文章编号：2097-096X(2023)-01-0064-10

长江源区年际冰水情变化及其影响因子分析

潘佳佳，郭新蕾，王　涛，付　辉，郭永鑫，李甲振
(流域水循环模拟与调控国家重点实验室，中国水利水电科学研究院，北京　100038)

摘要：受限于高寒山区地形、气候和环境条件，目前关于长江源区河流的冰水情研究较少，源区降雨径流年际变化和冰盖分布等规律不明确。为了明晰长江源区水文与水资源现状和冰水情本底，本文收集整理了 2006—2018 年沱沱河和直门达水文站近十年的降雨、蒸发、径流、水温、气温和冰厚资料，采用统计分析、线性回归、单一因子分析和相关性分析等结合的研究方法，重点揭示了源区河流流量、冰期和冰厚现状、其年际变化特征和主要影响因子。研究表明，源区河流洪峰年际波动范围超 50%，洪峰集中在 7—9 月，非汛期流量仅为汛期流量的 1/7，非汛期流量年际波动小于汛期，且直门达站水位流量年际变化幅度小于上游沱沱河站；沱沱河站冰期持续时间 7 个月，而下游直门达站冰期为 5 个月，多年平均冰盖厚为 0.15 m，造成两站冰情差异的主要原因是源区垂直地形急变引起的高程差；源区降雨量年际波动与年际径流波动一致，蒸发量年际波动仅为降雨量的一半，因此两站流量的年际波动受降雨影响较大。长江源区降雨和气温变化是冰水情变化的主要驱动因子，与源区河流的地形高程密切相关，亟需系统的科考进一步明晰长江源冰水情时空变化规律。

关键词：长江源；冰水情；青藏高原；径流量；冰期变化
中图分类号：TV133　　**文献标识码：**A　　**doi：**10.13244/j.cnki.jiwhr.20220060

1　研究背景

长江源区是我国高寒生态系统的典型区域，冰雪冻土分布占长江源区面积的 80%以上，独特而脆弱的生态系统和特殊的水文特征，对青藏高原乃至我国生态安全具有重要的屏障作用[1]。长江源的主要功能是保障长江的源远流长，并向下游输送优质水资源。自 2000 年至今，随着气候变暖累积效应的持续，长江源区增温最为显著，水土流失面积明显递增，水文与水循环正在发生深刻变化，导致源区冰雪覆盖明显减少和冻土退化，包括径流量、冻土环境、冰雪冻融水、含沙量等水文水力要素也发生着显著变化[2]。源区的水循环及其伴生的冰水和水生态过程机理与驱动机制尚不明确，这些变化影响着脆弱的生态环境，也必将影响长江中下游水循环和水资源的供给。其中，长江源区冰水情过程是水循环和水资源研究的基础，亟待明晰源区冰水情现状、年际变化规律及其驱动因子。

作为青藏高原的一部分，长江源区具有高海拔、高纬度、高温差和低气压的高寒气候特征。高海拔缺氧气候条件不仅增加了操作人员水文和气象资料采集的困难，还导致大量普通冰水情测量仪器失效，进而导致高寒区观测体系不完善[3-5]。高寒区最常用的监测技术是卫星遥感反演，监测范围大但存在高原地区数据不确定性大的问题。其次是基于 RTK、科考无人船、科考无人机和三维激光扫描仪等的定期现场观测和科学考察，但存在花费高、测量范围小和仪器高原适应性差等问题。第三是基于太阳能板、雷达、GNSS 位移监测系统、在线摄像头和北斗导航卫星通讯的定点监测系统，但存在保障维护困难和中断破坏风险高等诸多问题。

长江源区冰水情研究的另外一大问题是现有的水文站点稀少，且在高原急变地形上分布不均，目前仅有沱沱河和直门达两个水文站，且前者为汛期站，无 11 月至 4 月的水文监测。两个水文站点监

收稿日期：2022-04-01；网络首发时间：2023-01-06
网络首发地址：https://kns.cnki.net/kcms/detail/10.1788.TV.20230106.1536.005.html
基金项目：国家自然基金项目(51979291，52009144，U2243221)；第二次青藏高原综合科学考察研究任务(2019QZKK020706)；中国水科院科研专项(HY0145B032021，HY110145B0012021)
作者简介：潘佳佳(1988-)，高级工程师，主要从事河冰动力学研究。E-mail：panjj@iwhr.com

测历时较短，沱沱河建站于 1958 年 9 月，而直门达建站于 1956 年 7 月。此外，源区水文站观测的水文要素少，沱沱河和直门达站 2008 年后才开始记录冰情信息。这些水文资料的缺失和监测系统的欠缺严重制约了长江源区水资源的认识，导致国内外相关研究较少[6-7]。尤其是关于源区河流的冰凌问题认识不足，冰水情变化对水文过程的影响尚待深入研究[8-11]。

Shen 等基于 1961—2000 年的气象和水文数据，重点分析了青藏高原气候变化对长江源区水量的影响，指出长江源区水量占长江入海径流量的 0.13%，而源区冰川融水量为 11.3 亿，仅占源区径流量的 9%[12-13]。长江源区气温的升高一方面有利于融冰融雪的产流，增加源区径流补给，但也会引起源区蒸发量的增加和降水量的变化，长江源区 1956—2000 年径流量呈现微弱减少趋势，主要因为气温升高引起的融冰融水增加不足抵消降水量减少对径流的改变[14]。罗玉等采用滑动平均、距平曲线和小波分析等多种统计手段对长江源区 1961—2016 年的径流量开展分析，指出长江源区径流量呈现增加趋势，年径流量在 2004 年发生了由少到多的突变[15]。该径流变化趋势与其它文献的矛盾一方面因为研究历时长短的差异，另一方面也说明源区水文资料的欠缺[16-19]。Yu 等详细统计了长江源区支流和河道的平面形态、河床坡度和典型断面形态，指出长江源区河道主要呈现峡谷和平原河道特征，包括顺直、弯曲、分叉和蜿蜒形态，主要由河道两侧山地约束控制[20]。长江源区 200 多条支流和干流可分为高原冲积型、丘陵坦谷型和高山峡谷型河道，源区地表主要由高寒草甸或沼泽草甸覆盖，水流造床能力强，河道仍处于发育阶段[16,21-22]。这些研究主要对长江源区河道形态、径流量和气候条件开展了分析，但缺少关于长江源区冰水情特征的系统研究，制约了源区的水资源保护。

