

1956—2013年曹家湖流域径流深变化

李永格^{1,2}, 李宗省¹, 冯起¹

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 内陆河流域生态水文重点实验室/甘肃省水文水资源工程技术中心, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 在古浪河水文站观测数据基础上,运用数理统计方法对曹家湖流域 1956—2013 年径流深变化的研究表明:(1)曹家湖流域春、夏、秋、冬季径流深的变化趋势均表现为 20 世纪 80 年代偏多,2000 年后偏少,这两个时段内年径流深与季节径流深变化一致;除冬季外,其他季节 20 世纪 60 年代径流深均高于多年平均;夏、冬季和年径流深 70、90 年代偏多。(2)就年际变化而言,春、夏、秋季径流深均表现为减小趋势,但不显著,冬季径流深呈不显著微弱增加趋势。受季节变化的影响,年径流深也表现出减小的态势。(3)各季节径流深变化均存在 4~18 a 的短周期变化,除春季外,其他季节径流深变化还存在 28~30 a 的长周期变化。(4)研究区春、秋、冬季和年径流深分别在 2008、1961、2007、2007 年突变减小,除冬季外,其他均未通过 95% 的显著性水平检验;研究时段内,夏季径流深经历了两次突变显著减少,分别出现在 1966 年和 2007 年。(5)研究区春、夏、秋季以及年降水量与径流深之间存在显著的正相关关系,冬季降水量与径流深存在不显著的负相关关系。

关键词: 曹家湖; 径流深; 突变; 降水量

文章编号: 1000-694X(2018)01-0200-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2016.00149

中图分类号: S273.29

文献标志码: A

0 引言

在中国西北内陆干旱、半干旱地区,水资源是社会经济发展的关键制约因素^[1-2]。地表径流的变化,反映了水文循环的过程。分析河川径流的变化过程和规律,有助于深入了解地表水资源的变化趋势,对于水资源的合理开发和高效、可持续利用具有重要的实践意义^[3]。第四次 IPCC 评估报告指出,近 100 a(1906—2005 年)地球表面平均温度上升了 0.74 °C^[4]。受全球气候变暖影响,中国西北也存在从暖干向暖湿转变的强劲信号^[5-8]。丁永建等^[9-10]认为黑河流域径流呈增加之势主要与降水量增加密切相关;肖生春等^[11]认为在未来 50 a,黑河在近期处于降水和径流增加的相对丰水期,经过一段时间将进入平水或稍枯时期。许多学者已对径流变化以及与气候之间的关系进行了大量研究^[12-17],但对曹家湖流域径流深变化的系统研究鲜见。鉴此,本文基于对曹家湖流域近 58 a 来水文过程的分析,探讨了曹家湖流域径流深时间序列的周期性变化,深入研究了该流域径流深变化的特性、规律及趋势,剖析

降水对径流的影响,从而深刻认识该区水资源变化,以为为该流域水资源的管理与配置提供决策参考。

1 研究区概况

曹家湖流域地处祁连山的最东段,是古浪河流域的支流,流域面积 403 km²,属于寒区小流域,径流主要为降水和地下水补给,汛期与降水一致,集中在夏秋季。出山口建曹家湖水库,曹家湖是古浪河流域的三大小型水库之一,是灌溉兼防洪的水库^[18]。曹家湖发源于祁连山东段的毛毛山北坡汇集小支流,流域上游山川相间,峰峦起伏、沟谷深切,河道狭窄,属高寒半干旱气候,植被较好。

2 数据与方法

2.1 数据来源

月径流和月降水数据分别来自于甘肃省水文局曹家湖河水文站(37°27'N,102°52'E;集水面积 403 km²)、甘肃省气象局乌鞘岭气象站(37°12'N、102°52'E,海拔 3 045.1 m)。为了尽可能保证所有数据

收稿日期:2016-07-16; 改回日期:2016-11-10

资助项目:甘肃省杰出青年基金项目(1506RJDA282);中国科学院“西部之光”西部博士项目;中国博士后管委会博士后国际交流计划项目(20140043)

作者简介:李永格(1992—),女,山东费县人,硕士研究生,研究方向为环境过程与可持续发展。E-mail: 18354950235@163.com

通信作者:李宗省(E-mail: lizxhhs@163.com)

资料长度的均一和稳定,径流、降水资料时间跨度取为 1956 年 1 月 1 日至 2013 年 12 月 31 日。在分析前,对径流序列的可靠性、一致性和代表性做了检查,结果表明:(1)该水文站自设站以来进行了连续的径流观测,且是曹家湖流域的控制断面,水位、流量关系稳定,数据资料可靠;(2)利用 M-K 方法对年和各季节径流深序列的突变分析表明,无异常突变点,数据序列具有良好的一致性;(3)数据序列时限为 58 a,而且断面以上极少受水电站、人工引水及灌溉等人类活动的影响,作为曹家湖流域出山口的控制断面,观测数据代表了整个流域的自然的产汇流及其变化过程。

2.2 研究方法

Mann-Kendall 法是一种非参数统计检验方法,它的优点是不需要样本遵从一定的分布,也不受少数异常值的干扰,更适用于类型变量和顺序变量,计算也比较简便,广泛用于水文-气象序列的突变分析^[19-21]。

小波分析是在傅里叶变换的基础上引入了窗口

函数,小波变换基于平移和伸缩的不变性,允许把一个时间序列分解为时间和频率的贡献,能进行多分辨率分析,并在时域和频域都有良好的局部化性质,从而解决了傅里叶变化不能解决的许多问题^[22-23]。在气候诊断中,小波分析不仅可以给出气候变化的时间尺度,还可以显示时间变化的位置,对分辨时间序列在不同尺度上的演变特征是非常有效的^[24-25]。

3 结果分析

3.1 径流深的年代际变化

如图 1 所示,春季径流深在 20 世纪 70 年代和 2000 年以后偏低,分别比多年平均值低 0.57、3.30 mm,在 60、80、90 年代偏高,分别比多年平均值高 0.88、3.52、0.43 mm。可见,90 年代之前径流深相对较大,之后相对较小,其中,2000—2013 年最低,80 年代最高,70 年代与 60 年代、90 年代与 80 年代、2000 年以后与 90 年代相比径流深分别减少了 1.45、3.09、3.73 mm,80 年代与 70 年代相比,径流深增加了 4.09 mm(表 1),这表明春季径流深经历

