

# 若尔盖高原径流量变化与储水量计算

鲁瀚友<sup>1</sup>, 李志威<sup>1,2</sup>, 胡旭跃<sup>1,2</sup>, 余国安<sup>3</sup>

(1. 长沙理工大学 水利工程学院, 湖南 长沙 410114; 2. 水沙科学与水灾害防治湖南省重点实验室, 湖南 长沙 410114; 3. 中国科学院 地理科学与资源研究所, 陆地水循环与地表过程重点实验室, 北京 100101)

**摘要:** 若尔盖高原的降水量微弱减少与蒸发量持续上升, 使若尔盖高原径流量与储水量逐年降低, 直接减少了若尔盖高原的湿地面积和对黄河上游径流量的补给。基于红原、若尔盖和玛曲站的气象数据和7个水文站的径流量数据(1981-2011年), 并对数据序列进行插补与计算, 获得若尔盖高原的径流量变化与气候因子的响应关系, 进而计算储水量变化。计算结果表明: 若尔盖高原向黄河年均补水 $(67.08 \pm 14.90) \times 10^8 \text{ m}^3$ , 并以 $0.48 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 速率持续减少。降水量每减少1 mm将导致黑河与白河的年径流量分别减少 $0.02 \times 10^8$ 和 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。蒸发量每增加1 mm将导致黑河与白河的年径流量分别减少 $0.12 \times 10^8$ 和 $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。1981-2011年若尔盖高原的年均储水量为 $(59.30 \pm 18.69) \times 10^8 \text{ m}^3$ , 其年均递减速率为 $0.49 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。本研究有助于认识若尔盖高原对于黄河上游水资源保障的重要性。

**关键词:** 径流变化; 储水量; 气候变化; 泥炭地; 若尔盖高原

中图分类号: TV121; P333

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2019)06-0012-08

## Estimation of runoff change and water storage in Zoige Plateau

LU Hanyou<sup>1</sup>, LI Zhiwei<sup>1,2</sup>, HU Xuyue<sup>1,2</sup>, YU Guoan<sup>3</sup>

(1. School of Hydraulic Engineering, Changsha University of Science & Technology, Changsha 410114, China; 2. Key Laboratory of Water - Sediment Sciences and Water Disaster prevention of Hunan Province, Changsha 410114, China; 3. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

**Abstract:** The precipitation in the Zoige Plateau has decreased slightly and the evaporation has continuously risen, which reduced the water storage capacity of the Zoige Plateau continuously and led to the reduction of Zoige wetland area and decreased water resources supply into the upper Yellow River. The meteorological data of Hongyuan, Zoige and Maqu Counties and the runoff of seven hydrological stations in 1981-2011 were used to interpolate to obtain the completed the data series. The response relation between runoff change and climate factors was obtained, and the change of water storage in this region was calculated. The results show that the mean annual water supply of the Zoige Plateau into the upper Yellow River was $(67.08 \pm 0.149) \times 10^8 \text{ m}^3$ , and decreased at a rate of $48 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ . Given that the precipitation decreases 1 mm, the runoff of Black and White Rivers decreased by $0.02 \times 10^8 \text{ m}^3$  and $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ , respectively. Correspondingly, in an increase by 1 mm evaporation, the runoff of Black and White Rivers decreased by $0.12 \times 10^8 \text{ m}^3$  and $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ , respectively. The annual increase of water storage in Zoige Plateau is $(59.30 \pm 0.1869) \times 10^8 \text{ m}^3$ , annual average reduction rate is $0.49 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$  from 1981 to 2011. This study will be helpful to understand the importance of the Zoige Plateau for water resources safety in the upper Yellow River.

**Key words:** runoff change; water storage; climate change; peatland; Zoige Plateau

收稿日期: 2019-06-30; 修回日期: 2019-08-07

基金项目: 国家自然科学基金项目(51709020, 51979012); 高等学校学科创新引智计划项目(D18013)

作者简介: 鲁瀚友(1994-), 男, 湖南常德人, 博士研究生, 主要从事高原湿地水文过程研究。

通讯作者: 李志威(1984-), 男, 湖北云梦人, 博士, 副研究员, 研究方向为河流动力学与湿地水文学。

## 1 研究背景

若尔盖高原被誉为我国黄河上游的“蓄水池”,也是黄河流域重要的水资源保护区<sup>[1-2]</sup>。若尔盖高原的泥炭地作为青藏高原的重要沼泽湿地,是一个庞大的“离散海绵”,储存丰富的水资源<sup>[3]</sup>。20世纪50年代以来,在人类活动与全球气候变暖的双重影响下,由于人工沟渠和自然沟道的排水作用,若尔盖高原湿地的完整性和储水性遭到破坏,储水量持续下降,一定程度上加剧了若尔盖湿地萎缩,影响了黄河上游的水资源保障<sup>[4-5]</sup>。若尔盖年径流量占黄河玛曲站年径流量的47.97%,占唐乃亥站年径流量33.92%,占黄河流域径流量的11.67%<sup>[6]</sup>。因此,研究若尔盖高原的径流量和储水量变化,有利于认识若尔盖高原对黄河上游水资源综合利用的价值。

