, RW, Troutman, BM, et al. Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual[J]. Available from Books and Open File Report Section, USGS Box 25425, Denver, Co 80225. USGS Water Resources Investigations Report 83-4238, 1983. 207 p, 54 fig, 15 tab, 51 ref, 8 attach, 1983.

[38] 范广洲，吕世华，程国栋. 气候变化对滦河流域水资源影响的水文模式模拟（Ⅰ）降水径流模式系统(PRMS)介绍及其在滦河流域的移植[J]. 高原气象，2001(02).

[39] 姜卉芳. 融雪径流模拟及其在切德克流域的应用[J]. 新疆农业大学学报，1987,4(01)：82-90.

[40]杨秀松，姜卉芳，黄昌荣,等. 融雪型新安江模型在开都河流域的应用研究[J]. 新疆农业大学学报，1987(04)：82-90.

[41] 姜卉芳. 新疆重点河流的径流模拟[J]. 新疆农业大学学报，1999.

[42] 康尔泗，程国栋，蓝永超,等. 西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化响应模型[J]. 中国科学 D 辑，1999,29(S1)：47-54.

[43] 俞鑫颖，刘新仁. 分布式冰雪融水雨水混合水文模型[J]. 河海大学学报(自然科学版)，2002,30(05)：23-27.

[44] 陈仁升，康尔泗，杨建平,等. 内陆河流域分布式日出山径流模型——以黑河干流山区流域为例[J]. 地球科学进展，2003,18(02)：198-205.

[45] 刘昌明，夏军，郭生练,等. 黄河流域分布式水文模型初步研究与进展[J]. 水科学进展，2004,15(04)：495-500.

[46] 王红娟. 基于GIS和RS的分布式融雪径流模型在干旱区的应用研究—以乌鲁木齐河为例[D]. 刘志辉（硕士）；新疆大学.

[47] 李道峰，刘昌明. 基于RS与GIS技术的分布式水文模型模拟径流变化刍议[J]. 水土保持学报，2004,18(04)：12-15.

[48] 王中根，刘昌明，左其亭,等. 基于 DEM 的分布式水文模型构建方法[J]. 地理科学进展，2002,21(05)：

430-439.

[49] 张勇，刘时银，上官冬辉，等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究[J]. 冰川冻土，2005,27(03)：337-343.

[50] 张勇，刘时银，丁永建. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J]. 地理学报，2006,61(01)：88-89.

[51] Hock, R. Glacier melt: a review of processes and their modelling[J]. Progress in Physical Geography, 2005,29(3):362.

[52] Singh, P, Kumar, N. Determination of snowmelt factor in the Himalayan region[J]. Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques, 1996,41(3):301-310.

[53] Ohmura, A. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method[J]. Journal of Applied Meteorology,40(4):753-761.

[54] 朱会义，贾绍凤. 降雨信息空间插值的不确定性分析[J]. 地理科学进展，2004,23(02)：34-41.

[55] 李致家，张珂，姚成，等. 基于GIS的DEM和分布式水文模型的应用比较[J]. 水利学报，2006(08).

[56] Martz, LW, Garbrecht, J. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models[J]. Computers & Geosciences, 1992,18(6):747-761.

[57] 李志林，朱庆. 数字高程模型[M]. 武汉:武汉大学出版社,2000.216-2239.

[58] Bolstad, PV, Stowe, T. An evaluation of DEM accuracy- Elevation, slope, and aspect[J]. PE & RS-Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1994,60(11):1327-1332.

[59]汤国安，杨勤科，张勇，等. 不同比例尺DEM提取地面坡度的精度研究——以在黄土丘陵沟壑区的试验为例[J]. 水土保持通报，2001,21(01)：53-56.

[60] 刘学军. 基于规则网格数字高程模型解译算法误差分析与评价[D]. 武汉:武汉大学；2002.

[61] 郭太英. 基于DEM的分布式水文模型的研究与应用[D]. 程春田（硕士）；大连:大连理工大学.

[62] 李丽，郝振纯. 基于DEM的流域特征提取综述[J]. 地球科学进展，2003,18(02)：-251-256.

