

刘水清, 周祖昊, 刘佳嘉, 等. 基于冻土水文模拟的松花江流域水资源演变规律[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2023, 21(1): 127-136. LIU S Q, ZHOU Z H, LIU J J, et al. Evolution law of water resources in Songhua River basin based on hydrological simulation of frozen soil[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2023, 21(1): 127-136. (in Chinese)

基于冻土水文模拟的松花江流域水资源演变规律

刘水清¹, 周祖昊¹, 刘佳嘉¹, 李佳², 谢新民¹, 贾仰文¹, 王浩¹

(1. 中国水利水电科学研究院 流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 北京 100038;

2. 水利部南水北调规划设计管理局, 北京 100038)

摘要: 为分析松花江流域水资源的演变规律, 基于寒区水-热-氮素循环模型(the water and energy transfer processes and nitrogen cycle processes model in cold regions, WEP-N)和水资源评价方法, 对径流发生突变的 1998 年前后(即 1999—2018 年和 1956—1998 年)进行比较, 松花江流域年水资源总量减少 217.0 亿 m³, 减幅达到 22.2%。其中, 地表水资源量减少是水资源总量减少的主要组分, 占水资源总量减少的比例为 96.9%, 不重复地下水资源减少量占 3.1%。基于多因子归因分析方法分析可知, 气候变化是松花江流域水资源减少的主要因素, 对松花江流域全年水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量减少的贡献率分别为 81.6%、74.9%、286.6%, 取水量的贡献率分别为 18.4%、25.1%、-86.6%。从年内不同时期分析可知, 非冻融期是全年水资源量减少的主要时期, 占全年水资源总量减少的 82.6%, 冻融期占 17.4%。和北方的海河流域、黄河流域相比, 水资源减少幅度和主要影响因素各不相同, 主要取决于气候变化和人类活动强度变化幅度的不同。与位于华北和西北的两大流域海河流域和黄河流域对比, 气候变化对松花江流域水资源衰减的影响与海河流域相当, 明显大于黄河流域, 而人类活动对松花江流域水资源衰减的影响明显小于两大流域。

关键词: 松花江流域; 水资源; 演变规律; 冻土水文模拟; 归因分析

中图分类号: TV214; P333 **文献标志码:** A **DOI:** 10.13476/j.cnki.nsbqk.2023.0014

全球水资源衰减已受到广泛关注^[1-3]。由于气候变化的影响和人类活动的日益加剧, 寒区水循环正在发生巨大变化^[4-8]。东北地区是我国主要的三大寒区之一, 该区域广泛分布着季节性冻土和雪被, 最北部的部分区域还存在永久性冻土^[9-10]。松花江是我国的七大河流之一, 是东北地区的主要河流。松花江流域作为我国重要的工农业基地, 由于气候变化和人类活动影响, 松花江流域的径流年际变化很大, 经常出现连续丰水年和连续枯水年的情况^[11-16]。松花江流域年内径流分配极不均匀, 主要水文站点的全年径流主要集中在 7—9 月, 可占到全年径流量的 50% 以上^[11, 17-18]。由于气候变化, 松花江流域的冬季径流呈增加的趋势, 夏季和秋季的径流呈减

少的趋势^[19]。

关于松花江流域径流变化规律的研究有很多。涂钢等^[20]通过标准化的累积距平曲线的方法发现降水是影响松花江夏季径流的一个重要气象因子。李峰平^[21]结合滑动 t 检验和降水-径流双累积曲线的方法发现 1960—1974 年属于人类活动影响很小的天然时期, 1975—2009 年属于大规模土地利用和水利工程建设等人类活动影响的时期, 其中 1975—1989 年气候变化对松花江流域干流减少的贡献率为 63%~65%, 1990—2009 年人类活动起主要作用^[20]。王彦君等^[22-23]基于累积量斜率变化率比较的方法分析了人类活动和降水变化对径流减少的贡献, 发现在不考虑蒸散发影响时, 人类活动对松花江干流径

收稿日期: 2022-10-25 修回日期: 2022-12-25 网络出版时间: 2023-01-06

网络出版地址: <https://kns.cnki.net/kcms/detail//13.1430.TV.20230105.1641.001.html>

基金项目: 国家自然科学基金项目(51679257); 国家水体污染控制与治理科技重大专项课题(2012ZX07201-006)

作者简介: 刘水清(1996—), 女, 河北邢台人, 博士研究生, 主要从事水文学及水资源研究。E-mail: 1797136334@qq.com

通信作者: 周祖昊(1975—), 男, 湖北武汉人, 正高级工程师, 博士, 主要从事流域水循环及伴生过程模拟与调控研究。E-mail: zhzh@iwhr.com

流减少的贡献率为 57%~75%。史涵^[24]基于 Budyko 假设的弹性系数法分析发现人类活动对松花江流域径流减少的贡献率高达 96.1%，气候变化的影响仅为 3.9%。现有的研究很少涉及流域地表水、地下水资源演变规律，更少关注到松花江作为一个寒冷地区的流域，其冻融期与非冻融期水资源究竟如何变化。在其他高强度人类活动寒区流域，现有的研究^[25-26]对水资源的关注也很少。

因此，以东北松花江流域为例，应用寒区水-热-氮素循环模型(the water and energy transfer processes and nitrogen cycle processes model in cold regions, WEP-N)^[27]中的水文模块对流域水循环过程进行模拟，进而基于水资源评价方法对全年、冻融期和非冻融期的水资源进行评价，基于多因素归因分析方法，分析年内不同时期水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量的演变规律及对气候变化和人类活动的响应，为松花江流域的水资源保护、利用以及高质量发展提供支撑。

