科学通报 2014 年 第 59 卷 第 7 期：605 ~ 614
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

黑河流域高分辨率区域气候模式建立及其对降水模拟验证

熊喆[①*], 延晓冬[②]

① 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;
② 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875
* 联系人, E-mail: xzh@tea.ac.cn

2013-04-03 收稿, 2013-05-24 接受, 2014-01-03 网络版发表
国家自然科学基金(91025003)、国家重点基础研究发展计划(2010CB950900, 2009CB421100)和中国科学院战略性先导科技专项(XDA05090206)资助

摘要 以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室研制的区域环境集成系统模式为基础, 采用黑河流域观测和遥感数据对模式中地形高度、植被类型、饱和土壤水势、饱和土壤导水率、田间持水量和萎点含水量、土壤孔隙度和土壤水势参数 b 等重要参数进行重新率定, 进行模式本地化, 建立适合黑河流域高分辨率区域气候模式, 并且利用该模式对黑河流域进行了 2000 年连续积分模拟, 重点考察了区域气候模式在水平分辨率为 3 km 条件下对黑河流域降水模拟能力. 结果表明: 模式能够较好地模拟出黑河流域降水的年、季节空间分布特征和不同区域降水年变化. 对于不同区域来说, 上游地区模式模拟降水较观测偏多, 中游和下游地区较观测偏少, 降水偏差在–39.9%~9.06%之间, 与 IPCC 2001 报告中在区域尺度 10^5~10^6 km^2 上降水偏差为±50%较为一致; 模式模拟黑河流域上游、中游和下游地区平均降水与观测之间对应的相关系数分别为 0.8123, 0.5064 和 0.7033, 都通过 99%置信度检验. 其中黑河流域上游地区模拟最好, 相关系数达到 0.8123; 该研究表明采用黑河流域高分辨率区域气候模式进行动力降尺度后, 弥补了黑河流域观测站点少的缺陷, 为水文模型评估与实现对流域水资源精细化管理和决策支持提供科学数据.

关键词
高分辨率区域气候模式
黑河流域
降水

黑河流域是我国第二大内陆河, 是河西地区最大的内陆河流域, 也是西北干旱区最具有代表性流域, 源于祁连山, 上游穿越高山高原、森林区, 中游是西北干旱区最大的连片绿洲, 下游以荒漠河谷林为主体的额济纳旗和阿拉善高原的戈壁沙漠. 它集中冰川、冻土、积雪、森林、草原、耕地、荒漠等主要地貌, 具有全球独特的随海拔高度依次分布的冰川-冻土-河流-绿洲-沙漠多元自然景观带, 它是一个体现水文、土壤、生态、大气和人类活动相互作用的典型区域, 是陆气相互作用研究的理想场所[1,2].

国家自然科学基金委员会启动了“黑河流域生态-水文过程集成研究”重大研究计划. 该计划以我国黑河流域为典型研究区, 基于地球系统科学的整体观, 通过建立我国内陆河流域科学观测-试验、数据-模拟研究平台, 认识内陆河流域生态系统与水文系统相互作用的过程和机理, 建立流域生态-水文过程模型和水资源管理决策支持系统, 提高内陆河流域水-生态-经济系统演变的综合分析与预测预报能力, 为国

引用格式: 熊喆, 延晓冬. 黑河流域高分辨率区域气候模式建立及其对降水模拟验证. 科学通报, 2014, 59: 605–614
英文版见: Xiong Z, Yan X D. Building a high-resolution regional climate model for the Heihe River Basin and simulating precipitation over this region. Chin Sci Bull, 2013, 58: 4670–4678, doi: 10.1007/s11434-013-5971-3

家内陆河流域水安全、生态安全以及经济的可持续发展提供基础理论和科技支撑.

流域分布式水文模拟需要高时空分辨率气象数据, 特别是降水数据. 整个黑河流域只有 16 个气象观测台站并且站点分布极不均匀, 同时, 由于再分析资料的水平分辨率比较粗, 不足以有效捕获局地复杂地形和下垫面特征, 因此需要引入尺度转换即降尺度方法来弥补这种缺陷[1~4].

尺度转换是获取高时空分辨率气象数据的关键问题, 也是黑河流域生态-水文过程集成研究的核心科学问题之一. 大尺度环流特征值并非若干小尺度值的简单叠加, 小尺度值也不是通过简单插值或分解得到的, 在不同尺度之间建立某种尺度转换关系对于无法解决无资料或缺少资料地区的区域尺度具有重要意义[4~10]. 理论上观测尺度、模拟尺度应该尽量与过程尺度相吻合, 但是受到测量技术和模拟水平限制, 实际上很难达到. 区域气候模式由于考虑了中尺度大气动力和物理过程, 具有物理过程明确、应用区域范围不受观测资料限制以及便于进行多分辨率降尺度等优点, 是具有很大发展前景的降尺度方法.

区域气候模式已经应用于黑河流域区域气候变化研究. 高艳红等人[11,12]、刘伟等人[13]利用 MM5 模式结合黑河流域土壤质地数据、土地覆盖数据等开展了区域气候模式在黑河流域模拟能力的研究; 刘树华等人[14]利用区域尺度气象模式 RAMS 进行黑河地区地表能量通量的研究; 潘小多等人[15]利用区域气候模式 WRF 对黑河流域进行下垫面影响研究. 但是, 国内已有研究存在以下不足: (1) 模拟时间短, 一般短于 1 个月, 没有进行年时间尺度数值模拟与验证; (2) 模拟空间分辨率低, 大部分研究采用的空间分辨率都在 5 km 以上[16]; (3) 采用模式和参数化方案都是来源于国际上知名的模式和参数化方案, 对黑河流域的地理和环境特殊性考虑不够.

另一方面, 国外已经建成了高分辨率区域气候模式, 并应用于生态水文模拟. Lakhatkia 等人[17]利用 MM5 模型研究发现增加区域气候模式分辨率就增加降水的空间变异性; Leung 等人[18]将区域气候模式嵌套在全球模式中, 将得到相对高分辨率输出结果直接应用到水文模式; Biljana 等人[19]利用加拿大区域气候模式对密西西比河水文循环进行评估, 表明采用区域气候模式模拟的降水和蒸发散有明显提高. Takle 等人[20]采用多区域气候模式为提高区域到全球尺度水文循环和能量收支模拟的科学发展提供了新方法. 由此可见, 高分辨区域气候模拟已经成为生态-水文模拟研究必不可少基础数据的来源之一.