在全球气候变化的背景下,对若尔盖高原径流变化的研究,主要在于揭示其与气候要素之间的相互关系<sup>[7-8]</sup>。目前国内外在若尔盖径流方面的研究主要有两个方面,即水文模型与数理统计<sup>[9-10]</sup>,如采用原位监测与MODFLOW模拟若尔盖典型泥炭地的降水-蒸发-沟道-泥炭地的水量交换过程<sup>[11]</sup>,证实了切穿型沟道是泥炭地的主要出流方式。采用NNBR模型建立若尔盖黑河日径流量模型,计算黑河的径流减少量与峰值变化过程<sup>[12]</sup>。基于Budyko假说开展若尔盖径流变化的归因分析,揭示若尔盖径流量减少的主要因素是气候变暖和人类活动<sup>[13]</sup>。但是前人关于若尔盖径流过程的计算一般是典型小流域的计算,或仅基于全流域少量数据的大致估算。若尔盖高原(面积约 $2.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ )被黄河干流分割为2大区域(若尔盖草原和甘南草原)和若干子流域,而且都不是封闭流域,无单一的出口控制站,因此不能直接计算整个若尔盖高原的流域径流过程。若尔盖高原的水文站点较少,数据序列不全,缺少地下水观测数据,因此不能直接应用水量平衡模型。而且,由于泥炭地在若尔盖高原面积和深度上的不均匀分布,泥炭地小流域的水量平衡不能直接外推至若尔盖高原。

径流、降水和蒸发的变动会引起储水量的持续变化,因此若尔盖高原的储水量是一个流域水量平衡计算问题,降水、径流、蒸发和入渗等这些过程相互耦合又动态调整<sup>[14-15]</sup>。过去的几十年若尔盖高原的湿地面积不断萎缩<sup>[16]</sup>,但它仍具有很大的地下水储量,然而究竟其储存了多大水量或者储水量减少有多大程度仍是一个未知数。Chen等<sup>[17]</sup>认为

若尔盖高原的泥炭地(平均1~3 m厚)是一个潜在的、巨大的天然绿色蓄水库,对区域生态平衡和黄河上游水量补给产生重要的影响,并粗略估计以泥炭储量为基础数据,利用持水量公式计算,若尔盖泥炭地的储水量约为 $45 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[18]</sup>,然而这个数值仍有待研究证实。若尔盖高原的储水量变化是区域水文循环与气候变化和人类活动相互作用的结果,因此估算其储水量变化对于认识本地区水资源量的现状和未来趋势具有重要科学意义。

根据水文站点和流域单元将若尔盖高原划分为7个子研究区域,收集1981-2011年玛曲、若尔盖和红原站的气象数据,和大水、唐克、门堂、玛曲、久治和唐乃亥水文站的径流量数据,整理并逐个计算全部子区域降水、蒸发、径流和储水的年水量变动,提出降水与蒸发对径流量的响应关系。研究若尔盖高原的径流变化与储水量波动,有助于认识本地区的水源补给量及变化对于黄河上游水资源保障与综合利用的重要性。

## 2 研究区域与研究方法

若尔盖高原位于四川省的北部,境内包含红原县、阿坝县、若尔盖县,总面积约 $2.218 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。受季风因素影响,高原上干湿分明,且雨热同期。年均降水量590~760 mm,主要发生在5-9月<sup>[19]</sup>。蒸发量小于降水量,年均气温 $0.7 \sim 3.3 \text{ }^\circ\text{C}$ <sup>[20]</sup>。地势上若尔盖高原自西南向东北降低,平均海拔3400 m。泥炭地分布上,西南少,东北多,全境泥炭地约442处,总面积 $46.05 \times 10^8 \text{ m}^2$ ,泥炭储备约 $73.62 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[21]</sup>。黄河自西向东,经门堂站,先后由贾曲、白河、黑河等主要支流汇入,最后在西北玛曲站流出若尔盖高原。研究区域位置及范围见图1。

在图1(b)的研究区域中,除黑河流域(WT1)与白河流域(WT2)外,还有其他小支流组成的其他区域。划分这些流域有助于分区进行水量平衡计算,进而把其他地区按支流划出4个流域(WT3、WT4、WT5、WT6)和1个剩余研究区域(WT7)。各个流域的面积大小见表1。

研究区域内气象站有3个,分别为玛曲站( $34.00^\circ\text{N}, 102.05^\circ\text{E}$ )、若尔盖站( $33.35^\circ\text{N}, 102.58^\circ\text{E}$ )、红原站( $32.48^\circ\text{N}, 102.33^\circ\text{E}$ )。收集和整理研究区内、外共7个水文站数据,包括若尔盖高原入口以上的门堂站、吉迈站、久治站,黑河的大水站,白河的唐克站,和若尔盖高原出口位置的玛曲站,以及黄河源出口处的唐乃亥站(图1)。