1 研究区概况与数据来源

1.1 研究区概况

以中国东北部气候严寒的松花江流域作为典型，分析气候变化与人类取用水活动对水资源量的影响。松花江流域位于北纬 41°42'~51°38'，东经 76°52'~132°31'，海拔范围为 50~2 700 m。松花江流域面积 55.7 万 km²，跨黑龙江、吉林、辽宁和内蒙古 4 省(自治区)。松花江是黑龙江的主要支流，有南北两源，北源嫩江发源于大兴安岭支脉伊勒呼里山，南源发源于长白山天池。松花江流域存在季节性冻土，最大冻结深度大于 2 m，最长的冻结期为 10 月至次年 7 月，无冰川^[28]。

1.2 数据来源

研究需要的数据主要包括：数字高程数据 DEM，采用 30"分辨率的 SRTM30 DEM 数据，由美国太空总署(NASA)和国防部国家测绘局(NIMA)联合测定；气象数据，采用 51 个气象站 1956—2018 年逐日降水、气温、湿度、风速、日照时数作为基础输入，并采用反距离平方法将站点数据展布到子流域形心上作为模型驱动；土地利用数据，以中科院地理所提供的 30 m 分辨率的土地利用数据为基础，共 1990、2000、2005 年 3 期；土壤及其特征数据，采用全国第二次土壤普查资料；1956—1999 年松花江流域取用水数据与水资源量数据来源于《中国水资源

及其开发利用调查评价》^[29]，2000—2018 年数据来源于松辽水资源公报(<http://www.slwr.gov.cn/>)；松花江流域的水库参数与调度资料来源于松辽水利网(<http://www.slwr.gov.cn/>)；WEP-N 模型水文模块验证数据，江桥(1956—2018 年)、扶余(1956—2000 年、2006—2018 年)和佳木斯站(1956—2018 年)的实测流量数据来源于松辽流域水资源年鉴。

2 研究方法

2.1 WEP-N 模型中的冻土水文模拟原理

WEP-N 是寒区水-热-氮素循环模型，该模型已经应用于寒区流域并取得了很好的模拟效果^[27]。WEP-N 模型可以综合考虑气象、下垫面、人类取用水、水利水保工程等因素对水循环过程的影响，实现“自然-社会”二元水循环过程耦合模拟和分析，给出水循环要素时间和空间变化过程以及流域水循环通量。

WEP-N 模型将流域划分为子流域套等高带单元，同时根据土地利用不均匀性又进行了下垫面细分，根据各下垫面面积所占比例分别进行产流计算^[30-31]。每个等高带单元在垂直方向上分为 7 层，即植被冠层或建筑物截留层、地表洼地储留层、3 层根系层、过渡层和地下水层。为了进行土壤水热耦合计算，将地面以下土壤分为 11 层。水循环模拟中，截留层蒸发、土壤层蒸发、水面蒸发和植被蒸腾等采用 Penman-Monteith 公式进行计算；积雪融化过程采用温度指数法；地表产流根据水量平衡计算；入渗根据降雨强度采用 Green-Ampt 模型或 Richards 方程计算；土壤热传递采用一维垂直流动的热流运动基本方程计算；土壤水运移采用一维垂直水分流动方程计算，土壤水运移由重力势、基质势、温度势、溶质势 4 种势能驱动；地下水的流动分山丘区与平原区，采用 BOUSSINESQ 方程进行浅层地下水二维数值计算，同时地下水与河流的水量交换受温度影响；坡地汇流根据各等高带的高程、坡度与 Manning 糙率系数采用一维运动波方程计算，由流域的最上游等高带依次计算至最下游等高带；河道的汇流计算采用一维运动波，河流运动过程中考虑河流冰的形成与融化过程，根据上下游汇流关系由上游子流域依次计算至下游子流域^[30-31]。

一维垂直流动的热流运动基本方程^[32]为

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \right] = C_v \frac{\partial T}{\partial t} - L_i \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (1)$$

式中: z 表示每一层土壤的深度, m; λ_s 表示土壤的热传导率, W/(m·°C); T 表示每一层土壤的温度, °C; C_v 表示土壤体积热容, J/(m³·°C); t 表示时间, s; L_i 表示融化潜热, 3.35×10⁵ J/kg; ρ_i 表示土壤中冰的密度, 920 kg/m³; θ_i 表示体积含冰率, 下标 i 表示与冰有关的参数。

土壤水分在土水势作用下发生运动。Richards 方程计算土壤水的运移^[33-34]为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left[-K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (2)$$

式中: θ 表示体积含水率; ρ_l 表示水的密度, 1 000 kg/m³; $K(\theta)$ 表示非饱和水力传导度, m/s; H 表示土水势, m。

总土水势 H 的计算公式为

$$H = z + h_m + h_s + h_t \quad (3)$$

式中: z 表示重力势, m; h_m 表示基质势, m; h_s 表示溶质势, m; h_t 表示温度势, m。

2.2 水资源评价方法

水资源评价计算方法^[35]为

$$W = R_s + R_g \quad (4)$$

式中: W 表示水资源总量, 亿 m³; R_s 表示地表水资源量, 亿 m³; R_g 表示不重复的地下水资源量, 亿 m³。其中: R_s 为来自降水的地表产流量、壤中流产流量、基流产流量之和; R_g 为来自降水的地下水补给量减去基流产流量; 地表产流量、壤中流产流量、基流产流量与地下水补给量可由 WEP-N 模型输出。