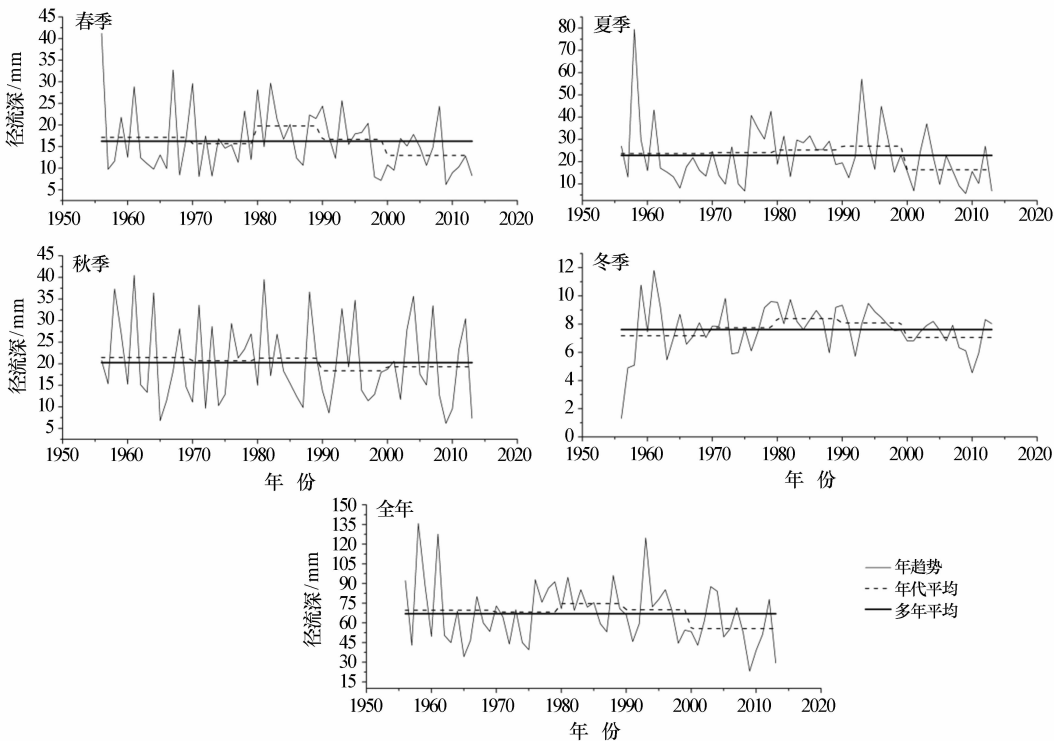


图 1 曹家湖流域季节及年径流深的年代际变化

Fig. 1 Inter-decadal change of seasonal and annual runoff depth in Caojia Lake Basin

了“多—少—多—少”的变化过程。

夏季径流深在 20 世纪 60、70、80、90 年代分别比多年平均值高 0.88、1.22、2.43、4.20 mm,2000 年以后比多年平均值低 6.46 mm(表 1),表明 2000

年之前径流深相对较大,之后对较少,且 70 年代与 60 年代、80 年代与 70 年代、90 年代与 80 年代相比,夏季径流深分别增加了 0.37、1.21、1.77 mm,但 2000 年以后与 90 年代相比减少了 10.66 mm。

可见,夏季径流深经历了“多—少”的变化过程,其中,90 年代径流深最多,2000 年以后表现为减小趋势(图 1)。

秋季径流深在 20 世纪 90 年代和 2000 年以后

表 1 曹家湖流域季节及年径流深(mm)的年代距平

| Table 1 Inter-decadal departure of seasonal and annual runoff depth (mm) in Caojia Lake Basin | | | | | |
|---|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | 20 世纪 60 年代 | 20 世纪 70 年代 | 20 世纪 80 年代 | 20 世纪 90 年代 | 2000—2013 年 |
| 春季 | 0.88 | −0.57 | 3.52 | 0.43 | −3.30 |
| 夏季 | 0.85 | 1.22 | 2.43 | 4.20 | −6.46 |
| 秋季 | 1.21 | 0.46 | 1.07 | −1.89 | −0.95 |
| 冬季 | −0.43 | 0.13 | 0.78 | 0.48 | −0.56 |
| 全年 | 2.72 | 1.27 | 7.75 | 3.03 | −11.33 |

偏低,比多年平均分别低 1.89、0.95 mm,在 60、70、80 年代偏高,分别比多年平均高 1.21、0.46、1.07 mm(表 1),可见 90 年代之前秋季径流深相对较大,之后相对较小,其中,60 年代最高,90 年代最低,70 年代与 60 年代、90 年代与 80 年代相比,径流深分别减小了 0.75、2.96 mm,80 年代与 70 年代、2000 年以后与 90 年代相比,径流深分别增加了 0.61、0.94 mm,整个研究时段秋季径流深表现出“多—少—多—少”的变化过程(图 1)。

冬季径流深在 20 世纪 70、80、90 年代偏高,分别比多年平均值高 0.13、0.78、0.48 mm,但在 60 年代和 2000 年以后比多年平均值低 0.43、0.56 mm(表 1),且 70 年代与 60 年代、80 年代与 70 年代相比,径流深分别增加了 0.56、0.65 mm,90 年代与 80 年代、2000 年以后与 90 年代相比,径流深减少了 0.30 和 1.04 mm,表明整个研究时段冬季径流深经历了“少—多—少”的变化过程,其中在 90 年代之前呈增加趋势,之后为减小趋势(图 1)。

年径流深在 2000 年以后偏低,比多年平均值低 11.33 mm,在 20 世纪 60、70、80、90 年代偏高,分别比多年平均值高 2.72、1.27、7.75、3.03 mm(表 1),表明 2000 年之前径流深相对较大,之后相对较小,其中 80 年代最高,2000 年以后最低,70 年代与 60 年代、90 年代与 80 年代、2000 年以后与 90 年代相比,径流深分别减少了 1.45、4.72、14.36 mm,只有 80 年代与 70 年代相比,增加了 6.48 mm,表明除了 70 到 80 年代出现了短暂的增加之外,其余时间都呈现减小趋势,并且减小幅度的逐级增大。由此可见,整个研究时段年径流深经历了“少—多—少”的变化过程(图 1)。