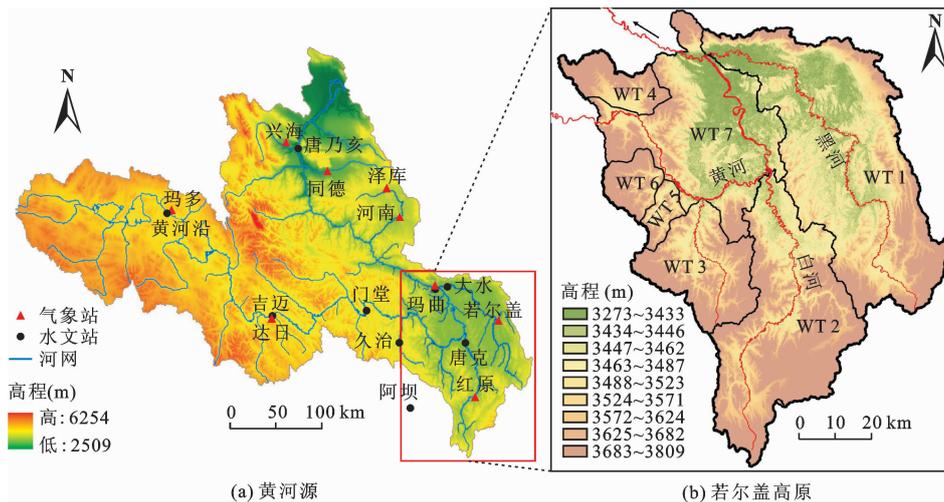


图1 黄河源若尔盖高原的研究区域

通过玛曲(MQ)、若尔盖(REG)和红原(HY)气象站1981-2011年逐日降水量,采用泰森多边形法,以气象站位置为中心划分影响范围,并计算气象站影响比重及各区域面积(S)(表1)。再按影响比重计算相应区域的年降水量。蒸发量的计算是通过这些气象站的净辐射、日均气温、平均风速、水汽压、当地大气压等数据,参考《排水灌溉手册》FAO56推荐公式得到 $ET_0$ 。然后分别对若尔盖高原的4种下垫面:草地(74.28%)、湿地(23.85%)、水体和荒漠(合约1.87%)计算实际蒸发量,再对这4种下垫面的实际蒸发量进行加权平均得到各气象站 $ET_e$  [22]。

表1 气象站影响比重及各区域面积

区域	REG/%	HY/%	MQ/%	S/km <sup>2</sup>
WT1	83.40	0.03	16.57	7977.32
WT2	37.35	62.65	0.00	5432.67
WT3	62.84	37.16	0.00	2206.46
WT4	0.00	0.00	100.00	872.28
WT5	100.00	0.00	0.00	380.05
WT6	28.58	0.00	71.42	659.51
WT7	39.70	0.00	60.30	4649.99

径流数据源自唐乃亥、玛曲、大水、唐克、门堂、久治、吉迈水文站。大水站监测黑河,唐克站监测白河,门堂站靠近若尔盖流域入口,玛曲站位于若尔盖流域出口,久治站在若尔盖流域入口上游贾曲支流。其中,大水站、唐克站、门堂站、久治站在1981-2011年的年径流量数据有部分缺失,参考相邻水文站数据插值补全。

整个若尔盖流域向黄河补水量( $Q_Z$ ),等于采用出口玛曲站的年径流量减去流域入口附近门堂站

的年径流量。但是门堂站以下,若尔盖高原入口以上,黄河干流流经一段地界,以下简称过渡段区域,过渡区域包括久治站监测的部分贾曲流域和其他区域。其他区域缺乏水文记录,且支流繁多难以测量,但面积与过渡区域的集水面积相近约1250 km<sup>2</sup>,大致认为过渡区域与久治站监测流域具有相同集水能力。全若尔盖流域向黄河补水量( $Q_Z$ )计算如下:

$$Q_Z = Q_{MQ} - Q_{MT} - Q_{JZ} \times 2 \quad (1)$$

式中: $Q_Z$ 为全若尔盖流域向黄河补水量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $Q_{MQ}$ 为玛曲站的年径流量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $Q_{MT}$ 为门堂站的年径流量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $Q_{JZ}$ 为久治站的年径流量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。

各区域水文循环计算可得到储水量变动。若尔盖高原水文过程中,各区域降水、蒸发、径流、储水等因素相互影响,形成区域性水文循环。若尔盖高原人口稀少,当地生产生活用水量较少,可不予考虑。降水是若尔盖的主要补水方式,暂不考虑其它水源。各个子区域的水量平衡可表示如下:

$$Q + E + \Delta S = P \quad (2)$$

式中: $Q$ 为各子区域向黄河补水量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $E$ 为各子区域通过蒸发出流量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $\Delta S$ 为各子区域储水的变化量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;  $P$ 为各子区域通过降水补水量,10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。

### 3 结果与分析

#### 3.1 降水量与蒸发量变化

图2为1981-2011年各计算站点的年降水量、蒸发量,结合气象站在各区域的比重,计算各子区域的年降水量和年蒸发量,结果见表2。分析图2可知,降水量均呈现下降趋势,若尔盖站的年平均降水量(644.8 ± 94.04) mm,平均减少率为1.83 mm/a。红

原气象站平均降水量(743.0 ± 100.08)mm,平均减少率为 3.62 mm/a。玛曲气象站平均降水量(594.7 ± 77.15)mm,平均减少率为 0.39 mm/a,降水量的大小与气象站纬度位置有关。全若尔盖流域年降水量均值约 651.78 mm,平均减少率为 1.82 mm/a。

与逐年递减的降水量不同,蒸发量逐年呈现增大的趋势。若尔盖站平均蒸发量约(490.87 ± 19.68)mm,平均增加率为 1.23 mm/a,红原站平均蒸发量约(493.82 ± 18.72)mm,平均增加率为 1.28 mm/a,玛曲站平均蒸发量约(491.20 ± 20.78)mm,平均增加率为 1.56 mm/a。蒸发量在全流域的均值约 490.9 mm,年蒸发量增加速率 1.32 mm/a。需要指出的是,蒸发量不同于降水量,并非气象站直接观测的数据,而是通过气象数据结合 FAO56 公式计算得到,具有较大空间差异性和计算导致的不确定性<sup>[22]</sup>。

通过分析各气象站的降水、蒸发量数据,结合流域面积对各区域进行降水、蒸发量计算(表 2)。白河流域(WT2)的单位降水量最大,每平方米通过降水补水约 706.32 mm,WT4 的每平方米降水补水最小,约 594.68 mm。WT5 的降水量变异系数