2.3 多因子归因分析方法

采用多因子归因分析方法进行归因分析, 该方法采用某个因素所有情景的分解贡献量的平均值作为该因素在多因素综合影响下的影响贡献量, 所有情景的权重是一样的。以平均权重为基础, 可以使得计算所得各因素影响贡献量之和恰好等于所有因素综合影响下的变化量, 而且计算结果唯一。根据影响水资源的气候(气温与降水)与取用水分别处于基准期和变化期, 共设置 4 个模拟情景; 使用寒区水-热-氮素循环模型 WEP-N 对每种情景分别进行模拟, 求得各情景下某个水循环变量的多年平均值, 采用以下公式进行贡献率分解^[36]公式为

$$\Delta X_j = \frac{1}{2^{n-1}} \sum_{i=1}^{2^n} \alpha_{i,j} \times S_i \quad j = 1, \dots, n \quad (5)$$

$$A = \sum_{j=1}^n \Delta X_j = \frac{1}{2^{n-1}} \sum_{i=1}^{2^n} \beta_n^i \times S_i \quad (6)$$

$$\beta_n^i = \sum_{j=1}^n \alpha_{i,j} \quad (7)$$

式中: ΔX_j 表示第 j 个因素的影响贡献量; $\alpha_{i,j}$ 表示第 j 个因素对应情景 i 的权重系数, 由情景设置方案推导得出, 即如果使用变化期输入数据则等于 1, 使用基准期输入数据则等于 -1; S_i 表示对应情景 i 的模拟结果(这里为方便就直接使用情景序号表示对应情景模拟值); n 表示所考虑的因素个数; A 表示所有因素影响贡献量之和; β_n^i 表示在考虑 n 个影响因素的前提下第 i 个情景所有因素权重系数之和, 即情景状态序列字符串中“1”的个数减去“0”的个数的差值。

各因素对水循环要素改变的贡献率计算公式为

$$\eta_i = \frac{\Delta X_i}{\sum_{j=1}^n \Delta X_j} \quad i = 1, \dots, n \quad (8)$$

3 结果与讨论

3.1 WEP-N 模型验证

WEP-N 模型在黑顶子河小流域结合冻融期(2017—2018 年、2018—2019 年)土壤水热耦合实验和河道流量监测实验对分层土壤含水量和温度以及河道流量进行了验证^[37]。基于 WEP-N 模型, 对松花江流域干流上主要水文站点 1956—2018 年的流量过程进行了验证。其中, 1956—1990 年为率定期, 1991—2018 年为验证期。各站流量过程模拟结果和效率系数见图 1 和表 1。率定期与验证期松花江主要干流水文站月流量过程 Nash-Sutcliffe 效率系数 (E_{NS}) 均在 0.7 以上, 相对误差 (E_R) 均在 5% 以内。结果表明, WEP-N 模型总体上能够较好地描述松花江流域的径流过程。

3.2 基于 WEP-N 模型的松花江流域水资源评价

松花江流域水资源评价结果对比见图 2。与《中国水资源及其开发利用调查评价》和松辽水资源公报中的水资源数据相比, 松花江流域 1956—2018 年地表水资源量、不重复地下水资源量、水资源总量年过程评价的相对误差分别为 -5.0%、7.2%、-3.3%, 相关系数分别为 0.88、0.62、0.88, 模型评价效果较好。

3.3 松花江流域水资源演变规律分析

采用 Mann-Kendall 检验方法分析可知, 松花江流域 1956—2018 年的水资源总量整体呈减少的趋

势,变化率为 -0.33 亿 m^3/a (图 3)。采用 Pettitt 检验方法可知,松花江流域 1956—2018 年水资源总量在 0.05 显著性水平下具有突变,突变年份为 1998 年。因此,以 1998 年为节点,对 1998 年前后水资源量变化及影响因素进行分析,即将基准期和变化期分别设置为 1956—1998 年和 1999—2018 年。

气候变化与人类活动是影响流域水资源的两类主要因素。在松花江流域,下垫面类型发生了一定变化,但是各下垫面类型的变化量占松花江流域总面积的比例均小于 6%^[37],因此在分析过程中忽略下垫面变化对水资源的影响,人类活动主要考虑取水的影响。突变期(1999—2018 年)相对基准期(1956—1998 年)水资源量减少,采用多因子归因分析方法对气候变化与人类活动的贡献率进行分析。情景设置见表 2,由于考虑两类因素,因此设置 4 个情景,主要影响因素多年平均值见表 3。采用 WEP-N 模型对各情景分别进行模拟,并基于水资源动态评价方法得到松花江流域的水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量,然后采用公式(5)~(8)进

行贡献率计算,松花江流域突变期 1999—2018 年相对基准期 1956—1998 年水资源变化的归因分析结果见表 4。由表 4 可知,基准期松花江流域全年水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量分别为 977.4 亿、837.3 亿、140.1 亿 m^3 ,变化期分别为 760.4 亿、627.0 亿、133.4 亿 m^3 。由于气候和取用水变化,松花江流域全年水资源总量的减少量为 217.0 亿 m^3 ,变化率为 -22.2% ;其中:地表水资源的减少量为 210.3 亿 m^3 ,变化率为 -25.1% ;不重复地下水资源的减少量为 6.7 亿 m^3 ,变化率为 -4.8% 。松花江流域地表水资源是水资源总量减少的主要组成部分,占全年水资源减少量的 96.9%,不重复地下水资源量的减少量占 3.1%。气候变化是松花江流域水资源减少的主要因素。基于多因子归因分析方法计算可知,气候变化对松花江流域全年水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量减少的贡献率分别为 81.6%、74.9%、286.6%,取用水的贡献率分别为 18.4%、25.1%、 -186.6% 。

