

青藏高原近40年来气候变化特征及湖泊环境响应

姜永见^{1,2}, 李世杰^{1,3}, 沈德福⁴, 陈 炜¹, 金传芳^{1,2}

(1.中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 江苏 南京 210008;

2.中国科学院研究生院, 北京 100049; 3.中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;

4.安徽科技学院城建与环境学院, 安徽 滁州 233100)

摘要:以青藏高原52个气象台站1971~2008年的逐月气温、降水资料为基础,采用因子分析、气候趋势分析、气候突变分析等方法,对高原内部不同区域的气候变化特征进行研究,并讨论了高原湖泊环境对气候变化的响应。结果表明,近40 a来,青藏高原各区域年平均气温整体持续上升,柴达木地区增温尤为显著,年平均气温增长率达0.49℃/10a;1987年和1998年各区域气温普遍由低向高突变,1998年以来增温尤为显著。年可利用降水的变化特征存在区域差异,柴达木地区、藏北南羌塘高原东部地区整体增湿。除藏东地区,青藏高原其它地区气候条件于20世纪末21世纪初由暖干向暖湿转变,受其影响,以青海湖、鄂陵湖、冬给措纳、兹格塘错为代表的高原大型湖泊表现出水位上升、湖水离子浓度减小的特征,反映了气候暖湿条件下湖泊水量的增加。

关 键 词:青藏高原;气候变化;湖泊环境;区域差异

中图分类号:P467;P941.78

文献标识码:A

文章编号:1000-0690(2012)12-1503-10

青藏高原是世界上海拔最高的巨型构造地貌单元,其对大气环流的动力、热力作用不仅对东亚地区的气候产生了巨大影响^[1],也被认为是全球气候变化的“驱动力”与“放大器”^[2]。与中国东部地区相比,青藏高原对全球气候变化的响应更为敏感^[3],且气候变化的位相提前^[4]。因此,对青藏高原现代气候变化的研究一直备受重视。青藏高原面积广阔,大气环流和高原地势格局的制约使得青藏高原产生了自然地域分异,形成了不同的水热状况、自然景观地域组合^[5],对高原内部不同地域的气候变化特征进行分析研究具有重要意义。已有研究^[6-10]多集中于气温、降水、蒸散量等气候要素的整体变化趋势或高原总体气候变化特征,从高原各子区域气候变化特征及差异的角度进行的研究仍相对较少。所选时间区间和研究方法上的不同也使得各研究结果存在一定的差异,随着气象资料时间序列的更新,有必要对高原气候变化特征进行新的研究。此外,青藏高原地区是中国湖泊分布最为密集的地区之一,由于该区少受人类活动干扰,并且湖泊多为内陆封闭型湖泊,因此青

藏高原上的湖泊忠实而敏感地记录了该区气候条件和自然环境变化的信息^[11],尤其21世纪以来高原湖泊环境对气候变化的响应是值得关注的生态环境问题。

本文以青藏高原地区具有代表性的气象台站的观测资料为基础,对青藏高原不同子区域近40 a来气候要素的多年变化趋势、年际、年代际变化等特征进行统计分析,并结合实地调查和前人研究就青藏高原湖泊环境对气候变化的响应进行总结讨论,以期对日后在该区进一步开展气候及生态环境变化研究提供基础资料。

1 资料和方法

在青海省以及西藏自治区中东部地区范围内选取52个气象台站(图1)1971~2008年的逐月气温和降水资料作为数据基础,数据资料由国家气象局提供。

鉴于青藏高原不同区域间在地势格局、气候条件、植被景观等方面存在差异,也为了便于了解高原内部气候变化特征的区域差异,根据参考文

收稿日期:2011-11-01; 修订日期:2012-01-09

基金项目:科技部基础性工作专项(2006FY110600)资助。

作者简介:姜永见(1985-),山东临沂人,博士研究生,主要从事环境变化研究。E-mail: kelvin_86@126.com

通讯作者:李世杰,研究员。E-mail: shjli@niglas.ac.cn; lishijie@vip.gyig.ac.cn

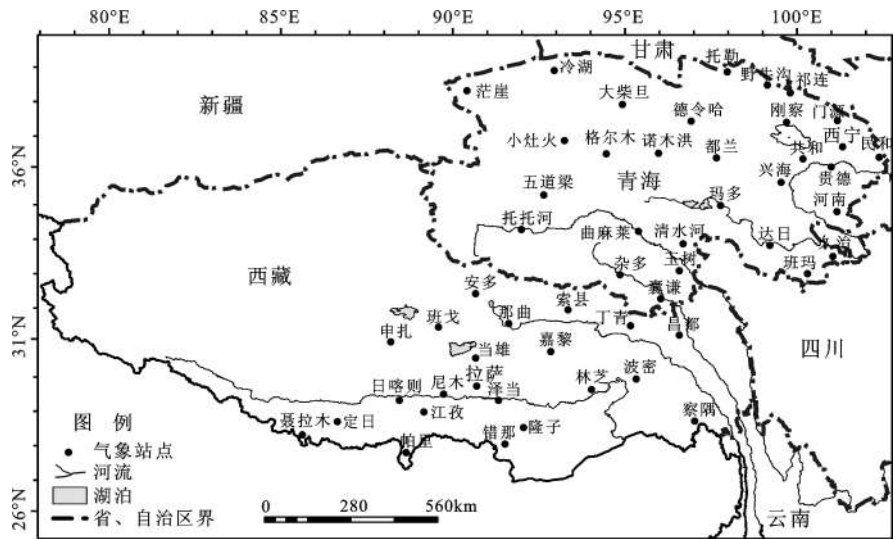


图1 研究区气象台站分布

Fig.1 Distribution of the selected 52 meteorological stations in study area

献[5]提出的青藏高原自然地域系统划分方案,结合所选气象站点的位置以及气候要素的基本特征,将52个气象台站划归到7个以“自然地带”命名的区域中(表1),其中,I区为高原温带干旱气候区,II区和VII区为高原温带半干旱气候区,III区和V区为高原亚寒带半干旱气候区,IV区为高原亚寒带半湿润气候区,VI区为高原温带湿润、半湿润气候区,通过分析气候资料的区域均值来研究不同区域的气候变化特征。

