

高寒江河源区水文多要素 变化特征与模拟研究

杨 涛 王 超 著



科学出版社

高寒江河源区水文多要素变化 特征与模拟研究

杨 涛 王 超 著

科 学 出 版 社

北 京

内 容 简 介

本书建立了基于 GRACE 重力卫星和全球陆面数据同化系统 GLDAS 的水文要素变化特征分析技术,构建了利用 VIC 模型模拟高寒区径流、蒸散发、冻土、土壤含水量等水文循环要素的方法,揭示了源区冻土变化和蒸散发变化对径流过程的影响机制。全书共 6 章,第 1 章主要介绍了本书的研究背景及意义和研究历史与现状;第 2 章主要介绍了 GRACE 重力卫星反演流域水储量变化的基本原理及方法,模拟并分析了研究区陆地水储量的月变化以及年际变化;第 3、4 章分别讨论了基于 GRACE 重力卫星和 GLDAS 模型、实测资料的水文要素时空变化特征,并探讨了多种关键水文要素对流域出口径流的影响机制;第 5 章重点介绍了 VIC 模型蒸散发、土壤含水量及冻土模块的计算方法,从模型模拟角度分析了水文要素对流域出口径流的影响;第 6 章总结了当前研究中的技术创新和重要结论,针对研究存在的不足提出了进一步的展望。

本书可供水文水资源学科、农业工程及水利工程等学科的科研人员、大学教师、研究生和本科生,以及水资源管理领域的技术人员阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

高寒江河源区水文多要素变化特征与模拟研究/杨涛,王超著. —北京:科学出版社, 2016.5

ISBN 978-7-03-048137-5

I. ①高… II. ①杨… ②王… III. ①黄河流域—水文学—研究 IV. ①TV882.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2016) 第 091602 号

责任编辑: 胡 凯 周 丹 王 希 / 责任校对: 邹慧卿

责任印制: 张 倩 / 封面设计: 许 瑞

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2016 年 6 月第 一 版 开本: 720 × 1000 1/16

2016 年 6 月第一次印刷 印张: 7

字数: 142 000

定价: 68.00 元

(如有印装质量问题, 我社负责调换)

前 言

高寒江河源区位于世界屋脊，是全世界海拔最高的地区之一，气候变暖对高寒江河源区水文要素特征、水文循环及水资源时空分布有着十分显著的影响。然而，该地区水文气象测站少、冻土分布广泛、水文要素作用机制复杂，同时对气候变化响应非常敏感，这些大大限制了高寒江河源区水文模拟的精度。针对这些难题，星地联合观测的优势以及基于栅格数据的水文模型引起了国内外众多学者的注意。

GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) 重力卫星计划为研究地球系统陆面水循环提供了重要的数据支撑。结合全球陆面数据同化系统 GLDAS(Global Land Data Assimilation System), 可分析重力卫星观测反演的陆面水储量的年内和年际变化特征及空间分布特征。VIC(Variable Infiltration Capacity) 模型可同时考虑水量平衡及能量平衡, 考虑积雪融雪及土壤冻融过程, 同时考虑冠层蒸发、植被蒸腾以及裸土蒸发, 可实现高寒源区水文过程较高精度的模拟。采用先进的星地观测数据以及分布式水文模型, 对揭示高寒源区水文要素时空高精度模拟及其对径流的响应机制有着十分重要的研究意义, 并为高寒区水资源开发利用提供重要的科学依据。

本书以黄河源区为例, 在实测降水、气温、径流基础上, 结合 GRACE 重力卫星反演的陆面水储量变化, 借助多种数理统计手段, 分析了重力卫星观测反演的陆面水储量的年内和年际变化特征以及空间分布特征; 探讨了降水、蒸散发、径流以及冻土变化与陆面水储量变化的关系。同时考虑流域水量平衡和能量平衡, 利用分布式 VIC 模型模拟黄河源区径流、蒸散发、冻土、土壤含水量等水文循环要素, 结合相关性分析和多时段季节性趋势检验, 揭示源区冻土变化和蒸散发变化对径流过程的影响机制。