本文以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室研制的区域环境集成系统模式为基础, 利用黑河流域观测和遥感数据对该模式中重要参数进行重新率定, 建立适合黑河流域生态-水文过程研究的区域气候模式. 由于降水是黑河流域水资源的主要来源, 其变化直接影响上游径流区的水量、中游工农业生产和社会生活以及下游的生态安全. 因此, 利用该模式在水平分辨率提高到 3 km 条件下, 重点考察该模式在黑河流域尺度上模拟降水的能力.

1 适合黑河流域生态-水文过程研究高分辨率区域气候模式的建立

黑河流域高分辨率区域气候模式是以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室研制具有独立版权的区域环境集成系统模式[21,22]为基础, 其中该区域气候模式是以美国大气研究中心和美国滨州大学研制的中尺度模式 MM5 为非静力动力框架, 耦合了一些研究气候所需的物理过程方案. 这些过程包括生物圈-大气圈输送方案[23]、采用 Grell 积云参数化方案[24,25]、MRF 行星边界条件和 CCM3 辐射方案[26]等. 利用黑河流域观测和遥感数据对该模式中的重要参数率定, 实现模式本地化, 建立黑河流域高分辨率区域气候模式.

1.1 黑河流域植被类型分类数据的建立

目前国际上广泛被用于全球/区域气候模式和陆面过程模式的植被分类数据是美国地质调查局(USGS)1990 年初综合了土地利用类型和植被类型融合出来的全球 24 类的 30 s 分辨率数据. 这套数据对美国境内的植被状况有比较精确的描述. 在中国境内, 尤其是在黑河流域存在很多无资料区和无人区, 与实际有非常大的差异. 对于整个黑河流域来说, 仅有 2000 年 1:10 万土地利用数据资料. 该数据是在中国科学院“八五”重大应用项目《全国资源环境遥感宏观调查与动态研究》中得到的. 中国科学院组织了其所属 19 个研究所的遥感科技队伍, 以航天遥感为手段, 基于 Landsat MSS, TM 和 ETM 遥感数据得到中国 1:10 万土地利用影像、矢量和属性数据. 但黑河流

域的土地分类标准与USGS分类主要有两大区别: 黑河流域土地植被数据没有对森林再进行详细划分, 只有“林地”一种; 对城市、工矿、居民用地以及未利用土地进行详细划分. 在 2000 年黑河流域土地利用中, 将植被“林地”与USGS土地数据进行融合, 分成: 常绿阔叶林、落叶阔叶林、常绿针叶林、落叶针叶林和混合林. 将黑河流域土地利用分类中有许多植被覆盖度小于 5%的植被类型, 如裸土、裸岩石地、盐碱地归类为稀疏植被. 并对水体、冰雪、农田等类型作相应归类. 将黑河流域土地利用中城乡、工矿、居民用地归为 USGS 分类中城市类型.

1.2 陆面过程中土壤参数率定及其计算方案

区域环境集成系统模式中的陆面过程模型是Dickinson 等人[23]的生物圈-大气圈输送方案(BATS). BATS 是为了描述植被在改变地表动量、热量和水汽通量输送作用而设计的陆面参数化过程. BATS 中包含了 12 种土壤质地和不同土壤颜色. 该陆面过程模式中土壤质地与植被类型有关, 其参数都来自全球平均结果. 对于黑河流域来说, 无论采用哪种植被, 土壤质地在短期都是不会发生改变的. 因此, 将模式中植被类型决定土壤质地方案进行修改, 采用黑河流域土壤质地空间分布场作为输入场, 并与植被类型没有关联, 同时利用黑河流域观测资料和遥感信息对陆面模式能量和水分平衡有关的基本参数进行重新率定, 使之符合黑河流域的地表水平衡特征. 陆面模式过程中表征土壤水运动和土壤的基本参数有土壤含水量、土壤水势、土壤导水率、田间持水量和萎点含水量. 本文将利用采用国家自然科学基金委员会“中国西部环境与生态科学数据中心”(http://westdc.westgis.ac.cn)提供的 1:1000 万土壤质地数据中顶层土壤沙含量、顶层土壤淤泥含量、顶层土壤黏土的含量以及顶层土壤 USDA 土壤质地分类的数据, 并采用下列方程对饱和土壤水势、饱和土壤导水率、田间持水量和萎点含水量、土壤孔隙度和用于计算土壤水势的参数 b 进行重新率定(表 1).

常见土壤含水量范围内, 土壤水势经常采用下列公式:

$$\phi = \phi_{\mathrm{s}}\left(\frac{\theta}{\theta_{\mathrm{s}}}\right)^{-b}, \tag{1}$$

其中, ϕ 为土壤水势, ϕ_{s} 为饱和土壤水势, θ_{s} 是土壤孔隙度, θ 为土壤水含量, b 是参数. Cosby 等人[27]就土壤饱和导水率、土壤水势、土壤孔隙度与参数 b 与土壤成分之间建立统计关系.

$$\kappa_{\mathrm{sat}} = 0.0070556\times 10^{-0.884+0.0153(\%\mathrm{sand})}, \tag{2}$$