[63] O'CALLAGHAN, JF, MARK, DM. The extraction of drainage networks from digital elevation data[J]. Computer vision, graphics, and image processing, 1984,28(3):323-344.

[64] Fairfield, J, Leymarie, P. Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models[J]. Water Resources Research WRERAQ, 1991,27(5).

[65] Costa-Cabral, MC, Burges, SJ. Digital elevation model networks(DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas[J]. Water Resources Research, 1994,30(6):1681-1692.

[66] Tarboton, DG. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1997,33(2):309-319.

[67] Quinn, P, Beven, K, Chevallier, P, et al. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models[J]. Hydrological Processes, 1991,5(1):59-79.

[68] 汤国安，陈正江，赵牡丹，刘万青，刘咏梅. ArcView地理信息系统空间分析方法[M]. 北京:科学出版社,2000.158—166.

[69] Tribe, A. Automated Recognition of Valley Lines and Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models: A Review and a New Method[J]. Journal of Hydrology JHYDA 7, 1992,139(1/4):263-293.

[70] 孔凡哲，李莉莉. 利用DEM提取河网时集水面积阈值的确定[J]. 水电能源科学，2005,23(04)：65-68.

[71] 任立良. 流域水文物理过程的数字模型研究[D]. 南京:河海大学；1999.

[72] 叶爱中，夏军，王纲胜，等. 基于数字高程模型的河网提取及子流域生成[J]. 水利学报，2005,36(05):-531-537.

[73] Andrew, J, Baird, RL. Wilby. Ecohydrology-plants and water in terrestrial and aquatic environment. USA: Routledge, 1990.

[74] Cho, SM, Lee, MW. Sensitivity considerations when modeling hydrologic processes with digital elevation model[J]. Journal of the American Water Resources Association, 2001,37(4):931-934.

[75] Kenward, T, Lettenmaier, DP, Wood, EF, et al. Effects of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrologic Predictions[J]. Remote Sensing of Environment, 2000,74(3):432-444.

[76] Valeo, C, Moin, SMA. Grid-resolution effects on a model for integrating urban and rural areas[J]. Hydrological Processes, 2000,14(14):2505-2525.

[77] YIN, ZHIY, WANG, X. TECHNICAL COMMUNICATION A CROSS-SCALE COMPARISON OF DRAINAGE BASIN CHARACTERISTICS DERIVED FROM DIGITAL ELEVATION MODELS[J]. Earth Surf. Process. Landforms, 1999,24:557-562.

[78] Wise, S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours[J]. Hydrological Processes, 2000,14(11):1909-1929.

[79] Moore ID, RB Grayson, AR Ladson. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications[J]. Hydrological Processes, 1991,5(1):3-30.

[80] 吴险峰，刘昌明，王中根. 栅格 DEM 的水平分辨率对流域特征的影响分析[J]. 自然资源学报，2003,18(02):148-155.

[81] 石朋，芮孝芳. 降雨空间插值方法的比较与改进[J]. 河海大学学报(自然科学版)，2005,33(4): 361－365.

[82] 许宝泉. 基于 3S 技术的祖历河中流域尺度集水农业潜力研究[D]. 兰州:兰州大学; 2006.

[83] 邬伦，刘瑜，张晶，马修军，韦中亚，田原. 地理信息系统原理方法和应用[M]. 北京:科学出版社,2001. 178-192.

[84] 冯锦明，赵天保，张英娟. 基于台站降水资料对不同空间内插方法的比较[J]. 气候与环境研究，2004,9(2):261-277.

[85] 朱求安，张万昌，余钧辉. 基于 GIS 的空间插值方法研究[J]. 江西师范大学学报(自然科学版)，2004,28(2):183-188.

[86] 熊立华，郭生练主编. 分布式流域水文模型[M]. 北京:中国水利水电出版社,2004. 19-29.

[87] 刘湘南，黄方，王平，佟志军主编. GIS 空间分析原理与方法[M]. 北京:科学出版社,2005. 185－223.

[88] 朱会义，贾绍凤. 降雨信息空间插值的不确定性分析[J]. 地理科学进展，2004,23(02): 34-42.