3.2 径流深的年际变化

曹家湖流域径流深的季节及年际变化如图 2 所

示。曹家湖流域春季径流深波动变化明显,在整个研究时段中,表现出先下降后上升的以 12 a 为周期的波动变化趋势,但总趋势下降。夏季径流深在 1964 年之前大幅下降,之后保持平稳,1973 年之后又开始波动上升,1995 年之后又开始大幅度波动下降,1956—1961、1974—1999 年径流深相对较大,1962—1973、1999 年以后径流深相对较小。整个研究时段内夏季径流深呈波动下降趋势。秋季径流深在 1964 年之前大幅下降,之后缓慢波动上升,1985—1992 年保持平稳,之后出现 2 次上升与下降交替变化,而后又展现出下降趋势,1956—1963、1977—1983、1993—1995、2001—2006 年径流深相对较高,1964—1976、1984—1992、1996—2000 年及 2007 年以后径流深相对较少,在整个研究时段内,秋季径流深表现出先下降后上升的波动变化态势。冬季径流深在 1960 年之前大幅上升,之后缓慢波动下降,1975 年之后有所回升,而后又表现出波状下降趋势。年径流深波动变化趋势明显,1964 年之前大幅下降,之后波动缓慢上升,1978 年以后表现为先下降后上升的变化趋势,但总趋势是下降的。

研究区春、夏、秋、冬季的径流深的年际变化倾向率分别为−0.097、−0.139、−0.068、0.002 mm · a^{−1}(表 2),58 年间,春、夏和秋的径流深分别下降了约 5.626、8.062、3.944 mm,而冬季增加了 0.116 mm,可以看出,前三个季节的径流深都表现为减少趋势,夏季减少的幅度最大,冬季径流深仅呈微弱增加趋势。各季节与年份的相关系数分别为 0.2256、0.1772、0.1204、0.0141,均未通过显著性水平检验,表明各季节径流深均不存在显著的变化趋势。年径流深的年际变化倾向率为−0.310 mm · a^{−1},相关系数为 0.2261,也未通过 95%显著性水平检验,但整体呈现不显著的下降趋势。

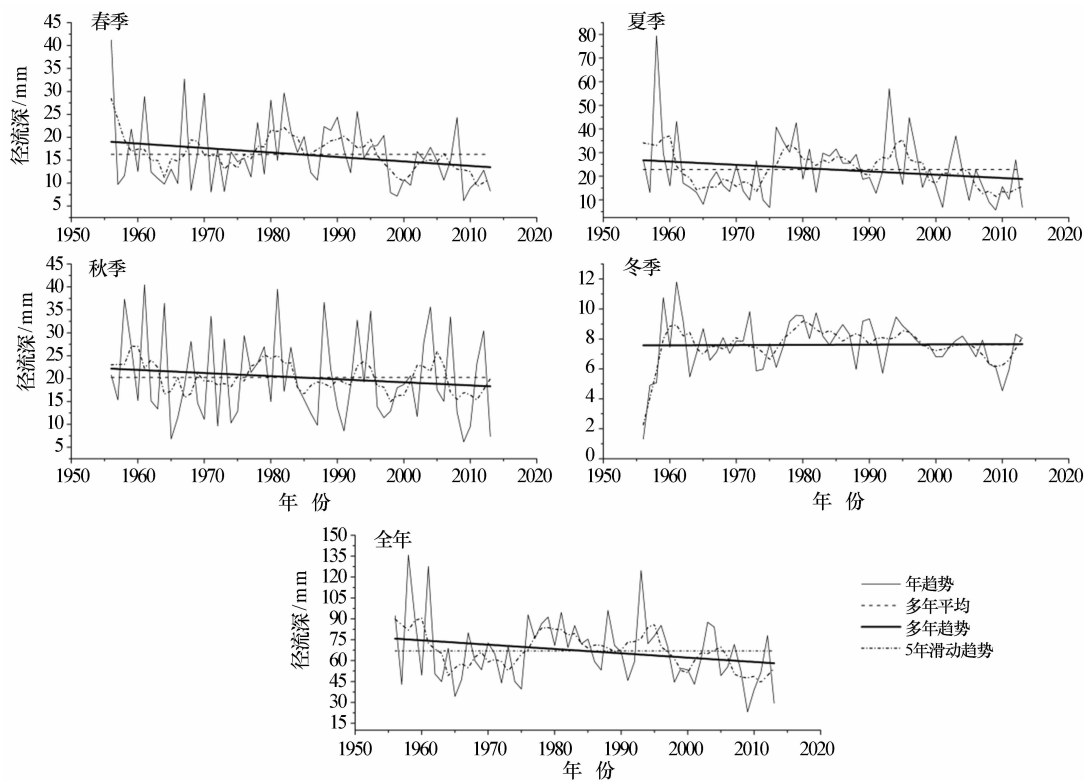


图 2 曹家湖流域季节及年径流深的年际变化

Fig. 2 Inter-annual change of seasonal and annual runoff depth in Caojia Lake Basin

表 2 曹家湖流域季节及年径流深变化趋势的
拟合关系式及相关系数

Table 2 Fitted relation and its coefficient of seasonal and
annual runoff depth change in the Caojia Lake Basin

| | 趋势拟合关系式 | 相关系数 R |
|----|-----------------------|--------|
| 春季 | $y = -0.097x + 209.5$ | 0.2256 |
| 夏季 | $y = -0.139x + 299.3$ | 0.1772 |
| 秋季 | $y = -0.068x + 154.2$ | 0.1204 |
| 冬季 | $y = 0.002x + 4.7$ | 0.0141 |
| 全年 | $y = -0.310x + 682.7$ | 0.2261 |

3.3 径流深的周期变化

基于小波分析,得到图 3 曹家湖流域径流深的周期变化,小波系数实部为正时,表示径流深偏多(图 3 中的红色区域),为负时表示径流深偏少(图 3 中的蓝色区域)。

春季径流深存在 17、10、8、5 a 左右的周期变化。在整个研究时段内,春季径流深经历了 9 次大的变化。1956—2013 年,春季径流深 17 年左右的周期变化明显,经历了“+、-”相位的 5 次循环,其中叠加了 10 a 左右的周期变化,1974—1998 年,经历了“+、-”相位的 4 次循环。1956—1966、2001—2013 年,表现为 8 a 左右周期变化,分别经历了“+、