西宁、茫崖、河南站的气温序列因迁站而存在非均一现象,参考文献[12]中的方法对这3个站点气温序列进行了订正。采用高桥浩一郎提出的陆面蒸发经验公式^[13]对实际陆面蒸发量进行估算,该公式由于其估算结果参考价值较好而常被用于气候以及陆面水资源变化等研究中^[14-17]:

$$E = \frac{3100P}{3100 + 1.8P^2 \exp(-\frac{34.4T}{235 + T})}$$

(1)

式(1)中, E 为月陆面蒸发量(mm), P 为月降水量(mm), T 为月平均气温($^{\circ}\text{C}$)。以降水量(P)与陆面蒸发量(E)的差值作为可利用降水量($P-E$)。在诸气候要素逐月资料基础上通过计算得出年平均气温以及年可利用降水量时间序列用于气候变化特征分析,其中尼木站于1973年7月建站,对该站1971~1973年间的缺测资料通过逐步回归法进行插值补齐。

对同一区域内所有气象台站的气候要素时间序列进行因子分析, $\beta_{ij}(i=1,2,\cdots,p,p$ 为台站数量, $j=1,2,\cdots,m,m$ 为因子数量)为与第 j 个因子对应的第 i 个台站的因子得分系数, $e_j(j=1,2,\cdots,m,m$ 为因子数量)为第 j 个因子的方差贡献率,参考文献[18]提出的因子分析定权法,以某台站在样本中的贡献与所有台站的贡献之和的比值作为该台站的权重 w ,则有:

表1 研究区自然地域分区及区内气象站点

自然地带	气象站点
I 柴达木,山地荒漠地带	大柴旦、德令哈、都兰、格尔木、冷湖、诺木洪、小灶火、茫崖
II 青东祁连,山地草原地带	刚察、共和、贵德、门源、民和、祁连、托勒、西宁、野牛沟、兴海
III 青南,高寒草甸草原地带	玛多、曲麻莱、托托河、五道梁
IV 果洛那曲,高寒灌丛草甸地带	班玛、达日、久治、囊谦、清水河、玉树、杂多、河南、嘉黎、那曲、索县
V 羌塘,高寒草原地带	班戈、当雄、申扎、安多
VI 川西藏东,山地针叶林地带	波密、察隅、昌都、丁青、林芝
VII 藏南,山地灌丛草原地带	错那、定日、江孜、拉萨、隆子、聂拉木、帕里、日喀则、泽当、尼木

$$w_i = \frac{\sum_{j=1}^m \beta_{ij} e_j}{\sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^m \beta_{ij} e_j} \quad (2)$$

对各台站的气候要素值加权求和, 可得气候要素的区域平均值时间序列, 用 x_j 表示, 则有:

$$x_j = \sum_{i=1}^p w_i y_{ij} \quad (3)$$

式(3)中, p 为台站数量, w_i 为第 i 个台站的权重, $j=1, 2, \dots, n$, n 为时间序列的样本量, y_{ij} 为 j 时刻第 i 个台站的气候要素值。

用变化倾向率来表示气候要素的多年变化趋势, 对气候要素的时间序列进行直线拟合, 其中时间 t 为自变量, 气候要素 x 为因变量, 可得一元线性回归方程:

$$x=a+bt \quad (4)$$

式(4)中, b 为回归系数, $b \times 10$ 为变化倾向率, 代表每 10a 气候要素的变化趋势, b 的正负分别对应气候要素的上升(增加)和下降(减少)趋势, 变化倾向率绝对值的大小用于衡量变化趋势的程度, 取显著性水平 $\alpha=0.05$ 对 x 与 t 之间的相关系数 r 进行显著性检验以判断变化趋势的显著程度, 若 $|r| > r_\alpha$, 则变化趋势显著, 反之亦然^[19]。采用滑动 t 检验法^[19]对气候要素的变化进行突变检测。

2 年平均气温变化

气候变暖在全球范围内已成为公认的事实, 20 世纪后半叶以来的增温尤为显著^[20], 作为全球气候变化的重要响应区, 青藏高原地区的增温现象亦在前人研究^[10,21,22]中有所揭示。从图 2a 中可看出, 1971~2008 年期间 7 个区域的年平均气温整体均呈上升趋势, 变化倾向率介于 0.22~0.49℃/10a 之间, 其中以 I 区的每 10 a 气温增幅最大(图 2c), 各区变化倾向率对应的相关系数介于 0.57~0.8 之间, 均通过 $\alpha=0.05$ 显著性水平检验, 表明年平均气温的上升趋势显著。

7 个区域的年平均气温自 20 世纪 70 年代以来整体上存在 3 个递增的变化阶段(图 2a): 20 世纪 70 年代~80 年代中后期、80 年代中后期~90 年代后期、20 世纪 90 年代后期~2008 年。对年平均气温的突变检测(10 a 步长)显示(图 2b), I、II、III、IV、V、VII 区的年平均气温均在 1987 年和 1998 年发生了由低到高的显著突变, VI 区年平均气温在 1998

年发生由低到高的显著突变, 此外, VI 区在 1987 年亦存在由低到高的气温突变, 但不及其它地区显著。I、II、III、IV、V、VI、VII 区 1987~1997 年间年平均气温较 1971~1986 年分别偏高 0.54℃、0.44℃、0.44℃、0.33℃、0.29℃、0.09℃、0.20℃, 1998~2008 年年平均气温较 1987~1997 年分别偏高 0.87℃、0.76℃、0.75℃、0.81℃、0.66℃、0.57℃、0.69℃。1987 年和 1998 年的气温突变表明青藏高原地区在 20 世纪 80 年代中后期和 90 年代后期均出现了快速显著变暖的现象, 其中 80 年代中后期的快速增温在中国西北大部分地区^[23]乃至北半球副热带地区^[24]普遍存在。