本研究根据长江源区沱沱河和直门达两个水文站 2006—2018 年观测的水位、流量、冰期、冰厚、降雨量、蒸发量、水温和气温资料，总结了近十年源区冰水情的年际变化特征及其影响因子，提出了两站水位流量关系，有利于明晰源区径流和河冰过程。

2　长江源区概况

长江源区主要位于我国青海省西南部唐古拉山脉，属于青藏高原的腹地，平均海拔约 4760 m。长江源水系主要由北源楚玛尔河、正源沱沱河、南源当曲及干流通天河组成，详细地形及水系分布见图 1[22]。楚玛尔河发源于昆仑山南支可可西里山，沱沱河起源于格拉丹东雪山东侧姜根迪如冰川，而当曲发源于唐古拉山东段的霞舍日阿巴山。三个源头中当曲流量最大，沱沱河次之，楚玛尔河流量最小[12]。长江源区曾设有四个水文站，包括沱沱河站、直门达站、楚玛尔站和布曲站，后两站在 1991 年撤销，而沱沱河站在 1987 年改为汛期站，观测项目有降水、水位、流量、水温、岸温和含沙量等水文过程[23]。其中，沱沱河水文站为沱沱河出口控制站，其下游河道与当曲汇合形成通天河。直门达站为通天河出口的控制站，是长江源区主要控制水文站，提供源区全年的水位、流量、水温、岸温和冰厚等冰水情资料。该站点以下为长江上游金沙江河段。长江源区共有六个气象站，包括五道梁、沱沱河、治多、曲麻莱、玉树和清水河，用于记录温度、湿度、风速和太阳辐射等气象资料。整体而言，长江源区 137 704 km^2的范围内共有两个水文站和六个气象站。

长江源区水系多为高原冲积型河道和峡谷河道，平面呈现游荡、分汊和顺直形态。按照河道形态和平均河道底坡可分为三部分：沱沱河至通天河上游 130 km 河道平均底坡约 4.47‰，两侧多为冰川峡谷约束，为典型山区河道；中部 600 km 的河道平均底坡约 1.13‰，两侧无高山约束；下部 300 km 的河道平均底坡约 1.56‰，两侧多为蜿蜒山川约束[20,24]。长江源区水系两个水文站具体信息见表 1，均由青海省水文水资源勘测局负责。直门达水文站的流域面积约为沱沱河水文站流域面积的 8.6 倍，两站年平均流量相差 10 倍以上。两测站高差约 1000 m，上游沱沱河站基于 1985 年国家高程基准，直门达站基于 1956 年黄海高程基准，两基准相差 0.029 m。沱沱河改为汛期站后记录 5 月至 10 月的水文资料，冰期产汇流资料缺失。

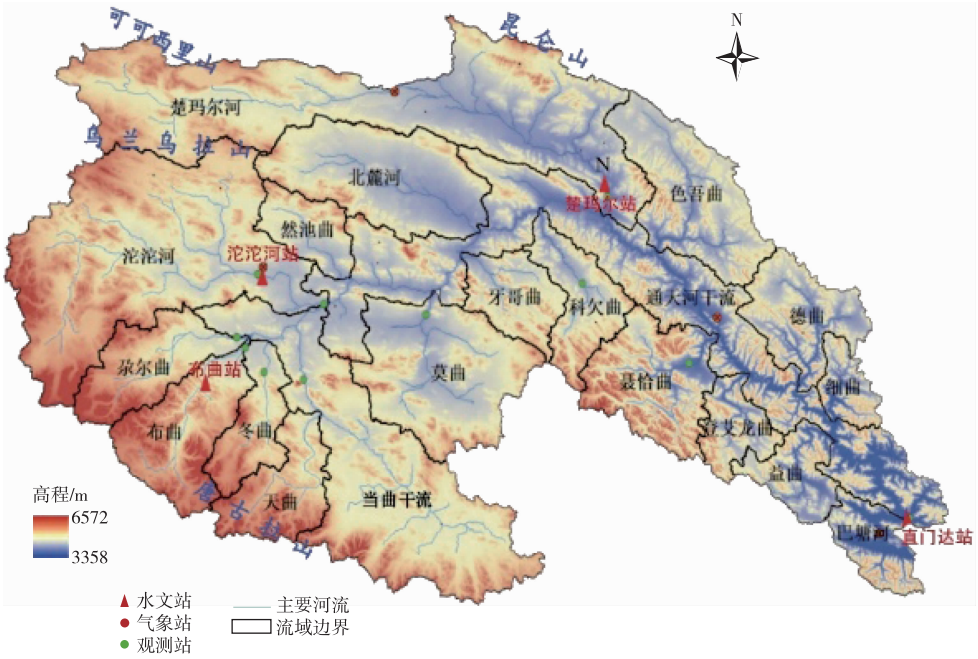


图 1　长江源地形及水系分布图(改自闫霞等[22])

Fig.1　Topography of source region of Yangtze River and watershed distributions (from Yan et al[22])

表 1　长江源区主要水文站点信息

Table 1　Two main hydrological stations for source region of Yangtze River

站名	水系	河名	流入何处	记录时间	断面地点	东经	北纬	集水面积/km^2	河床组成	河床高程/m	绝对基准名称
沱沱河	金沙江	沱沱河	通天河	5—10 月	青海省格尔木市唐古拉山镇沱沱河桥	92°27′	34°13′	15 924	沙砾石	4526.34	85 基准
直门达	金沙江	通天河	金沙江	全年	青海省称多县歇武镇直门达村	97°13′	33°02′	137 704	卵石	3522.41	黄海