-”相位的 2 次循环,其中 2008—2012 年,还叠加了 5 a 左右的小周期变化,经历了“+、-”相位的 1.5 次循环。1958—1972 年表现为 4 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的多次循环。由此推测未来 3~4 a 春季径流深相对较多。

夏季径流深存在 17、13 a 左右的周期变化,此外,还存在 30 a 左右的长周期变化。1956—2013 年,夏季径流深经历了 5 次大的变化,经历了“+、-”的 3 次循环。1957—1965、1998—2013 年夏季径流深表现为 17 a 左右的周期变化,分别经历了“+、-”相位的 1 次循环,“+、-”相位的 1.5 次循环。1967—1997 年,表现出 13 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的 3.5 次循环。1956—1965、1990—2010 年,表现出 5 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的多次循环。由此推测未来 4 年内夏季径流深相对较低。

秋季径流深存在 28 a 左右的长周期变化,此外还存在 18、8、6、4 a 左右的周期变化。1956—2013 年,经历了 5 次大的变化。1957—2013 年间,径流深表现为 18 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的 5 次循环。在 1976—2000 年,表现为 8 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的 4.5 次循环。1956—1975、2001—2013 年,表现出 6 a 左右的周期

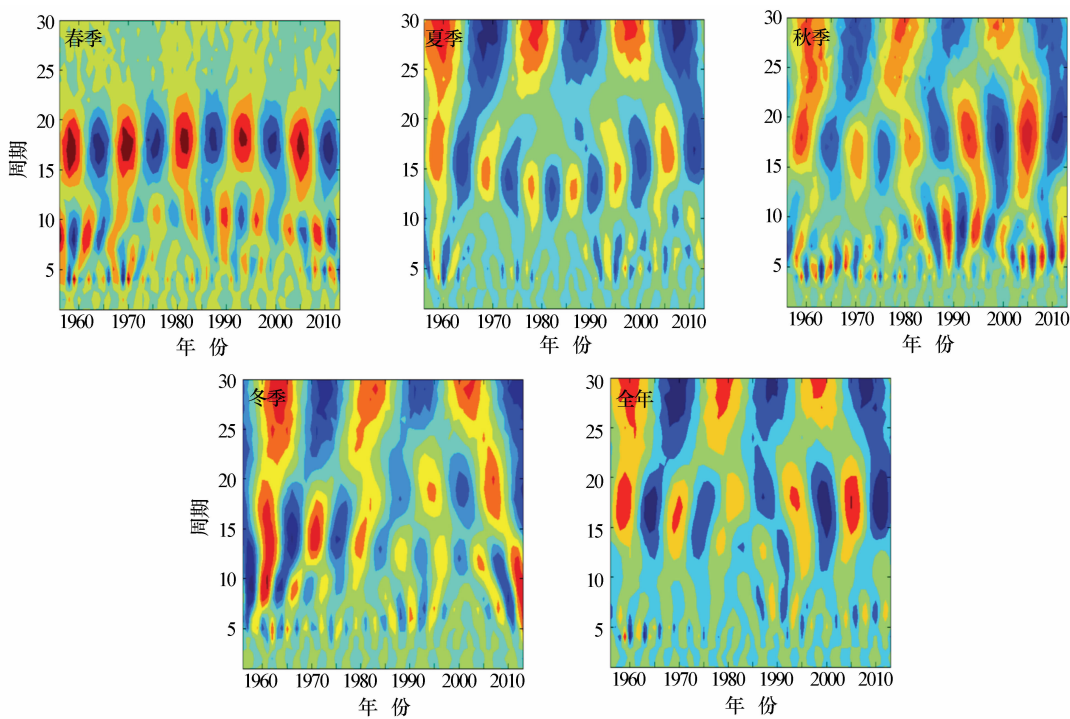


图 3 曹家湖流域季节及年径流深的周期变化
Fig. 3 Cycle change of seasonal and annual runoff depth in Caojia Lake Basin

变化,分别经历了“一、+”相位的 3 次、4.5 次循环,该时段还部分叠加了 4 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的多次循环。由此推测,未来 4 年径流深相对较少。

冬季径流深存在 5、9、12、14 a 左右的周期变化,此外还表现出 28 a 左右的长周期变化。整个研究时段内,径流深经历了 6 次大的变化。1956—2013 年间,径流深表现出 28 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的 3 次循环。冬季径流深的 18、14 a 左右的周期变化明显,分别在 1985—2013、1958—1982 年间,经历了“一、+”相位的 2.5 次和“+、-”相位的 2.5 次循环。在 18 a 左右的周期变化中,还叠加了 12 a 左右的周期变化,经历了“一、+”相位的 4 次循环。1956—1973 年,径流深表现出 9 a 左右的周期变化,经历了“一、+”相位的 3 次循环。1960—1998 年,表现为 5 a 左右的周期变化,经历了多次循环。由此推测,未来 4 a 内径流深相对较低。

年径流深表现出 6、17 a 左右的周期变化,此外还存在 30 a 左右的长周期变化。整个研究时段,年径流深经历了 5 次大的变化。1957—2013 年,径流深 17 a 左右的周期变化明显,经历了“+、-”相位的 5 次循环,其中又叠加了 6 a 左右的周期变化,1986—2013 年,经历了“一、+”相位的多次循环。

1959—1966 年,表现出 4 a 左右的周期变化,经历了“+、-”相位的 2 次循环。由此推测,未来 3 年内年径流深相对较低。

3.4 径流深的突变

如图 4 所示,春季径流深在 2008 年发生突变,突变前径流深比突变后径流深大 7.45 mm,未通过 0.05 的置信度检验,故突变不显著(表 3)。夏季径流深在 1966、2007 年发生了两次突变,均通过了 0.05 的置信度检验,第一次突变之前和之后的平均径流深分别为 26.21、22.19 mm,突变后比突变前径流深减少了 4.02 mm;第二次突变后比突变前径流深减少了 11.77 mm(表 3)。秋季径流深在 0.05 的置信度水平下,在 1961 年发生突变,突变前径流深相对较大,平均径流深为 23.15 mm,突变后,径流相对较小,平均径流深为 19.60 mm,突变后与突变前相差 3.55 mm。2007 年,冬季径流深发生突变,并通过了 0.05 的置信度检验,突变后径流深比突变前少 1.18 mm。年径流深在 2007 年发生突变,突变前径流深比突变后径流深大 23.82 mm,也未通过 0.05 的置信度检验。

