

博斯腾湖水盐动态变化(1951—2011年)及对气候变化的响应*

周洪华, 李卫红, 陈亚宁, 付爱红

(中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011)

摘要: 分析了1951—2011年博斯腾湖历史水位和湖水矿化度的动态变化特征, 解析了博斯腾湖水量与水质对气候变化的响应及未来变化趋势。结果表明, 博斯腾湖水位在60年内经历了两个突变时期, 突变时间分别为1974年和1994年, 湖水矿化度也相应地呈现了三个动态变化阶段, 水量与水位呈极显著负相关, 但水质变化滞后于水位变化1年; 流域气温呈显著增加趋势, 气温升高的突变时间为1993年, 与开都河出山口径流突变时间一致, 但降水变化不显著; 1993年前, 博斯腾湖水量主要受气温和人类活动双重影响, 1993年后博斯腾湖水量主要受气温的显著影响, 气温主要通过改变入湖水量及湖区蒸发损耗来调控湖泊水位和水质; 未来气温持续升高情景下, 博斯腾湖水位将面临降低趋势, 水质也将有恶化趋势。因此, 为合理开发利用博斯腾湖水资源, 减少水资源无效损耗, 抑制水质恶化趋势, 确保流域可持续发展, 建议将博斯腾湖调水时间集中在5—9月, 并严格控制孔雀河流域工农业用水量及工农业、生活污染源, 减少污水排放量, 减少周边地下水开发量。

关键词: 博斯腾湖; 水量; 矿化度; 气温; 径流

Water-salt succession patterns(1951—2011) and its response to climate change in Lake Bosten

ZHOU Honghua, LI Weihong, CHEN Yaning & FU Aihong

(State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, P. R. China)

Abstract: Lake Bosten is the largest inland freshwater lake of China and plays a key role in the local arid-area ecosystem. The amount and quality of the water Lake Bosten are vital to the people in the oasis based socio-economic system the lake supported. However, the environmental problems of Lake Bosten emerged are getting worse day by day resulted from the large variation of water level and worse and worse water quality, which were focused by the government and scholars. This study focuses on the dynamics of water-salinity of Lake Bosten in the past 60 years(1951—2011) and their response to climate change, attempted to predict water level and water quality change trend. The results showed that water level of Lake Bosten in 1951—2011 had a significant increasing trend. Step change points in water level were identified in Lake Bosten, which occurred in the years around 1974 and 1994 dividing the long-term water level series into a stable period(1951—1974), a decreasing period(1975—1994) and an increasing period(1995—2011). Water salinity of Lake Bosten also presented three change stages. And the water level and water salinity showed a significant negative correlation, but the water quality change lagged one year compared with the water level. The temperature in Lake Bosten basin had a significant increasing trend, and its step change point occurred in the year around 1993, which was consistent with the run-off in Kaidu River. The correlation between the temperature and water level, water quality in the Lake Bosten is extremely significant. The temperature regulated the water quality and water level of Lake Bosten through changing the lake inflow and evaporation. The water level will have a decreasing trend and water quality will be worse and worse if the temperature maintain continued rising in the future. Therefore, in order to ensure the sustainable development and utilization of the water resources of Lake Bosten, and inhibit the deterioration of water quality, it should be concentrated the diversion time of Lake Bosten from May to September, and strictly controlled the industrial and agricultural water consumption, reduced the emissions of industri-

* 中国科学院“西部之光”人才计划项目(XBBS201008, XBBS201026)和国家重点基础研究发展计划“973”项目(2010CB951003)联合资助。2012-12-28 收稿; 2013-05-26 收修改稿。周洪华(1979~), 女, 博士, 副研究员; E-mail: zhouhh@ms.xjb.ac.cn.

al, agricultural and domestic pollution, decreased the amount of surrounding groundwater development.

Keywords: Lake Bosten; amount of water; salinization; temperature; run-off

博斯腾湖(41°44′~42°14′N, 86°19′~87°28′E;以下简称博湖)位于新疆天山山脉中段南麓的一个半封闭山间盆地——焉耆盆地的最低凹处,曾是我国最大的内陆淡水湖泊,也是我国干旱区最具代表性的湖泊之一。博湖既是开都河的尾间,又是孔雀河的发源地,是新疆巴音郭勒蒙古自治州各族人民生活、生产的主要水源,同时也对该区抗旱、防洪有着重要的调节作用。博湖作为中国“塔里木河流域综合治理”项目最重要的水源地,已纳入21世纪“湖泊治理规划议程”和新疆“1311”环保行动计划^[1],2012年被列入国家首批“生态环境保护试点湖泊”。

在过去几十年的大规模开发过程中,博湖发挥着巨大的生态、环境、经济和社会效益。然而,在开发的同时也导致了一系列的环境问题,如湖水水位波动剧烈^[2-3]、富营养化程度加剧、矿化度增加^[4]、生物多样性减少^[5],逐渐咸化的湖水严重影响着该区人民生活用水和工农业的发展。尽管不少学者就博湖生态环境开展了一系列研究,如博湖水量和水质变化趋势^[6-14]、生态健康状况评价^[15]、湖水面积动态变化^[16-17]、湿地演变^[18-20]等,也有学者通过对湖相沉积物的研究,反演了博湖水环境和气象的变化历史^[21-23]。但这些研究多基于湖水现状或历史时间序列的描述性分析,对博湖水量与水质对气候变化的响应和变化趋势涉及较少,这将不利于博湖未来水资源的持续开发与管理。因此,本文分析了近60年(1951—2011年)博湖水位和湖水矿化度的动态变化趋势及影响因素,探讨了气候变化对博湖水量与水质的驱动作用,并提出了在未来气候变化趋势下的博湖水资源管理建议,以期为综合治理博湖流域生态环境及实现流域水资源的可持续开发和管

1 研究区概况

博湖地处欧亚大陆中心,以博湖为水源中心的博斯腾湖流域横跨北四县,包括博湖县、和静县、和硕县和焉耆县,辖区为内陆荒漠气候,热量丰沛,空气干燥,雨量稀少。湖区多年平均气温达8.4℃,多年平均降水量为94.7 mm,年均潜在蒸散量为1800 mm(以靠近博湖最近的博湖县监测数据为准)。博湖呈深碟状,水域辽阔,东西长达55 km,南北平均宽20 km,博湖水位在海拔1048.75 m时,水域面积为1002.4 km²,容积为88×10⁸ m³,平均水深为8.8 m,最深为17 m。博湖入湖河流有开都河、黄水沟、清水河等,常年性入湖河流只有开都河,孔雀河是博湖的唯一出湖口。随着焉耆盆地人类活动的大规模开展和全球气候变化的作用,湖泊湿地退化、湖水矿化度升高、富营养化趋势加剧,生态环境急剧恶化,严重影响了流域生态系统的稳定和生态服务功能。