如表 2 所示, 除 III 区 20 世纪 80 年代气温较 70 年代略低之外, 整体而言, 所有区域的年平均气温呈年代际递增的变化趋势, 且这种年代际增幅亦呈整体递增的变化特征(图 3a)。80 年代多数区域年平均气温较 70 年代有所上升, 但仍低于或略高于多年平均值; 经历了 80 年代中后期的气温突变之后, 90 年代年平均气温较 80 年代大幅上升, 高于多年平均值, 7 个区域 90 年代年平均气温增幅介于 0.14~0.57℃之间(图 3a); 90 年代后期的气温突变使得 21 世纪以来的年平均气温较 90 年代进一步大幅上升, 远高于多年平均值, 7 个区域 2001~2008 年年平均气温增幅介于 0.49~0.76℃之间。此外, 20 世纪 90 年代, I、II、III 区的气温增幅较其它区域偏高(图 3b), 分别为 0.57℃、0.47℃、0.49℃, 21 世纪以来, 气温增幅的区域差异有所减弱, 但仍以 I 区、III 区、IV 区和 V 区的增温幅度较突出, 分别达到 0.64℃、0.74℃、0.76℃和 0.65℃。

3 年可利用降水量变化

年可利用降水量作为年降水量与年陆面蒸发量之差, 可用于衡量一个地区水资源量的波动^[14], 反映该区气候条件的干湿变化。

从整体变化趋势来看, 1971~2008 年间 IV 区可利用降水呈减少趋势(图 4a), 但变化趋势未达显著水平(图 4c); 其它区域可利用降水呈增加趋势, 其中, I 区和 V 区可利用降水变化倾向率分别为 2.1 mm/10a 和 19.6 mm/10a, 变化趋势显著, 其它区域变化倾向率范围为 -2.8~10.1 mm/10a, 变化趋势不显著。

从年际变化来看(图 4a), 各区域可利用降水的年际变化特征存在一定区别。突变检测(10 a 步

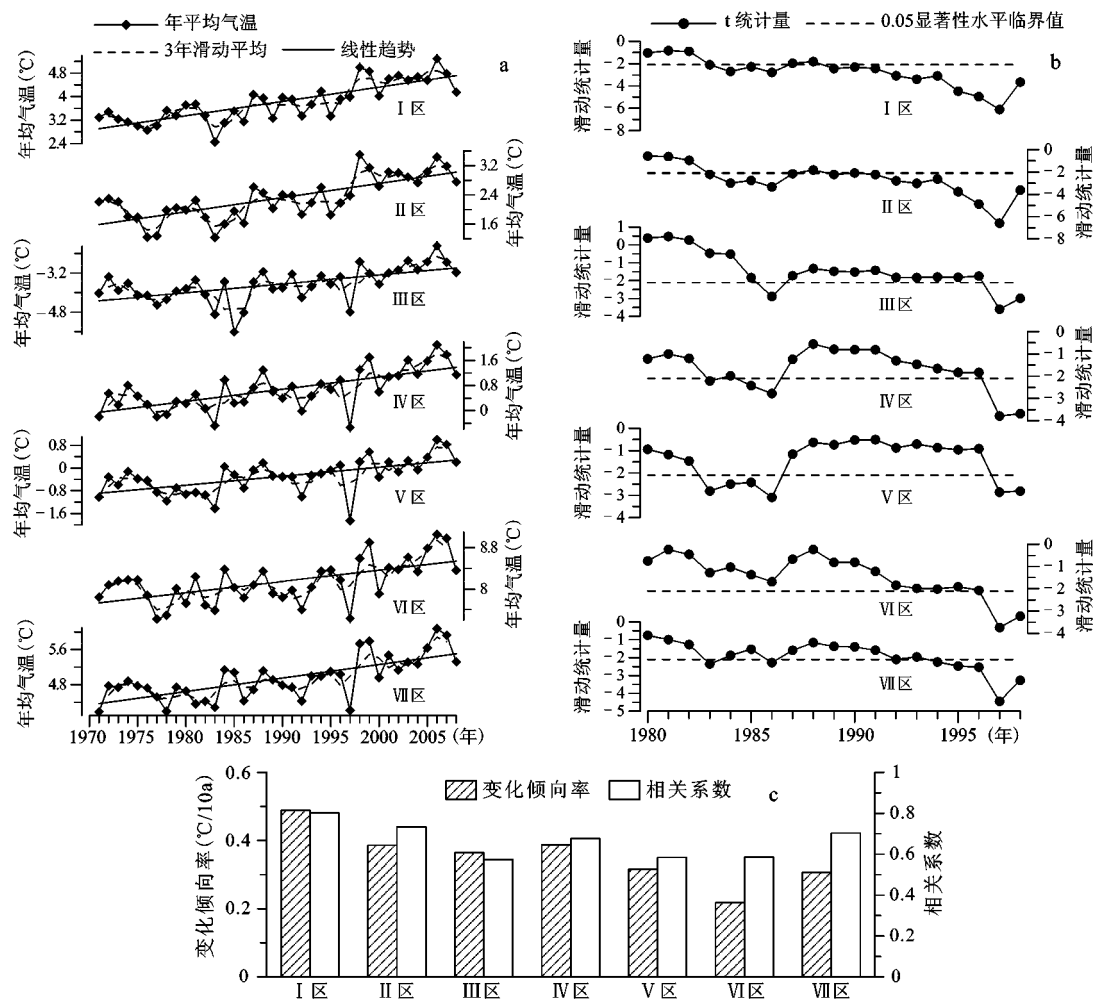


图2 年平均气温年际变化曲线(a), 年平均气温滑动t检验曲线(b)和年平均气温变化倾向率(c)

Fig.2 Regional interannual variation (a) and corresponding moving t-test (b) and rate of linear tendency (c) of annual mean temperature in the Tibetan Plateau in 1971-2008

表2 青藏高原各区不同年代的年平均气温 (均值)(°C)

Table 2 Regional interdecadal variation of annual mean temperature (mean value) (°C) in the Tibetan Plateau

区域	1971~1980年	1981~1990年	1991~2000年	2001~2008年	1971~2000年
I	3.26	3.46	4.03	4.67	3.58
II	1.89	2.00	2.47	3.01	2.12
III	-3.97	-4.08	-3.59	-2.85	-3.88
IV	0.22	0.46	0.68	1.44	0.45
V	-0.65	-0.46	-0.31	0.34	-0.47
VI	7.90	7.99	8.13	8.62	8.01