4 讨论

如图 5 所示,曹家湖流域春季降水量波动变化

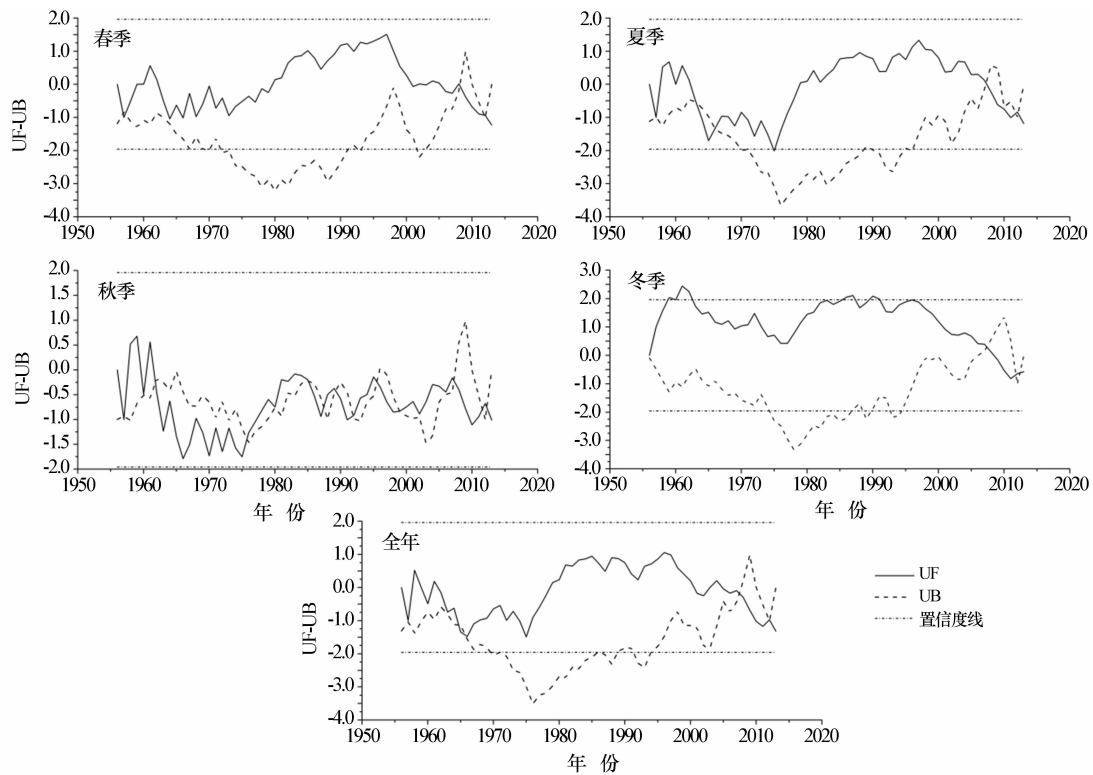


图 4 曹家湖流域季节及年径流深的突变

Fig. 4 Abrupt change of seasonal and annual runoff depth in Caojia Lake Basin

表 3 曹家湖流域季节及年径流深突变前后的对比

| Table 3 Comparison between before and after abrupt change of seasonal and annual runoff depth in Caojia Lake Basin | | | | |
|--|------|-------------|-------------|----------------|
| | 突变年份 | 突变前平均径流深/mm | 突变后平均径流深/mm | 突变前与突变后径流深差/mm |
| 春季 | 2008 | 16.77 | 9.32 | 7.45 |
| 夏季 | 1966 | 26.21 | 22.19 | 4.02 |
| | 2007 | 24.17 | 12.40 | 11.77 |
| 秋季 | 1961 | 23.15 | 19.60 | 3.55 |
| 冬季 | 2007 | 7.73 | 6.55 | 1.18 |
| 全年 | 2007 | 69.40 | 45.58 | 23.82 |

明显,在 1967 年之前大幅上升,之后保持平稳,1981 年之后又开始波动上升,2003 年之后又开始大幅度波动下降,1956—1967、1985—2005 年降水量相对较多,1968—1984、2006 年以后降水量相对减少,但春季降水量总趋势上升。夏季降水量在 1962 年之前大幅下降,之后波动上升,1956—1960、1965—1995 年降水量相对较多,1961—1965、1996 年之后降水量相对较少。可见,整个研究时段内夏季降水量呈波动下降趋势。秋季降水量在 1970 年之前波动上升,之后大幅下降,1985 年以后波动上升,在整个研究时段内,秋季径降水量表现为波动上升趋势。冬季径流深 1963 年之前大幅下降,之后保持平稳,1978 年之后经历了先上升后下降的变化态势,但总

趋势是上升的。曹家湖流域季节和年降水量均未通过显著性水平检验,故呈现不明显的上升或下降趋势(表 4)。

研究区春季降水量与径流深的年变化趋势,除 1962—1965、1988—1995 年变化趋势相反,其他时间段变化趋势基本一致(图 5)。夏季降水量与径流深在 1967—1970 年变化趋势相反,其他时间段变化趋势基本一致。秋季降水量与径流深变化趋势,1956—1959、1992—1995 年变化趋势相反,其他时间段变化趋势基本一致。冬季降水量与径流深变化趋势,1970—1975、1984—1990、2005—2007 年相反,其他时间段变化趋势基本一致。可见,径流深的长期趋势与降水量保持基本一致。