$$\phi_{\mathrm{s}} = -10.0\times 10^{1.88-0.0131(\%\mathrm{sand})}, \tag{3}$$

$$\theta_{\mathrm{s}} = 0.489-0.00126(\%\mathrm{sand}), \tag{4}$$

$$b = 2.913+0.159(\%\mathrm{clay}). \tag{5}$$

采用 Wetzel 等人[28]的萎点含水量方法计算植被

表 1 黑河流域土壤类型各成分含量及主要参数

		砂粒 (%)	粉粒 (%)	黏粒 (%)	参数 b	饱和土壤水势 (10^{-3} m)	孔隙度	饱和土壤导水率 (10^{-3} mm s^{-1})	田间持水量 (cm^3 cm^{-3})	萎点含水量
砂子	率定前	>85		<30	3.5	30.0	0.33	20.0	0.404	0.095
	率定后	89	6	5	3.708	51.7	0.3768	21.195	0.2399	0.0203
壤砂土	率定前	70~85		10~15	4.0	30.0	0.36	8.0	0.477	0.128
	率定后	82	8	10	4.503	63.9	0.386	16.56	0.2611	0.0323
砂质壤土	率定前	50~70	<50	5~20	5.0	200	0.42	13.0	0.614	0.266
	率定后	76	16	8	4.185	76.6	0.393	13.407	0.2637	0.03
壤土	率定前	≤50	30~50	5~25	5.5	200	0.45	8.9	0.653	0.3
	率定后	34	41	25	6.888	272	0.446	3.0531	0.3534	0.0856
粉砂壤土	率定前	20~25	50~80	0~25	6.0	200	0.48	6.3	0.688	0.332
	率定后	25	54	21	6.252	357	0.4575	2.2235	0.3603	0.0831
砂质黏壤土	率定前	45~80	<30	0~35	6.8	200	0.51	4.5	0.728	0.378
	率定后	76	16	8	4.185	76.6	0.393	13.407	0.2637	0.03
黏土	率定前	<20	40~60	40~60	9.2	200	0.6	1.6	0.820	0.487
	率定后	15	29	56	11.817	482.5	0.4701	1.5633	0.4107	0.1411
粉质黏土	率定前	<20	40~60	40~60	10.0	200	0.63	1.1	0.845	0.516
	率定后	10	43	47	10.386	561	0.4764	1.3108	0.4116	0.1353

根区土壤水势降至200 m时的土壤含水量. 采用Hillel[29]计算方法计算田间持水量. 这 2 个参数计算如下:

$$\theta_{\mathrm{ref}}=\theta_{\mathrm{s}}\left[\frac{1}{3}+\frac{2}{3}\left(\frac{5.79\times10^{-9}}{\kappa_{\mathrm{sat}}}\right)^{\frac{1}{2b+3}}\right], \tag{6}$$

$$\theta_{\mathrm{w}}=0.5\theta_{\mathrm{s}}\left(\frac{200}{\varphi_{\mathrm{s}}}\right)^{-\frac{1}{b}}, \tag{7}$$

其中 κ_{sat} 为饱和土壤导水率, θ_{ref} 为田间持水量, θ_{w} 为萎点含水量. 这些重新率定后的参数与BATS陆面过程模式[23]中有非常大的差别. 从表 1 中可以清楚看出, 每种土壤类型对应参数率定前后有所差别, 率定前后主要差别在于饱和土壤水势、萎点含水量、田间持水量, 这与黑河流域与全球土壤分类中含砂量差别有关. 砂土类型率定后饱和土壤水势是率定前的1.7倍, 田间持水量几乎是率定后的1.7倍; 壤砂土类型率定后饱和土壤水势是率定前的 2.13 倍, 萎点含水量几乎是率定后的4倍, 饱和导水率几乎是率定后的一半; 砂质壤土类型率定后饱和土壤水势是率定前的 0.38, 田间持水量是率定后的 3 倍, 萎点含水量是率定前的 1/10; 壤土类型率定后饱和导水率是率定前的 1/3, 田间持水量几乎是率定后的 2 倍, 萎点含水量几乎是率定前的 1/4; 粉质黏土类型率定后饱和土壤水势是率定前的 1.79 倍, 田间持水量是率定后的 1.91 倍, 萎点含水量几乎是率定前的 1/4; 各类土壤空隙度差别不太大.

1.3 实验设计和资料介绍

模式模拟区域的网格中心位于(40.3°N, 99.5°E), 水平分辨率为 3 km, 模式的模拟网格点数为 181(经向)×221(纬向). 垂直方向为 16 层. 模式层顶气压为 50 hPa. 积分时间为 2000 年的 1 月 1 日连续积分到2000年12月31日, 采用美国环境预报中心的水平分辨率为 1°×1°, 时间间隔为 6 h 的 NCEP-FNL 再分析资料[30]作为驱动场, 驱动本地化后建成黑河流域高分辨率区域气候模式. 为了检验区域气候模式实现本地化后对降水模拟准确性的贡献, 开展除土壤参数率定前后变化外, 其他物理过程不变以及地形和植被不变的敏感性模拟研究. 模式中地形和植被数据来自于国家自然科学基金委员会“中国西部环境与生态科学数据中心”(http://westdc.westgis.ac.cn)的黑河流域 30 m 分辨率地形数据(图 1)和黑河流域 2000 年土地利用数据, 区域外地形和植被数据来自于美国地质调查局水平分辨率为 0.0833°×0.0833°的地形和植被数据.

用于检验模式的观测资料为同期黑河流域地区16个观测气象站点日降水资料, 该数据来自于国家自然科学基金委员会“中国西部环境与生态科学数据中心”(http://westdc.westgis.ac.cn); 同时, 利用全球气候数据提供全球高分辨率(1 km×1 km)气候数据(简称WorldClim)(http://www.worldclim.org)中1950~2000 年多年平均月降水空间分布作为气候背景场, 进行模拟与观测空间分布相关分析.

为了更好地分析模拟效果, 采取区域平均, 而不是直接比较个别观测站的观测值和模式模拟的结果, 同时依据仵彦卿等人[31]的区域划分, 将黑河流域观测气象站点分为 3 个区域: 上游祁连山山区(祁连、野牛沟、托勒)、中游绿洲区(酒泉、民乐、山丹、临泽、高台)、下游荒漠区(金塔、鼎新、额济纳旗、拐子湖). 其主要原因: (1) 由于观测气象站点的数据只是相对观测点来说, 可能受局地影响, 而模式模拟的结果为 9 km^2(3 km×3 km)上的平均值, 因此更加具有代表性; (2) 即使黑河流域观测格点降水数据最高水平分辨率(0.25°×0.25°)相对模式采用水平分辨率为 3 km 来说非常粗, 同时黑河流域气象站点只有 16 个(图 1), 因此无法详细地描述降水空间分布, 只能将模式模拟的结果采用最近插值法直接插值到观测站点上进行比较; (3) 模式所用地形高度比真实地形高度更加平滑, 模式与观测站海拔高度局地差别较明显, 为了降低观测与模式模拟数据不一致性, 我们采