(标准差与平均值之比)最大,说明每年降水的差异在 7 个区域中相对较大。WT7 变异系数最小,说明每年降水较均衡。各子区域的蒸发量相近,全流域单位面积蒸发量约 490.90 mm,其中 WT5 蒸发量大,WT2 蒸发量小。说明 WT5 区域由气候导致的水量变动可能相对较为剧烈,而白河流域是补水最充分的地区。

### 3.2 径流量变化

图 3 比较了相邻水文站之间的年径流量关系,在 1981 - 2011 年的年径流量数据中,玛曲站的数据完整率 100%。门堂站有 15 a 径流量,数据完整率 48.39%,参考上游吉迈站径流量插补门堂站径流量,相关系数  $R^2$  为 0.82。唐克站有 28 a 径流量,数据完整率 90.32%,参考下游玛曲站径流量进行补全(图 3), $R^2$  为 0.71。大水站有 28 a 径流量,数据完整率 90.32%,参考同在若尔盖高原的白河唐克站径流量进行补全, $R^2$  为 0.83。久治站有 16 a 径流量,数据完整率 51.61%,参考附近唐克站径流量进行补全, $R^2$  为 0.89。图 4(a)连线代表各水文站补全后的年径流量。

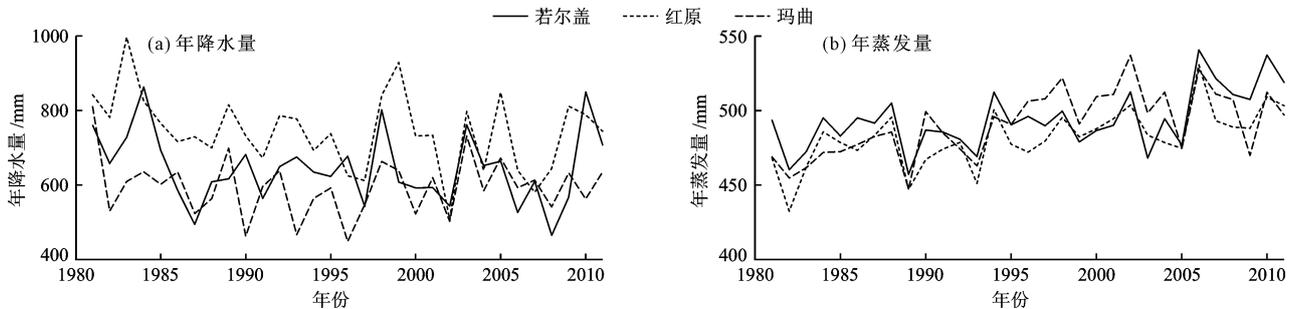


图 2 1981 - 2011 年各气象站降水量与蒸发量

表 2 1981 - 2011 年各区域年降水补水量与年蒸发出流量特征

区域	年降水补水量					年蒸发出流量				
	最小/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	最大/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	平均/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	降水量/ mm	变异系 数/%	最小/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	最大/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	平均/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	蒸发量/ mm	变异系 数/%
WT1	38.09	65.83	50.78	636.51	13.33	36.35	42.96	39.36	493.38	3.92
WT2	28.32	48.69	38.37	706.32	12.44	24.06	29.04	26.42	486.35	3.85
WT3	11.7	18.73	15.03	681.29	12.64	9.93	11.85	10.80	489.39	3.88
WT4	3.91	7.06	5.19	594.68	13.19	3.90	4.68	4.28	491.20	4.53
WT5	1.77	3.28	2.45	644.8	14.83	1.74	2.05	1.88	493.82	4.05
WT6	3.39	5.25	4.02	609.0	11.47	2.97	3.50	3.24	491.95	4.09
WT7	23.75	36.73	28.58	614.58	11.33	20.99	24.78	22.89	492.24	3.98

由图 4(a)可以看出,玛曲站年径流量均值约  $139.84 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,2002 年之前玛曲站径流量持续以约  $4.34 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$  的平均速率下降,年后下降速度

放缓,玛曲站径流量趋于增,速率是  $1.87 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。门堂站在 1981 - 2011 年的径流量均值约  $61.26 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,2002 年之前门堂站的径流量持续以

$2.66 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$  的平均速率下降,2002年后下降速度放缓,门堂站径流量以  $3.33 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$  的平均速率增加。大水站与唐克站年径流量均值约  $9.55 \times$

$10^8 \text{ m}^3$  和  $19.56 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,年径流量减少速率分别为  $0.27 \times 10^8$  和  $0.34 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ,且并未在2002年后有明显减缓。