3　长江源区冰水情变化

长江源区作为青藏高原的一部分，具有典型的高寒气候条件，即高海拔、高纬度、高温差和低气压等“三高一低”的特征。受高原气候变化的影响，气温升高导致源区融冰融雪量增加，同时流域蒸散发量增加。另一方面冰川退缩和多年冻土消融加剧导致源区降雨产汇流改变。长江源区径流主要由冰雪融水、沼泽泉水和降水补给，是典型混合型水源河流，垂直气候带急变地形和高寒气候特征是冰水情年际变化的主要因素[25-27]。长江源区有六个多月的冰期，其冰水情变化与气温、太阳辐射、降雨、降雪和植被等条件密切相关。

3.1　年际水位流量变化　通过对长江源区控制水文站沱沱河和直门达 2006—2018 年流量的统计分析，可获得源区河流典型年内流量过程及月平均流量过程，具体见图 2 和图 3。图 2 给出了 2016 年沱沱河和直门达站日观测流量及年内变化过程。其中，沱沱河站 2016 年内最大流量为 358 m^3/s，发生日期为 7 月 11 日，5 月至 10 月平均流量为 85 m^3/s；直门达站 2016 年内最大流量达 1690 m^3/s，发生日期为 7 月 13 日，年平均流量为 351 m^3/s。两站年内最大流量均发生在夏季洪水期 7 月 11 日—13 日，位于下游的直门达站洪峰比沱沱河站晚两日，这主要是因为下游产汇流区域更大，洪水形成时间更长，洪峰从上游传播到下游也需要时间。

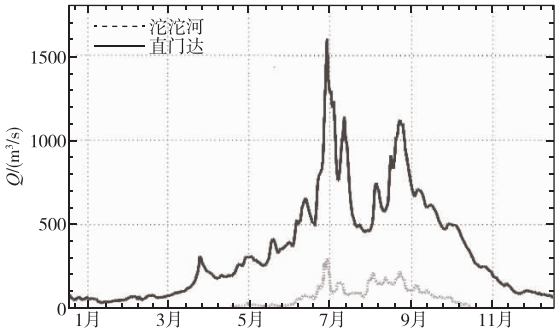


图 2　2016 年沱沱河和直门达站观测流量

Fig.2　Daily observed flow discharge at Tuotuohe and Zhimenda stations in 2016

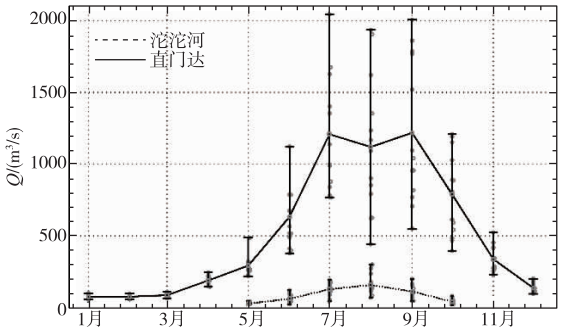


图 3　2006—2018 年沱沱河和直门达站平均月流量及年际波动范围(波动幅值为实测值的外包络点)

Fig.3　Averaged monthly flow discharge at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2006 to 2018

图 3 显示了长江源区两个水文站 2006—2018 年各月平均流量及年际变化范围。其中，2006 年至 2018 年实测的月流量由波动曲线上的实点示意，而端点显示 13 年中极端丰水和枯水流量的外包络点，文中其它波动曲线类此。沱沱河站 5—10 月多年平均流量为 88 m^3/s，近十多年年际波动幅度为 68%。沱沱河站洪水高峰期集中在 7—9 月，8 月平均流量为 158 m^3/s，为汛期平均流量的 2.7 倍，波动幅度高达 142 m^3/s。直门达站洪水高峰期分布在 6—10 月，年内双峰或多峰洪水较多，多发生在 7 月和 9 月，月平均流量约为 1200 m^3/s，波动范围约±800 m^3/s。该站近十多年年平均流量为 513 m^3/s，年际波动幅度为 54%。其中，11 月至 5 月的平均流量为 170 m^3/s，仅为洪水期的 1/7，冬季封河期流量约 80 m^3/s，为年平均流量的 1/6。两站洪水期流量波动幅度较大，最大可达平均值的 67%，而非汛期流量波动约为平均值的 29%，相对较小。图 2 和图 3 均显示两站洪峰过程具有相关性，上游沱沱河洪水是直门达洪水的组成部分。其中，典型洪水过程一般持续几天，对应的最大流量为洪峰值，而河流部分河段的汛期为月平均流量高于年际平均流量的时期，一般持续几个月。

通过进一步统计沱沱河和直门达站 2008 年、2009 年、2017 年和 2018 年观测的水位和流量过程，图 4 和图 5 分别给出了两个水文站拟合的水位流量关系及其与实测值的对比。其中，沱沱河站的水位与流量关系为

$$z = 0.243Q^{0.334} + 4526.61 \tag{1}$$

式中：z 为断面水位，m；Q 为断面流量，m^3/s。式(1)拟合数据包括的水深为 0.6~2.6 m，覆盖汛期平均低水位和高水位。总体而言，拟合曲线与观测资料吻合良好，式(1)计算的水位平均误差为 0.05 m。需强调的是该水位流量关系曲线仅适用于沱沱河站 5—10 月的汛期，缺少冬季冰期观测资料的验证。这主要是因为沱沱河水文站为汛期站，不考虑非汛期尤其是冰凌对流域产汇流的影响，因此拟合的公式只限于汛期，不能反映非汛期冰川冻土条件下的产汇流过程。