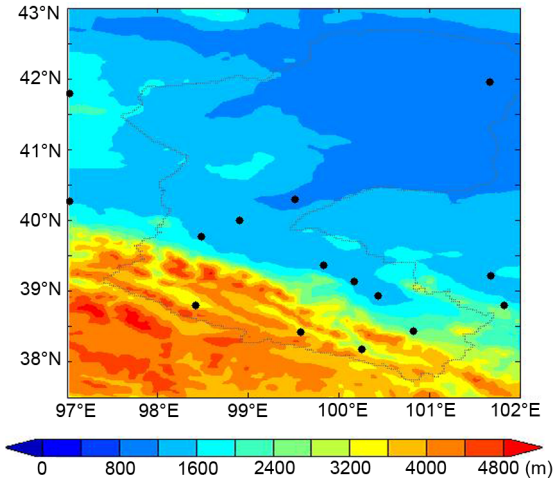


图 1 黑河流域地形高度和气象观测站点空间分布

彩色为地形高度, 图上黑点为气象观测站

取区域平均来看区域观测站点的总体行为.

2 结果分析

2.1 对降水空间分布分析

关于黑河流域降水空间分布特征方面做了许多工作[31~36]. 研究表明, 黑河流域降水量主要集中在上游祁连山区, 年降水量为 400~700 mm, 中游绿洲区年降水量为 100~200 mm, 下游荒漠区年降水量仅为 15~50 mm. 全球气候数据提供多年平均年降水(图 2(a))可以清楚看出, 在上游祁连山大部分地区降水在 300~400 mm, 中游绿洲区年降水在 100~200 mm, 下游荒漠区年降水量仅为 20 mm. 这一结果与孙佳等人[36]利用黑河流域气象观测站点资料和地形资料拟合降水空间分布非常一致, 但全球气候数据提供的降水较观测偏少. 图 2(b)为模式模拟 2000 年年降水空间分布. 从图 2(b)中可以清楚看出, 模式能够较好地模拟出年降水空间分布, 降水大值中心主要集中在 39.5°N 以南祁连山区, 低值中心主要出现在下游荒漠地区. 模式模拟与多年平均年总降水空间相关系数为 0.8772, 通过 99%置信度检验. 通过与流域内各个气象站点资料进行对比发现, 模式对黑河流域下游荒漠区和中游绿洲区来年降水较观测偏少, 在–1.6%~–34.3%(表 2); 黑河上游地区模式模拟降水较观测偏多, 大约在 8.21%.

表 2 黑河流域不同区域观测与模拟年降水及其偏差

变量	观测(mm)	模拟(mm)	偏差(%)
上游地区	343.2	371.40	8.21
中游地区	170.11	111.69	–34.3
下游地区	35.83	35.25	–1.6

对于黑河流域来说, 上游祁连山山区降水主要在雨季 5~9 月, 占年降水的 75.9%~97.2%[37,38]. 从图 3(a)可以清楚看出, 5~9 月上游祁连山大部分地区降水为 300~400 mm, 中游绿洲区降水为 100~150 mm, 下游荒漠区降水量仅为 20 mm. 从图 3(b)中可以清楚看出, 模式能够较好地模拟出雨季降水空间分布, 特别是降水大值中心主要集中在 39.5°N 以南的祁连山区, 低值中心主要出现在下游的荒漠地区. 对流降水占总降水的比例空间分布与降水空间分布相似, 出现从东南向西北逐渐递减趋势, 其中对流性降水占总降水比例在黑河上游地区、中游地区、下游地区分别为 70%~90%, 50%~70%, 10%~20%. 模式模拟 5~9 月降水与多年平均的全球气候数据平均之间的空间相关系数为 0.8677, 通过 99%置信度检验. 通过与黑河流域内观测资料进行对比发现, 对于 5~9 月降水来说, 模式模拟黑河上游地区的降水较观测偏多, 大约在 9%; 而黑河流域中、下游地区模式较观测偏少, 偏差在 –23.87%~39.9%(表 3). 这与 IPCC 2001[39]报告在区域尺度 10^5~10^6 km^2 上降水偏差为±50%较为一致.