注: 1971~2000年数据为年平均气温的多年平均值。

长)显示(图4b), 除IV区和V区外, 其它区域均未检测到年可利用降水的显著突变。I区可利用降水20世纪70年代~80年代中期偏少、80年代中期~90年代中期偏多、20世纪90年代中期~2001年再次偏少、2002年以来复增多(表3)。II、III、IV区可利用降水的变化相对一致, 70年代偏少、80年代偏

多、90年代偏少, 其中IV区可利用降水于1990年发生由多到少的显著突变(图4b), 进入21世纪, 尤其2004年左右以来, 可利用降水明显回升, II、III、IV区2001~2008年间年可利用降水量(表3)较90年代分别增加15.1 mm(11.3%)、28.8 mm(19.0%)、15.4 mm(4.9%), 以III区的绝对和相对增量最为显著。

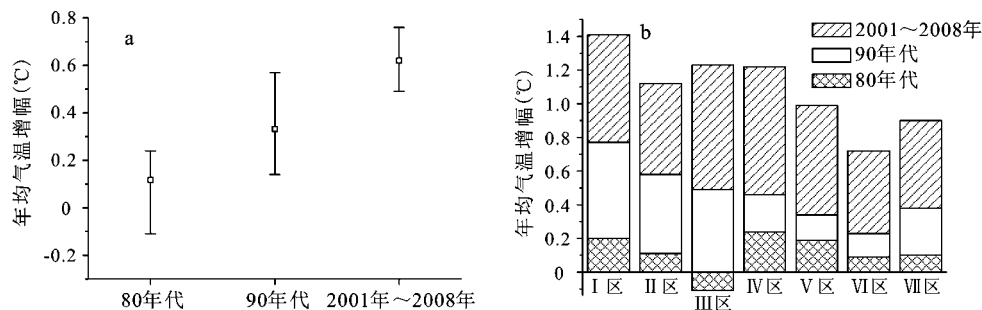


图3 不同年代年平均气温的年代际增幅(a)和不同区域年平均气温的年代际增幅(b)

Fig.3 Interdecadal increase amplitude of annual mean temperature in different eras (a) and in different regions (b)

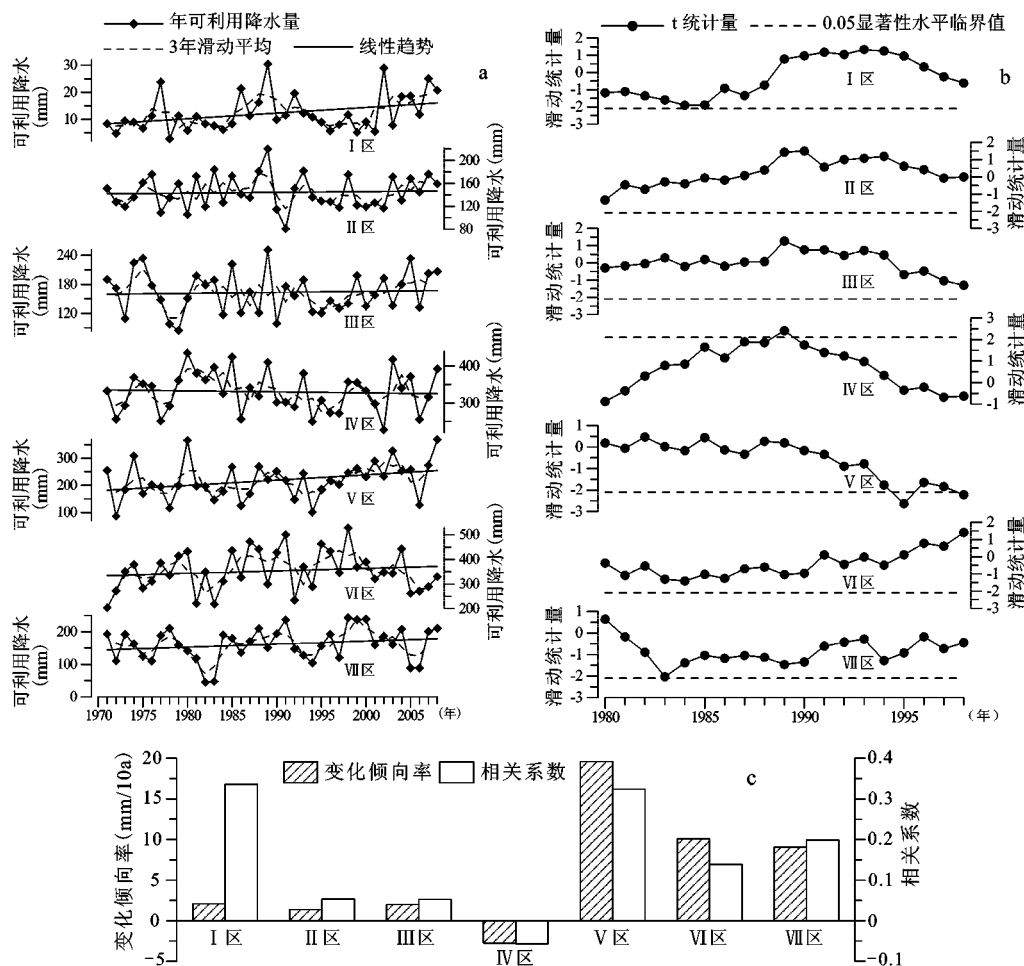


图4 年可利用降水量年际变化曲线(a),年可利用降水量滑动t检验曲线(b)和年可利用降水量变化倾向率(c)

Fig.4 Regional interannual variation (a) and corresponding moving t-test (b) and rate of linear tendency (c) of annual available precipitation in the Tibetan Plateau in 1971-2008

V区可利用降水在1996年之前整体偏少,但在20世纪70年代后期和80年代末期存在两个短暂的相对高值期(图4a),1996年可利用降水由少向多显著突变(图4b),1996~2008年间该区年可利用降水量较1971~1995年增加53.4 mm(28.8%),达到253.4 mm(表3)。VI区可利用降水80年代中

期之前整体偏少,此后明显增加,但进入21世纪以来,再次减少。VII区可利用降水存在4个变化阶段(图4a;表3):20世纪70年代~80年代初期(偏少)、80年代中期~90年代初(偏多)、90年代初~90年代后期(偏少)、20世纪90年代后期~2008年(偏多)。