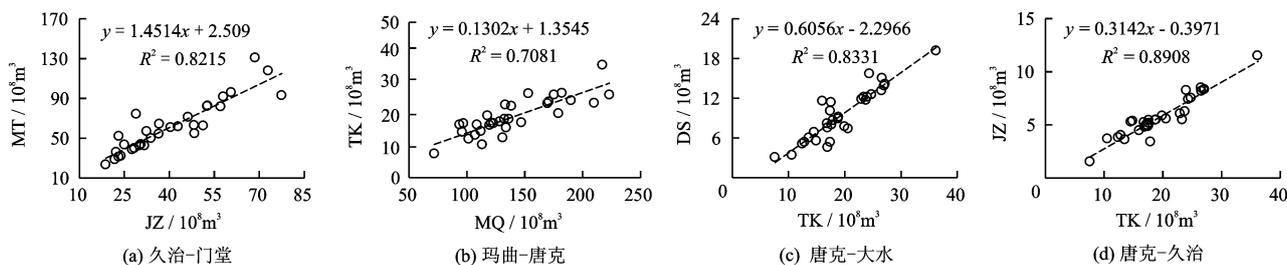


图3 1981-2011年相邻水文站年径流量补水后长流量之间的相关关系

若尔盖高原总年径流量  $Q_z$  的计算结果如图4(b),1981-2011年若尔盖高原平均向黄河补水量约  $67.08 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,标准差  $14.90 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,并持续以  $0.48 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$  速率下降。最低补水发生在1991年,总量约  $25.19 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,仅为同时期玛曲站径流量的23.12%。最大补给发生在1981年,总量约  $102.02 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,占同年玛曲站径流量的48.58%。唐乃亥站在1981-2011年的年径流量均值约  $197.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,全若尔盖高原向黄河平均补水量占玛曲站年径流量的47.97%,占唐乃亥站年径流量的33.92%。

### 3.3 水量平衡计算

通过若尔盖各子区域的水量平衡计算公式(2),可得到各区域年储水量变化  $\Delta S$ ,蒸发量上升与降水量下降以及径流量变小,必然会导致  $\Delta S$  的逐年减少。但蒸发量是通过3个气象站监测的多种参数,结合下垫面比重以FA056公式计算得到,具有一定的不确定性。用图2(b)中的蒸发量结合降水、径流量计算得到的各区域储水量变化量见图5(a)。发现89%的储水量变化量数值小于0,且全流域储水量累计值减少约  $997.70 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。显然,1981-2011年间若尔盖高原不可能流失如此大量的储水,这可能是由蒸发量在空间上分布的不均匀性与其计算过程的误差所导致,所以蒸发量的数值需要根据区域不同分别乘以相应折减系数。

蒸发量折减系数可通过计算各子区域1981-2011年累计储水量变化进行拟合估算。唐玉凤等<sup>[23]</sup>估算了若尔盖高原地表储水、土壤储水、植被储水和水域储水数值,1977年总储水量  $64.37 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、1994年总储水量  $45.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、2006年总储水量  $39.77 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。通过拟合并计算1981年总储水量  $60.03 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,2011年总储水量  $39.44 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,

所以可以推断31a间若尔盖高原总储水减少量约为  $20.59 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。假定各子区域的储水量的变化与面积成正比,通过面积比计算31a间各区域储水的累计量( $\Delta S_1$ )。前文方法结合每年的径流量、降水量、蒸发量得到各区域储水变化的计算值  $\Delta S_2$ ,使  $\Delta S_2$  与蒸发量系数  $\delta$  的乘积与  $\Delta S_1$  相近。反复调试蒸发量系数  $\delta$ ,可使各区域储水量的累计变化与估计值相近。

各区域蒸发量乘以相应系数后,各区域每年  $\Delta S$  数值如图5(b),数值上基本在0轴线附近分布,各区域  $\Delta S$  值正负交替。折减后的蒸发量结合各流域的降水、径流量,通过水平衡计算公式可以得到个流域储水量的变化值,全流域储水量变化累计值等于前文估计的  $20.59 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,表明蒸发量的系数  $\delta$  是合理的。由表3可见,黑河流域(WT1)蒸发量略有增加,白河流域(WT2)蒸发量有所减少,总体而言若尔盖高原折减后蒸发量为原来的70.42%。

各区域折减后的蒸发量  $E$  与降水量  $P$ 、径流量  $Q$  以及储水变动量  $\Delta S$  形成水文循环过程,降水作为唯一补水过程,蒸发与径流是主要的出流过程,储水在其中调节缓冲。图6为黑河流域与白河流域的水循环变化,正值代表水量输入,负值表示水量输出。黑河流域平均降水量约  $50.78 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年减少  $0.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。黑河平均蒸发量  $41.47 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年递增  $0.11 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,占出流量的81.11%。黑河平均径流量  $9.55 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年减少  $0.28 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,占出流量的18.89%。白河流域平均降水量  $38.37 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年减少  $0.16 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。白河平均蒸发量  $18.98 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年递增  $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,占出流量的48.82%。白河年径流量均值  $19.56 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,每年减少  $0.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,占出流量的51.18%。

各流域年径流量受降水与蒸发的影响,图7反映

黑河、白河流域的径流深、蒸发量和降水深的三者关系。总体上蒸发量与径流深之间是负相关关系,降水深与径流深之间是正相关关系。黑河流域蒸发量每增加 1 mm 会使年径流量减少  $0.12 \times 10^8 \text{ m}^3$  (年径流深减少 1.52 mm),降水量每减少 1 mm 会使年径流量减少  $0.02 \times 10^8 \text{ m}^3$  (年径流深减少 0.29 mm)。白河流域蒸发量每上升 1 mm 会使年径流量减少  $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$  (年径流深减少 5.05 mm),降水量每减少 1 mm 会使年径流量减少  $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$  (年径流深减少 1.01 mm)。

表 3 各区域储水变化量与蒸发量计算系数

流域名称	累计储水变化量/ $10^8 \text{ m}^3$	系数 $\delta$
WT1	-7.41	1.0418
WT2	-5.04	0.7063
WT3	-2.05	0.5015
WT4	-0.81	0.3234
WT5	-0.35	0.4231
WT6	-0.61	0.3519
WT7	-4.32	0.3631
总计	-20.59	0.7042