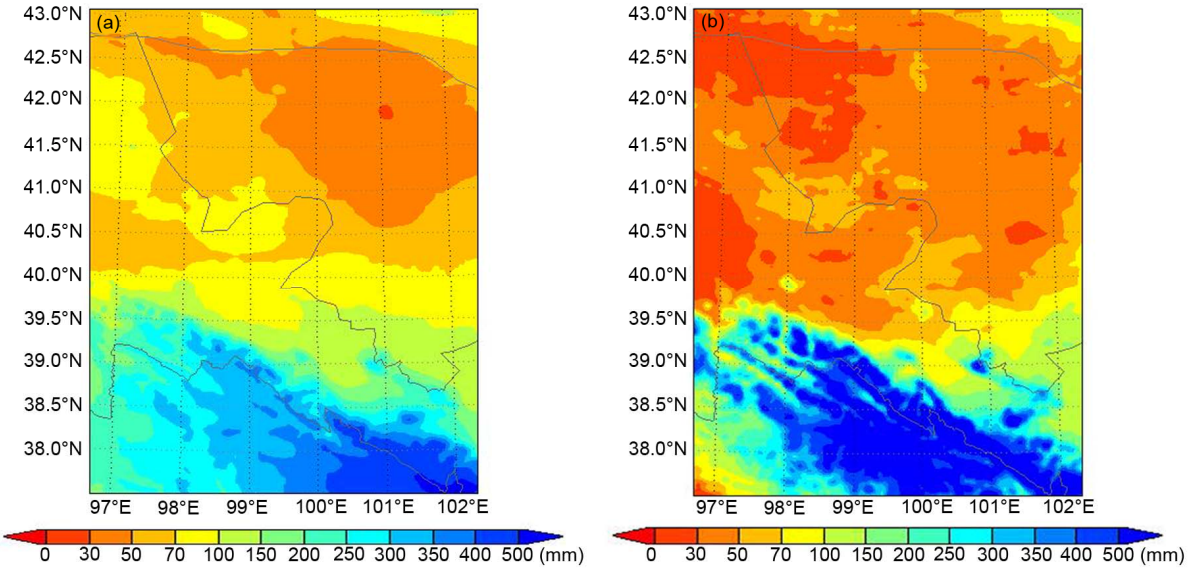


图 2 黑河流域年降水空间分布

(a) 全球气候数据; (b) 模拟 2000 年

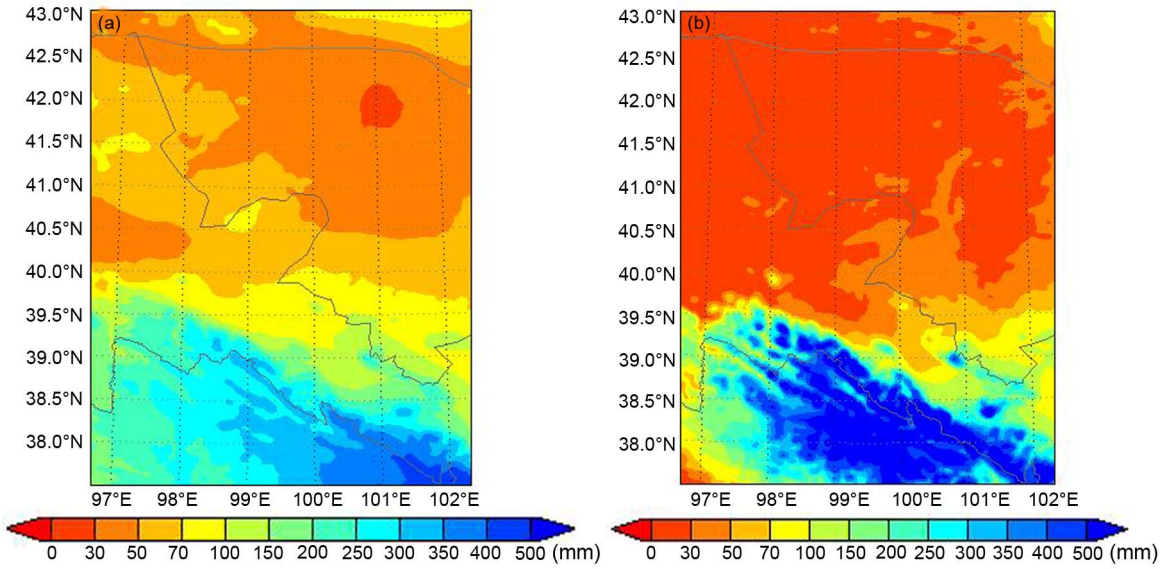


图 3 黑河流域 5~9 月降水空间分布

(a) 全球气候数据; (b) 模拟 2000 年

表 3 黑河流域不同区域观测与模拟 5~9 月降水及其偏差

变量	观测(mm)	模拟(mm)	偏差(%)
上游地区	326.07	355.62	9.06
中游地区	137.08	82.35	–39.9
下游地区	28.78	23.87	–23.87

2.2 不同区域降水分析

图 4 为黑河流域不同区域候平均降水年变化. 对整个黑河流域来说(图 4(a)), 降水主要集中在 20~56 候(1 候=5 日), 其中 31~37 候出现大降水, 模式能够模拟出候降水时间演变, 降水强度接近观测, 同时模式模拟候平均降水与观测之间的相关系数达到 0.7882, 通过 99%置信度检验. 对于上游山区来说(图 4(b)), 降水主要集中在 31~55 候, 其他候观测与模拟降水平均都小于 2 mm, 降水强度除 31~55 候中少数几个候模拟降水较观测偏多外, 其他大部分候模拟非常接近观测, 并且与观测相关系数为 0.8123, 通过 99%置信度检验. 对于黑河中游绿洲区来说(图 4(c)), 降水主要集中在 31~37 候、43~55 候, 降水最大出现在第 37 候, 候平均降水达到 4 mm 以上, 其他候降水都在 1 mm 以下, 模式能够较好地模拟出降水随时间演变, 并且模拟与观测候降水相关系数为 0.506, 通过 99%置信度检验. 对于黑河下游荒漠区来说(图 4(d)), 候平均降水明显较黑河上游和中游降水偏小, 候平均降水主要出现在 33~55 候, 候平均降水大部分都小于 1 mm, 并且与观测候平均降水的相关系数为 0.7030. 总之, 模式模拟出黑河流域不同区域候平均降水随时间演变, 与观测之间相关系数在 0.506~0.8123, 都通过 99%置信度检验.

2.3 降水频率分析

张立杰等人[40]利用黑河流域观测资料发现, 降水主要集中在 0~5 mm 范围内, 日降水≤5 mm 天数占全年降水天数的 82%. 图 5 为黑河流域不同区域日降水频次. 从观测结果可以清楚看出, 对于黑河流域上游来说(图 5(a)), 日降水≤5 mm 天数占全年降水天数的 73.17%, 日降水 5~10 mm 天数占全年降水天数的 17.51%, 日降水 10~15 mm 天数占全年降水天数的 5.56%, 日降水>15 mm 天数占全年降水天数的 3.76%. 模式能够很好地模拟出不同强度日降水频次, 也能较好地模拟出日降水>20 mm 天数, 但较观测偏多 2%左右; 对于黑河流域中游来说(图 5(b)), 日降水≤5 mm 天数占全年降水天数的 78.55%, 日降水 5~10 mm 降水天数占全年降水天数的 12.2%, 日降水 10~15 mm 降水天数占全年降水天数的 5.4%; 日降水>15 mm 降水天数占全年降水天数的 3.80%; 模式能