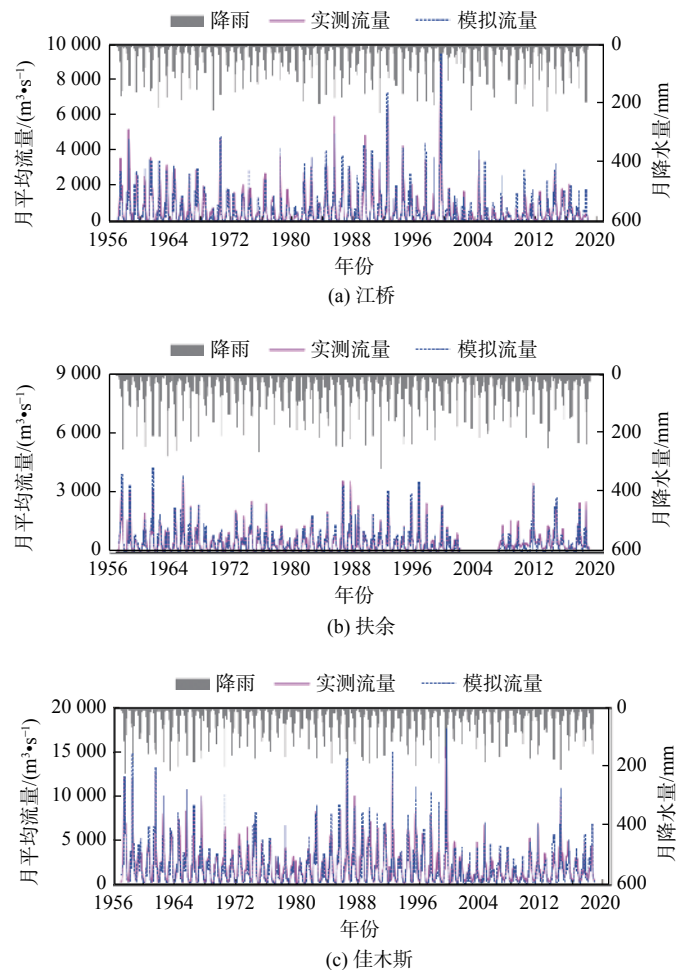


图 1 1956—2018 年松花江流域主要干流站点月径流过程
Fig. 1 The monthly discharge between 1956 and 2018 at the stations in the main streams of the Songhua River basin

情景 S_1 中气温、降水、取用水均处于基准期(1956—1998年),通过改变单一因素,使其处于突变期(1999—2018年),然后基于 WEP-N 模型与水资源动态评价方法得到单一因素影响下的水资源分项(表 5)。由表 5 可知,气温升高 1.3°C 、降水减少 140.2 亿 m^3 、取用水增多 85.6 亿 m^3 分别导致水资源总量减少 56.8 亿、 103.5 亿、 23.2 亿 m^3 。单位气温升高、单位降水减少、单位取用水增多导致水资源总量分别减少 43.70 亿、 0.74 亿、 0.27 亿 m^3 。在气候与取用水影响下,水资源演变结果大体是合理的。从水资源分项变化可知,各因素对地表水资源的影响大,对不重复地下水资源的影响小。取用水增多造成不重复地下水资源量增多,主要是因为取用水特别是地下取用水造成地下水位下降进而导致地

下水补给量增加,同时由于地下水位下降导致基流减少,最终造成不重复地下水资源量增加。因此,结果是合理的。

表 1 1956—2018 年松花江流域主要干流站点月径流过程模拟效率系数

Tab. 1 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient of simulated monthly discharge between 1956 and 2018 at the stations in the main streams of the Songhua River basin

水文 站点	E_{NS}		$E_R/\%$	
	1956—1990年	1991—2018年	1956—1990年	1991—2018年
江桥	0.80	0.77	4.98	4.85
扶余	0.86	0.73	4.26	-0.41
佳木斯	0.81	0.76	4.51	0.83

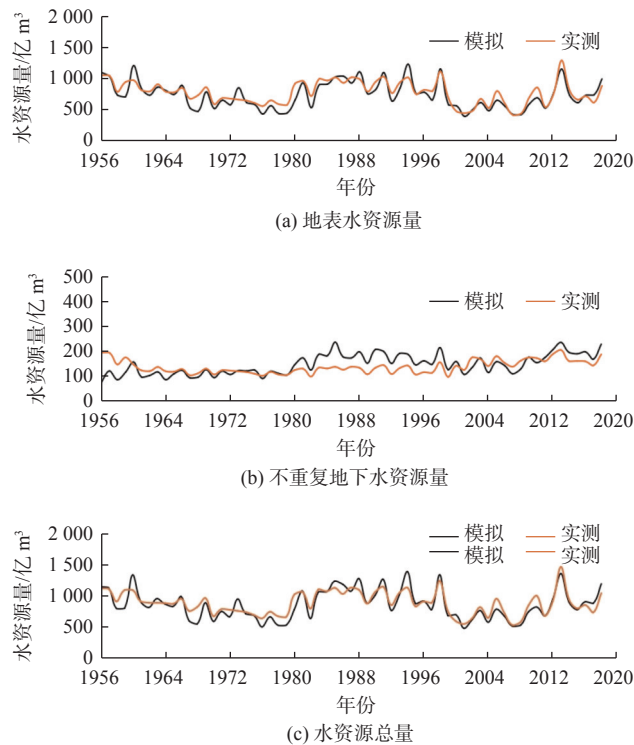


图 2 1956—2018 年松花江流域水资源评价结果对比

Fig. 2 Comparison of water resources assessment results of Songhua River basin from 1956 to 2018

由表 6 可知:在冻融期,由于气候和取用水变化,松花江流域水资源总量减少 37.7 亿 m^3 ,其中地表水资源量的减少量为 46.0 亿 m^3 ,不重复地下水资源量增加量为 8.3 亿 m^3 。冻融期水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量的减少量分别占全年减少量的 17.4% 、 21.9% 、 -121.2% 。变化期 1999—2018 年与基准期 1956—1998 年相比,虽然冻融期降水增多,但是由于气温升高导致蒸散发增大,同时取用水增加,所以冻融期松花江流域的水资源总量与地表水资源量整体呈减少的趋势。对于不重复地

下水资源而言,由于土壤冻融时间变短、地下取水量增加,同时降水增多,共同导致地下水补给量增大。

在非冻融期,气温升高、降水减少,同时取用水量增加,导致松花江流域水资源总量减少 179.3 亿 m^3 ,其中,地表水资源量减少 164.2 亿 m^3 ,不重复地下水资源量减少 15.1 亿 m^3 。非冻融期是全年水资源变化的主要时期,其水资源总量、地表水资源量、不重复地下水资源量的减少量分别占全年减少量的 82.6% 、 78.1% 、 221.2% 。