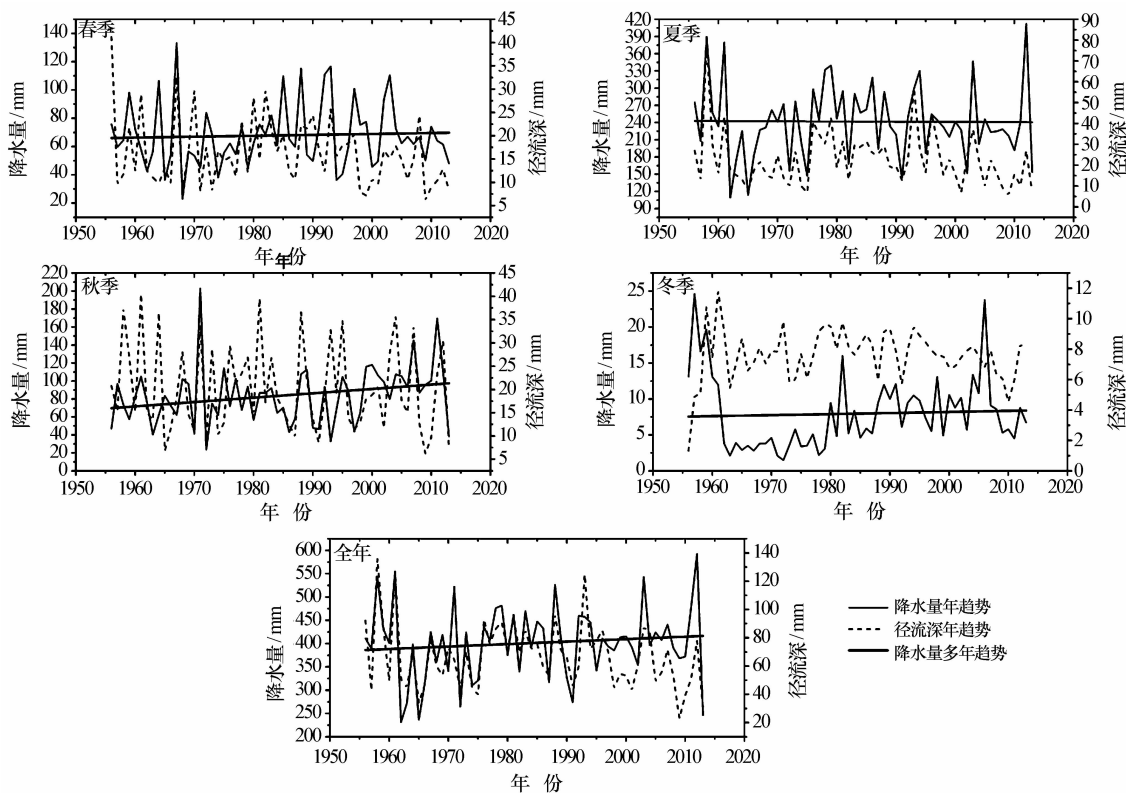


图 5 曹家湖流域季节及年降水量与径流深的年际变化对比

Fig. 5 Comparison between inter-annual change of seasonal and annual precipitation and runoff depth in Caojia Lake Basin

表 4 曹家湖流域季节及年降水量变化趋势的
拟合关系式及相关系数

| Table 4 Fitted relation and its coefficient of seasonal and annual precipitation change in the Caojia Lake Basin | | |
|--|---------------------|--------|
| | 趋势拟合关系式 | 相关系数 R |
| 春季 | $y=0.0653x-61.691$ | 0.0480 |
| 夏季 | $y=-0.0367x+314.54$ | 0.0095 |
| 秋季 | $y=0.4855x-879.81$ | 0.2526 |
| 冬季 | $y=0.0151x-21.924$ | 0.0500 |
| 全年 | $y=0.5292x-648.88$ | 0.1122 |

从图 6 中可以观察到,研究区春、夏、秋季以及年降水量与径流深之间存在非常显著的正相关关系,径流深随降水的增加而增加,冬季降水量与径流深存在不显著的负相关关系,径流深随降水的增加而减少,因此,径流深增减与降水量有密切的关系。

文中研究结果表明曹家湖流域径流深总体呈下降趋势,这与祁连山东部山区的径流呈下降趋势相一致^[26-27]。曹家湖小流域属于石羊河大流域,但是曹家湖流域径流深降幅最大是在 2000 年以后,这与石羊河出山径流降幅变化存在差异^[28]。研究结果

表明,石羊河流域年径流量总体呈下降趋势^[29],西营河径流量总体呈减小趋势^[30],古浪河、杂木河年平均径流量减少趋势显著^[31],石羊河流域出山径流整体存在减小趋势^[32-33],这些研究结论与文中曹家湖流域年径流深变化趋势基本一致;凌文韬等^[34]认为黑河出山口径流量将呈增加趋势,李常斌等^[35]认为黑河流域中西部水系在年代尺度上呈缓慢下降的趋势,郭巧玲等^[36]认为黑河干流莺落峡站年径流存在增加趋势,正义峡站存在减少趋势。可见,同一流域也存在地区差异,曹家湖流域不属于黑河流域,故与黑河流域径流变化存在差异。在周期变化方面,张晓晓等^[37]认为石羊河出山年径流存在 5、7、19 a 左右的周期波动,与文中年径流深短周期变化基本一致,但曹家湖流域年径流深还存在 30 a 左右的长周期变化。蓝永超等^[38-39]认为石羊河、黑河、疏勒河流域山区降水量与径流深存在非常密切的正相关,李玲萍等^[40]认为石羊河流域流量与区域降水变化存在显著正相关,马宏伟等^[41]认为杂木河出山口径流与降水呈正相关,文中春、夏、秋季、年降水量和径流深的相关关系与这些观点一致,但降水不是影响径流深的唯一因素,文中并没有考虑人类活动、气温变化、地下水^[42]等对径流深的影响,未来