表3 青藏高原各区不同时期的年可利用降水量
Table 3 Regional annual available precipitation of different periods
in the Tibetan Plateau

区域	时间	年可利用降水量(mm, 均值)
I	1971~1985 年	9.0
	1986~1994 年	15.9
	1995~2001 年	7.8
	2002~2008 年	18.8
II	1971~1980 年	137.9
	1981~1990 年	156.7
	1991~2000 年	134.0
	2001~2008 年	149.1
III	1971~1980 年	159.0
	1981~1990 年	166.1
	1991~2000 年	151.5
	2001~2008 年	180.3
IV	1971~1980 年	328.8
	1981~1990 年	351.6
	1991~2000 年	311.8
	2001~2008 年	327.2
V	1971~1995 年	200.0
	1996~2008 年	253.4
VI	1971~1984 年	319.1
	1985~2000 年	395.6
	2001~2008 年	325.9
VII	1971~1983 年	138.7
	1984~1991 年	183.6
	1992~1997 年	141.5
	1998~2008 年	184.1

4 气候变化与湖泊环境响应

4.1 不同区域的气候变化特征

综合上述对气温及可利用降水量变化特征的分析,可对青藏高原不同区域近 40 a 来的气候变化特征有一个初步的了解。

从整体变化趋势上来看,1971~2008 年青海省西北部柴达木地区(I 区)增温增湿;从年际波动上来看,20 世纪 80 年代中后期,该区气候开始趋于暖湿;至 90 年代中期,可利用降水由多转少,与此同时气温持续上升,气候由暖湿向暖干转变;21 世纪以来,可利用降水复增多,气候再次呈现暖湿特征。

青海省东北部地区(II 区)、南部三江源区以及

藏北当曲那曲河源区(III、IV 区)20 世纪 80 年代气候较 70 年代偏暖湿,进入 90 年代,气候由暖湿向暖干转变,直至 21 世纪初,尤其 2004 年左右以来可利用降水开始增多,气温亦持续上升,气候呈由暖干向暖湿转变的趋势。

南羌塘高原东部地区(V 区)气候在 1971~2008 年间整体趋于暖湿;20 世纪 90 年代中后期之前该区气候整体偏干,之后出现明显突变,气温进一步明显上升,可利用降水大幅增加,气候暖湿化趋势显著;此外,该区在 70 年代后期和 80 年代末期存在两个短暂的气候相对湿润期。

西藏东部地区(VI 区)气候在 20 世纪 80 年代中期至 20 世纪末期间较 70 年代至 80 年代中期偏湿,气温亦相对偏高,是一个较暖湿的时期,21 世纪以来,该区增温显著,但可利用降水大幅减少,气候由暖湿转向暖干。

藏南地区(VII 区)于 20 世纪 80 年代中期开始增温、增湿,气候呈暖湿特征,至 90 年代初,气候条件由湿变干,90 年代后期以来,可利用降水复增,气温亦显著上升,气候向暖湿转变。

施雅风先生曾提出中国西北西中部地区气候于 1987 年由暖干向暖湿转型,其中柴达木盆地东南侧部分地区为显著转型区之一^[25]。从上述分析中可知,柴达木地区气候确于 20 世纪 80 年代中后期由暖干向暖湿转变,但 90 年代中期至 20 世纪末经历了一段气候偏干期;柴达木地区之外的青海省其它地区在 80 年代中后期未见由暖干到暖湿的显著转型,这些地区 80 年代为气候相对暖湿期,90 年代为气候相对暖干期;藏东和藏南地区气候亦于 80 年代中期向暖湿转变,但藏南地区在 90 年代初至 90 年代后期存在短暂的气候偏干期;除藏东地区 21 世纪以来气候呈暖干趋势之外,青藏高原其它地区气候均于 20 世纪末 21 世纪初由暖干向暖湿转变,但各区域暖湿化的起始时间存在一定差异,按照时间顺序依次为藏北南羌塘高原东部地区(1996 年),藏南地区(1998 年),柴达木地区(2002 年),青海省东北部地区、南部三江源区以及藏北当曲那曲河源区(2004 年左右)。

4.2 气候变化的湖泊环境响应

最新湖泊调查显示^[26],中国东北平原与山区湖区、东部平原湖区、云贵高原湖区、青藏高原湖区以及蒙新湖区 5 个湖区中,青藏高原湖区湖泊数量最多,其面积大于 1 km² 的湖泊数量共计 1 055 个,

占全国湖泊总数的 39.2%, 其湖泊总面积最大, 合计 41 831.7 km², 占全国湖泊总面积的 51.4%。青藏高原的湖泊在地球中、低纬地区最少受人类活动影响, 该区湖泊环境的变化反映了纯自然过程^[1], 其中湖泊水量平衡变化、湖泊水化学性质变化等过程均与气候环境演变密切相关。

位于青海省东北部的青海湖是中国最大的内陆、咸水湖泊, 属面积超过 4 000 km² 的特大型湖泊, 湖水主要由地表径流和湖面降水补给, 流域内大部分河流为雨雪补给型河流。对青海湖 1981~2000 年期间每年的水量变化^[27]与青海省东北部地区(II 区)年可利用降水量、年平均气温之间的相关关系进行分析(图 5a), 结果显示, 水量变化与年可利用降水量显著正相关; 与年平均气温负相关, 但相关性不显著; 这表明以降水和蒸发为衡量指标的气候干湿变化是影响青海湖水量变化的主要因素。如图 5b 所示, 20 世纪 50 年代中后期以来, 青海湖水位整体呈持续下降的变化趋势, 至 80 年代, 该区气候条件向暖湿转变, 青海湖 80 年代的湖面降水较 70 年代有所增加^[28], 而水面蒸发量则较 70 年代明显减少^[29], 受上述因素影响, 80 年代青海湖的水位下降趋势明显变缓, 某些年份甚至出现水位上升现象, 至 1990 年, 青海湖面积为 4 338.7 km², 较 1981 年(4316.5 km²)增大了 22.2 km²^[27]。