本书的主要内容来自第一作者近年来的研究成果, 本书出版得到了国家自然科学基金重点项目“气候变化下黄河源区区域水循环模型与不确定性研究”(50807711) 和中国科学院百人计划创新项目“气候变化条件下干旱区河流灾害事件的形成机制与预测”(Y17C061001) 等项目资助。限于作者水平, 书中难免存在疏漏和不足, 敬请读者批评指正。

著 者

2016 年 4 月

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景及意义	1
1.1.1 研究背景	1
1.1.2 研究意义	3
1.2 研究历史与现状	4
1.2.1 径流变化特征研究	4
1.2.2 冻土变化特征研究	5
1.2.3 冻土和蒸散发变化对径流的影响研究	11
第 2 章 高寒江河源区陆面水储量变化特征	14
2.1 GRACE 重力卫星反演流域水储量变化的基本原理及方法	14
2.1.1 时变地球重力场与地球表面质量变化	14
2.1.2 利用时变地球重力场模型推求地球表面质量变化	16
2.1.3 高阶项误差与高斯平滑滤波	18
2.1.4 高次项相关误差与去条带滤波	23
2.2 基于 GRACE 重力卫星的流域水储量变化特征	25
2.2.1 陆地水储量年际变化	25
2.2.2 陆地水储量月变化	26
2.3 本章小结	31
第 3 章 高寒江河源区水文多要素变化特征	33
3.1 基于 GRACE 重力卫星和 GLDAS 的水文要素变化分析	33
3.1.1 GLDAS 模型介绍	33
3.1.2 水量平衡分析方法	33
3.1.3 流域水文循环要素平衡分析	36
3.2 基于实测资料的水文多要素变化分析	40

3.2.1	分析方法	40
3.2.2	水文要素变化分析	43
3.3	本章小结	49
第 4 章	高寒江河源区径流变化特征归因初析	50
4.1	方法介绍	50
4.2	降雨和温度对径流的影响	51
4.3	蒸散发对径流的影响	56
4.4	冻土变化对径流的影响	57
4.5	本章小结	60
第 5 章	基于 VIC 模型的江河源区径流模拟	62
5.1	VIC 模型介绍	62
5.1.1	VIC 模型蒸散发计算	62
5.1.2	VIC 模型计算土壤含水量以及产流量	67
5.1.3	VIC 模型冻土模块计算	69
5.2	VIC 模型在黄河源区的率定及验证	71
5.2.1	模型输入数据	71
5.2.2	模型能量平衡及土壤水热通量计算参数设置	74
5.2.3	VIC 模型在黄河源区的参数率定	75
5.3	黄河源区径流变化原因探讨	82
5.3.1	VIC 模拟的径流变化特征	82
5.3.2	蒸散发变化对径流变化的影响	85
5.3.3	冻土变化对径流变化的影响	90
5.4	本章小结	94
第 6 章	结论与展望	96
6.1	本书主要结论	96
6.2	展望	97
参考文献		99

第1章 绪 论

1.1 研究背景及意义

1.1.1 研究背景

21 世纪以来,全球气候变化加剧^[1]。20 世纪 70 年代以来热带地区降水减少,30°N 以北地区降水增加。高纬度地区径流量有增加趋势,而全球主要流域的径流没有显著的长期趋势性变化。

高寒江河源区位于世界屋脊,是全世界海拔最高的地区之一,总面积约 60 万 km²,是我国五大江河——长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江的发源地,被誉为“高原水塔”,是我国主要水资源来源区和战略储备区,蕴藏着丰富的水能资源。其中黄河源区地处青藏高原东北部,集水面积为 12.2 万 km²,只占黄河流域面积的 16.2%,而多年平均径流量却占黄河总径流量的 1/3 以上,是黄河的重要产水区,提供了黄河总水量的 49%,被形象的称为“黄河水塔”,是受气候变化影响最为典型的河源区,也是高寒江河源区五大江河中唯一一条流经中国北方河流的河源区。因此,在本书中,将黄河源区水文要素的变化作为高寒河源区典型代表进行研究,研究成果可为高寒区水资源开发利用提供重要的科学依据。