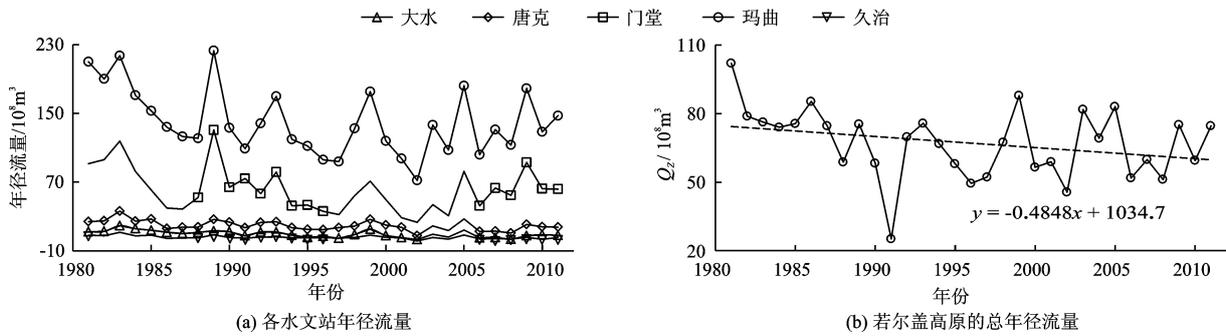


图 4 1981 - 2011 年各水文站年径流量变化

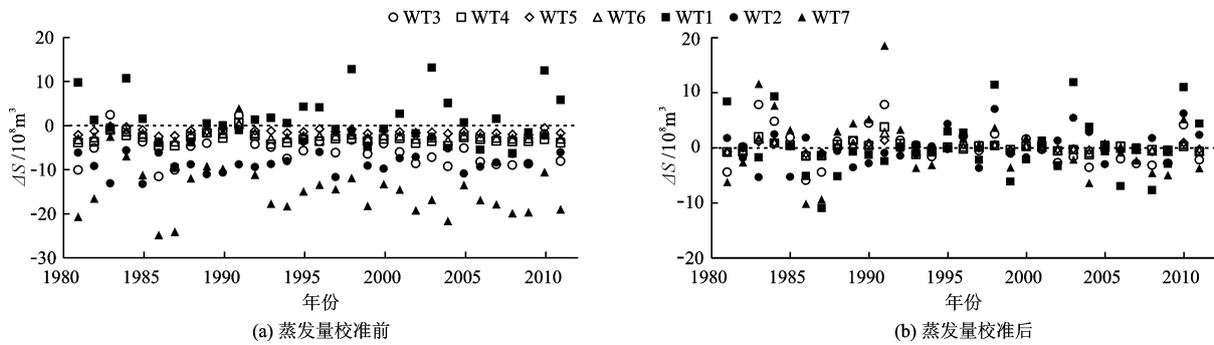


图 5 1981 - 2011 年各区域蒸发量校准前后的储水量变化量

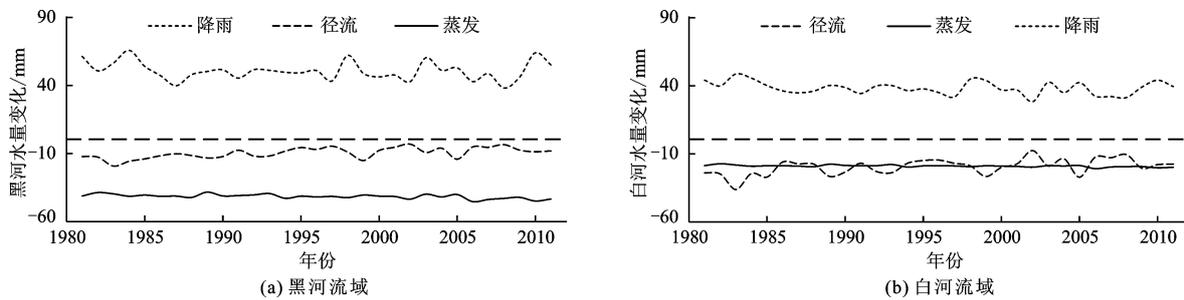


图 6 1981 - 2011 年黑河与白河的流域水循环变化过程

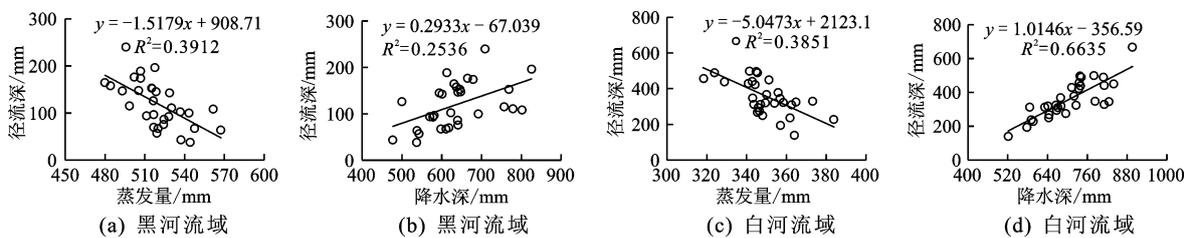


图 7 黑河和白河流域径流 - 蒸发 - 降水关系

## 4 储水量变化分析

受降水与蒸发等气候因素影响,若尔盖高原的储水量在一定范围内上下波动(图8)。图8(a)表明储水量的年变化量 $\Delta S_t$ ,正值代表储水量增加,负值代表储水量的减少。1981-2011年,若尔盖高原的储水最大减量在1987年达到 $31.03 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,储水量最大增量在1991年,达到 $29.47 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,而且若尔盖高原储水量的年际增减范围占 $Q_Z$ 约50%。