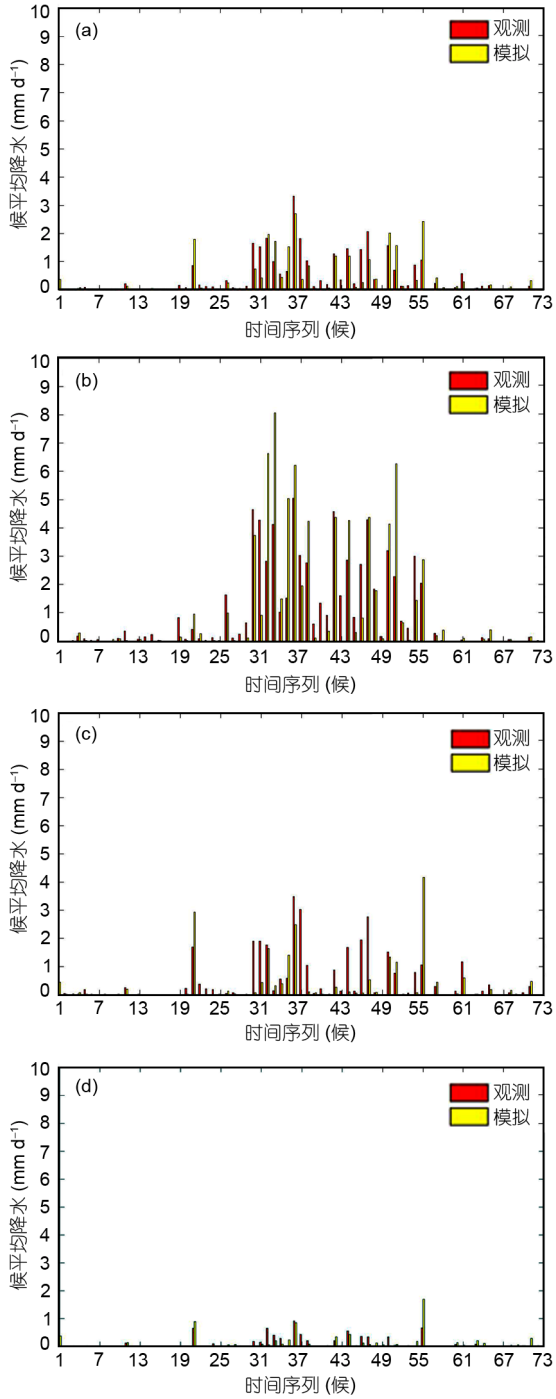


图 4　黑河流域不同区域候平均降水年变化

(a) 整个流域; (b) 上游地区; (c) 中游地区; (d) 下游地区

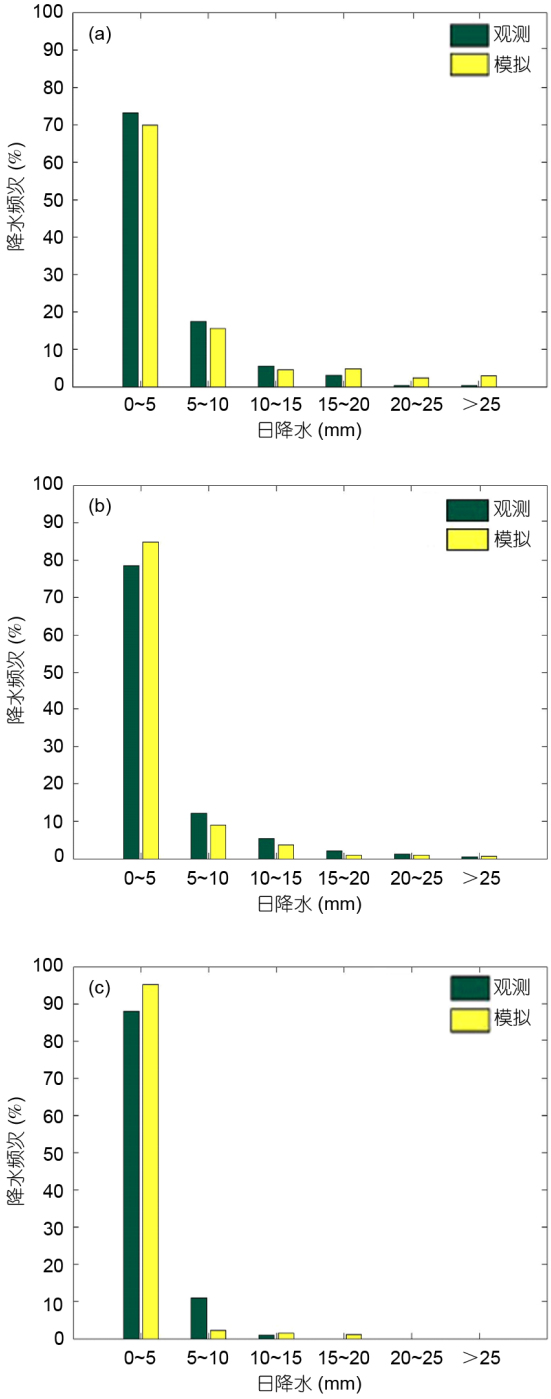


图 5　黑河流域不同区域日降水频次分布

(a) 上游地区; (b) 中游地区; (c) 下游地区

够很好地模拟出黑河流域中游地区不同强度日降水频次，只是模拟的日降水≤5 mm 频次较观测偏多，大约为 6%；对于黑河流域下游来说(图 5(c))，日降水≤5 mm 天数占全年降水天数的 88.06%，日降水 5~10 mm 天数占全年降水天数 10.94%，日降水 10~15 mm 天数占全年降水天数的 1.0%，日降水>15 mm 降水天数没有出现，模式能够较好地模拟出不同强度日降水频次；无论黑河流域上游、中游还是下游地区，

日降水≤5 mm 降水天数占全年降水天数的 73.17%~88.05%; 日降水 10~15 mm 天数占全年降水天数的 5.56%~17.51%; 总之, 模式能够较好地模拟出黑河流域不同区域降水事件的频次, 特别能够较好地模拟出日降水≤5 mm 降水占全年降水的频次和上游地区出现日降水>15 mm 占全年降水天数的频次, 其他不同强度降水发生频次接近观测.