黄河是我国第二大河,为我国西北地区和华北地区的重要水源。黄河源区指黄河干流唐乃亥水文站以上的流域,位于青藏高原东北部 95°50′~103°30′E, 32°30′~35°00′N,区域面积约 12.2 万 km²,地势西高东低,海拔 3000~5000m,占黄河流域总面积的 16.2%,产流高于黄河总径流量的 35%。(图 1.1)。

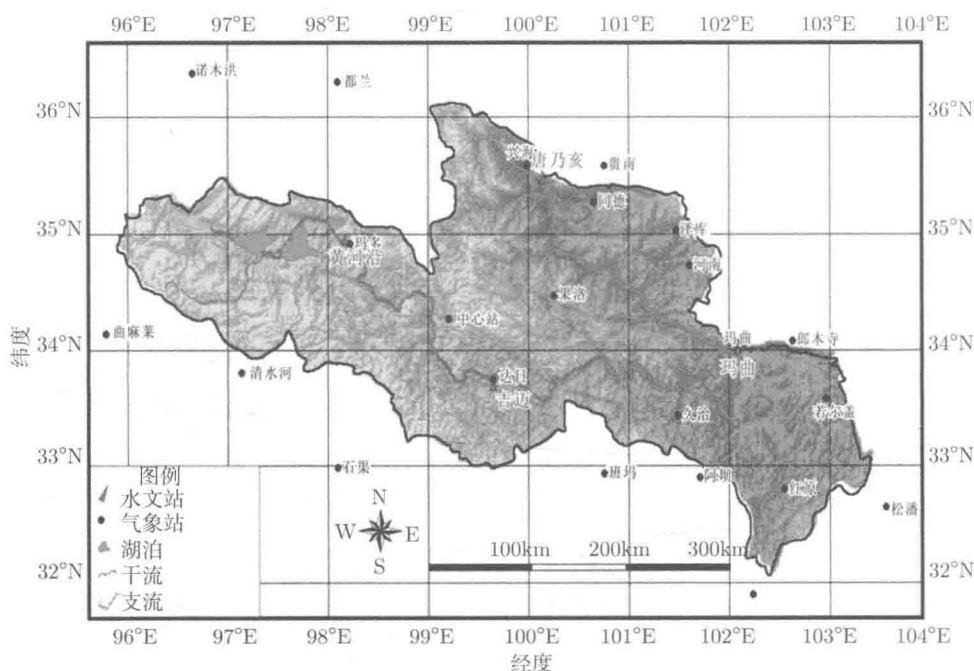


图 1.1 黄河源区流域图

黄河源区属于青藏高原亚寒带那曲果洛半湿润区和羌塘半干旱区，具有典型的高原大陆性气候特征。源区气温由东向西随着海拔升高而降低，东北部兴海、同德和东南部久治为气候高值区，多年平均气温在 0°C 以上，是源区热量条件相对较好的地区，其中兴海县年平均气温最高，达 1.4°C 。多年平均气温次高区为河南、达日县，多年平均气温在 -1.0°C 左右。气候低值区为甘德、曲麻莱和泽库县，多年平均气温约为 -2.0°C ，为源区热量条件最差的地区。源区多年平均降水量 484.2mm ，降水主要来源于孟加拉湾暖湿气流带来的印度洋水汽。降水主要集中在 6~9 月，这 4 个月的降水大约占到全年降水的 75%~90%。受西南季风影响及地形作用，源区降水量分布由东南向西北逐渐减少。其中果洛州东南部久治县多年平均降水量最多，达 748.4mm ，其次为河南、达日、甘德和称多县，多年平均降水量约 500.0mm ，玛多和兴海地区多年平均降水量最低，约 321.6mm 。源区降水多为降雪和暴雨形式，干湿季节分明，水热同期，气