类似的，直门达站的水位与流量关系为

$$z = 0.017Q^{0.729} + 3523.49 \tag{2}$$

式(2)拟合数据包括的水深为 0.9~6.7 m，覆盖多年平均低水位和高水位。图 5 显示式(2)与实测水位流量资料吻合良好，式(2)计算的水位平均误差约 0.03 m，能广泛用于直门达汛期和非汛期的水位流量计算。相比于沱沱河站的水位流量曲线，直门达的水位流量曲线更为集中，适用的水深范围和流量范围也更大。这主要是因为直门达站在沱沱河站下游，控制的流域范围更广，实测的资料也包括了汛期和非汛期产汇流多因素的综合影响，尤其是冬季冰冻和流冰对水位流量的影响。

3.2　年际冰情变化　长江源区沱沱河和直门达站自 2008 年开始统计断面初冰日期和终冰日期，沱沱河作为汛期站无冰厚观测，直门达作为全年水文站有冬季冰厚观测。图 6 显示了两个水文站 2008—2018 年河冰初现和河冰消失日期。沱沱河站河冰初现日期在 10 月 4 日至 23 日间，多年平均为 10 月 11 日。直门达站河冰初现日期在 11 月 8 日至 19 日间，多年平均为 11 月 11 日，比上游沱沱河晚 1 个月。沱沱河河冰消失日期在第二年 5 月 10 日至 6 月 1 日间，多年平均为 5 月 18 日，冬季冰期约 7 个

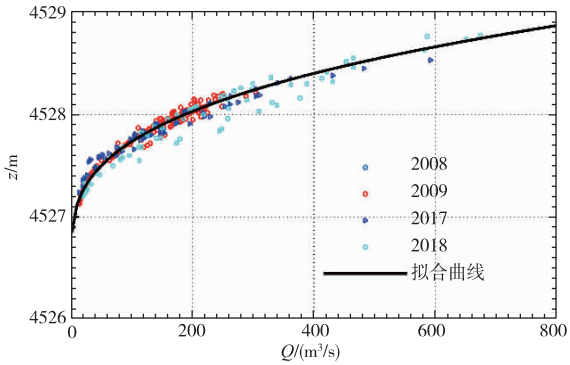


图 4　沱沱河站水位流量关系与实测值对比

Fig.4　Observed and fitted rating curve at Tuotuohe Station

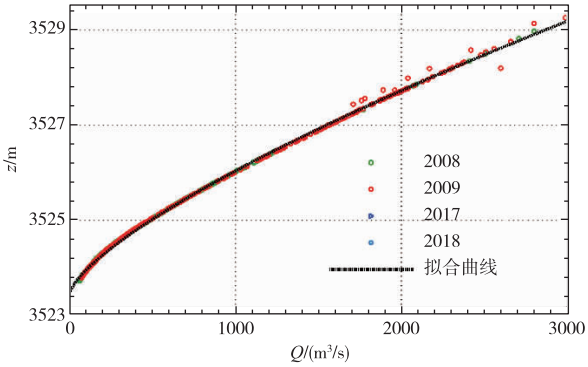


图 5　直门达站水位流量关系与实测值对比

Fig.5　Observed and fitted rating curve at Zhimenda Station

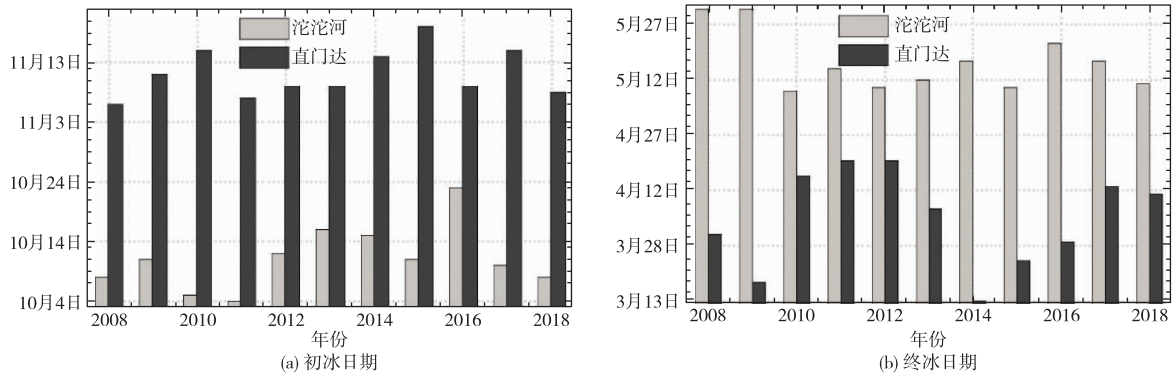


图 6　沱沱河和直门达站 2008—2018 年初冰与终冰日期

Fig.6　River ice appearance and disappearance date at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2008 to 2018

月。直门达站终冰日期为 3 月 14 日至 4 月 21 日，多年平均为 4 月 5 日，冬季冰期约 5 个月，比上游沱沱河少两个月。这主要是因为直门达水文站的海拔比沱沱河的海拔约低 1000 m，平均气温相对更高。

图 7 显示了直门达站 2008—2018 年冬季平均冰厚变化过程。图中冰厚数据均为基本水尺断面岸边附近冰盖厚度，观测期为 12 月 1 日至 3 月 1 日，初冰期和岸冰消融后无冰厚观测。结果显示多年平均最大冰厚约 0.22 m，发生在 2 月 1 日左右。冬季平均冰厚约 0.15 m，年际冰厚变化幅度为±0.08 m，波动幅度高达 54%。冰盖在初封期变化幅度最大，年际波动达 100%，稳封期冰厚年际变化约 40%。直门达站近十年观测的最大冰厚为 0.30 m，发生于 2013 年 2 月 6 日，超出多年平均值 36%。冬季直门达水深为 0.9~1.6 m，稳封期冰厚占水深的比例约 12%。