各子流域储水变化量除以面积进行单位化 $\Delta S_p$ ,可比较若尔盖高原的不同流域储水深变化量(图8(b))。黑河与白河储水深变化量的年际变化形态与幅度相近,白河储水深变化量最大为0.129 m,最小为-0.099 m,多年平均值0.087 m。黑河储水深变化量最大为0.148 m,最小为-0.138 m,多年平均值0.087 m。其他区域储水深变化量最大为0.388 m,最小为-0.231 m,多年平均值0.086 m。其中黑河、白河储水深变化量无明显的递增或递减趋势,在一定范围内维持动态平衡,所以图8(a)中若尔盖储水变化量的减少主要来自于其余区域。1987年与1991年若尔盖储水的大幅减少与增加也主要来自于除白河

与黑河外的其余区域的影响。

以唐玉凤<sup>[23]</sup>估算结果作为参考,计算1980年总储水量为 $60.03 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,计算1981-2011年每年若尔盖高原储水量变化量,得到每年若尔盖高原的实际储水量 $S_t$ (图9(a))。1981-2011年间若尔盖高原储水量在1984年最大,达到 $90.18 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。2009年若尔盖高原的储水量最小,只有 $14.76 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。1981-2011年平均储水量 $59.30 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,平均递减速度 $0.49 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

采用若尔盖高原的储水量占黄河干流的玛曲站径流量的比例( $\gamma$ ),可反映若尔盖高原向黄河干流的潜在补水能力。图9(a)表明2002年前储水量虽有一定波动但整体基本稳定。图9(b)表明,1981-2011年若尔盖高原的 $\gamma$ 均值为46.01%。潜在储水比 $\gamma$ 最大值发生在2002年,达89.96%,最小值发生在2009年为8.24%。2003-2009年,若尔盖高原的储水量减少 $61.15 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。若尔盖高原储水量的大量流失削弱了其潜在储水比,使2009年潜在储水比达到最低,仅为8.24%,若尔盖高原由于降水量减少和前期排水及蒸发增加,消耗了大量自身储水,直至2010年之后才略有恢复。

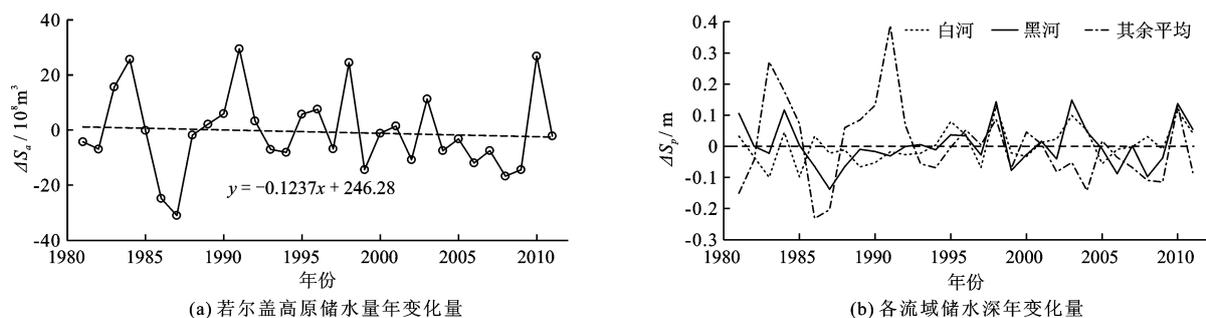


图8 1981-2011年若尔盖高原及各子流域储水量年变化量

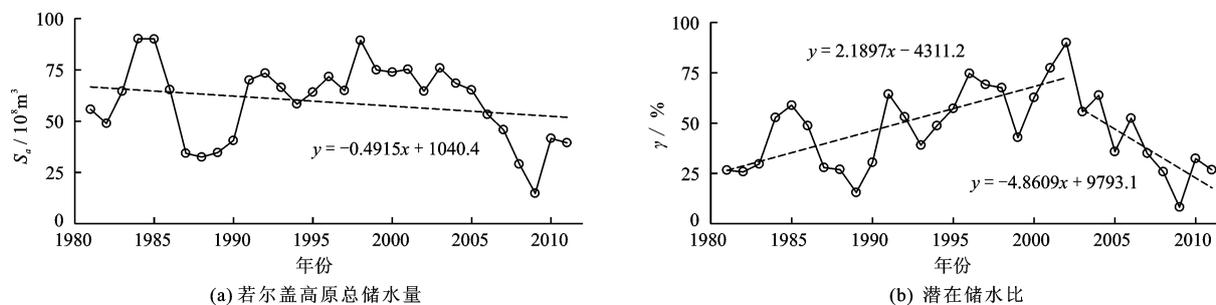


图9 1981-2011年若尔盖高原的储水量分析

需要指出的是,若尔盖高原地广人稀,水系和沟道密布且水文站较少,各区域的实测径流量数据难以获得。此外,若尔盖高原各子区域的含水量,包括地表含水量与地下含水量缺乏水文数据检验。唐玉

凤<sup>[23]</sup>估算的若尔盖高原的地下储水量约为 $45 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,2006年地表水储量估计值约 $19.88 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,二者之和与本文计算得到的总储水量( $59.30 \pm 18.69$ ) $\times 10^8 \text{ m}^3$ 情况相接近,间接说明本研究结果