候高寒干燥,但光照充足,年日照时数在 2450~2800h^[2,3]。

黄河源区的地形地貌复杂,以海拔 4000m 以上的高山、丘陵台地和平原三大基本地貌类型为主。植被类型多样,具有高寒草甸、高寒草原、高寒灌木丛、高山泥石流稀疏植被以及沼泽、水生植物等多种植被类型,形成森林、草原、草甸、湿地、沙地和农田等多样的生态系统。区内湖泊、沼泽众多,河流切割作用小。源区多年平均河川径流量为 232.42 亿 m³,主要的径流补给源包括降水和冰雪融水,占源区河川径流量的 95.9%。

在我国所有一级流域中,黄河流域冰川分布数量最少,冰川规模最小。黄河源区现代冰川主要发育在海拔较高的阿尼玛卿山,主峰区玛积雪山海拔 6282m。雪线处(海拔 4900~5000m)年降水量 700~900mm,年平均气温 -9.2~-7.5℃。源于阿尼玛卿山两侧的切木曲和曲什安河两支流上游共发育大小冰川 59 条,面积 126.2km²,冰储量 10.82km³,分别占黄河源区冰川总面积和总储量的 96%和 95%。受气候变暖影响,源区冰川处于萎缩状态,1969~2000 年源区冰川面积减小了 17.3%^[4]。黄河源区冰川数量少,面积小,冰川融水对冰川集中发育的切木曲和曲什安河的冰川融水径流占 74%,但只占唐乃亥水文站多年平均径流量的 1.9%,因此本书忽略冰川融水对黄河源区的影响。

1.1.2 研究意义

气候变化改变了高寒江河源区降雨及下垫面特征,也改变了高寒江河源区产流过程以及水资源时空分布。黄河源区径流量在 20 世纪 90 年代以来发生了明显的减少,已引起社会的广泛关注。针对径流减少的原因,目前已经开展了许多研究,一般认为是受气候变化特别是降水和地表气温变化的影响,其中一致认为降水量和降水强度直接影响源区的径流变化,但在气温升高对径流的影响方面存在着不一致的观点。黄河源区平均降水量在 20 世纪 90 年代偏少,在 2002 年以后又偏多,而径流量在 20 世纪 90 年代以来持续偏低。对 2002 年以后源区径流仍然持续偏低情况有两种观点:一种观点认为降雨虽然增加,然而由于变暖导致蒸发也同时增加,所以径流量并未增加;另一种观点认为源区多年冻土

活动层的加大和加厚导致流域内有更多的地表水下渗补给地下水,造成水储量的增加,所以在降雨增加的条件下径流没有显著增加。

黄河源区是高寒江河源区中受气候变化影响较为突出的典型,黄河源区水文生态环境对气候变化非常敏感,在全球变化的背景下出现了冰川消融、冻土退化、草甸沙化等一系列生态环境问题。研究黄河源区水资源变化的特征及原因,探讨源区降水变化以及下垫面变化对源区径流变化的影响,对预测黄河源区水资源量对气候变化的响应,合理开发利用水资源,实现科学调配具有重要意义。

1.2 研究历史与现状

本书中,将黄河源区水文要素的变化作为高寒河源区典型代表进行研究,因此以下研究历史与现状将侧重于黄河源区的研究情况。

1.2.1 径流变化特征研究

黄河源区位于青藏高原东北部,在全球变暖背景下,青藏高原比周边地区增温更加迅速^[5],导致水文循环强度加大,引起水资源的重新分配。从20世纪70年代开始黄河下游逐渐演变为季节性河流,进入90年代后断流更为严重,这与下游水资源过度开发利用有关,与源区径流量减少也密切相关。