2 数据收集与分析方法

2.1 数据收集

博湖流域(本文指和硕、和静、焉耆和博湖北四县所辖区域)气温和降水等气象数据取自四县气象站(代表平原区)和巴音布鲁克气象站(代表高山区)的平均值,计算平均值时某气象站某年没有监测数据的按缺省值处理;开都河大山口径流量、博湖入湖水量、出湖水量、湖泊水位、湖水矿化度、湖泊水域面积等来自塔里木河流域管理局和巴音郭勒蒙古自治州水利局;农业灌溉面积、农业灌溉引水量、农业废水排放量、工业废水排放量、生活污水排放量和地下水井、渠道损失率等数据来自巴音郭勒蒙古自治州水资源管理处;1951—1957、1959—1974、1976—1979年湖水矿化度采用线性插值获取^[9]。

2.2 数据分析

趋势检验采用非参数 Mann-Kendall 方法,时间序列突变分析采用 GPS 7.05 软件的非参数 Mann-Kendall-Sneyers 突变检验^[24],相关分析等其他数理统计分析利用 SPSS 13.0 完成;作图采用 Sigmaplot 12.0 完成。其中 Mann-Kendall 趋势检验是世界通用的广泛用于评估气象因素和水文因素时间序列单调趋势显著性的检测方法。对于一时间序列 $X = \{x_2, x_3, x_4, \dots, x_n\}$, 其中 $n > 10$, 标准正态统计量 Z 定义为:

$$Z = \begin{cases} (S - 1) / \sqrt{\text{var}(S)}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ (S + 1) / \sqrt{\text{var}(S)}, & S < 0 \end{cases} \quad (1)$$

其中,

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (2)$$

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1, & \theta > 0 \\ 0, & \theta = 0 \\ -1, & \theta < 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$\text{var}(S) = [n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)]/18 \quad (4)$$

式中, t 是给定时间序列里等值数据的个数. 统计量 Z 为正值表示呈增加趋势, 负值表示呈减少趋势. $|Z| \geq 1.96$ 表示在 $\alpha = 5\%$ 上具有显著水平.

Mann-Kendall-Sneyers 突变检验具体计算方法如下:

设有一时间序列如下: $x_2, x_3, x_4, \dots, x_n$, 构造一秩序列 r_j, r_j 表示 $x_i > x_j (1 \leq j \leq i)$ 的样本累积数. S_k 定义为:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i (k = 2, 3, \dots, n) \quad (5)$$

S_k 均值 $E(S_k)$ 以及方差 $\text{var}(S_k)$ 定义为:

$$E(S_k) = n(n+1)/4, \text{var}(S_k) = n(n-1)(2n+5)/72 \quad (6)$$

在时间序列随机独立假定下, 定义统计量为:

$$U_k = \frac{S_k - E(S_k)}{\sqrt{\text{var}(S_k)}} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad (7)$$

式中, $U_1 = 0, U_k$ 为标准正态分布, 给定一显著水平 α , 查正态分布表得到临界值 U_α , 当 $|U_k| > U_\alpha$ 时, 表明序列存在一个明显的增长或减少趋势, 所有 U_k 将组成一条曲线, x 通过信度检验可知其是否具有趋势. 把此方法引用到反序列中, 再重复上述计算过程, 并使计算值乘以 -1 , 得到 U_{-k} . 分析绘出的 U_k 和 U_{-k} 曲线图, 若 U_k 值大于 0, 则表明序列呈上升趋势, 小于 0 则表明序列呈下降趋势; 当 U_k 超过信度线时, 即表示存在明显的上升或下降趋势; 在超过信度线基础上, 若 U_k 和 U_{-k} 的交点位于信度线之间, 则此点可能就是突变点的开始.

3 结果与分析

3.1 博湖流域气候变化趋势

焉耆县气象局建站于 1951 年, 和静县、和硕县气象局建立于 1960 年, 博湖县气象局成立于 1996 年, 巴音布鲁克气象站建站于 1958 年. 四县气象局的数据代表平原区, 巴音布鲁克气象站数据代表高山区. 由于平原区和高山区的气温与降水空间分布差异比较大, 因此为使博湖流域的气象数据在时间序列上更具有可比性, 流域年降水量和年均气温的趋势分析和突变分析从 1960 年开始. 博湖流域气象监测数据表明, 1960s 以来, 博湖流域气温呈上升趋势 (图 1A), Mann-Kendall 趋势检验结果显示, 近 50 年年均气温上升趋势达到极显著水平, Z 值为 4.33 (表 1), 增加趋势为 $0.30^\circ\text{C}/10 \text{ a}$. 进一步用 Mann-Kendall-Sneyers 突变检验发现, 气温的突变点在 1993 年 (图 1B). 根据突变时间, 可将气温分为两个变化阶段, 1960—1993 年平均气温为 5.05°C , 1994—2010 年平均气温达 5.92°C , 升高幅度达 17.23%.

Mann-Kendall 趋势检验和曲线拟合结果表明, 1960 年以来的近 50 年间, 博湖流域年均降水变化趋势以 $5.71 \text{ mm}/10 \text{ a}$ 的速率也呈增加趋势, 但增加趋势并未达到显著水平 (图 2A 和表 1); M-K 突变检验也显示, 降水在 50 年来并没有明显的突变点 (图 2B). 这表明博湖流域降水在长期的动态变化中有升高的趋势, 但

与温度变化过程不同,降水的变化过程是循序渐进的,并未表现出明显的突变。

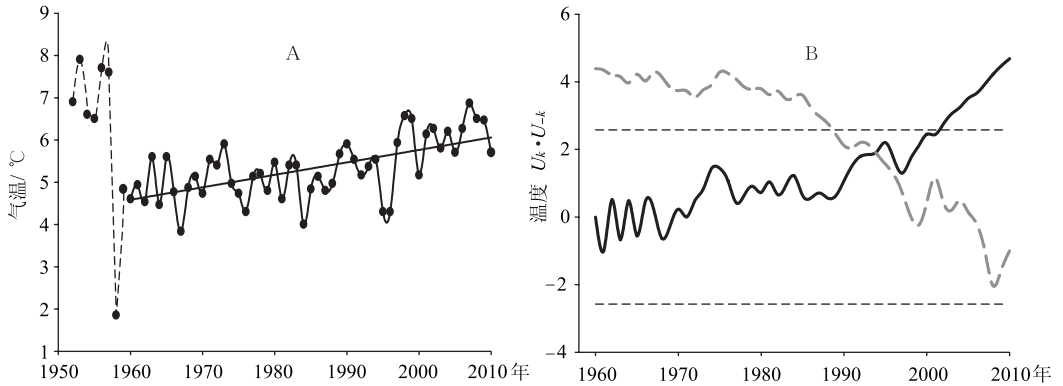


图1 博斯腾湖流域年均气温变化趋势(A)及突变检验(B)