2.4 土壤质地和土壤参数率定对黑河流域降水影响机制研究

从图 6(a), (b)可以清楚看出, 黑河流域土壤参数率定前后净辐射通量变化与气温变化空间分布较为一致. 对于黑河上游大部分地区来说, 率定后净辐射通量增加, 大约在 1~3 W m^{-2}, 气温升高, 大约在 1~2℃; 对于黑河下游大部分地区来说, 率定后净辐射有所减小, 大约为 2~4 W m^{-2}, 气温有弱降低, 大约为 0~1℃. 对于黑河上游地区来说, 率定前模式模拟气温较观测偏低, 大约 2~3℃, 对黑河下游地区来说率定前模式模拟气温较观测偏高, 大约 1℃, 率定后模式模拟气温更加接近观测. 从图 6(c)可以看出, 率定前后模拟地面比湿变化与温度和净辐射通量变化大致相反, 对于黑河上游大部分地区来说, 率定后气温升高, 水汽减少; 对于中、下游大部分地区来说, 率定后气温降低, 水汽有所增加. 从图 6(d), (e)可以看出, 对于黑河上游大部分地区来说, 率定后对流性降水和总降水有所增加; 对于黑河中、下游地区对流性降水和总降水变化都不大. 通过上面分析可以得到: 对黑河流域上游来说, 土壤参数率定后使得地表净辐射通量增加, 地面气温升高、地表蒸发增加导致地面比湿减少, 地形抬升使得对流性降水增加, 总降水增加; 对于黑河中、下游地区来说, 参数率定后使得地表净辐射通量减小, 地面气温弱降低、地表蒸

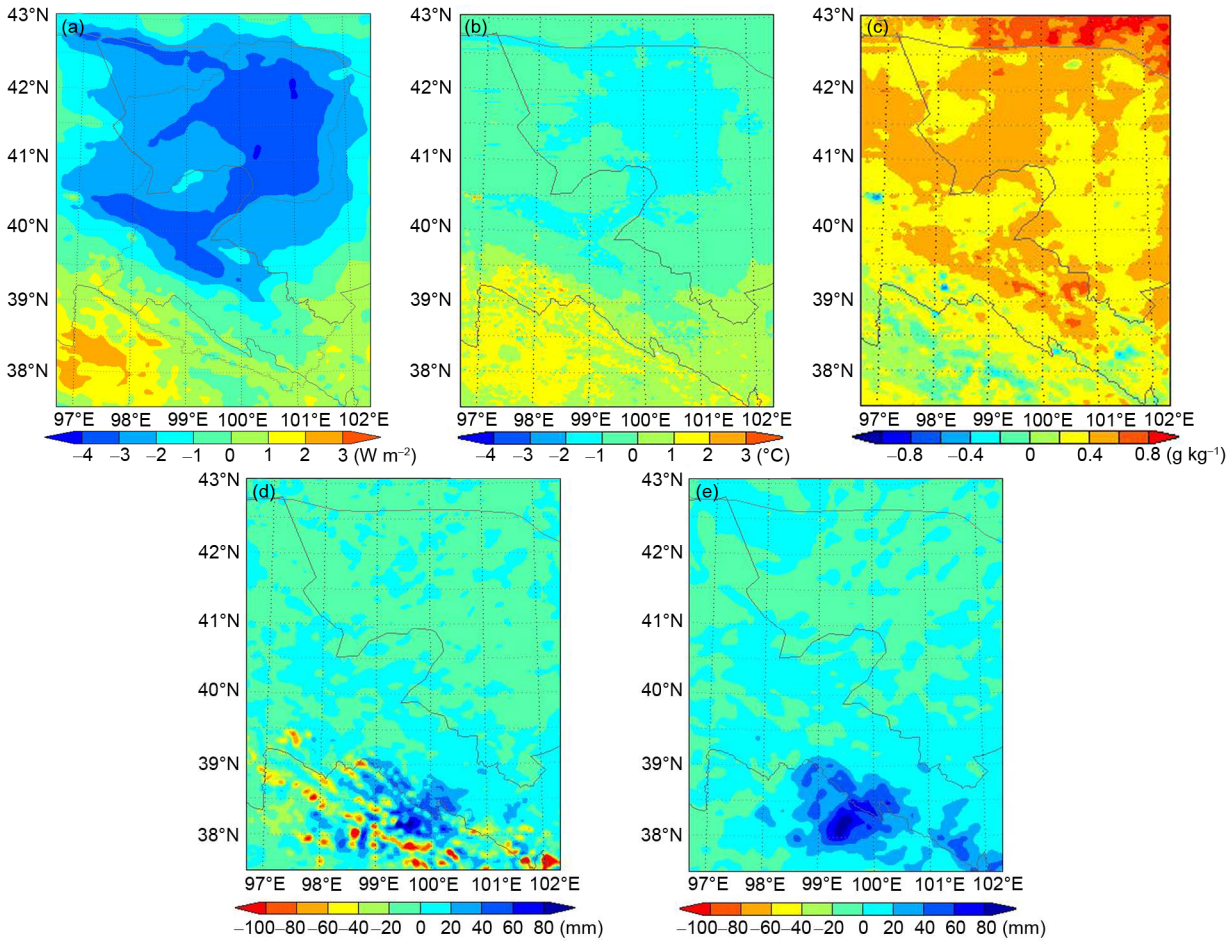


图 6 土壤参数率定前后 5~9 月模拟各个气象要素平均变化空间分布

(a) 净辐射通量; (b) 气温; (c) 地面比湿; (d) 降水; (e) 对流性降水

发减少导致地面比湿弱有增加, 对流性降水弱降少, 总降水弱减少.

3 讨论与结论

本文以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室研制的区域环境集成系统模式为基础, 利用黑河流域观测和遥感数据对区域气候模式中重要参数进行重新率定, 进行模式本地化, 从而建成了适合黑河流域高分辨率区域气候模式. 降水是黑河流域水资源的主要来源, 其变化直接影响上游径流区水量、中游工农业生产和社会生活以及下游的生态安全. 本文重点关注模式对黑河流域降水模拟能力, 特别对降水量、降水空间格局、降水频次等方面进行分析, 通过以上分析可以得出以下结论: (1) 模式能够较好地模拟出黑河流域降水的年、季节空间分布特征和不同区域降水年变化. 对于不同区域来说, 上游地区模式模拟降水较观测偏多, 中游和下游地区较观测偏少, 降水偏差在–39.9%~9.06%之间, 与 IPCC 2001 报告中在区域尺度 10^5~10^6 km^2 上降水偏差为±50%左右较为一致; (2) 模式模拟黑河流域上游、中游和下游地区候平均降水与观测之间对相关系数分别为 0.8123, 0.5064 和 0.7033, 都通过 99%置信度检验; (3) 模式能够较好地模拟出黑河流域不同区域降水事件发生频次; (4) 建立高分辨率区域气候模式模拟黑河流域降水获得较好结果的原因, 主要在于采用黑河流域观测和遥感数据对区域气候模式中影响能量和水文平衡的重要参数重新率定进行本地化, 以及采用黑河流域真实地形和植被数据. 同时, 应该指出模式模拟黑河流域中游绿洲区较其他区域模拟的偏差较观测大, 可能与用于驱动区域气候模式的再分析资料和模式中积云对流参数化方案以及陆面过程中农田参数化方案有关, 关于这些方面工作有待进一步研究.