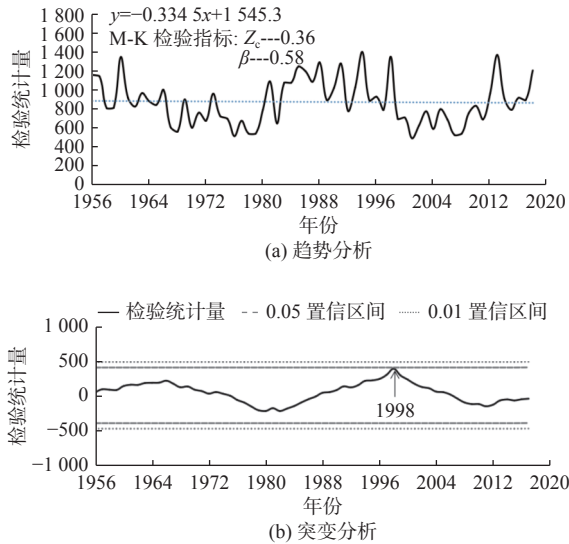


图 3 1956—2018 年松花江流域水资源量年际变化特征
Fig. 3 Inter-annual change characteristics of water resources in Songhua River basin from 1956 to 2018

表 2 多因素归因分析法情景设置

Tab. 2 Settings of scenarios for the multifactor attribution analysis

情景	气候变化	取用水
S_1	基准期	基准期
S_2	基准期	变化期
S_3	变化期	基准期
S_4	变化期	变化期

表 5 在各因素单独影响下松花江流域水资源分项的变化

Tab. 5 Variation of water resources in Songhua River basin influenced by each factor separately

项目	气温处于变化期	降水处于变化期	取用水处于变化期	单位气温升高	单位降水减少	单位取用水增多
地表水资源	-53.40	-88.50	-37.10	-41.10	-0.63	-0.43
不重复地下水资源	-3.30	-15.00	13.90	-2.50	-0.11	0.16
水资源总量	-56.80	-103.50	-23.20	-43.70	-0.74	-0.27

注: 气温的单位为 $^{\circ}\text{C}$, 降水的单位为 亿m^3 , 取用水的单位为 亿m^3 。

表 6 年内不同时期松花江流域水资源量变化归因分析

Tab. 6 Attribution result of water resources variation during different periods of year in Songhua River basin

项目		冻融期			非冻融期		
		水资源总量	地表水资源量	不重复地下水资源量	水资源总量	地表水资源量	不重复地下水资源量
水资源量/ 亿m^3	基准期	257.4	222.2	35.1	720.0	615.0	105.0
	变化期	219.6	176.3	43.4	540.7	450.8	89.9
	变化量	-37.7	-46.0	8.3	-179.3	-164.2	-15.1
	变化率	-14.7	-20.7	23.5	-24.9	-26.7	-14.4
各因素贡献率/%	气候变化	69.9	59.9	14.5	84.0	79.1	137.5
	取用水	30.1	40.1	85.5	16.0	20.9	-37.5

表 3 松花江流域主要水循环影响因素均值

Tab. 3 Mean value of main influencing factors on water cycle in Songhua River basin

表征指标	基准期	变化期	差值	
	(1956—1998年)	(1999—2018年)		
全年	降水/ mm	540.2	514.2	-26.0
	气温/ $^{\circ}\text{C}$	2.5	3.8	1.3
	地表水取水量/ 亿m^3	131.5	174.1	42.6
	地下水取水量/ 亿m^3	60.8	103.8	43.0
冻融期	降水/ mm	94.7	123.9	29.2
	气温/ $^{\circ}\text{C}$	-6.9	-5.7	1.2
	地表水取水量/ 亿m^3	51.6	62.3	10.7
非冻融期	地下水取水量/ 亿m^3	25.3	36.6	11.2
	降水/ mm	445.5	390.3	-55.2
	气温/ $^{\circ}\text{C}$	15.5	16.9	1.4
非冻融期	地表水取水量/ 亿m^3	79.9	111.8	31.9
	地下水取水量/ 亿m^3	35.5	67.2	31.8

表 4 松花江流域水资源量变化归因分析

Tab. 4 Attribution result of water resources variation in Songhua River basin

项目	水资源总量 地表水资源 不重复地下水资源量			
	基准期/ 亿m^3	变化期/ 亿m^3	变化量/ 亿m^3	
水资源量	基准期/ 亿m^3	977.4	837.3	140.1
	变化期/ 亿m^3	760.4	627.0	133.4
	变化量/ 亿m^3	-217.0	-210.3	-6.7
	变化率/%	-22.2	-25.1	-4.8
各因素贡献率/%	取用水	18.4	25.1	-186.6
	气候变化	81.6	74.9	286.6

3.4 松花江流域与北方其他流域水资源演变对比分析

受气候变化与人类活动影响,北方大部分流域的水资源总量呈减少的趋势。海河是中国华北地区的最大水系。据曹建廷等^[38]关于海河水资源总量演变分析^[39],1980—2010年与1956—1979年相比,海河流域的水资源总量减少了37.2 mm,减幅为28.2%^[39],而与1956—1998年相比,1999—2018年松花江流域的水资源总量减少了40.2 mm,减幅为22.2%,小于海河流域的减少幅度。由分析可知,受气候变化影响,松花江流域(1999—2018年与1956—1998年相比)与海河流域(1980—2010年与1956—1979年相比)水资源总量分别减少32.8、26.7 mm,松花江流域与海河流域水资源总量的减幅分别为18.1%和20.6%,松花江流域水资源总量的减幅略微小于海河流域。在人类活动影响下松花江流域与海河流域水资源总量分别减少7.4、10.5 mm,水资源总量减幅分别为4.1%和7.6%,松花江流域的减幅明显小于海河流域。这主要是由于海河流域取用水量占水资源总量的128%(2000—2010年海河流域水资源公报 <http://www.hwcc.gov.cn/hwcc/static/szygb/hhlyszygb.htm>),远远大于松花江流域的26.1%^[39]。另外,在对比两个流域水资源变化的过程中,两个流域采用的时间系列不一致。2010—2018年海河流域依然存在气温升高、降水减少与取用水增多的趋势^[40-42],因此,若对比海河流域1999—2018年相对1956—1998年,在气候变化与取用水影响下海河流域水资源总量的减幅会更大。