Fig. 1 Change trend(A) and M-K Sneyers test(B) of annual average temperature in Lake Bosten basin

表1 博斯腾湖流域气温和降水 M-K 趋势检验结果

Tab. 1 Results of M-K trend test of temperature and precipitation in Lake Bosten basin

指标	平均值	趋势率/10 a	M-K 趋势检验		M-K 突变点检验
			Z	显著水平	突变时间
气温	5.32°C	0.30°C	4.33	$P < 0.01$	1993 年
降水	133.99 mm	5.71 mm	1.23	$P > 0.05$	—

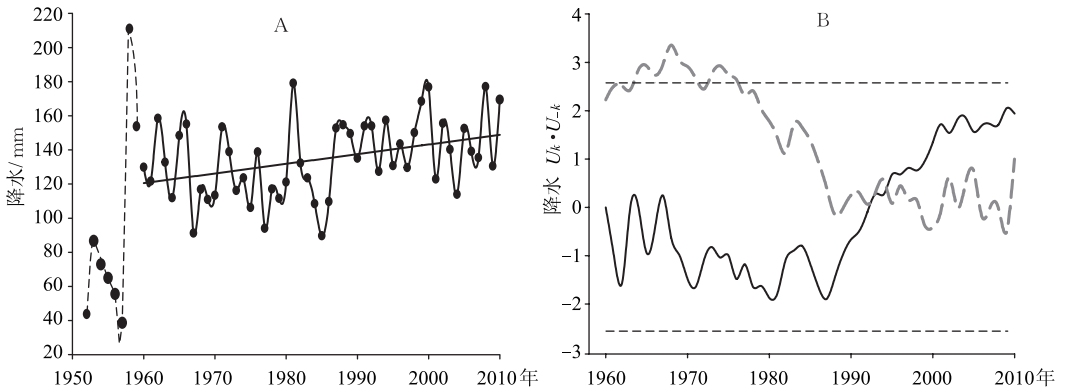


图2 博斯腾湖流域年降水量变化趋势(A)及突变检验(B)

Fig. 2 Change trend(A) and M-K Sneyers test(B) of annual precipitation in Lake Bosten basin

3.2 博湖水位动态变化及对气候变化的响应

M-K 趋势检验表明,博湖水位在过去 60 年里呈极显著下降趋势, Z 值为 -3.25 ($P < 0.01$). M-K 突变检验显示,60 年来博湖水位经历了两个突变点,分别为 1974 年和 1994 年(图 3B)。根据突变点,可以将博湖水位变化过程分为 3 个阶段(图 3A)。1951—1974 年博湖平均水位为 1047.78 m,处于较稳定水平;1975—1994 年博湖水位急剧下降,平均水位降至 1046.11 m,下降速率为 0.09 m/a,1987 年博湖水位下降到历史最低值,为 1044.73 m,比 1975 年前最高水位下降了 3.71 m;1995—2011 年博湖水位再次上升,且上升速度较快,平均水位为 1047.24 m,2002 年博湖达到了历史最高水位,为 1049.26 m。另外,从 M-K 突变图和趋势图还可以看出,从 2003 年开始,博湖水位又开始出现突然下降的趋势,2009 年下降到 1045.35 m,比东西扬水泵站的最低运行水位仅高出 0.35 m。

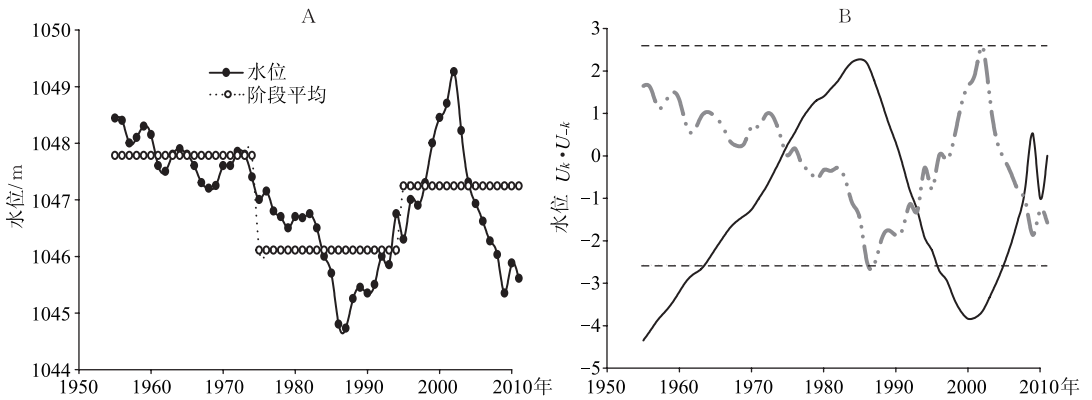


图3 博斯腾湖流域水位动态变化趋势(A)及突变检验(B)

Fig. 3 Change trend(A) and M-K Sneyers test(B) of water level in Lake Bosten basin

博湖水位与气温呈极显著负相关($P < 0.01$)。从博湖水量平衡关系可知(表2),影响湖泊水位变化的因素是多方面的,但有些影响因素在水量平衡中所占比重较大,有些影响因素比重很小,还有一些因素的多年变化不大。基于此,本文可将驱动博湖水位变化的因素分为三类:一是入湖水量,二是出湖水量,三是湖面蒸发量。下面本文将分别分析这三大要素的变化及其对流域气温变化的响应。

3.2.1 博湖入湖水量对气候变化的响应 博湖入湖水量主要包括三部分,一为河流汇入量,二为农田排水量,三为承压补给和湖面降水。其中第二、三部分所占比重较小,多年来承压补给和湖面降水量较稳定,变化并不显著,尽管农田排水量近几十年来有增加的趋势,但其占入湖总水量的比重也未超过10%,且直接排入大湖的量相对较小,如2007年北四县共向博湖排入污水共 $3.5 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中,排入小湖区 $1.35 \times 10^8 \text{ m}^3$,排入黄水区 $1.92 \times 10^8 \text{ m}^3$,排入大湖区 $0.23 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[25]。因此,本文的入湖水量主要考虑河流向博湖的汇入量。

1980—2011年博湖入湖水量变化趋势与湖水水位基本一致,1980s至1994年,博湖入湖水量呈减少趋势,年均入湖水量为 $19.99 \times 10^8 \text{ m}^3$;1995年后,入湖水量呈增加趋势,年均入湖水量为 $26.12 \times 10^8 \text{ m}^3$,较1980—1994年年均入湖水量增加了30.67%,到2002年入湖水量达到历史最高,为 $44.90 \times 10^8 \text{ m}^3$ (图4A),与水位变化相同,2002年后入湖水量开始下降。