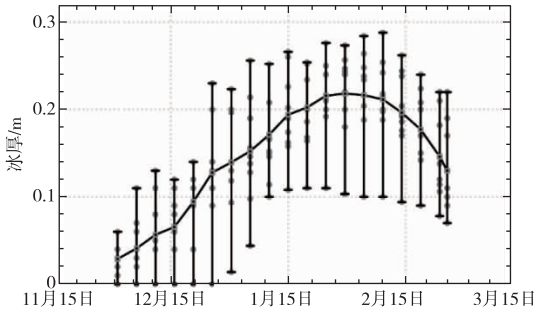


图 7　直门达站 2008—2018 年冬季平均冰厚及年际波动

Fig.7　Averaged river ice thickness at Zhimenda station during winter from 2008 to 2018

4　冰水情变化的影响因子

长江源区两个水文站 2006—2018 年观测的水位、流量、冰期和冰厚资料显示源区水量集中在洪水期 7—9 月，水位流量年际波动可达 67%，源区冰期为 5—7 个月，冰厚年际波动可达 50%。长江源区水位流量变化与年际降雨量和蒸发量密切相关，而冬季冰厚变化与年际气温和水温波动有关[28-30]。源区“三高一低”的气候特征会显著影响地表水的冻结、蒸发和植被分布，进而影响流域产汇流过程。受限于恶劣的气候条件和高原冰水情观测仪器的欠缺，长江源区的冰水情资料严重匮乏，以下研

究依据现有数据分别从降雨、蒸发和产流过程中的水量平衡及气温变化下的能量平衡两方面简要分析长江源区冰水情变化的驱动因子。

4.1 源区降雨蒸发量 长江源区径流主要由降雨产流、融冰融雪汇流与沼泽、泉水和地下水渗流补给，是典型混合型水源河流。长江源区冰川融水占总径流量的5%，对源区河流的补给作用较小，而与湿地有关的水源补给占径流量的64%左右[31]，为长江源区径流的主要来源。其中，降雨和蒸发是长江源区河流径流变化的重要驱动因子，以下重点分析了沱沱河和直门达站年际降雨量和蒸发量对径流量的影响。

4.1.1 年际降雨量 基于长江源区沱沱河和直门达站2006—2018年记录的日降雨量，统计分析了近十多年的平均月降雨量及其年际波动规律，见图8。沱沱河站作为汛期站无非汛期雨量记录，降雨主要集中在6—8月，平均月降水约82 mm，年际波动幅度为55%。近十多年最大月降雨量为151 mm，超出正常洪水期降水量的85%。下游直门达站多年平均月降雨量为43 mm，年际波动幅度高达62%。直门达站降雨主要集中在5—9月，汛期月平均降雨量为86 mm，汛期降雨量年际波动为52%。该站11—次年4月非汛期月平均降雨量为7 mm，年际波动幅度为100%。直门达站非汛期降雨量仅为汛期的1/11，其年际波动幅度为汛期的两倍。该站汛期月降雨量比沱沱河站同期降雨量普遍高20 mm，增幅约25%。然而，直门达站8月多年平均降雨量比沱沱河站低8 mm，可能与两站的高差和局部山地气候条件有关。总体而言，沱沱河站年际降雨量低于直门达站，其降雨量年际波动幅度高于后者。

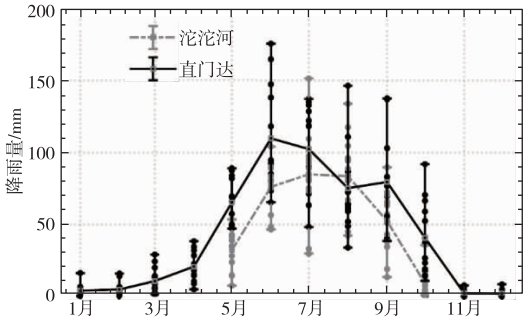


图8 2006—2018年两站点平均月降雨量及年际波动

Fig.8 Monthly precipitation and interannual variations at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2006 to 2018

两个水文站资料均显示6—8月为长江源区的降雨高峰期，而图3显示两站的径流量高峰期为7—9月。这主要是因为长江源区复杂山地植被地形条件下降雨产汇流需要一定时间，流域出口的洪峰过程晚于降雨峰值发生时间。此外，两站降雨量的单峰和双峰过程与对应的洪峰相符，也证明降雨对源区径流过程的直接影响。直门达站非汛期的降雨波动幅度较大，而同期径流波动幅度较小。这是因为非汛期河流径流主要由地下水下渗的基流补给，长江源区非汛期基流年际变化较小。

4.1.2 年际蒸发量 图9进一步显示了沱沱河和直门达站2006—2018年平均月蒸发量及其年际间的波动。沱沱河5—8月的蒸发为高峰期，多年平均月蒸发量约171 mm，近十多年的波动幅度为22%。该测站5—10月的平均月蒸发量为150 mm，不同年份间的变化幅度为23%。下游直门达站的蒸发峰值也是每年5—8月，该时间段平均月蒸发量为107 mm，不同年份变化幅度约23%。该站全年平均蒸发量为77 mm，近十年月蒸发量波动幅度为23%。直门达站11月—次年4月非汛期多年平均月蒸发量为56 mm，约为全年峰值的1/2。需强调的是沱沱河和直门达站5—10月蒸发量变化趋势一致，且两站近十多年月蒸发量波动幅度均约23%，但前者的月蒸发量比后者高47 mm。这说明长江源区不同站点的蒸发条件相似，蒸发量大小的差异与高差有关。

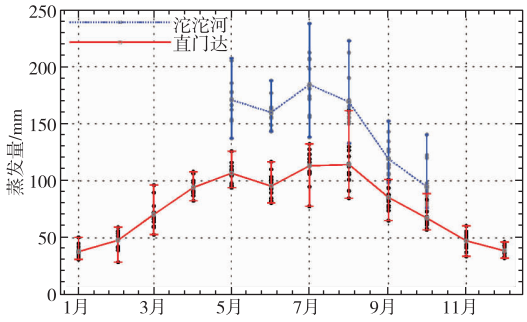


图9 2006—2018年沱沱河和直门达站平均月蒸发量及年际波动

Fig.9 Monthly evaporation and interannual variations at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2006 to 2018