表 4 为根据文献[27]中数据所计算的青海湖 20 世纪 80 和 90 年代的水量平衡要素, 90 年代青海湖的径流补给和湖面降水较 80 年代均有所减少, 湖面蒸发量则有所增加; 从水位和水量变化上来看, 相较于 80 年代, 90 年代青海湖的水位、水量、面积分别呈较明显的下降、减少、缩小趋势, 其中, 2000 年青海湖面积为 4 260 km², 较 1991 年(4 315 km²)缩小了 55 km²; 90 年代该区气候的暖干化是导致青海湖水量发生变化的主要因素。进入 21 世纪, 尤其是 2004 年以来, 该区气候条件复现暖湿趋势, 环青海湖地区的刚察站的气象记录显示(图 6), 自 2004 年以来降水量显著增加, 而有研究^[29]显示 2005~2007 年青海湖湖面蒸发量偏小, 受此影响, 青海湖水位开始回升, 其中, 2007 年青海湖水位较 2006 年上升 0.36 m, 且水位直至近年仍保持回升趋势^[30]。

20 世纪 80 年代三江源区气候偏湿, 长江源区多数湖泊面积较 70 年代有所增加^[31]; 20 世纪 90 年代起, 三江源区气候由暖湿转向暖干, 水资源量随之减少, 据调查^[31], 2000 年黄河源区 ≥ 10 km² 主要湖泊的总面积较 1990 年减少 22.6 km², 2000 年长江源区 ≥ 10 km² 主要湖泊的总面积较 1990 年减少 117.6 km²。以长江源头地区的苟仁错为例, 1990 年该湖面积为 23.5 km², 受暖干气候的影响, 1998

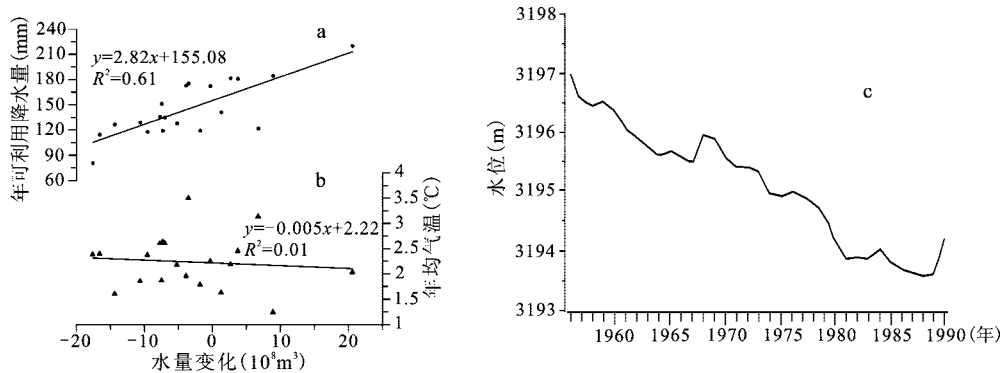


图 5 青海湖 1981~2000 年水量变化与年可利用降水量(a)、年平均气温(b)相关性分析和 1956~1990 年水位变化(c)
Fig.5 Correlation between water volume fluctuation of Qinghai Lake and available precipitation (a) and climatic elements in 1981-2000 (b), Interannual variation of water level of Qinghai Lake in 1956-1990(c)

表 4 青海湖不同年代水量平衡计算结果(均值)

Table 4 Estimated results of water balance of Qinghai Lake in the 1980s and 1990s (mean value)

	湖泊面积 (km ²)	径流补给 (10 ⁸ m ³)	湖面降水 (10 ⁸ m ³)	湖面蒸发 (10 ⁸ m ³)	水量变化 (10 ⁸ m ³)	水位变化 (cm)
1981~1990 年	4313.3	16.88	15.76	33.60	-0.95	-2.2
1991~2000 年	4277.8	14.38	14.13	34.47	-6.00	-13.9

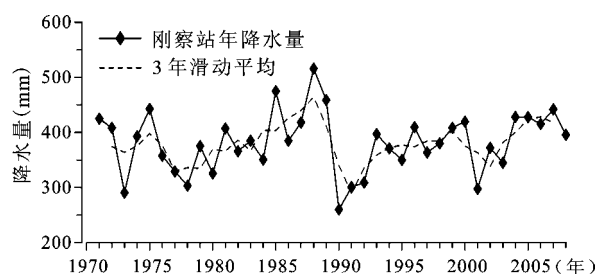


图6 刚察站近40 a来年降水量变化

Fig.6 Interannual variation of annual precipitation in Gangcha station in 1971-2008

年的实地考察发现该湖已整体干涸。

与青海省东北部地区相似,进入21世纪,尤其2004年以来,三江源区降水量增加,气候呈由暖干向暖湿转变的趋势。据监测,玛多县的湖泊面积和湖泊个数在2004~2006年期间均明显增加^[32]。遥感监测数据显示^[33],位于黄河源头的鄂陵湖和玛多县城东北部的冬给措纳2000年的湖泊面积分别为624.64 km²和227.55 km²,两者均主要依赖地表径流和湖面降水补给,至2005年,其湖泊面积分别扩大至628.47 km²和230.26 km²。2009年夏季的实地湖泊调查也发现湖泊水位明显上升的现象,鄂陵湖2009年夏季湖面较2005年夏季约上升1.2 m,冬给措纳2009年8月湖面较2008年3月约上升0.3 m。作为黄河源区的大型湖泊,鄂陵湖和冬给措纳的水位上升指示了该区近年来可观的水资源增量。2009年鄂陵湖水体的离子浓度^[33]与20世纪90年代中期^[34]相比明显减小,这也证明了近年来鄂陵湖水量的增加。

藏北南羌塘高原是青藏高原湖泊分布较密集的地区之一。兹格塘错是该区典型的高原内流、封闭咸水湖泊,湖水主要由入湖径流、湖面降水补给。从前文分析中可知,该区气候条件在20世纪90年代中后期之前整体偏干,图7为邻近兹格塘错的安多站的气象记录,从中也可看出90年代中后期之前该区降水整体偏少,蒸发量整体偏高,受其影响,兹格塘错湖泊水位在70年代至90年后期期