黄河源区黄河沿水文站自有资料以来就记录了多次源区断流事件:如1960年12月10日~1961年3月,1979年12月20日~1980年3月,1996年2月2~29日,1998年1~2月,1998年10月20日~1999年6月3日,1999年12月~2000年3月,2000年12月~2001年3月^[6,7]。黄河沿水文站资料统计表明,1988~1996年9年间年平均径流量比过去34年平均减少了23.2%^[8]。这一时期径流量减少与降水量减少以及气温升高带来的蒸散发量的增加密切相关^[6,8],与年径流的周期性变化也有一定的关系^[6]。另外,鄂陵湖、扎陵湖的环湖融区调蓄能力低,连续干旱时期,冬季调节水量不足以维系黄河径流也是导致源区发生断流的原

因^[9]。由于黄河源区平均海拔在 3000m 以上,地势较高,气候严寒,空气稀薄,不利于人类生存,源区相应人口密度很低,人类活动强度小,所以与水资源过度开发利用引起的黄河下游断流不同,人类活动不是导致源区径流量减少的主要原因^[6,10]。

目前,有较多研究对源区径流变化原因展开了探讨。考虑大尺度环流形势的影响,王根绪等研究表明,20 世纪 90 年代以来 ENSO 暖事件频率的增加与黄河源区汛期降水减少密切相关^[11]。黄河源区年径流总量主要由汛期(夏季)径流量贡献,汛期径流量减少是黄河源区进入 20 世纪 90 年代以来径流量减少的主要原因,而汛期径流量减少又与汛期降水量减少以及气温升高引起的蒸发量加大密切相关^[12,13];另外,降水强度的变化也可能是导致径流量减少的重要原因。进入 90 年代以后,黄河源区汛期和全年降水强度均有减弱,进而导致降水后直接径流出现时间变长,更多降水渗入土壤中,径流系数变小^[14,15]。

1.2.2 冻土变化特征研究

黄河源区位于青藏高原多年冻土区东北部边缘季节冻土和多年冻土相互交错的过渡带内,属于中纬度高海拔多年冻土区。此处季节冻土、岛状多年冻土和连续多年冻土并存。区内多年冻土分布主要受海拔控制,局部地质地理因素也起一定影响。冻土平面上分布较复杂,垂向上分布形式多样。图 1.2 为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所根据 1983~1995 年期间的资料整理编绘的 1:300 万青藏高原冻土图^[16]显示的黄河源区冻土分布。由图 1.2 可见,黄河源区西北部,即源区上游地区,主要分布着连续多年冻土,其余部分以连续季节性冻土为主,中部分布着片状多年冻土。

20 世纪 80 年代以来,源区以 $0.02^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 的趋势持续增温,加之人类经济活动增强,区内地下水位持续下降、草场退化和地表荒漠化迅速扩展,地表植被覆盖度减小,融化层内地温增温速率快,源区冻土呈区域性退化状态。冻土退化主要表现为连续多年冻土分布面积缩小,季节冻土和融区面积扩大;源区多处发现垂向上非连接的多年冻土层,其埋藏深

度也在逐年加深,中间的融化夹层逐渐增厚;区内钻孔、试坑及民井等资料显示,目前冻土下界较 20 世纪 80 年代前普遍上升 50~80m;玛多气象站资料显示,20 世纪 80 年代期间平均最大季节冻深 2.35m,而 20 世纪 90 年代期间其平均值为 2.23m,冻结深度减少了 0.12m。浅层地下水温度普遍上升了 0.5~0.7℃,表明同深度处地温也在升高^[17];原冻土下界附近的多年生冻胀丘目前已消融坍塌,而在相对较高部位又发育新生冻胀丘^[18]。源区多年冻土总体由大片连续状分布逐渐变为岛状、斑状,冻土层变薄,面积缩小,部分斑状冻土消融为季节冻土,其退化速度东部比西部更明显。气温升高是源区冻土退化的最基本原因。