对比图9与图8可知，长江源区两个水文站多年平均月蒸发量均大于降雨量。沱沱河站5—10月平均蒸发量比相应降雨量高93 mm，而直门达站多年平均月蒸发量比降雨量高33 mm。结合图3两站的年际径流量可知，直门达站的蒸发比沱沱河小，降雨量比后者大，流域集水和水源面积比后者大，因此其年均径流量也大于沱沱河站。总体而言，长江源区河流流域面积越大，冰川融水、地下水、沼

泽湿地补水和降雨汇流等综合因素的共同作用效果更大，对应的水文站年径流量波动幅度越小，测站水位流量关系更稳定，见图 5。

4.2　源区水温气温变化　长江源区冰期长短与冰厚变化不仅与源区高寒山地的高差有关，还与源区河流的气温和水温条件有关。为了分析长江源区冰情变化规律，整理了 2006—2018 年沱沱河和直门达两个水文站气温和水温资料，研究了气温和水温过程对河冰的影响。

4.2.1　气温影响　长江源区水文站气温测量一般记录每日 8 时岸上百叶箱的气温值，以下简称为岸温。基于沱沱河和直门达站 2009—2018 年实测的岸温资料，可分析两水文站近十年的日岸温变化过程，具体见图 10。结果显示两水文站气温均呈现周期性升温和降温过程，具体为冬季 1 月至夏季 7 月岸温逐渐升高，下半年岸温逐渐降低。沱沱河站总体升温比直门达站晚 1 个月，而其冬季降温比后者提前 1 个月，这与两站之间的冰期相差 2 个月是一致的。其次，沱沱河站最高气温比直门达站最高气温低 5.5 ℃。这主要是因为沱沱河站高程比直门达站高，与高寒区气温变化规律一致。近十年中 2013 年直门达整体气温偏低，而图 7 也显示 2013 年冰厚最大。冰厚的生长消融过程与气温变化密切相关，这说明气温是影响河冰过程的主要因子，两个站点结冰期与岸温低于结冰温度的时长一致。

4.2.2　水温影响　图 11 进一步分析了 2006—2018 年沱沱河和直门达站日水温变化过程。结果也显示两站水温由冬季至夏季逐渐升高，下半年水温逐渐降低至 0 ℃，两站水温呈现年际周期性变化。水温稳定在 0 ℃的时间与图 6 的冰期一致。此外，沱沱河汛期多年平均水温为 4.9 ℃，直门达多年平均水温为 5.8 ℃。沱沱河站最高水温比直门达站低 5.5 ℃，与前面岸温变化规律一致。对比图 11 与图 10 可知，水温变化主要由气温变化引起，且水温变化滞后于气温变化，水温年际变化的幅值低于气温。这是因为源区河流水体响应气温变化需要一定时间，因此水温达到幅值的时间晚于气温，且因能量的耗散水温的峰值也比气温峰值低。由于缺少长系列水温资料，近十多年水温无整体升高或降低趋势。

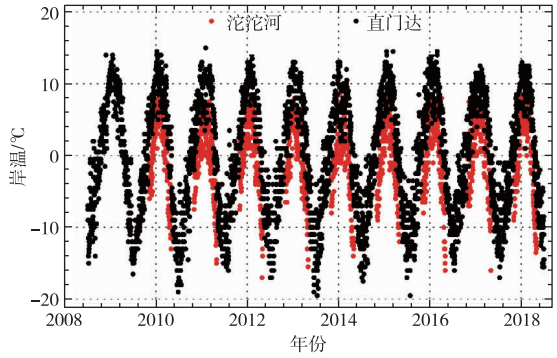


图 10　2009—2018 年沱沱河和直门达站岸温及年际波动

Fig.10　Air temperature and interannual variations at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2009 to 2018

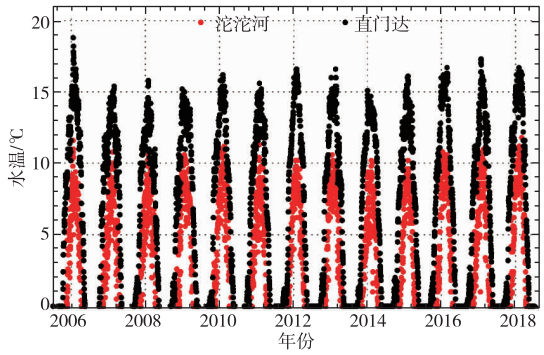


图 11　2006—2018 年沱沱河和直门达站水温及年际波动

Fig.11　Water temperature and interannual variations at Tuotuohe and Zhimenda stations from 2006 to 2018

5　结论

针对高寒山区降雨、蒸发和气温等气候条件对源区河流冰水情过程的影响，本研究收集整理了长江源区沱沱河和直门达水文站 2006—2018 年的流量、冰厚、冰期、降雨、蒸发、气温和水温资料，分析了长江源区近十年的冰水情特征、年际变化规律和影响因子，主要结论如下：

(1)长江源区沱沱河和直门达水文站汛期均在 5 月至 10 月，而洪峰期主要集中在 7—9 月，近十年沱沱河汛期平均流量为 88 m^3/s，年际波动幅度为 60 m^3/s，下游通天河汛期平均流量为 1200 m^3/s，年际波动幅度为 800 m^3/s，直门达站多年平均流量为 513 m^3/s，其年际波动幅度为 277 m^3/s；源区河流径流受降雨和蒸发影响较大，年际流量波动超过 50%，枯水期流量年际波动小于丰水期年际波动，下游流域范围更大的水文站年际径流量变化幅度小于小流域水文站的流量年际波动。