1980—2011年博湖入湖水量变化趋势与湖水水位基本一致,1980s至1994年,博湖入湖水量呈减少趋势,年均入湖水量为 $19.99 \times 10^8 \text{ m}^3$;1995年后,入湖水量呈增加趋势,年均入湖水量为 $26.12 \times 10^8 \text{ m}^3$,较1980—1994年年均入湖水量增加了30.67%,到2002年入湖水量达到历史最高,为 $44.90 \times 10^8 \text{ m}^3$ (图4A),与水位变化相同,2002年后入湖水量开始下降。

从入湖水量的组成来看,博湖水源主要有开都河、黄水沟和清水河等。开都河多年(1956—2004年)平均出山径流量为 $34.8 \times 10^8 \text{ m}^3$,占博湖流域总径流量的近85%,是博湖主要的常年性补给水源^[26],其他补给因素的影响相对较小,且补给不稳定。开都河出山口(大山水文站)水文资料表明(图4B),开都河径流量在1955—2011年间呈增加趋势,M-K趋势检验的Z值为2.87,达到0.01的显著水平。M-K突变检验结果表明,开都河径流量的突变时间为1993年^[24]。根据突变点可以发现,1955—1993年开都河年均径流量为 $33.41 \times 10^8 \text{ m}^3$,而1994—2011年均径流量为 $40.46 \times 10^8 \text{ m}^3$,较前一阶段增加了 $7.96 \times 10^8 \text{ m}^3$,增幅达20%以上。Pearson相关分析结果显示,开都河径流量与入湖水量呈极显著正相关($P < 0.01$),且两者均与湖区水位呈显著正相关($P < 0.05$),这表明开都河径流量是影响博湖入湖水量和

表2 博斯腾湖1996年水量平衡状况*

Tab. 2 Water balance of Lake Bosten in 1996

收支	进出分项	水量/($\times 10^8 \text{ m}^3$)	百分比/%
入湖水量	开都河入湖	22.71	84.42
	黄水沟入湖	1.07	3.97
	清水河等其他小河入湖	0.30	1.13
	农田排水入湖	0.83	3.10
	承压补给	0.53	1.95
	湖面降水	1.46	5.43
出湖水量	湖泊出流	11.34	45.34
	水面蒸发蒸腾	13.09	54.24
	湖水外渗	0.58	2.32
收支差额		1.89	

* 数据引自1999年《博斯腾湖流域水环境保护规划》。

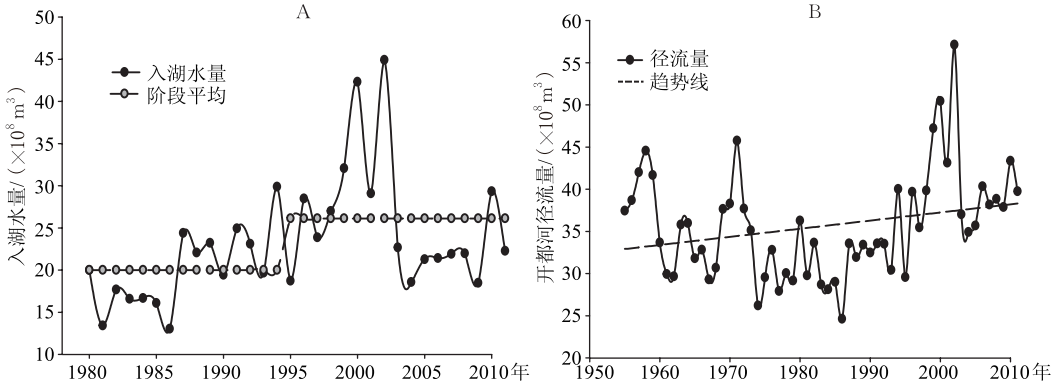


图4 博斯腾湖年入湖水量(A)和开都河出山口年径流量(B)的动态变化

Fig. 4 Change trend of annual inflow in Lake Bosten(A) and annual runoff from mountainous watershed in Kaidu River(B)

水位变化的直接因素.

开都河发源于天山中部的依连哈比尔尕山和萨尔宾山,冰川融雪水占出山径流量的比重较大,达15%以上^[25].从突变时间点来看,博斯腾湖的气温和大山口年径流量的突变时间一致,均为1993年.1993年前气温较低,冰川积雪消融较慢,开都河年径流量一直处于较稳定水平,1990s随着气温显著升高,冰川积雪加速消融,加之降水量也逐渐增加,开都河出山口年径流量不断增加,到2002年达到60年来年径流量的历史最高值,为 $57.13 \times 10^8 \text{ m}^3$,同期博湖入湖水量和湖水水位也达到了历史最高值.然而,随着气温的持续升高,尽管中山带降水有增加趋势,但冰川面积快速消退,雪线上移,积雪面积急剧减少,使得开都河出山口径流量仍然呈现了不可逆的减少趋势,仅2006年10月至2007年4月,开都河流域径流量减少42%~70.5%,入湖水量为 $13.97 \times 10^8 \text{ m}^3$,比2006年4月入湖水量减少 $1.75 \times 10^8 \text{ m}^3$,减幅为11%^[27].

3.2.2 博湖出湖水量对气候变化的响应 博湖的出湖水量包括两部分,一是通过扬水泵站向湖外的输水量(出流量),二是湖水外渗量.博湖出流量主要分为两大方面,一是博湖经东西扬水泵站出湖进入孔雀河,负责孔雀河流域的工农业和生活用水;二是2000年开始,为拯救塔里木河下游生态环境,塔里木河流域管理局决定每年从博湖向塔里木河下游进行生态输水 $4.5 \times 10^8 \text{ m}^3$.从出湖水量(1980—2009年)分析来看(图5A),近20年来博湖的输出水量呈显著增加趋势,2000年之前出湖水量增加幅度相对比较缓慢,年均出湖水量为 $11.01 \times 10^8 \text{ m}^3$,但2000年后,博湖出湖水量大幅度增加,尤其是2000—2004年的4年间,年均出湖水量达 $25.26 \times 10^8 \text{ m}^3$,较2000年前增加2倍多,这主要是由于此期向塔里木河下游输送生态用水导致的,2005年后由于博湖水资源紧张,向塔里木河下游输水较少,总输出水量相对减少并趋于稳定. Pearson 相关分析结果表明出湖水量与湖区水位呈显著负相关($P < 0.05$),这表明湖泊出流量的增加也是导致湖区水位降低的主要因素之一.

博湖流域农业灌溉面积和灌溉引水量动态变化表明(图5B),1950s—1980s期间,博湖流域耕地面积不断扩张,灌溉定额的居高不下使得灌溉用水量呈持续增加趋势,这是导致博湖1990s前湖泊输出水量增加的主要因素;1980s后期开始,尽管灌溉面积呈持续增加态势,但由于流域内农业灌溉节水工程大面积实施和节水技术不断提高以及巴州水资源管理严格限制农业用水量,灌溉引水量开始逐渐减少并趋于稳定,这应该是导致2005年后博湖出流量趋于稳定的关键原因.