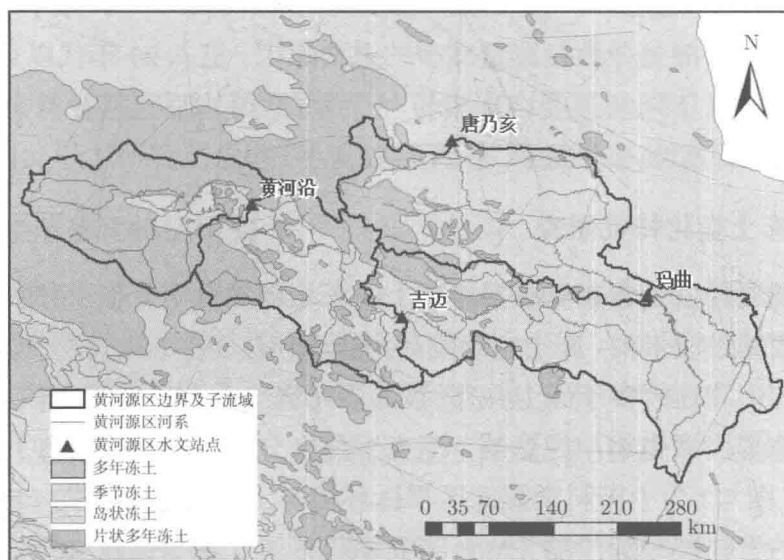


图 1.2 黄河源区冻土类型空间分布

目前黄河源区冻土含水量和深层土壤湿度观测资料缺乏。黄河源区部分地点不同深度土壤含水量特征如表 1.1 所示。详细变化过程参考相应文献。图 1.3 和图 1.4 分别给出了黄河源区不同深度土壤孔隙度^[19]和田间持水量^[20]空间分布。黄河源区土壤孔隙度在 45%以上,田间持水量在 20%~30%。表 1.1 表明黄河源区土壤越往深处含水量越低,且大多数区域低于田间持水量,与存在过饱和固态水的北极流域(如 Adam 等

表 1.1 黄河源区部分地点不同深度土壤含水量特征

地点 ¹	经度	纬度	深度范围/cm	时间范围 ²	土壤含水量范围/% ³	冻土厚度/m
达日县 (○)	99°30'E	33°40'N	10~80	2005.11~2006.02	12	
				2006.03~2006.06	30	
			10~30	2006.07~2006.11	32	
			40~80		45	
			20		15	
三江源自然保护区实验区 1(+)	100°50'E	34°57'N	40~60	2007.04~2007.10	10	
			80		8	
			20		10	
三江源自然保护区实验区 2(*)	100°51'E	35°15'N	60~80	2007.04~2007.05	5	
			20~80		5	
				2007.06~2007.10	10	
× 查拉坪	97°50'E	34°15'N	20~40	2011.10~2011.11	70	70~80
				2011.11~2011.12	40	
□ 扎陵湖	97°20'E	34°40'N	80~120	2011.09~2011.12	4	
			40~80	2011.10~2011.12	45	30~50
				2011.12~2012.02	15	
			120~160	2011.10~2012.02	5	

续表

地点 ¹	经度	纬度	深度范围/cm	时间范围 ²	土壤含水量范围/% ³	冻土厚度/m
◇麻多乡	96°25'E	34°55'N	40	2011.09~2011.10	70	
				2011.10~2011.12	30	
				2011.12~2012.01	4	15~30
			80~120	2011.09~2011.11	40	
				2011.11~2012.01	20	
				2012.01	14	
			160~200	2011.09~2012.01	1	

1 后文图 1.4(g) 中给出了与地点名后标记对应的不同地点的位置标记;

2 表示为起止年(y)月(m)形式 yyyy.mm ~ yyyy.mm;