[89] 王家华，高海余，周叶. 克里金地质绘图技术[M]. 北京:石油工业出版社,1999. 157-179.

[90] Christopher Daly, Ronald P Gibson, et a. A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain[J]. Journal of applied meteorology, 1994,33(1):140-158.

[91] 左大康，周允华，项月琴，等. 地球表层辐射研究[M]. 北京:科学出版社,1991.

[92] SHUFENG HAN. Block Estimating of Spatial Yield Data and its Uncertainty[J]. Precision Agriculture, 2004,5(1):73-84.

[93] Burgess, TM, Webster, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I. The semivariogram and punctual kriging[J]. Journal of Soil Science, 1980,31(2):315-331.

[94] Burgess, TM, Webster, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging[J]. Journal of Soil Science, 1980,31(2):333-341.

[95] 李新，程国栋，卢玲. 空间内插方法比较[J]. 地球科学进展，2000,15(03): 260-265.

[96] 林三益. 水文预报[M]. 北京:中国水利水电出版社,2001.

[97] 刘金涛. 雷达估测降雨技术在实时洪水预报中的应用研究[D]. 南京.河海大学硕士学位论文.

[98] Bathurst, JC. Physically-Based Distributed Modelling of an Upland Catchment Using the Systeme Hydrologique Europeen[J]. Journal of Hydrology JHYDA 7, 1986,87(1/2).

[99] K.H. Jensen, A.Mantoglou. Future of Distributed Modeling[J]. Journal of Hydrology, 1992(6):255-264.

[100] Calver A, Wood W L. The Institued of Hydrology distriuted model[A]. in: V P Singh. Chapter 17 in Computer Models of Watershed Hydrology[C],Water Resources Publications, Littleton, Co, 1995.

[101] 郝振纯，苏凤阁. 分布式月水文棋型及其在淮河流域的应用[J]. 水科学进展, 2000,12(增刊).

[102] 王佩兰. 三水源新安江模型的应用经验[J]. 水文, 1982(5).

[103] 赵人俊. 时变性系统流域汇流模型[A]. 第二次中美水文情报预报研讨会论文集[C].北京，水电出版社, 1995.

[104] 姜卉芳. 融雪径流模拟及其在切德克流域的应用[J]. 八一农学院学报, 1987(1).

[105] 袁晓辉，张双全，张勇传,等. 非线性马斯京根模型参数率定的新方法[J]. 水利学报, 2001(05): 77-81.

[106] 程银才，左欣. 基于混沌模拟退火法的非线性马斯京根模型参数率定方法[J]. 山东农业大学学报(自然科学版), 2006,37(02): 235-239.

[107] 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,2004.47－49.

[108] 芮孝芳主编. 水文学原理[M]. 北京:中国水利水电出版社,2004.318-325.

[109] 高荣，韦志刚，董文杰. 青藏高原冬春积雪和季节冻土年际变化差异的成因分析[J]. 冰川冻土, 2004,26(02): 153-158.

[110] 车涛，李新，高峰. 青藏高原积雪深度和雪水当量的被动微波遥感反演[J]. 冰川冻土, 2004,26(03): 363-368.

[111] 罗岩. 乌鲁木齐河流降水特性初探[J]. 八一农学院学报, 1987,1.

[112] 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京:中国环境科学出版社,2004.

[113] Hall, DK, Riggs, GA, Salomonson, VV. Development of Methods for Mapping Global Snow Cover Using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data[J]. Remote Sensing of Environment, 1995,54(2):127-140.

[114] 季泉，孙龙祥，王勇,等. 基于MODIS数据的积雪监测[J]. 遥感信息, 2006,28(03): 343-347.

[115] 曾群柱. 我国西北若干种冰、雪及水体反射光谱特性的研究[J]. 中国科学(B)辑, 1984(4): 370-377.

[116] 陆平. 基于MODIS数据的新疆玛纳斯河流域积雪监测与融雪径流模拟[D]. 北京:中国地质大学; 2005.

[117] 施雅风. 简明中国冰川目录[M]. 上海:上海科学普及出版社,2005.

[118] 周金龙，虎胆.吐马尔白，董新光,等. 新疆平原区大气降雨、灌溉水、土壤水与地下水水量转化关系实验研究[M]. 新疆:新疆科技卫生出版社,2002.