在湖水外渗方面,1955—1995年博湖的多年湖水外渗量平均值为 $0.52 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ^[28],所占比例较小,且地下水抽取点距开都河及博湖都比较远,因此对博湖水位的影 响很小,可以忽略不计^[29].然而自1990s以来,由于当地政府对开都河—孔雀河流域农业用水总量的严格限制,使得灌区内多开荒的土地不得不采用大量抽取地下水的方式进行灌溉.开都河沿岸、博湖周边和孔雀河沿岸现有机井6000余眼,人工压井2000余眼.1996—2003年,开都河平均河道损失率为6.41%,2003—2011年河道损失率高达14.1%,特别是近几年,开都河出山口至博斯腾湖入湖口河段水量损失达到 $8 \times 10^8 \text{ m}^3$,孔雀河河道输水平均损失率达31.5%,河

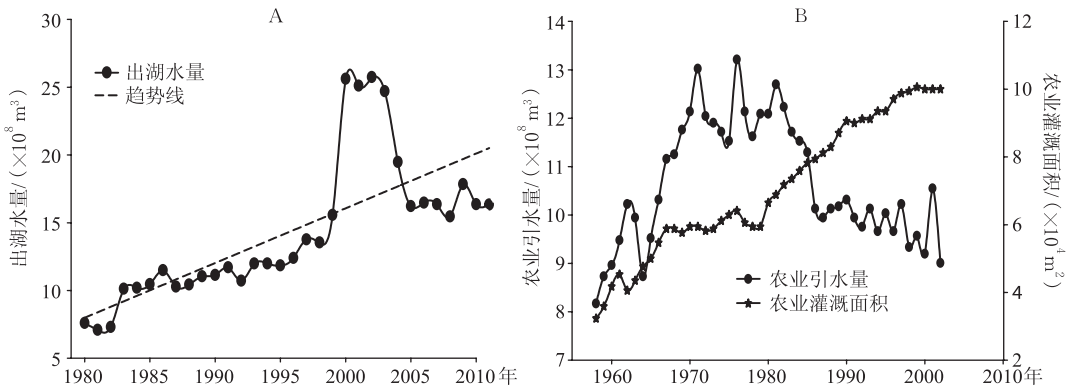


图5 博斯腾湖年出湖水量(A)及流域农业灌溉面积和农业引水量变化(B)

Fig. 5 Change trend of annual outflow(A), agricultural irrigation area and diverted water(B) in Lake Bosten basin

道水量损失量较1998年前增加了 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$ (数据来自巴州水管处). 对于开都河-孔雀河流域这样降水匮乏,地下水完全依赖地表径流补给的地区,地下水大量的抽取,无疑会大幅度增加湖水外渗量,加速博湖水位的降低,尤其是开都河地表径流补给不足的情况下.

3.2.3 博湖蒸发量对气候变化的响应

1996年的博湖水量平衡数据显示,大小湖的蒸发蒸腾量高达 $13.09 \times 10^8 \text{ m}^3$,是湖泊出流量的1.15倍,占博湖总入湖水量的48.67%,这充分表明博湖蒸发蒸腾对于湖泊水位具有重要影响. 采用王容利用焉耆县E601型水面蒸发桶、20 mm蒸发皿和阿克苏上游水库水平衡实验站 20 m^2 蒸发池观测资料折算的博湖水面蒸发系数0.4680^[30],结合焉耆国家气象站20 mm蒸发皿观测数据和博湖大湖区的水域面积计算了1980—2001年博湖的水面实际蒸发量(图6),结果表明博湖水面蒸发量呈显著增加趋势,M-K趋势检验的Z值为2.43($P < 0.05$). Pearson相关性分析

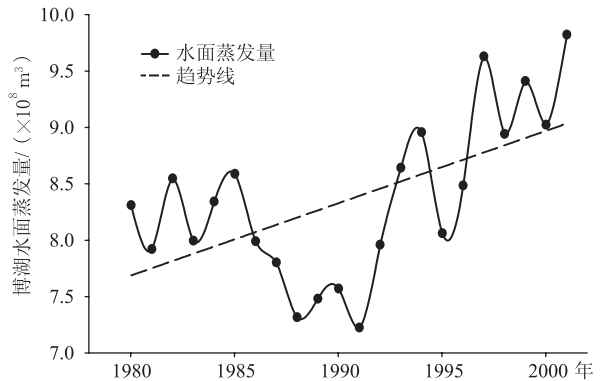


图6 博斯腾湖水面蒸发量变化趋势

Fig. 6 Change trend of evaporation in Lake Bosten

表明,博湖水面蒸发量与流域气温呈显著正相关,相关系数为0.403, sig. 值为0.063,显著性水平达0.1. 因此,在流域气温持续升高的状态下,博湖的水面蒸发量有可能会呈升高的趋势,将直接增加博湖的水量损失,导致博湖水位降低,但这在很大程度上还取决于水域面积的大小(其大小受水位直接控制). 因为在未来气温升高的趋势下,开都河径流将面临减少趋势,导致博湖的入湖水量减小,使得水位可能面临降低的局面,这有可能冲抵气温对水面蒸发量的影响,甚至会使湖面蒸发损耗变小.

3.3 湖水矿化度动态变化及对气候变化的响应

M-K趋势检验显示,博湖湖水矿化度Z值为3.09,呈极显著升高趋势($P < 0.01$). 由1955—2011年博湖湖水矿化度动态变化过程可看出(图7A),湖水矿化度也主要经历了三个阶段的变化. 1955—1988年,矿化度呈上升趋势,其中1970s以前,博湖湖水矿化度低于 1.0 g/L ,是典型的淡水湖,而自1970s后,湖水矿化度持续上升,博湖由淡水湖逐渐转变为微咸水湖,1980s湖水矿化度达到最高,湖区平均高达 1.87 g/L ; 1989—2003年,湖水矿化度出现降低趋势,2003年出现了1972年以来的(过去30年)最低值,为 1.17 g/L ; 2004年后,湖水矿化度又开始呈现上升趋势.

对比博湖水位变化趋势可以看出,湖水矿化度变化趋势与湖泊水位相反,两者呈极显著负相关($P <$

0.01). 1955—1987年博湖水位下降, 1955—1988年湖水矿化度增加; 1988—2002年, 博湖水位上升, 1989—2003年湖水矿化度呈下降趋势; 2003年后水位又开始下降, 而2004年后湖水矿化度也呈现出上升趋势, 表明湖水矿化度的变化滞后于水位变化1年.