(2)研究初步揭示了长江源冰盖的时间分布特征，源区沱沱河站冰期为 10 月—次年 5 月，持续时

间为 7 个月，下游直门达站冰期为 11 月—次年 4 月，持续时间为 5 个月；近十年源区冬季冰盖厚度约 0.15 m，稳封期多年平均冰厚为 0.22 m，冷冬年最大冰厚可达 0.30 m，年际波动幅度为 40%，稳封期冰厚年际波动小于初封和消融期，且低海拔的直门达站冰厚和持续时间均低于上游沱沱河站，符合高寒区地形急变的气候特征。

(3)降雨和蒸发是长江源区河流径流变化的重要驱动因子，气温是影响河冰过程的主要因子。沱沱河降雨为单峰结构与其流量结构相符，而直门达降雨为双峰结构与流量过程一致，两个水文站的蒸发均呈现双峰结构，蒸发峰值为 5 月和 7 月，年际波动幅度超过 22%。长江源区每年有超过 6 个月的气温低于结冰温度，气温呈正弦曲线变化，水温随气温变化，其幅值低于气温，变化滞后于气温。水温到达结冰温度后，冰厚与累计负气温正相关。低气温持续时间长是源区河流冰期长的主要原因，源区水温和气温的变化与山地地形高程密切相关。高寒区垂直地形急变条件下，高程越高对应的气温越低。

(4)受限于“三高一低”的气候，长江源区目前的水文测站少，测量要素相对简单，测量数据的空间代表性不足，且缺乏适合高寒区的冰水情测量装备，下一步亟需研发地质雷达、无人机、卫星遥感等多数据融合的观测技术，进一步完善源区水文水资源观测网络，进而揭示长江源区冰水情时空演变规律。

参 考 文 献：

[1] SHI R, YANG H, YANG D. Spatiotemporal variations in frozen ground and their impacts on hydrological components in the source region of the Yangtze River[J]. Journal of Hydrology, 2020, 590: 125237.

[2] ZHAO Z, LIU L, WANG Z, et al. Dynamic changes of plateau wetlands in the Damqu River Basin, Yangtze River source region, China, 1988-2015[J]. Wetlands, 2020, 40(5): 1409-1424.

[3] GAO B, YANG D, QIN Y, et al. Change in frozen soils and its effect on regional hydrology, upper Heihe basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere, 2018, 12(2): 657-673.

[4] WANG T, YANG D, QIN Y, et al. Historical and future changes of frozen ground in the upper Yellow River Basin[J]. Global and Planetary Change, 2018, 162: 199-211.

[5] WANG T, YANG H, YANG D, et al. Quantifying the streamflow response to frozen ground degradation in the source region of the Yellow River within the Budyko framework[J]. Journal of Hydrology, 2018, 558: 301-313.

[6] ZHANG Y, LIU S, XU J, et al. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China[J]. Environmental Geology, 2008, 56(1): 59-68.

[7] LIANG G, GUO Y. Observed seasonal hydrological behaviour used in flow forecasting on the Yangtze River above-Hankou[J]. Journal of Hydrology, 1994, 154(4): 383-402.

[8] 张防修，席广永，张晓丽，等. 凌汛期槽蓄水增量过程模拟[J]. 水科学进展，2015，26(2)：201-211.(ZHANG F X, XI G Y, ZHANG X L, et al. Simulation of channel-storage increment process in ice flood period [J]. Advances in Water Science, 2015, 26(2): 201-211. (in Chinese))

[9] 邓云，肖尧，脱友才，等. 三峡工程对宜昌-监利河段水温情势的影响分析[J]. 水科学进展，2016，27(4)：551-560.(DENG Y, XIAO X, TUO Y C, et al. Influence of three gorges reservoir on water temperature between Yichang and Jianli[J]. Advances in Water Science, 2016, 27(4): 551-560. (in Chinese))

[10] 付辉，郭新蕾，杨开林，等. 南水北调中线工程典型倒虹吸进口上游垂向流速分布[J]. 水科学进展，2017，28(6)：922-929.(FU H, GUO X L, YANG K L, et al. Distribution of vertical flow velocity upstream of an inverted siphon in the Middle Route of South-to-North water diversion projecet[J]. Advances in Water Science, 2017, 28(6): 922-929. (in Chinese))

[11] 付辉，杨开林，郭永鑫，等. 南水北调典型倒虹吸防冰塞安全运行试验[J]. 水科学进展，2013，24(5)：736-740.(FU H, YANG K L, GUO Y X, et al. An experimental study on ice jam prevention of typical inverted siphon for South-to-North water diversion projecet[J]. Advances in Water Science, 2013, 24(5): 736-740. (in Chinese))

[12] SHEN Y, WANG G, WANG G, et al. Sciences in Cold and Arid Regions Impacts of climate change on glacial water resources and hydrological cycles in the Yangtze River source region, the Qinghai-Tibetan Plateau, China: A Progress Report[J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 2009, 1(6): 475-495.

[13] LIU L, JIANG L, WANG H, et al. Estimation of glacier mass loss and its contribution to river runoff in the source region of the Yangtze River during 2000-2018[J]. Journal of Hydrology, 2020, 589: 125207.

[14] 曹建廷, 秦大河, 罗勇, 等. 长江源区 1956-2000 年径流量变化分析[J]. 水科学进展, 2007, 18(1): 29-33. (CAO J T, QIN D H, LUO Y, et al. Discharge changes of the Yangtze River in source area during 1956-2000[J]. Advances in Water Science, 2007, 18(1): 29-33. (in Chinese))

[15] 罗玉, 秦宁生, 周斌, 等. 1961-2016 年长江源区径流量变化规律[J]. 水土保持研究, 2019, 26(5): 123-128. (LUO Y, QIN N S, ZHOU B, et al. Change of runoff in the sources regions of the Yangtze River from 1961 to 2016[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2019, 26(5): 159-168. (in Chinese))

[16] 王根绪, 李元寿, 王一博, 等. 长江源区高寒生态与气候变化对河流径流过程的影响分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(2): 159-168. (WANG G X, LI Y S, WANG Y B, et al. Impacts of alpine ecosystem and climate changes on surface runoff in the headwaters of the Yangtze River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29(2): 159-168. (in Chinese))

[17] LI Z, LI Z, FENG Q, et al. Runoff dominated by supra-permafrost water in the source region of the Yangtze river using environmental isotopes[J]. Journal of Hydrology, 2020, 582: 124506.