具有一定的可信度。

## 5 结 论

(1)若尔盖高原是黄河上游的重要水源地,1981-2011年整个若尔盖高原向黄河干流的补水量年均均为 $(67.08 \pm 14.90) \times 10^8 \text{ m}^3$ ,约为黄河玛曲站年径流量的48.0%,约为唐乃亥站年径流量的33.9%。但是,若尔盖高原对黄河的补水量持续以 $0.48 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 速率下降,其下降的主要因素是降水减少与蒸发增强。

(2)径流量减少主要受降水与蒸发的叠加影响,即降水量每减少1 mm导致黑河与白河的年径流量分别减少 $0.02 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。蒸发量每增加1 mm导致黑河与白河的年径流量分别减少 $0.12 \times 10^8$ 和 $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

(3)1981-2011年间,若尔盖高原的年均储水量为 $(59.30 \pm 18.69) \times 10^8 \text{ m}^3$ ,平均减少速率 $0.49 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ,其基本与对黄河的补水量一致,因此可认为储水量变化决定了若尔盖高原对黄河干流的补水量。若尔盖高原的储水量减少一方面加剧其沼泽的地下水水位下降,加速了湿地萎缩与退化,另一方面使得若尔盖高原能够补给黄河源的潜在水资源量减少,加剧了黄河上游的水资源量短缺情势。

### 参考文献:

[1] 刘晶,吉立,李志威,等. 黄河源唐乃亥水文站水沙序列重建与变化规律研究[J]. 水文, 2018,38(5):34-41.

[2] 李志威,王兆印,张晨笛,等. 若尔盖沼泽湿地的萎缩机制[J]. 水科学进展, 2014, 25(2):172-180.

[3] 刘佳,陈超,秦宁生,等. 青藏高原若尔盖生态区水资源对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 2016,38(2):498-508.

[4] LI Zhiwei, GAO Peng, YOU Yuchi. Characterizing hydrological connectivity of artificial ditches in Zoige peatlands of Qinghai-Tibet Plateau[J]. Water, 2018, 10, 1364. doi: 10.3390/w10101364.

[5] LI Zhiwei, GAO Peng. Impact of natural gullies on groundwater hydrology in Zoige peatland, China[J]. Journal of Hydrology:Regional Studies, 2019,21:25-39.

[6] 刘希胜,李其江,段水强,等. 黄河源径流演变特征及其对降水的响应[J]. 中国沙漠, 2016,36(6):1721-1730.

[7] 李志威,王兆印,田世民,等. 黄河源水沙变化及与气温变化的关系[J]. 泥沙研究, 2014,39(3):28-35.

[8] 贾仰文,高辉,牛存稳,等. 气候变化对黄河源区径流

过程的影响[J]. 水利学报, 2008,39(1):52-58.

[9] 郝振纯,张越关,杨传国,等. 黄河源区水文模拟中地形和融雪影响[J]. 水科学进展, 2013,24(3):311-318.

[10] ZHANG Ling, NAN Zhuotong, XU Yi, et al. Hydrological impacts of land use change and climate variability in the headwater region of the Heihe River Basin, Northwest China[J]. PLOS One, 2016,11(6):e0158394.

[11] 李志威,鲁瀚友,胡旭跃. 若尔盖高原典型泥炭湿地水量平衡计算[J]. 水科学进展, 2018,29(5):655-666.

[12] QIN Guanghua, LI Hongxia, ZHOU Zejiang, et al. Hydrologic variations and stochastic modeling of runoff in Zoige Wetland in the Eastern Tibetan Plateau[J]. Advances in Meteorology, 2015,2015(4):1-6.

[13] 赵娜娜,王贺年,于一雷,等. 基于Budyko假设的若尔盖流域径流变化归因分析[J]. 南水北调与水利科技, 2018,16(6):21-26.

[14] LI Binquan, YU Zhongbo, LIANG Zhongmin, et al. Effects of climate variations and human activities on runoff in the Zoige Alpine Wetland in the Eastern Edge of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2014,19(5):1026-1035.

[15] 李二辉,穆兴民,赵广举. 1919-2010年黄河上中游区径流量变化分析[J]. 水科学进展, 2014,25(2):155-163.

[16] 甄硕,董李勤,郑茹敏,等. 2007年和2016年若尔盖高原沼泽湿地景观格局及变化[J]. 湿地科学, 2017, 15(4):522-525.

[17] CHEN Huai, YANG Gang, PENG Changhui, et al. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate[J]. Quaternary Science Reviews, 2014,95(7):151-158.

[18] 刘红玉,白云芳. 若尔盖高原湿地资源变化过程与机制分析[J]. 自然资源学报, 2006,21(5):810-818.

[19] 强皓凡,靳晓言,赵璐,等. 基于相对湿度指数的近56年若尔盖湿地干湿变化[J]. 水土保持研究, 2018, 25(1):172-177+182.

[20] HU Guangyi, DONG Zhibao, LU Junfeng, et al. The developmental trend and influencing factors of aeolian desertification in the Zoige Basin, eastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. Aeolian Research, 2015,19:275-281.

[21] 孙广友. 论若尔盖高原泥炭赋存规律成矿类型及资源储量[J]. 自然资源学报, 1992,7(4):334-346.

[22] 李志威,孙萌,游宇驰,等. 若尔盖高原实际蒸散量变化规律研究[J]. 生态环境学报, 2017,26(8):1317-1324.

[23] 唐玉凤. 若尔盖高原湿地地表水储量变化研究[D]. 雅安:四川农业大学, 2009.