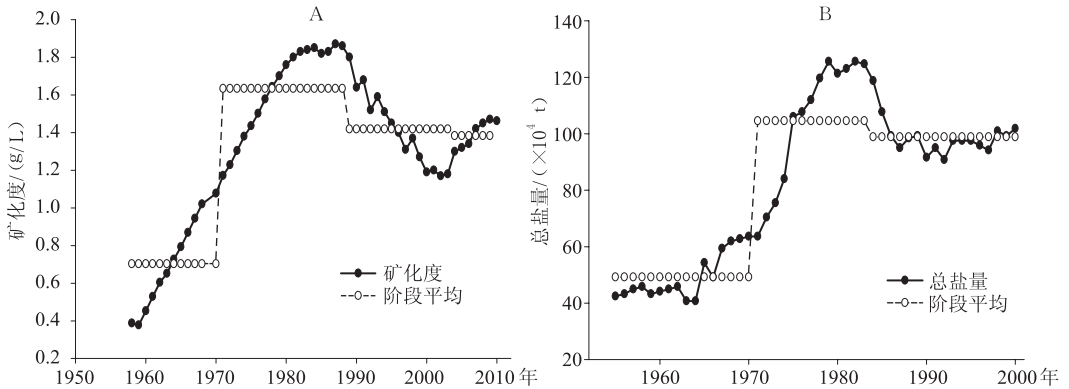


图7 博斯腾湖湖水矿化度(A)和湖泊含盐量(B)变化趋势

Fig. 7 Change trend of water mineralization(A) and salt content(B) in Lake Bosten

湖泊含盐量变化趋势与湖水矿化度变化趋势一致(图7B), 两者呈极显著正相关($P < 0.01$). 湖泊含盐量主要源自北四县的废水排入, 相关分析表明, 博湖湖水矿化度与工业废水、生活废水和农业废水排入有显著关系(表3), 表明废水排放是影响湖水水质的一大主要因素. 博湖流域1999—2009年废水排放量表明(图8), 博湖流域2000—2002年废水排放量呈下降趋势, 2003年开始, 废水排放量开始逐年增加, 2009年达到2002年的近2倍, 其通过地表径流或地下水最终流入博湖, 污染博湖水体, 致使博湖水水质恶化, 其中农业废水排放量是废水排放总量的主体.

表3 博斯腾湖湖水矿化度与其影响因素的 Pearson 相关性分析

Tab. 3 Pearson correlation analysis between the water salinity of Lake Bosten and their effect factors

	大山口 来水量	出湖水量	湖泊水位	湖面 蒸发量	工业废水 排放量	生活废水 排放量	农业废水 排放量	降水	气温
矿化度	-0.281*	-0.840**	-0.706**	-0.726**	0.839**	0.835**	0.957**	0.065	0.279*

* 为 0.05 的显著水平; ** 为 0.01 的极显著水平.

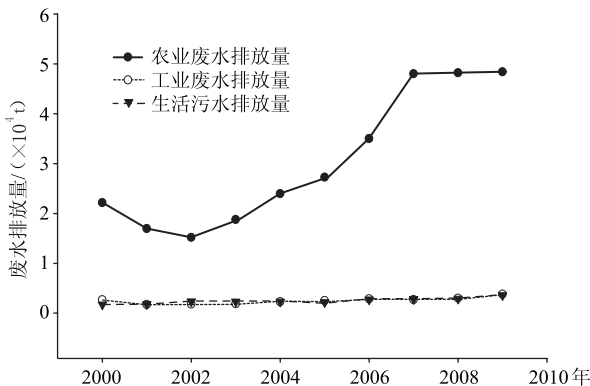


图8 博斯腾湖流域1999—2009年废水排放量

Fig. 8 The waste water quantity from 1999 to 2009 in Lake Bosten basin

博湖湖水矿化度与温度呈显著正相关, 与大山口来水量、出湖水量、湖泊水位和湖面蒸发量均呈显著负相关(表3, $P < 0.01$). 由于大山口水量、出湖水量与湖面蒸发量都直接控制着湖泊水位, 且气温与开都河径流以及湖面蒸发量也呈显著负相关, 这表明气温主要通过改变湖泊水位来调控湖水水质. 当气温升高时, 主要由冰雪融水和降水组成的开都河径流增大, 大量的低矿化度淡水进入博湖, 使得湖泊保持水位高, 排污量得到有效稀释, 湖水水质变好, 但当气温持续升高, 开都河冰川积雪面积锐减后, 开都河径流将减少, 这将导致博湖水水位降低, 加之博湖的出湖水量稳中有升和高居不下的农业

污水排放量,湖水水质将面临急剧恶化的态势.

4 讨论与建议

博湖是一个典型的内陆吞吐型湖泊,区域内降水稀少,对湖区水位贡献不显著,湖泊水位主要受入湖水量、出湖水量和蒸发量三者综合影响.入湖水量主要来自于开都河径流向博湖的淡水输入.开都河径流主要由冰川积雪和降雨补给,冰川作为开都河上游重要的水资源形式,造就了开都河稳定的基流,因此对气候变化非常敏感,尤其是气温^[24].1963—1986年,开都河流域的8条典型冰川只有2条冰川呈后退趋势,后退速度不超过5 m/a;而1986—2000年中有7条冰川表现为后退,平均后退速度为10~15 m/a左右^[26].同时,全球气候变化使得开都河流域的积雪面积在2000—2010年呈线性下降趋势,且气温是影响开都河流域积雪面积变化的主要因素^[31].气温升高过程中产生的冰川融水和积雪融化加剧了1990s以来开都河的径流增势,博湖也呈现水位持续上升趋势^[32].尽管有研究称,未来由于气候变暖,开都河流域降水可能会增多^[33],开都河年径流量将呈38.6%增大趋势,其中夏季增加71.8%,冬季增加11.4%^[34].然而,当开都河流域上游山区冰雪消融到一定程度,冰盖变薄雪线升高,形成新的平衡,尤其是对气温变化最为敏感的低海拔中小冰川消失殆尽时,这种气温升高导致的冰雪快速消融引发的弊要大于气温升高导致的降水增加引发的利,冰雪融水补给效应将会减弱,开都河径流已于2003年开始减少,造成了博湖水位的持续下降^[35].SDSM统计降尺度模型预测2020s、2050s、2090s气温和降水趋势表明,博湖流域未来几十年日均气温将明显上升,且A2情景下气温增幅略大于B2情景,但年降水量呈明显减少趋势^[36],这表明博湖水位将进一步面临降低的危险.事实上,据焉耆大桥水文站监测数据显示(数据来自巴州水利局和巴州水管处),2012年开都河来水比2011年同期减少20%,由于受开都河来水少和上游电站发电调峰影响,截止11月底,开都河全年断流32 d,特别是9月28日至10月9日,开都河下游段河道持续断流12 d,导致焉耆盆地呼尔墩渠春灌断流61 d,夏灌断流65 d,秋、冬灌断流45 d;友谊渠春灌断流34 d,夏灌断流13 d,秋、冬灌断流22 d;五号渠春灌断流8 d,秋、冬灌断流17 d;永宁渠秋、冬灌断流8 d.2009年以来,博湖水位一再下降,已临近东西扬水站的临界运行水位,2012年开都河若无水输入博湖,博湖水位很可能再度达到历史最低值,东西泵站将无法正常运转,孔雀河流域将陷入全面断流的危境.