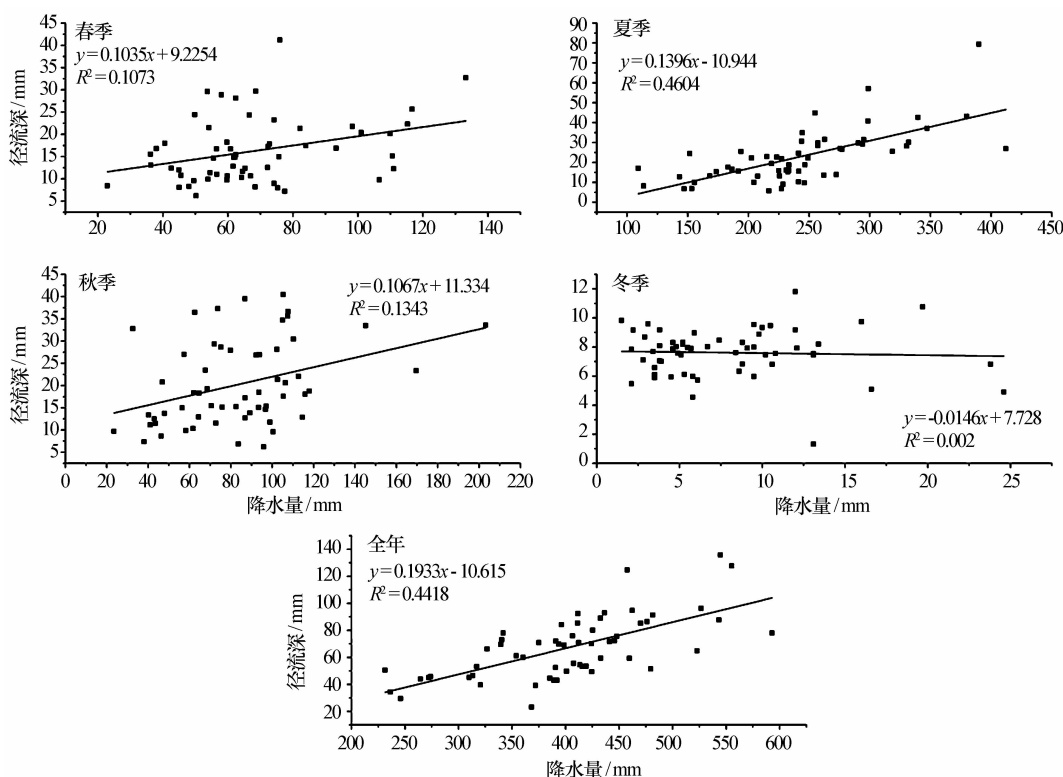


图 6 曹家湖流域季节及年降水量与径流深相关性

Fig. 6 Correlation curves between seasonal and annual precipitation and runoff depth in Caojia Lake Basin

需要进一步探究。

5 结论

曹家湖流域春、夏、秋、冬季径流深的变化趋势均表现为 20 世纪 80 年代偏多, 2000 年后偏少, 这两个研究时段内, 年径流深与季节径流深变化一致; 春、夏、秋季 20 世纪 60 年代径流深均高于多年平均, 仅冬季偏低; 夏、冬季 70、80、90 年代径流深偏多, 2000 年后偏少; 年径流深表现为 60、70、80、90 年代偏高, 2000 年以后偏低, 夏季径流深在全年径流深中所占比重较大。

就年际变化而言, 春、夏、秋季径流深均表现为减小趋势, 但不显著。春、夏季径流深表现为先下降后上升的周期波动变化趋势, 在 2000 年之后表现为负距平, 冬季径流深仅呈不显著微弱增加趋势。受季节变化的影响, 年径流深也表现出减小的态势。

春、夏、秋、冬季径流变化均存在 4~18 a 的短周期变化, 除春季外, 其他季节径流深变化还存在 28~30 a 的长周期变化, 由于年径流深受夏、秋季节影响较大, 其周期变化类似, 除长周期变化外, 年径流深还存在 17 a 和 6 a 左右的周期变化。

研究区春、秋、冬季和年径流深分别在 2008、

1961、2007、2007 年突变减小, 除冬季外, 其他均未通过 95% 的显著性水平检验; 研究时段内, 夏季径流深经历了两次突变减少, 并通过了 95% 的显著性水平检验, 分别出现在 1966 年和 2007 年。

曹家湖流域季节和年降水量均未通过显著性水平检验, 故呈现不明显的上升或下降趋势。曹家湖流域径流深的长期趋势与降水量保持基本一致, 且春、夏、秋季以及年降水量与径流深之间存在非常显著地正相关关系, 冬季降水量与径流深存在不显著的负相关关系。

参考文献:

- [1] 丁永建, 叶柏生, 韩添丁, 等. 过去 50 年中国西部气候和径流变化的区域差异[J]. 中国科学(D 辑): 地球科学, 2007, 37(2): 206—214.
- [2] Boehmer K, Memon A, Mitchell B. Towards sustainable water management in Southeast Asia experiences from Indonesia and Malaysia[J]. Water International, 2000, 25(3): 356—377.
- [3] 蒋艳, 周成虎, 程维明. 新疆阿克苏河流域年径流时序特征分析[J]. 地理科学进展, 2005, 24(1): 87—96.
- [4] 段建军, 王彦国, 王晓风, 等. 1957—2006 年塔里木河流域气候变化和人类活动对水资源和生态环境的影响[J]. 冰川冻土, 2009, 31(5): 781—791.
- [5] 凌红波, 徐海量, 张青青, 等. 叶尔羌河年径流量与降水量的集

中性及相关性分析[J]. 中国沙漠, 2012, 32(6): 1757—1764.

[6] 郝兴明, 李聪, 李卫红, 等. 北疆西部近 50 a 来气候、水文变化趋势及其与北大西洋/北极涛动的关系[J]. 中国沙漠, 2011, 31(1): 191—198.

[7] 时兴合, 李生辰, 李栋梁. 青海湖周边年代际气候振动及其对青海高原气候变化的响应[J]. 中国沙漠, 2008, 28(5): 239—248.

[8] 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.

[9] 丁永建, 叶柏生, 刘时银. 祁连山中部地区 40 a 来气候变化及其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 2000, 22(3): 193—199.

[10] 丁永建, 叶柏生, 周文娟. 黑河流域过去 40 a 来降水时空分布特征[J]. 冰川冻土, 1999, 21(1): 42—48.

[11] 肖生春, 肖洪浪, 蓝永超, 等. 近 50 a 来黑河流域水资源问题与流域集成管理[J]. 中国沙漠, 2011, 31(2): 529—535.

[12] 凌红波, 徐海量, 张青青, 等. 叶尔羌河年径流量与降水量的集中性及相关性分析[J]. 中国沙漠, 2012, 32(6): 1757—1764.

[13] 邓振镛, 张强, 王润元, 等. 河西内陆河径流对气候变化的响应及其流域适应性水资源管理研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(5): 1267—1275.

[14] 刘志方, 刘友存, 郝永红, 等. 黑河出山径流过程与气象要素多尺度交叉小波分析[J]. 干旱区地理, 2014, 37(6): 1137—1146.

[15] 孙然好, 潘保田, 牛最荣, 等. 河西走廊近 50 年来地表水资源时间序列的小波分析[J]. 干旱区地理, 2005, 28(4): 39—43.

[16] 李宗省, 何元庆, 温煜华, 等. 我国典型海洋型冰川区高海拔区输出水量变化对气候变暖的响应[J]. 地球科学, 2010, 35(1): 43—50.