[119] 许迪，蔡林根，王少丽,等. 农业持续发展的农田水土管理研究[M]. 北京:中国水利水电出版社,2000.

[120] 李根. 基于Web的融雪地区水库预报调度研究[D]. 新疆:新疆农业大学; 2006.

[121] Keith J Beven. A discussion of distributed modelling[A]. in: Michael B Abbott, Jens Christian Refsgaard. Distributed hydrological modeling[C], Kluwer Academic Publishers, 1996. 255-278.

致谢

时光如水，日月如梭，诗情画意中的学术之旅行将结束。它短暂而充实，轻松而又惬意，犹如人生旅途划过的一颗璀璨靓丽的流星。有太多的事历历在目，宛如昨日，记忆犹新。值此论文完成之际，特别向在本人研究生学习期间给予我无私帮助支持的老师、同学和亲友们表示衷心的感谢！

本论文是在导师姜卉芳教授的悉心指导下完成。导师那一丝不苟的作风，严谨的治学态度，对科学不倦的追求精神，深厚渊博的学术造诣，对我是极大的鼓舞和鞭策，同时也潜移默化的影响着我，将成为我一生铭记珍惜的宝贵财富。在论文期间，从理论研究到具体工作，导师都给予了不断的启发和帮助。三年中，导师在学术上给予耐心的指导，生活上给予无私的关怀，虽远离家乡，我却时常感受到亲人般的温暖。我不仅从导师那里学到了很多专业知识，还领略了她为人处事的正直与热情。值此论文完稿之际，谨向我的导师致以崇高的敬意和诚挚的感谢。

感谢姜卉芳教授、董新光教授给我们提供一个优雅的学习科研环境。作者所在的水文水资源实验室是一个温暖的集体，实验室的学习气氛非常浓厚。在这个集体里，每个人都有着与众不同的魅力。在这三年的日子里，从董新光教授、周金龙教授、刘丰副教授、师兄钟瑞森博士、师兄王水献博士及实验室其他的师兄师妹身上学会了很多东西。这些使我能从自己研究的小范围中走出来，开阔了我的眼界，同时对本人的课题有很大的帮助。感谢郭西万教授、刘丰副教授在我论文写作过程中的悉心指导与帮助。

最后我还要特别感谢我的父母和家人，感谢他们对我学业的鼓励、支持和理解！

作者简介

一、基本情况

姓名：穆振侠　　性别：男

民族：汉族　　籍贯：山东省营县

出生年月：1980 年 10 月　　最后学历：工学硕士

二、教育经历

2000 年 9 月-2004 年 7 月　新疆农业大学水利与土木工程学院 水利水电工程专业获工学学士学位；

2004 年 9 月-2007 年 7 月　新疆农业大学水利与土木工程学院　水文学及水资源专业　攻读硕士学位，师从姜卉芳教授。

三、公开发表的论文

(1) 穆振侠,姜卉芳,刘丰,王俊.天山西部山区降雨量空间分布的研究.新疆农业大学学报,2007(01):75-77.

(2) 穆振侠,姜卉芳,彭亮.天山西部山区流域信息的提取.水利水电技术,2007(06):13-16.

(3) 李根,姜卉芳,穆振侠等.基于 Web 的水库洪水调度系统.新疆农业大学学报,2006(03):79-82.

(4) 李根,马冬梅,杨方清,穆振侠.GM(1,1)模型在地下水管理中的应用.东北水利水电,2007(07).