从出湖水量来看,1990s前,人类活动对湖泊水位的影响较大.博湖流域水土大规模开发主要集中在1950s—1960s中期和1970s后期至1980s初期,到2002年灌溉面积较1958年增加了近2倍^[29].博湖流域灌区引水量以1970s最高,1980s次之,1990s后趋于稳定(图5).若按引水量占开都河同期径流量的比例来看,1970s、1980s比例大致相当,但1980s湖泊水位下降量大于1970s.1990s以来开都河径流量有较大幅度的增加,而开都河灌区进水量却比1980s减少了12.8%,致使博湖水位上升^[29].因此,自1958年以来人类活动对博湖水位变化的影响经历了弱—强—弱的变化过程,其中1970s—1980s人类活动对水位变化影响最为显著,1990s以后影响强度有所减弱.

结合入湖水量和出湖水量的分析,1993年前博湖流域气温相对较低,开都河径流量相应较低,尤其是1974—1986年间,开都河径流属于偏枯年,但博湖流域的农业灌溉引水量较大,尤其是1970s—1980s.因此在1993年前博湖水位主要受气候变化和人类活动的双重影响,1994年后灌区农业引水量趋于稳定,博湖水位主要是受流域气温变化的影响,这与Chen等^[24]研究提出的1990s后人类活动对开都河流域地表径流影响率不到10%的结论是一致的.由于流域气温的显著升高,冰川融雪快速消融,开都河径流激增,导致了此期博湖水位的迅速增加,到2002年达到历史最高值,然而2003年后气温持续升高导致了中小冰川的快速消失,开都河径流减小,博湖水位降低,尤其是2009年后,博湖水位一直徘徊在1045~1046 m之间.因此,在未来气候变化下,要维持博湖水位,必须继续严格控制灌区引水量,减少出湖水量;控制地下水水井的数量,禁止对依靠地表水补给的地下水的大量无序开采,提高河道输水效率,以增加入湖水量和减少湖水外渗.

根据入湖量与湖面蒸腾蒸发量的比例来看,博湖的蒸发蒸腾损耗对于博湖的水位变化有着非常重要的影响.仅大湖而言,1980—2001年的年均蒸发损耗量为 $8.36 \times 10^8 \text{ m}^3$,约占开都河年均径流量的25%,占年均入湖水量的30%以上.除此之外,大湖周围的湿地植物,尤其是芦苇等高杆水生植物,耗水量极大.仅1985年博湖大小湖的周边湿地面积为 $3.58 \times 10^4 \text{ hm}^2$,芦苇等植物的蒸腾量即达到近 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[37-38].近年来,有

学者提出为保护湿地生态功能的正常发挥和发挥芦苇的水质净化作用大量营建人工芦苇, 扩大人工芦苇面积^[18]。然而, 在营建芦苇时其强烈的蒸腾耗水量不容小觑。截止 2012 年博湖周边人工种植芦苇超过 $4 \times 10^4 \text{ hm}^2$, 根据博湖沼泽芦苇的月蒸发量^[39], 粗略估算芦苇的年蒸腾耗水量已超过 $5 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这些蒸腾损耗量将直接由博湖水资源供给, 对于降低博湖水位有着直接作用。湿地的生态功能与博湖水位高低相互反馈, 相互制约。因此, 为减少博湖蒸腾损耗, 不应盲目扩大芦苇等湿地植物的种植面积。

当水域面积较大时, 湖面的蒸发量也大, 尤其是在气温较高时。因此, 如何协调湖泊水位和湖面蒸发量之间的关系, 是减少水资源损失, 提高利用率的一个有效方法。研究表明开都河年径流量主要集中在夏季(6—8月), 此时气温高, 冰川积雪融化加速, 降雨频率较高, 夏季发生洪水危险大大增加^[34]。此时也正好是主要农作物生长季, 以及孔雀河流域农业灌溉的高峰时期。因此, 可以利用此规律, 在调水时间分配上, 将博湖向孔雀河的调水时间集中在 5—9 月。即在主要农作物生长季且湖水蒸发最强的 5—9 月进行大规模的调水, 在 10 月之前将博湖保持在最低的水位, 这样既能有效避免湖水泛滥, 也能在气温最高时段缩小博湖水域面积, 从而有效减少蒸发损耗, 提高水资源利用率; 进入农作物已收获的秋季后(10—次年 3 月), 使博湖大量蓄水, 在冬季保持最高水位, 此时, 气温低、湖区蒸发弱, 可以有效减少湖水的蒸发损耗。

另外, 由湖水矿化度与出湖水量的关系可知, 降低湖水矿化度的一个有效方式是加速湖水循环, 维持湖水的快速更新。集中时间调水(5—9 月)可实现此目的。集中调水期间, 大量湖水被调出, 既可以带走湖水中的大量矿物质和盐分, 还可以促进湖水的快速流动, 使得开都河径流带入博湖的淡水能迅速与湖水进行交换, 加速湖水的周转率和更新速度, 有效降低湖水矿化程度。而且, 北四县排入博湖的农业灌溉废水也集中在作物生长期, 在此期间进行大量调水可以使农业废水中的盐分得以快速扩散并随水调出湖区, 在进入 10 月后的蓄水期后, 大量的淡水汇入也可有效地稀释湖水的矿化度, 改善博湖水质。未来气温升高情景下, 由于博湖水位面临降低趋势, 大量农业废水的排入必然将导致湖水矿化度的升高, 因此, 要缓解博湖湖水矿化度, 还必须进一步致力于焉耆盆地排水系统的优化和完善, 优化种植结构, 合理施肥, 控制农田化肥、农药的使用量, 减少氮、磷元素流失和入湖量; 再次, 采取田间工程措施, 控制灌溉废水进入博湖; 另外, 对工、矿企业严格实施达标排放、加大管理检查和执法力度, 加大对污染物达标排放情况、污染源排放情况、污染转移情况的监督和检查, 制定管理审批制度, 对新建项目严格执行环境影响评价制度, 限定保护区内的生产开发活动, 包括石油勘探开发、工农业开发等, 以真正从根本上使博湖水质最终走向良性循环。