间以下降为主^[35],但湖泊水位在70年代后期和80年代末期存在水位回升期^[35],主要因为这两个时期降水相对偏高(图7)、湖面蒸发量偏低^[36]、气候条件相对湿润。

20世纪90年代后期之后,该区降水量整体上持续偏高(图7),蒸发量则持续偏低,受此影响,湖泊的湖面降水和流域径流补给有所增加,区域蒸发能力的偏弱则可能导致湖面蒸发量减小,从而使得湖泊水量呈增加趋势。类延斌等^[37]对兹格塘错湖面变化的研究显示,兹格塘错2001年湖泊面积为211.51 km²,较1992年(206.33 km²)增大5.18 km²。2006年9月对兹格塘错的实地调查发现其湖泊水位较2002年9月上升了1.8 m。我们对不同时期兹格塘错水样的水化学分析显示(表5),与1999年9月相比,2006年9月湖泊表层水样绝大多数离子的浓度明显减小,湖水矿化度为20.92 g/L,较1999年9月的40.52 g/L减小了近一半,湖水离子浓度的大幅减小也指示了兹格塘错湖泊水量的显著增加。

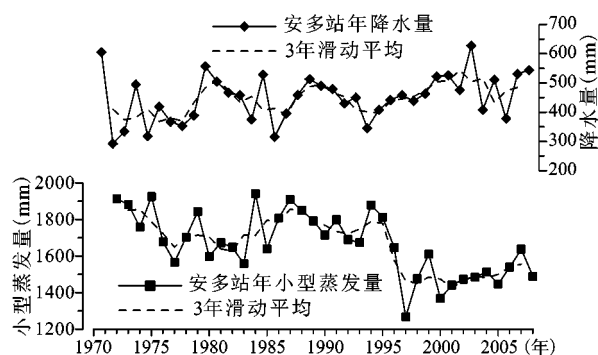


图7 安多站近40 a来年降水量和年小型蒸发量变化曲线

Fig.7 Interannual variation of annual precipitation and evaporation in Amdo station in 1971-2008

5 结论与讨论

1) 1971~2008年近40 a来,青藏高原年平均气温变化特征相对一致,整体呈显著上升趋势,增温率介于0.22~0.49℃/10a之间,以柴达木地区增

表5 兹格塘错不同年份水化学组分的变化

Table 5 Chemical composition of water of Zige Tangco Lake in 1999 and 2006

时间	离子浓度/(mg/L)								矿化度(g/L)
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
1999年	12164	749	119	25	1497	8026	3350	14584	40.52
2006年	7426	520	111	2.5	1020	4850	4540	2450	20.92

幅最大;多数地区年平均气温在 1987 年和 1998 年由低向高突变,其中 1998 年以来的增温尤为显著;年平均气温随年代递增,且年代际增幅亦呈增加趋势,90 年代显著增温以来,青海省和藏北地区的年代际气温增幅相对较高。

2) 近 40 a 来,柴达木地区和藏北南羌塘高原东部地区年可利用降水整体显著增加,变化倾向率分别为 2.1 mm/10a 和 19.6 mm/10a;青藏高原内部不同区域可利用降水的年际变化存在一定差异。

3) 近 40 a 来,柴达木地区整体增温增湿,20 世纪 80 年代中后期该区气候向暖湿转变,90 年代中期至 20 世纪末,气候偏暖干,21 世纪以来气候复现暖湿;青海省东北部地区、南部三江源区及藏北当曲那曲河源区 20 世纪 80 年代气候暖湿、90 年代气候暖干,21 世纪以来,尤其 2004 年之后气候向暖湿转变;南羌塘高原东部地区整体增温增湿,20 世纪 90 年代中后期气候明显向暖湿转变;藏东地区 80 年代中期至 20 世纪末气候偏暖湿,21 世纪以来偏暖干;藏南地区 20 世纪 80 年代中期至 90 年代初气候暖湿,90 年代初至 90 年代后期气候暖干,90 年代后期以来气候呈暖湿特征。

4) 气候的干湿变化对青藏高原湖泊水量具有直接影响:在青海东北部青海湖湖区以及青海南部三江源区,20 世纪 80 年代气候暖湿,青海湖的水量减少趋势得到明显缓解,三江源区湖泊面积有所增加;90 年代气候暖干,青海湖水量明显减少,三江源区湖泊呈萎缩趋势,部分湖泊干涸;2004 年左右以来,气候条件复现暖湿特征,青海湖水位回升,三江源区湖泊数量和水量均有所增加,近年来,黄河源区鄂陵湖、冬给措纳水位上涨,鄂陵湖湖水离子浓度较 90 年代明显减小。在藏北南羌塘高原东部地区,90 年代中后期之前,气候整体偏干、该区兹格塘错湖水水位以下降为主;相较青海湖湖区和三江源区,该区气候由暖干向暖湿转变的时间较早,为 90 年代后期,受其影响,90 年代后期之后兹格塘错湖泊面积开始扩张,湖泊水位大幅上升、湖水离子浓度显著减小。

参考文献:

- [1] 孙鸿烈.青藏高原的形成演化[M].上海:上海科学技术出版社,1996:152~158.
- [2] 潘保田,李吉均.青藏高原:全球气候变化的驱动力与放大器-III.青藏高原隆起对气候变化的影响[J].兰州大学学报(自然科学版),1996,32(1):108~115.
- [3] Yao T D, Liu X D, Wang N L, et al. Amplitude of climatic changes in Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(13):1236-1243.
- [4] 冯松,汤懋苍,王冬梅.青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J].科学通报,1998,43(6):633~636.
- [5] Zheng D. The system of physico-geographical regions of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 1996, 39(4):410-417.
- [6] Lin Z Y, Zhao X Y. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 1996, 39(4):442-448.
- [7] 刘晓东,张敏锋,惠晓英,等.青藏高原当代气候变化特征及其对温室效应的响应[J].地理科学,1998,18(2):113~121.
- [8] 吴绍洪,尹云鹤,郑度,等.青藏高原近 30 年气候变化趋势[J].地理学报,2005,60(1):3~11.
- [9] 牛涛,刘洪利,宋燕,等.青藏高原气候由暖干到暖湿时期的年代际变化特征研究[J].应用气象学报,2005,16(6):763~771.
- [10] 刘桂芳,卢鹤立.1961~2005 年来青藏高原主要气候因子的基本特征[J].地理研究,2010,29(12):2281~2288.
- [11] 李世杰,李万春,夏威夷,等.青藏高原现代湖泊变化与考察初步报告[J].湖泊科学,1998,10(4):95~96.
- [12] 朱西德,李林,李庆祥,等.青海省历史气候资料迁站资料的均一化处理[J].青海气象,2010,(2):6~9.
- [13] 高桥浩一郎.用月平均气温、月降水量估算蒸发量的经验公式[J].天气(日本),1979,26(12):29~32.
- [14] 宋正山,杨辉,张庆云.华北地区水资源各分量的时空变化特征[J].高原气象,1999,18(4):552~566.
- [15] 叶佰生,赖祖铭,施雅风.气候变化对天山伊犁河上游河川径流的影响[J].冰川冻土,1996,18(1):29~36.
- [16] 李林,王振宇,秦宁生,等.环青海湖地区气候变化及其对荒漠化的影响[J].高原气象,2002,21(1):59~65.
- [17] 郭洁,李国平.若尔盖气候变化及其对湿地退化的影响[J].高原气象,2007,26(2):422~428.
- [18] 黄伟,李忠锋,李超,等.基于因子分析定权法的丹江口水库水体营养度综合评价[J].环境科学与管理,2009,34(6):164~168.
- [19] 魏凤英.现代气候统计诊断与预测技术[M].北京:气象出版社,2007:37~41,57~60,117~124.
- [20] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC (AR4) [R]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.
- [21] Xie H, Ye J S, Liu X M, et al. Warming and drying trends on the Tibetan Plateau (1971-2005) [J]. Theor. Appl. Climatol., 2010, 101(3-4):241-253.
- [22] Liu X D, Cheng Z G, Yan L B, et al. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings [J]. Global and Planetary Change, 2009, 68(3):164-174.
- [23] 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[J].第四纪研究,2003,23(2):152~164.
- [24] Duan A M, Wu G X, Zhang Q, et al. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions[J].Chinese Science Bulletin,2006,51(11):1396-1400.
- [25] 施雅风.中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估[M].北京:气象出版社,2003:17~73.
- [26] 马荣华,杨桂山,段洪涛,等.中国湖泊的数量、面积与空间分布[J].中国科学(D辑),2011,41(3):394~401.
- [27] 舒卫先,李世杰,刘吉峰.青海湖水量变化模拟及原因分析[J].干旱区地理,2008,31(2):229~236.
- [28] 中国科学院兰州分院,中国科学院西部资源环境研究中心.青海湖近代环境的演化和预测[M].北京:科学出版社,1994:55~61.
- [29] 时兴合,李生辰,安迪,等.青海湖水面蒸发量变化的研究[J].气候与环境研究,2010,15(6):787~796.
- [30] 伊万娟,李小雁,崔步礼,等.青海湖流域气候变化及其对湖水量的影响[J].干旱气象,2010,28(4):375~383.
- [31] 秦宁生,时兴合,汪青春,等.三江源地区气候水文变化特征及其影响研究[M].北京:气象出版社,2008:151~155.
- [32] 吴素霞,常国刚,李凤霞,等.近年来黄河源头地区玛多县湖泊变化[J].湖泊科学,2008,20(3):364~368.
- [33] 沈德福.黄河源区典型湖泊现代过程及过去近1700年的湖泊沉积记录[D].北京:中国科学院研究生院,2011: 56~60, 67~69.
- [34] 侯希斌.黄河源头鄂陵湖区水环境现状评价[J].青海环境,1998,28(2):85~88.
- [35] 李万春.青藏高原湖泊现代过程研究——以兹格塘错为例[D].北京:中国科学院研究生院,2001:38~41.
- [36] 李万春,李世杰,濮培民.高原咸水湖面蒸发估算——以兹格塘错为例[J].湖泊科学,2001,13(3):227~232.
- [37] 类延斌,张虎才,王甍,等.青藏高原中部兹格塘错1970年来的湖面变化及原因初探[J].冰川冻土,2009,31(1):48~54.

Climate Change and Its Impact on the Lake Environment in the Tibetan Plateau in 1971-2008

JIANG Yong-jian^{1,2}, LI Shi-jie^{1,3}, SHEN De-fu⁴, CHEN Wei¹, JIN Chuan-fang^{1,2}

(1.State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210008, China; 2.Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550002, China; 4.College of Urban Construction and Environment, Anhui Science and Technology University, Chuzhou, Anhui 233100,China)

Abstract: Regional climate changes in different regions in the Tibetan Plateau in 1971-2008 are analyzed based on the monthly temperature and precipitation data from 52 meteorological stations. Regional weighted average values of meteorological elements are calculated by factor analysis. Rate of linear tendency and moving t-test are used to indicate the change trends and detect abrupt changes of meteorological elements respectively. Besides, lake environment changes in the Tibetan Plateau are discussed as the responses to the regional climate changes. The results show that the annual mean temperature has continued to rise at the rate of 0.22-0.49 °C/10a in all the subregions in the Tibetan Plateau in recent 40 years, the increase of annual mean temperature is particularly significant in the Qaidam region with a warming rate of 0.49 °C/10a. The annual mean temperature experienced two abrupt changes from low to high in 1987 and 1998 respectively and the latter is more significant than the former. The interannual variations of annual available precipitation show some differences among the subregions in the Tibetan Plateau, an overall trend of humidification is found in the Qaidam region and the east part of south Qiangtang Plateau in the northern Tibet. The variation of lake environment is affected by the climate change in the Tibetan Plateau notably. The increase and decrease of lake water volume are corresponding with humid and dry period of climate. Climatic condition has shifted from warm-dry to warm-humid since the late 20th century or early 21st century in Qinghai, the northern and southern Tibet. In some large lakes such as Qinghai Lake, Eling Lake, Donggi Conag Lake and Zige Tangco Lake in the Tibetan Plateau, water level has risen and water ion concentration has decreased in recent years, which reflects the increase of lake water volume under the warm-humid climatic conditions.

Key words: Tibetan Plateau; climate change; lake environment; regional difference