3 用体积含水率表示。

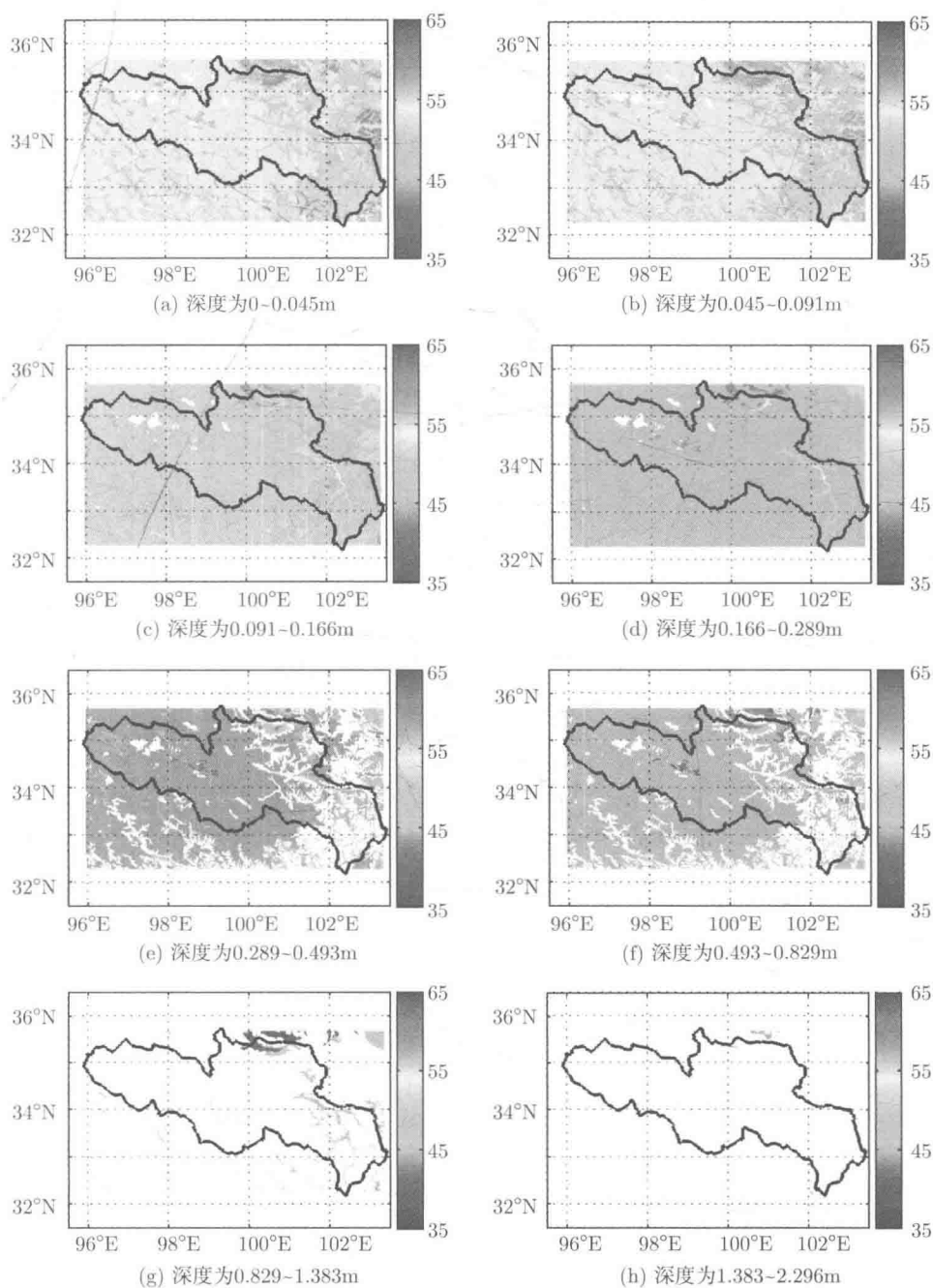


图 1.3 黄河源区不同深度土壤孔隙度分布 (土壤孔隙度单位: %)