黄河是中国北方重要的淡水资源,是中国水资源短缺非常严重的流域。黄河流域地表水资源量占水资源总量的84.2%^[43],据周祖昊等^[44]关于黄河流域地表水资源演变的分析,与1956—1979年相比,1956—2016年黄河流域地表水资源量减少了15.6 mm,减幅为20.2%。松花江流域地表水资源量占水资源总量的比例略微大于黄河流域,为85.4%,与1956—1998年相比,1999—2018年松花江流域的地表水资源量减少了39 mm,减幅为25.1%,减少幅度明显大于黄河流域。受气候变化影响,松花江流域(1999—2018与1956—1998相比)与黄河流域的地表水资源量(1956—2016年与1956—1979年相比)分别减少29.2、3.8 mm,减幅分别为18.8%和4.9%。气候变化对松花江流域水资源的影响远大于黄河流域,是因为变化期相对基准期,松花江

流域气温增加1.3℃,远大于黄河流域的0.45℃,同时松花江流域降水的减幅4.8%又明显大于黄河流域1.7%。在取用水影响下,松花江流域与黄河流域地表水资源量分别减少9.8、7.9 mm,减幅分别为6.3%和10.1%。取用水对松花江流域地表水资源的影响明显小于黄河流域,主要是因为松花江流域的取用水量只占水资源总量的26.1%,远小于黄河流域取用水量在水资源总量中的占比50.0%^[43-44]。黄河还有一个特殊问题,水土保持规模巨大,对水循环影响大。结果显示,在下垫面变化影响下,黄河流域的地表水资源量减少了3.9 mm^[44]。另外,黄河流域的基准期和变化期两个系列有24年的重叠,如果对比黄河流域1980—2016年相对于1956—1979年或1999—2018年相对于1956—1998年,在气候与取用水影响下地表水资源的减幅会更大。

由以上对比可知:气候变化对东北寒区典型流域松花江流域水资源衰减的影响与华北最大的水系海河流域相当,明显大于黄河流域;人类活动对松花江流域水资源衰减的影响明显小于海河和黄河流域。

4 结论

基于WEP-N模型对松花江流域水循环过程进行模拟,松花江主要干流水文站江桥、扶余、佳木斯月流量过程Nash-Sutcliffe效率系数均在0.7以上,相对误差均在5%以内。

根据突变性分析,1998年为径流衰减的突变点。1999—2018年和1956—1998年比较,由于气候变化和人类活动影响,松花江流域水资源总量减少217.0亿m³,减幅达到22.2%。其中,地表水资源量减少是水资源总量减少的主要组分,不重复地下水资源的减少量远远小于地表水资源的减少量。从年内不同时期分析可知,非冻融期是松花江流域水资源减少的主要时期。基于多因子归因分析方法计算可知,气候变化是导致松花江流域水资源减少的主要因素。

与位于华北和西北的两大流域海河流域和黄河流域对比,气候变化对松花江流域水资源衰减的影响与海河流域相当,明显大于黄河流域,而人类活动对松花江流域水资源衰减的影响明显小于两大流域。

参考文献:

- [1] BORETTI A, ROSA L. Reassessing the projections of

- the world water development report[J]. *NPJ Clean Water*, 2019, 2(1): 1-6. DOI: [10.1038/s41545-019-0039-9](https://doi.org/10.1038/s41545-019-0039-9).
- [2] 严登华, 王坤, 李相南, 等. 全球陆地地表水资源演变特征[J]. *水科学进展*, 2020, 31(5): 703-712. DOI: [10.14042/j.cnki.32.1309.2020.05.007](https://doi.org/10.14042/j.cnki.32.1309.2020.05.007).
- [3] 马宝强, 王潇, 汤超, 等. 全球地下水资源开发利用特点及主要环境问题概述[J]. *自然资源情报*, 2022(8): 1-6. DOI: [10.3969/j.issn.1674-3709.2022.08.001](https://doi.org/10.3969/j.issn.1674-3709.2022.08.001).
- [4] 孟宪红, 陈昊, 李照国, 等. 三江源区气候变化及其环境影响研究综述[J]. *高原气象*, 2020, 39(6): 1133-1143. DOI: [10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00144](https://doi.org/10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00144).
- [5] GAO H, LI H, DUAN Z, et al. Modelling glacier variation and its impact on water resource in the Urumqi Glacier No. 1 in Central Asia[J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 644: 1160-1170. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.07.004](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.004).
- [6] LI Z X, FENG Q, LI Z J, et al. Climate background, fact and hydrological effect of multiphase water transformation in cold regions of the Western China: A review[J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 190: 33-57. DOI: [10.1016/j.earscirev.2018.12.004](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.004).
- [7] 丁永建, 张世强. 西北内陆河山区流域内循环过程与机理研究: 现状与挑战[J]. *地球科学进展*, 2018, 33(7): 719-727. DOI: [10.11867/j.issn.1001-8166.2018.07.0719](https://doi.org/10.11867/j.issn.1001-8166.2018.07.0719).
- [8] SONG C, WANG G, SUN X, et al. River runoff components change variably and respond differently to climate change in the Eurasian Arctic and Qinghai-Tibet Plateau permafrost regions[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 601: 126653. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2021.126653](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126653).
- [9] 李佳, 周祖昊, 王浩, 等. 松花江流域最大冻土深度的时空分布及对气温变化的响应[J]. *资源科学*, 2017, 39(1): 147-156. DOI: [10.18402/resci.2017.01.15](https://doi.org/10.18402/resci.2017.01.15).
- [10] 周晓宇, 赵春雨, 李娜, 等. 东北地区冬半年积雪与气温对冻土的影响[J]. *冰川冻土*, 2021, 43(4): 1027-1039. DOI: [10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0069](https://doi.org/10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0069).
- [11] 姜忠宝, 王秀娟. 1961—2016年松花江上游流域夏季降水变化特征分析[J]. *气象灾害防御*, 2019, 26(2): 1-5. DOI: [10.3969/j.issn.1006-5229.2019.02.001](https://doi.org/10.3969/j.issn.1006-5229.2019.02.001).
- [12] 汪雪格, 胡俊, 吕军, 等. 松花江流域1956—2014年径流量变化特征分析[J]. *中国水土保持*, 2017(10): 61-65. DOI: [10.3969/j.issn.1000-0941.2017.10.020](https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-0941.2017.10.020).
- [13] 吴燕锋, 章光新. 松花江区气象水文干旱演变特征[J]. *地理科学*, 2018, 38(10): 1731-1739. DOI: [10.13249/j.cnki.sgs.2018.10.018](https://doi.org/10.13249/j.cnki.sgs.2018.10.018).
- [14] FAIZ M A, LIU D, FU Q, et al. Stream flow variability and drought severity in the Songhua River basin, northeast China[J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 2018, 32(5): 1225-1242. DOI: [10.1007/s00477-017-1463-3](https://doi.org/10.1007/s00477-017-1463-3).
- [15] FAIZ M A, LIU D, FU Q, et al. Effects of land use and climate variability on the main stream of the Songhua River basin, northeast China[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2020, 65(10): 1752-1765. DOI: [10.1080/02626667.2020.1764959](https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1764959).
- [16] 王国庆, 张建云, 管晓祥, 等. 中国主要江河径流变化成因定量分析[J]. *水科学进展*, 2020, 31(3): 313-323. DOI: [10.14042/j.cnki.32.1309.2020.03.001](https://doi.org/10.14042/j.cnki.32.1309.2020.03.001).
- [17] 袁杰, 李弘义, 李胜军. 松花江流域径流变化特征及趋势分析[J]. *海河水利*, 2013(5): 33-36. DOI: [10.3969/j.issn.1004-7328.2013.05.013](https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-7328.2013.05.013).
- [18] 徐东霞, 章光新, 尹雄锐. 近50年嫩江流域径流变化及影响因素分析[J]. *水科学进展*, 2009, 20(3): 416-421. DOI: [10.3321/j.issn:1001-6791.2009.03.018](https://doi.org/10.3321/j.issn:1001-6791.2009.03.018).
- [19] LI F, ZHANG G, XU Y J. Spatiotemporal variability of climate and streamflow in the Songhua River basin, northeast China[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 514: 53-64. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2014.04.010](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.010).
- [20] 涂钢, 李尚锋, 孙力, 等. 松花江、辽河流域实测径流的变化趋势及其与降水的关系[J]. *气候变化研究进展*, 2012, 8(6): 456-461. DOI: [10.3969/j.issn.1673-1719.2012.06.010](https://doi.org/10.3969/j.issn.1673-1719.2012.06.010).
- [21] 李峰平. 变化环境下松花江流域水文与水资源响应研究[D]. 长春: 中国科学院研究生院(东北地理与农业生态研究所), 2015.
- [22] 王彦君, 王随继, 苏腾. 降水和人类活动对松花江径流量变化的贡献率[J]. *自然资源学报*, 2015, 30(2): 304-314. DOI: [10.11849/zrzyxb.2015.02.013](https://doi.org/10.11849/zrzyxb.2015.02.013).
- [23] 王彦君, 王随继, 苏腾. 1955—2010年松花江流域不同区段径流量变化影响因素定量评估[J]. *地理科学进展*, 2014, 33(1): 65-75. DOI: [10.11820/dlkxjz.2014.01.008](https://doi.org/10.11820/dlkxjz.2014.01.008).
- [24] 史涵. 气候变化背景下松花江流域径流变化归因研究[D]. 大连: 辽宁师范大学, 2021. DOI: [10.27212/d.cnki.glnsu.2021.000626](https://doi.org/10.27212/d.cnki.glnsu.2021.000626).
- [25] RAKHIMOVA M, LIU T, BISSENBAYEVA S, et al. Assessment of the impacts of climate change and human activities on runoff using climate elasticity method and General Circulation Model (GCM) in