四、参加的科研、生产项目

(1) 乌鲁木齐市水资源综合规划

(2) 克拉玛依市水资源综合规划

(3) 卡海水库调度研究与风险分析

(4) 天山山区降水垂直分布与融雪因子分布规律的研究（国家自然科学基金及新疆维吾尔自治区高校科研计划科学研究重点项目）

(5) 克拉玛依市城市饮用水水源地安全保障规划

天山西部山区分布式水文模型的研究

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

作者： 穆振侠
学位授予单位： 新疆农业大学

相似文献(2条)

1.期刊论文 穆振侠.姜卉芳.刘丰.王俊.MU Zhen-xia.JIANG Hui-fang.LIU Feng.WANG Jun 天山西部山区降雨量空间分布的研究 -新疆农业大学学报2007,30(1)

为合理确定作为水文预报精度的主要制约因素的降雨量的空间分布,结合地学统计方法,针对天山西部山区特殊的地理位置和地形复杂的实际情况,通过采用地理信息系统(GIS)常用的反距离加权法(IDW)、克里金方法(Kriging)等插值方法探讨了天山西部山区降雨量的空间分布.考虑到高程、坡度、坡向对降雨量影响较大,在协克里金方法(Co-kriging)方法的基础上将高程、坡度、坡向作为影响因素引入降水量插值方法中,改进了协克里金方法.通过以卡海流域内外共23水文及遥测站点2005年年降雨量插值计算分析发现,改进的协克里金方法插值结果较理想,在天山西部山区是可行的.

2.学位论文 侯磊 基于GIS和RS的山地分布式流域水文模型研究 2008

分布式模型是研究水文自然规律和解决水文实践问题的重要工具，它基于单元网格或者子流域，需要许多的过程参数，要求输入数据能够充分反映流域空间的水文异质性，对数据获取有很高的要求。

地理信息系统、遥感等技术手段可提供覆盖全球的经纬度、高程信息以及时效性很强的各波段辐射等信息，并可通过这些信息来反演地表温度、植被指数、积雪覆盖、蒸发等大范围高时间密度和高空间密度的数据信息。GIS、RS手段获取信息相比传统方法成本较低，能获取面分布信息，这符合分布式水文模型的输入要求。本文尝试利用GIS、RS手段获取流域气温、蒸发等信息，建立分布式水文模型，为资料缺乏地区和无资料地区的分布式流域水文模型应用创造条件。

本文根据美国国家地球物理数据中心USGS提供的90米数字高程模型(DEM)数据，利用地理信息系统空间分析的功能，获取地面高程的空间分布、坡度坡向等地貌参数，而且提取流域的水系、分水线、子流域边界等。

传统水文模型建立时，多采用水文或遥测站点的单个观测点的雨量、气温、蒸发值来估算面平均雨量、气温、蒸发值，这对站点分布依赖性很强，尤其在山区站点的代表性对估算结果影响很大。本文在获取流域地貌信息和流域水系信息的基础之上，在GIS手段的支持下，根据不同高程坡向雨量站观测值与积雪遥感信息分析降水的空间分布，结合地统计学方法，尝试生成接近实际情况的栅格式降雨信息、等雨量线信息以及水文模型所需要的面分布雨量信息。针对遥感技术的特点以及蒸散产生原理，利用MODIS遥感信息计算获取了栅格式地温信息、归一化植被指数信息、积雪覆盖信息，并对地温与气温相关关系以及地温数据的可靠性进行了分析论证；建立了基于地表能量平衡原理的SEBAL模型，并对研究区蒸发信息的反演进行了研究，获取更加具有物理意义的栅格式蒸发信息，并对SEBAL模型的参数敏感性进行了初步研究。

最终，根据上述流域下垫面信息、降雨、气温、蒸发、积雪覆盖等分布式信息，在融雪型新安江三水源模型的基础上，建立了反映天山西部山区流域特点的山地分布式水文模型。结果比较满意。

本文的主要贡献在于对比不同地统计学方法和基于不同模型的地统计学法的插值结果，确定在该研究区应用相对较好的插值模型和方法。分析基于遥感手段反演获取的地温信息与传统手段获取的气温信息的相关性，从而利用地温分布式信息推算气温分布式信息。在RS和MODIS数据支持下建立了适用于天山西部山区的SEBAL模型，反演获取研究区蒸发的分布式信息，分析SEBAL模型在山区应用时参数的敏感性，验证所获取的蒸发分布式信息的可靠性，为山区等资料缺乏地区分布式水文模型的建立提供一套分布式输入信息的获取方法。

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y1063416.aspx
授权使用：贵州大学(guizdx)，授权号：66cbb8d1-b341-4726-9d52-9e7501811c9a
下载时间：2011年1月24日