5 参考文献

- [1] 李卫红, 陈跃滨, 徐海量等. 博斯腾湖的水环境保护与可持续利用对策. 地理研究, 2003, **22**(2): 185-191.
- [2] 高华中, 姚亦锋. 近 50 年来人类活动对博斯腾湖水位影响的量化研究. 地理科学, 2005, **25**(3): 305-309.
- [3] 王 润, Giest E, 高前兆. 近期博斯腾湖水位变化及其原因分析. 冰川冻土, 2003, **25**(1): 60-64.
- [4] 周成虎, 罗格平, 李 策等. 博斯腾湖环境变化及其与焉耆盆地绿洲开发关系研究. 地理研究, 2001, **20**(1): 14-23.
- [5] Jin XC, Xu QJ, Huang CZ. Current status and future tendency of lake eutrophication in China. *Science in China, Ser C*, 2005, **48**(Z2): 948-954.
- [6] 李卫红, 袁 磊. 新疆博斯腾湖水盐变化及其影响因素探讨. 湖泊科学, 2002, **14**(3): 223-227.
- [7] 王亚俊, 李宇安, 王彦国等. 20 世纪 50 年代以来博斯腾湖水盐变化及趋势. 干旱区研究, 2005, **22**(3): 355-360.
- [8] Mischke S, Wunnemann B. The holocene salinity history of Lake Bosten (Xinjiang, China) inferred from ostracod species assemblages and shell chemistry: possible palaeoclimatic implications. *Quaternary International*, 2006, **154/155**: 100-112.
- [9] 赵景峰, 秦大河, 长岛秀树等. 博斯腾湖的咸化机理及湖水矿化度稳定性分析. 水科学进展, 2007, **18**(4): 475-482.
- [10] Huang XZ, Chen FH, Fan YX *et al.* Dry late-glacial and early holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Lake Bosten, China. *Quaternary International*, 2009, **194**: 19-27.
- [11] Mischke SZ, Sun ZC, Herzsuh UZ *et al.* An ostracod-inferred large middle pleistocene freshwater lake in the presently hyper-arid Qaidam Basin (NW China). *Quaternary International*, 2010, **218**: 74-85.
- [12] 谢桂娟, 张建平, 汤祥明等. 博斯腾湖水质现状(2010—2011 年)及近 50 年来演变趋势. 湖泊科学, 2011, **23**(6): 837-846.
- [13] 刘丽梅, 赵景峰, 张建平. 近 50a 博斯腾湖逐年水量收支估算与水平衡分析. 干旱区地理, 2013, **36**(1): 33-40.

- [14] 吴敬禄, 马龙, 曾海鳌. 新疆博斯腾湖水水质及其演化特征分析. 地理科学, 2013, **33**(2): 231-237.
- [15] 巴雅尔, 郭家盛, 卢少勇等. 博斯腾湖大湖湖区近20年生态健康状况评价. 中国环境科学, 2013, **33**(3): 503-507.
- [16] 刘瑞霞, 刘玉洁, 郑照军等. 博斯腾湖面积定量遥感. 应用气象学报, 2006, **17**(1): 100-106.
- [17] 阿吉古丽·阿卜力米提, 海米提·依米提, 祖皮艳木·买买提等. 博斯腾湖小湖面积动态变化及驱动力研究. 安徽农业科学, 2013, **41**(7): 3053-3056.
- [18] 万洪秀, 孙占东, 王润. 博斯腾湖水位变动对湿地生态环境的影响. 自然资源学报, 2006, **21**(2): 260-266.
- [19] 孙玉芳, 刘维忠. 新疆博斯腾湖湿地生态系统服务功能价值评估. 干旱区研究, 2008, **25**(5): 741-744.
- [20] 杨光华, 包安明, 陈曦等. 新疆博斯腾湖湿地生态质量的定量评价. 干旱区资源与环境, 2009, **23**(2): 119-124.
- [21] Wünnemann B, Mischke S, Chen FH. A Holocene sedimentary record from Lake Bosten, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, **234**: 223-238.
- [22] Xiao M, Wu FC, Liao HQ *et al.* Characteristics and distribution of low molecular weight organic acids in the sediment porewaters in Lake Bosten, China. *Journal of Environmental Sciences*, 2010, **22**(3): 328-337.
- [23] Xiao M, Wu FC, Liao HQ *et al.* Vertical profiles of low molecular weight organic acids in sediment porewaters of six Chinese lakes. *Journal of Hydrology*, 2009, **365**: 37-45.
- [24] Chen ZS, Chen YN, Li BF. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff for Kaidu River Basin in arid region of northwest China. *Theor Appl Climatol*, 2012. DOI 10.1007/s00704-012-0680-4.
- [25] 巴州专家顾问团, 城建环保国土资源组等. 博斯腾湖流域农业绵远污染估算和制止对策. 巴州科技, 2011, **3**: 1-5.
- [26] 孙占东, 王润. 气候背景下冰川在博斯腾湖水量平衡中的作用. 湖泊科学, 2006, **18**(5): 484-489.
- [27] <http://unn.people.com.cn/GB/14801/21808/5929722.html>.
- [28] 兰文辉, 阿比提, 安海燕. 新疆博斯腾湖流域水环境保护与利用. 湖泊科学, 2003, **15**(2): 147-152.
- [29] 高华中, 姚亦峰. 近50年来人类活动对博斯腾湖水位影响的量化研究. 地理科学, 2005, **25**(3): 305-309.
- [30] 王容. 博斯腾湖水面蒸发量计算方法比较与验证. 干旱区地理, 1993, **16**(2): 90-93.
- [31] 李倩, 李兰海, 包安明. 开都河流域积雪特征变化及其与径流的关系. 资源科学, 2012, **34**(1): 91-97.
- [32] 孙占东, Opp C, 王润等. 博斯腾湖流域山区地表径流对近期气候变化的响应. 山地学报, 2010, **28**(2): 206-211.
- [33] 施雅风, 沈永平, 李栋梁等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨. 第四纪研究, 2003, **23**(2): 152-164.
- [34] 陈喜, 吴敬禄, 王玲. 人工神经网络模型预测气候变化对博斯腾湖流域径流影响. 湖泊科学, 2005, **17**(3): 207-212.
- [35] 王润, 孙占东, 高前兆. 2002年前后博斯腾湖水位变化及其对中亚气候变化的响应. 冰川冻土, 2006, **28**(3): 324-329.
- [36] 邱冰, 姜加虎, 孙占东等. 基于统计降尺度模型的博斯腾湖流域未来气温和降水变化趋势分析. 资源科学, 2010, **32**(6): 1133-1140.
- [37] 钟新才. 博斯腾湖水量蒸发量初步估算. 干旱区地理, 1988, **11**(4): 39-44.
- [38] 李继冰. 博斯腾湖的水量蒸发蒸腾损耗. 新疆水利学会第七次代表大会获奖论文集, 2001.
- [39] 冉新军, 沈利, 李新虎. 博斯腾湖沼泽芦苇需水规律研究. 水资源与水工程学报, 2010, **21**(3): 66-69.