[18] LI Z J, LI Z X, SONG L L, et al. Hydrological and runoff formation processes based on isotope tracing during ablation period in the source regions of Yangtze River[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2020, 24(8): 4169-4187.

[19] YAO Z, LIU Z, HUANG H, et al. Statistical estimation of the impacts of glaciers and climate change on river runoff in the headwaters of the Yangtze River[J]. Quaternary International, 2014, 336: 89-97.

[20] YU G A, LIU L, LI Z, et al. Fluvial diversity in relation to valley setting in the source region of the Yangtze and Yellow Rivers[J]. Journal of Geographical Sciences, 2013, 23(5): 817-832.

[21] 闫霞, 周银军, 姚仕明. 长江源区河流地貌及水沙特性[J]. 长江科学院院报, 2019, 36(12): 14-19. (YAN X, ZHOU Y J, YAO S M. Landform and characteristics of flow and sediment of rivers in source region of Yangtze River[J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2019, 36(12): 14-19. (in Chinese))

[22] 闫霞, 周银军, 姚仕明, 等. 长江源区不同地表覆盖类型对河流径流输沙的影响[J]. 泥沙研究, 2020, 45(4): 45-51. (YAN X, ZHOU Y J, YAO S M, et al. Study on the influence of different land cover types on runoff and sediment transport in the source region of the Yangtze River[J]. Journal of Sediment Research, 2020, 45(4): 45-51. (in Chinese))

[23] 熊明, 邹珊, 姜彤, 等. 长江源区河流水温对气候变化的响应[J]. 人民长江, 2018, 49(14): 48-54. (XIONG M, ZOU S, JIANG T, et al. Response of river water temperature to climate change in source regions of Yangtze River[J]. Yangtze River, 2018, 49(14): 48-54. (in Chinese))

[24] LI Z, LU H, GAO P, et al. Characterizing braided rivers in two nested watersheds in thesource region of the Yangtze River on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Geomorphology, 2020, 351: 106945.

[25] LI L, SHEN H, DAI S, et al. Response of water resources to climate change and its future trend in the source region of the Yangtze River[J]. Journal of Geographical Sciences, 2013, 23(2): 208-218.

[26] 苏辉东, 贾仰文, 牛存稳, 等. 基于 WEP 的横断山垂直带水文过程模拟研究[J]. 中国水利水电科学研究院学报(中英文), 2022, 20(4): 315-325. (SU H, JIA Y, NIU C, et al. Study on simulation of hydrological process in vertical zones in Hengduan Mountain Southwest China[J]. Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research, 2022, 20(4): 315-325. (in Chinese))

[27] 柳长顺, 王建华, 蒋云钟, 等. 河湖幸福指数——富民之河评价研究[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 2021, 19(5): 441-448. (NIU C, WANG J, JIANG Y, et al. River happiness index: The evaluation system of river to enriching the people[J]. Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research, 2021, 19(5): 441-448. (in Chinese))

[28] 王延贵, 陈康, 陈吟. 水系连通机理及其影响因素[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 2021, 19(2): 191-200. (WANG Y, CHEN K, CHEN Y. Mechanism and influence factors of water system connectivity[J].

Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research, 2021, 19(2): 191-200. (in Chinese))

[29] HAN P, LONG D, HAN Z, et al. Improved understanding of snowmelt runoff from the headwaters of China's Yangtze River using remotely sensed snow products and hydrological modeling[J]. Remote Sensing of Environment, 2019, 224: 44-59.

[30] 陈仁升. 冰冻圈变化对中国西部寒区径流的影响[M]. 北京: 科学出版社, 2019. (CHEN R S. Impacts of cryosphere changes on runoff in cold regions of western China[M]. Beijing: Science Press, 2019. (in Chinese))

[31] 梁川, 赵莉花, 张博雄. 长江江源高寒地区气候变化对水文环境影响研究综述[J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(1): 81-86. (LIANG C, ZHAO L H, ZHANG B X. Effects of climate change on hydrological environment in the extremely frigid zone of the source region of Yangtze River[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science and Technology, 2013, 11(1): 81-86. (in Chinese))

River ice-flow situations and interannual variations in the source region of the Yangtze River on the Tibetan Plateau

PAN Jiajia, GUO Xinlei, WANG Tao, FU Hui, GUO Yongxin, LI Jiazhen

(*State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing* 100038, *China*)

Abstract: There is little research focusing on the river ice-flow situations in the source region of the Yangtze River, due to the difficult accessibility, cold weather and special environment on the Tibetan Plateau. To get a better understanding of hydraulics in the source region of the Yangtze River, this study compiles river ice and flow data at two hydrological stations of Tuotuohe and Zhimenda from 2006 to 2018. The main purpose is to understand characteristics of flow discharge, ice periods, river ice thickness, their interannual variations during the latest decade and the main influence factors. Collected data shows that the range of interannual variations in peak discharges exceeds 50% in the source region of the Yangtze River, and the peak discharges mainly occur over the period from July to September. The discharge in dry periods is only 1/7 of that inflood periods, and the former interannual variation is smaller than the latter. The ice period at the Tuotuohe station lasts 7 months, while it lasts only 5 months at the Zhimenda station. The average river ice thickness is 0.15 m in the source region of the Yangtze River for the latest decade. The interannual variation of precipitations is more than 50%, and it is half of that for the evaporation in the source region rivers. Precipitation and air temperature are the main driving factors for interannual variations of flow and river ice, and they are both related to the topography of source region rivers.

Key Words: source region of Yangtze River; river ice-flow situations; Tibetan Plateau; flow discharge; variations of ice periods

(责任编辑: 王学凤)