[17] 李宗省, 何元庆, 庞洪喜, 等. 我国季风海洋型冰川区“冰川—径流”系统的全球变化敏感性研究[J]. 地理科学, 2008, 28(2): 229—234.

[18] 周侃. 甘肃河湖[J]. 甘肃水利水电技术, 2015, 51(3): 63—65.

[19] 张生军, 王天明, 王涛, 等. 新疆近 50 a 来降水量时空变化及其突变分析[J]. 中国沙漠, 2010, 30(3): 668—669.

[20] 黄秋霞, 赵勇, 何清. 阿拉木图与乌鲁木齐夏季降水变化趋势对比分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2013, 7(2): 34—35.

[21] 刘闻, 曹明明, 宋进喜, 等. 陕西年降水量变化特征及周期分析[J]. 干旱区地理, 2013, 36(5): 865—874.

[22] 刘笑彤, 蔡运龙. 基于小波分析的径流特性和影响因素多尺度分析——以通天河为例[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2014, 50(3): 549—551.

[23] 刘宇峰, 孙虎, 原志华. 基于小波分析的汾河河津站径流与输沙的多时间尺度特征[J]. 地理科学, 2012, 32(6): 764—767.

[24] 邵晓梅, 许月卿, 严昌荣. 黄河流域降水序列变化的小波分析[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2006, 42(4): 503—509.

[25] 申倩倩, 束炯, 王行恒. 上海地区近 136 年气温和降水量变化的多尺度分析[J]. 自然资源学报, 2011, 26(4): 644—654.

[26] 蓝永超, 仵彦卿, 康尔泗, 等. 祁连山北麓出山径流对气候变化的响应[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2001, 37(4): 125—132.

[27] 王文行, 段争虎, 王建伟. 气候变化对祁连山石羊河出山口径流的影响研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 469—477.

[28] 何彬, 张钰, 朱佳君, 等. 祁连山区三大内陆河近 50 年来出山径流特征分析[J]. 水资源与水工程学报, 2011, 22(5): 11—15.

[29] 蒋菊芳, 魏育国, 刘明春, 等. 1950—2011 年石羊河流域中、下游气候和农业水资源变化分析[J]. 中国农学通报, 2015, 31(1): 166—173.

[30] 刘明春, 李玲萍, 史志娟, 等. 石羊河流域径流量分布特征及对气候变化的响应——以西营河为例[J]. 干旱地区农业研究, 2013, 31(1): 193—198.

[31] 徐宗学, 李占玲, 史晓崑. 石羊河流域主要气象要素及径流变化趋势分析[J]. 资源科学, 2007, 29(5): 121—128.

[32] 宋爱英. 近 60 年石羊河流域降水径流演变趋势分析[J]. 中国水利, 2014(11): 47—49.

[33] 周俊菊, 师玮, 石培基, 等. 石羊河上游 1956—2009 年出山径流量特征及其对气候变化的响应[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2012, 48(1): 27—34.

[34] 凌文韬, 谢利云, 何玉琛, 等. 黑河流域径流变化规律及趋势预测[J]. 人民黄河, 2014, 36(11): 20—21, 25.

[35] 李常斌, 李文艳, 王雄师, 等. 黑河流域中、西部水系近 50 年来气温 降水 径流变化特征[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2011, 47(4): 7—12.

[36] 郭巧玲, 杨云松, 鲁学纲. 黑河流域 1957—2008 年径流变化特性分析[J]. 水资源与水工程学报, 2011, 22(3): 77—81.

[37] 张晓晓, 张钰, 徐浩杰, 等. 河西走廊三大内陆河流域出山径流变化特征及其影响因素分析[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(4): 66—72.

[38] 蓝永超, 刘金鹏, 丁宏伟, 等. 1960—2012 年河西内陆河上游山区降水量变化及其区域性差异分析[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1474—1480.

[39] 蓝永超, 胡兴林, 丁宏伟, 等. 气候变暖背景下祁连山西部山区水循环要素的变化——以疏勒河干流上游山区为例[J]. 山地学报, 2012(6): 675—680.

[40] 李玲萍, 刘明春. 石羊河流域出山口河流流量的变化趋势及特性分析[J]. 水土保持学报, 2011, 25(1): 58—63.

[41] 马宏伟, 王乃昂. 近 50 年石羊河出山口径流对气候变化的响应[J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(1): 113—117.

[42] 王敬哲, 刘志辉, 塔西甫拉提·特依拜. 呼图壁河基流变化及其影响因素[J]. 中国沙漠, 2017, 37(4): 793—801.

Runoff Depth in the Caojiahu Lake Basin of Gansu, China, during 1956—2013

Li Yongge^{1,2}, Li Zongxing¹, Feng Qi¹

(1. *Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin/Gansu Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

Abstract: In this paper, using hydrological data of Gulang River Hydrological Station during 1956—2013 in the Caojia Lake Basin, we analyzed the inter-decadal and inter-annual change of runoff depth by linear trends and the 5-year trend of sliding, tested climate mutations on Mann-Kendall method, studied the cycle to climate change in wavelet analysis, the conclusions are following: (1) Spring, summer, autumn and winter runoff depth is abundant in 1960s, but it is relatively lower after 2000, and in these two research period, annual runoff depth is consistent with the change of the seasonal runoff depth; In addition to the winter, other seasons runoff depth are higher than multi-year average in the 1960s; Summer, winter and annual runoff depth are abundant in 1970s and 1990s; (2) variation in spring, summer and autumn runoff depth tended to reduced, but not obvious, which runoff depth in winter displayed an slight increase. Affected by seasonal change, the annual runoff depth also showed a decrease trend; (3) Seasonal runoff depth variation, there were about 4 years, 18 years and in addition to the spring, above 28—30 years of cycle during 1956—2013; (4) Mutation reduce of the runoff depth happened in the years of 2008, 1961, 2007, 2007 for spring, autumn, winter and annual, and what's more, only the summer runoff depth experienced two mutation reduce, respectively, in 1966 and 2007; (5) There was a significant positive correlation between the spring, summer, autumn and annual precipitation and the runoff depth in the study area, and winter precipitation and runoff depth exist no significant negative correlation relationship.

Key words: Caojia Lake Basin; runoff depth; mutation; precipitation