参考文献

1 程国栋, 肖洪浪, 徐中民, 等. 中国西北内陆河水问题及其对应对策略——以黑河流域为例. 冰川冻土, 2006, 28: 406–413
2 高艳红, 程国栋. 黑河流域陆地-大气相互作用研究的几点思考. 地球科学进展, 2008, 23: 779–784
3 高艳红, 程国栋, 李新, 等. 黑河流域大气资料降尺度转换的对比分析试验. 高原气象, 2005, 24: 563–569
4 刘建梅, 裴铁瑶. 水文尺度转换研究进展. 应用生态学报, 2003, 14: 2305–2310
5 尹雄锐, 夏军, 张翔, 等. 水文模拟与预测中的不确定性研究现状与展望. 水力发电, 2006, 32: 27–31
6 Wilby R L, Wigley T M L. Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. Prog Phys Geogr, 1997, 21: 530–548
7 Salathe E P. Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin. Int J Climatol, 2003, 23: 887–901
8 Benestad R, Chen D. The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanol, 2006, 58: 473–486
9 Yu E T, Wang H J, Sun J Q. A quick report on a dynamical downscaling simulation over China using the nested model. Atmos Ocean Sci Lett, 2010, 3: 325–329
10 于恩涛. 我国东北地区季节降雪高分辨率数值模拟. 科学通报, 2013, 58: 690–698
11 高艳红, 程国栋, 崔文瑞, 等. 陆面水文过程与大气模式的耦合及其在黑河流域的应用. 地球科学进展, 2006, 21: 1283–1292
12 高艳红, 程国栋, 刘伟, 等. 黑河流域土壤参数修正及其对气候要素模拟的影响. 高原气象, 2007, 26: 958–966
13 刘伟, 高艳红, 李海英, 等. 黑河流域土地植被分类数据的建立及其影响的模拟. 高原气象, 2007, 26: 278–285
14 刘树华, 蒋浩宇, 胡非, 等. 利用区域尺度气象模式模拟黑河地区地表能量通量的研究. 大气科学, 2008, 32: 1392–1400
15 潘小多, 李新, 冉有华, 等. 下垫面对 WRF 模式模拟黑河流域区域气候精度影响研究. 高原气象, 2012, 31: 657–667
16 Pan X D, Li X. Validation of WRF Model on simulating forcing data for Heihe River Basin. Sci Cold Arid Reg, 2011, 3: 344–357
17 Lakhtakia M N, Yarnal B, Johnson D L, et al. A simulation of river-basin response to mesoscale meteorological forcing: The Subsequenhanna River Basin Experiment (SRBEX). J Am Water Resour Assoc, 1998, 43: 921–937
18 Leung L R, Wigmosta M S, Ghan S J, et al. Application of a subgrid orographic precipitation/surface hydrology scheme to a mountain watershed. J Geophys Res, 1996, 101: 12803–12817
19 Biljana M, Daniel C. Evaluation of the hydrological cycle over the Mississippi River Basin as simulated by the Canadian regional climate model. J Hydrometeorol, 2007, 8: 969–988
20 Takle E S, Roads J, Rockel B, et al. Transferability intercomparsion: An opportunity for new insight on the global water cycle and energy budget. Bull Amer Meteorol Soc, 2007, 88: 375–384

21 熊喆, 符淙斌, 延晓冬. 区域环境集成系统模式以及对我国夏季季风的模拟研究. 科学通报, 2009, 54: 2826–2834
22 赵得明, 符淙斌, 延晓冬. 区域环境集成模拟系统 RIEMS2.0 对中国多年降水和气温模拟能力分析. 科学通报, 2009, 54: 2379–2387
23 Dickinson R E, Henderson-Sellers. A Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version as coupled to the NCAR Community Climate Model. Technical Report, NCAR/TN-387+STR, NCAR. 1993
24 Grell G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. Mon Weather Rev, 1993, 121: 764–787
25 Fritsch J M, Chappell C F. Numberical prediction of convectively driven mesoscale pressure system. Part I: Convective parameterization. J Atmos Sci, 1980, 37: 1722–1733
26 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR community climate model (CCM3). Technical Report, NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research. 1996
27 Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resour Res, 1984, 20: 682–690
28 Wetzel P, Chang J T. Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. J Clim Appl Meteorol, 1987, 26: 18–27
29 Hillel D. Applications of Soil Physics. Pittsburgh: Academic Press, 1980
30 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 76: 437–472
31 仵彦卿, 张应华, 温小虎, 等. 中国西北黑河流域水文循环与水资源模拟. 北京: 科学出版社, 2010
32 丁永建, 叶柏生, 周文娟. 黑河流域过去 40 a 来降水时空分布特征. 冰川冻土, 1999, 21: 42–48
33 丁荣, 王伏村, 王静, 等. 近 47 a 来黑河流域降水时空特征分析及预报评估. 中国沙漠, 2009, 29: 335–341
34 张杰, 李栋梁. 祁连山及黑河流域降雨量的分布特征分析. 高原气象, 2004, 23: 81–88
35 刘勇, 邹松兵. 祁连山地区高分辨绿气温降水量分布模型. 兰州大学学报, 2006, 42: 7–12
36 孙佳, 江灏, 王可丽, 等. 黑河流域气候平均降水的精细化分布及总量计算. 冰川冻土, 2011, 33: 318–324
37 李宗义, 杨建才, 李荣庆, 等. 祁连山中段人工增雨雪的气候分析及其有利天气. 干旱气象, 2006, 24: 23–27
38 程国栋. 黑河流域水-生态-经济系统综合管理研究. 北京: 科学出版社, 2009
39 Houghton J, Ding Y H, Griggs D G, et al. Climate Change: The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2001
40 张立杰, 赵文智, 何志斌, 等. 祁连山典型小流域降水特征及其对径流的影响. 冰川冻土, 2008, 30: 776–782