- the Buqtyrma River basin, Kazakhstan[J]. *Sustainability*, 2020, 12(12): 1-22. DOI: 10.3390/su12124968.
- [26] YANG W C, JIN F M, SI Y J, et al. Runoff change controlled by combined effects of multiple environmental factors in a headwater catchment with cold and arid climate in northwest China[J]. *Science of The Total Environment*, 2021, 756: 143995. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.143995.
- [27] LIU S, ZHOU Z, LIU J, et al. Simulation of water and nitrogen movement mechanism in cold regions during freeze-thaw period based on a distributed non-point source pollution model closely coupled water, heat, and nitrogen processes at the watershed scale[J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2022;1-24. DOI:10.1007/s11356-022-22535-6.
- [28] LI J, ZHOU Z, WANG H, et al. Development of WEP-COR model to simulate land surface water and energy budgets in a cold region[J]. *Hydrology Research*, 2019, 50(1): 99-116. DOI: 10.2166/nh.2017.032.
- [29] 水利部水利水电规划设计总院. 中国水资源及其开发利用调查评价[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2014.
- [30] FLERCHINGER G N, SAXTON K E. Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I. Theory and development[J]. *Transactions of the ASAE*, 1989, 32(2): 573-576. DOI: 10.13031/2013.31041.
- [31] 李佳. 寒区水循环模拟研究及其在松花江流域的应用[D]. 上海: 东华大学, 2017.
- [32] 尚松浩, 雷志栋. 冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进[J]. *清华大学学报(自然科学版)*, 1997, 37(8): 62-64. DOI: 10.16511/j.cnki.qhdxxb.1997.08.018.
- [33] SANG S H, LEI Z D, YANG S X. Numerical simulation of soil moisture and thermal regime in winter[J]. *Irrigation and Drainage*, 1997, 16(3): 12-17.
- [34] WANG A W, XIE Z H, FENG X B, et al. A soil water and heat transfer model including changes in soil frost and thaw fronts[J]. *Science China Earth Sciences*, 2014, 57(6): 1325-1339. DOI: 10.1007/s11430-013-4785-0.
- [35] JIA Y, WANG H, ZHOU Z, et al. Development of the WEP-L distributed hydrological model and dynamic assessment of water resources in the Yellow River basin[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 331(3-4): 606-629. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.06.006.
- [36] 刘佳嘉, 周祖昊, 贾仰文, 等. 水循环演变中多因素综合影响贡献量分解方法[J]. *水利学报*, 2014, 45(6): 658-665. DOI: 10.13243/j.cnki.slxb.2014.06.004.
- [37] 烟贯发, 杜柏利, 张冬有, 等. 1980—2010年松花江流域土地利用的时空变化分析[J]. *哈尔滨师范大学自然科学学报*, 2019, 35(4): 86-93. DOI: 10.3969/j.issn.1000-5617.2019.04.015.
- [38] 曹建廷, 邱冰, 夏军. 1956—2010年海河区降水变化对水资源供需影响分析[J]. *气候变化研究进展*, 2015, 11(2): 111-114. DOI: 10.3969/j.issn.1673-1719.2015.02.005.
- [39] 张士锋, 贾绍凤. 海河流域水量平衡与水资源安全问题研究[J]. *自然资源学报*, 2003(6): 684-691. DOI: 10.3321/j.issn:1000-3037.2003.06.006.
- [40] 周根富, 解文静. 海河流域近20年气象干旱和水资源形势研究[J]. *自然资源情报*, 2022, 2: 28-32. DOI: 10.3969/j.issn.1674-3709.2022.02.005.
- [41] 邹磊, 夏军, 张印, 等. 海河流域降水时空演变特征及其驱动力分析[J]. *水资源保护*, 2021, 37(1): 53-60. DOI: 10.3880/j.issn.1004-6933.2021.01.008.
- [42] 王磊. 气候变化和人类活动对海河流域径流变化的影响[J]. *水利科技与经济*, 2019, 25(4): 49-55. DOI: 10.3969/j.issn.1006-7175.2019.04.009.
- [43] 张俊峰, 张学成, 张新海. 黄河流域水资源量调查评价[J]. *人民黄河*, 2011, 33(11): 39-44. DOI: 10.3969/j.issn.1000-1379.2011.11.015.
- [44] 周祖昊, 刘佳嘉, 严子奇, 等. 黄河流域天然河川径流量演变归因分析[J]. *水科学进展*, 2022, 33(1): 27-37. DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2022.01.003.

Evolution law of water resources in Songhua River basin based on hydrological simulation of frozen soil

LIU Shuiqing¹, ZHOU Zuhao¹, LIU Jiajia¹, LI Jia², XIE Xinmin¹, JIA Yangwen¹, WANG Hao¹

(1. State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basins, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China; 2. Planning, Design and Administration Bureau of South-to-North Water Diversion Project, Ministry of Water Resources, Beijing 100038, China)

Abstract: Under climate change and human activities, the evolution law of water resources in the Songhua River basin had changed drastically. Most of the existing studies were about the influence of climate change and human activities on the measured runoff, and few of them were concerned with the evolution law of surface and groundwater resources in the basin during the freeze-thaw period and the non-freeze-thaw period. In other cold regions with high-intensity human activities, the existing researchers also paid less attention to water resources.

The water and energy transfer processes and nitrogen cycle processes model in cold regions (WEP-N) was used to model the water cycle in the Songhua River basin. Based on the WEP-N model, the monthly average surface discharge, soil discharge, base discharge, groundwater recharge, precipitation, and river evaporation of each sub-basin in the basin were calculated. Water resources evaluation method, the surface water resources, non-repeated groundwater resources, and total water resources of the Songhua River basin were evaluated during the whole year, the freeze-thaw period, and the non-freeze-thaw period before and after 1998 (1999-2018 and 1956-1998).

The result showed that the annual total water resources, surface water resources, and non-overlapped groundwater resources in the Songhua River basin were 97.74 billion, 83.73 billion, and 1.40 billion m^3 during the base period (1956-1998) and 76.04 billion, 62.70 billion and 1.33 billion m^3 during the change period (1999-2018), respectively. Due to the change in climate and water consumption, the annual total water resources in the Songhua River basin decreased by 21.7 billion m^3 , with a rate of change of -22.2% . Among them, the decrease in surface water resources was 21.02 billion m^3 , with a rate of change of -25.1% . The reduction of non-overlapped groundwater resources was 0.68 billion m^3 , with a rate of change of -4.9% . The decrease in the annual surface water resources accounted for 96.9% of the reduction of total water resources. Groundwater resources (non-overlapped with surface water) accounted for 3.1%. The contribution rates of climate change to the reduction of annual total water resources, surface water resources, and groundwater resources in the Songhua River basin were 81.6%, 74.9%, and 286.6% based on the multifactor attribution analysis respectively. The contribution rates of water use were 18.4%, 25.1%, and -186.6% , respectively. From the analysis of different periods in the year, the reduction of total water resources during the non-freeze-thaw period accounted for 82.6% of the reduction of annual total water resources. The freeze-thaw period accounted for 17.4%.

The decrease in annual total water resources was caused mainly by the decrease in the annual surface water resources. Based on the multifactor attribution analysis, the result showed that climate change was the main factor for the reduction of water resources in the Songhua River basin. From the analysis of different periods in the year, the non-freeze-thaw period was the main period for the reduction of annual water resources. Compared with the Haihe River basin and the Yellow River basin in the north, the reduction extent of water resources and the main influencing factors were different, which mainly depended on the intensity of climate change and human activity. Compared with the Haihe River basin and the Yellow River basin in north China and northwest China, the impact of climate change on the attenuation of water resources in the Songhua River basin was almost the same as that in the Haihe River basin, which was larger than the Yellow River basin. However, the impact of human activities on the attenuation of water resources in the Songhua River basin was smaller than that in the two basins.

Key words: Songhua River basin; water resource; evolution law; hydrological simulation of frozen soil; attribution analysis