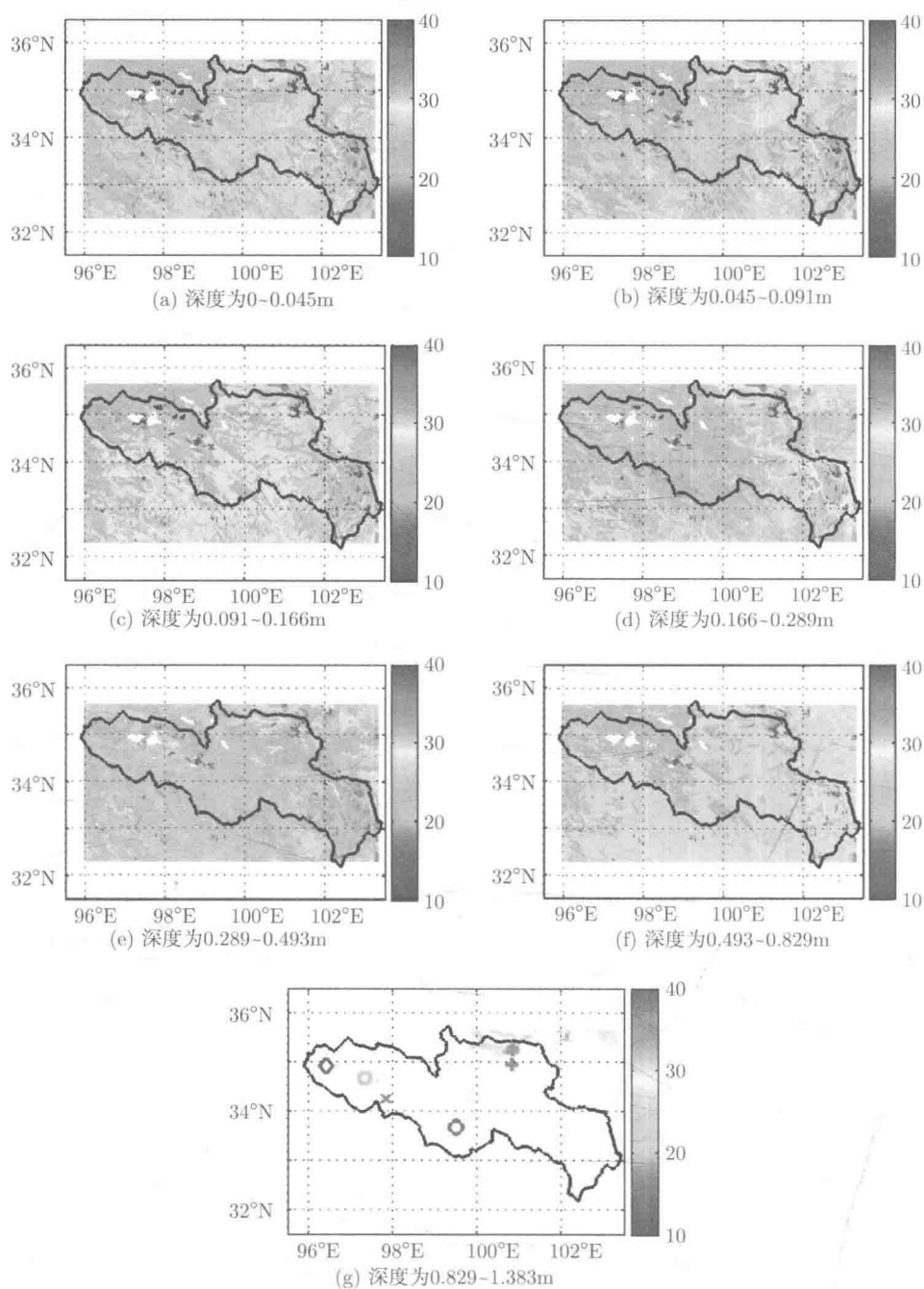


图 1.4 黄河源区不同深度土壤田间持水量分布 (土壤田间持水量单位: %)