دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز

"مقاله پژوهشی"

واکنش هیدرولوژیکی به فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم در حوزه آبخیز قلعه شاهرخ

علیرضا شریفی گرم‌دره[۱]، رسول میرعباسی نجف آبادی[۲]، محمدعلی نصراصفهانی[۳] و روح اله فتاحی نافچی[۲]

۱- دانشجوی دکتری دانشگاه شهرکرد، (نویسنده مسوول: areza_sharifi@yahoo.com)
۲- دانشیار دانشگاه شهرکرد
۳- استادیار دانشگاه شهرکرد

تاریخ ارسال: ۹۸/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۱/۰۹
صفحه: ۲۳۳ تا ۲۴۲

چکیده

تعیین سهم اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم بر تغییر رواناب در حوزه آبخیز به‌منظور مدیریت پایدار منابع آب بسیار حائز اهمیت می‌باشد. در این مطالعه، از هفت روش برای تعیین این سهم در حوزه آبخیز قلعه شاهرخ که اصلی‌ترین سرشاخه رودخانه زاینده‌رود می‌باشد، استفاده شد. این هفت روش را می‌توان به دو دسته شامل روش‌های تجربی و الاستیسیته محور تقسیم‌بندی نمود. ابتدا با استفاده از روش پتیت دوره پایه و تغییرات رواناب مشخص شد و سپس با استفاده از روش‌های مختلف سهم اثرات تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی بر رواناب در حوزه تعیین گردید. نتایج نشان داد که به‌طور کلی فعالیت‌های انسانی نقشی اساسی در کاهش رواناب در این حوزه داشته اند. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، روش‌های تجربی و روش‌های بودیکو محور فعالیت‌های انسانی به‌طور متوسط موجب کاهش رواناب به‌ترتیب به‌میزان ٦٤/٥ درصد (٤٧ تا ٨٢ درصد) و ٧٦ درصد (بین ٧٠ تا ٨٩ درصد) شده است. همچنین سهم تغییر اقلیم در کاهش رواناب در حوزه مورد مطالعه بر اساس روش‌های تجربی و الاستیسیته محور به‌ترتیب ٣٥/٥ و ٢٤ درصد بوده است. به‌طور کلی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که روش‌های الاستیسیته محور به‌علت اینکه علاوه بر بارش و رواناب عوامل دیگر مثل تبخیر-تعرق را مد نظر قرار می‌دهند، روش‌های بهتری به‌منظور تعیین سهم اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم در تغییرات رواناب در حوزه می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، حوزه قلعه شاهرخ، رودخانه زاینده‌رود،، روش‌های الاستیسیته محور، روش‌های تجربی، فعالیت‌های انسانی

مقدمه

بررسی تغییرات رواناب در یک حوزه آبخیز می‌تواند به شناخت بهتر عوامل موثر بر آن کمک شایانی نماید. رواناب در یک حوزه نه‌تنها نشان‌دهنده مشخصات سیستم رودخانه‌ای است، بلکه نشان‌دهنده تغییرات ساختاری و محیطی در حوزه نیز می‌باشد (۳۵). تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی در سال‌های اخیر موجب تغییر میزان رواناب‌ها در نقاط مختلف کره زمین شده و مشکلات اجتماعی و اقتصادی در نقاط مختلف به‌وجود آورده است (۳۲). به‌طور کلی عوامل تاثیرگذار بر تغییرات رواناب را می‌توان در دو گروه اصلی شامل عوامل فیزیکی (پوشش گیاهی، رطوبت اولیه خاک، توپوگرافی زمین و...)، اقلیمی (مقدار بارش، دمای هوا، گرم‌شدن زمین و ...) و تغییرات ناشی از فعالیت‌های انسانی (تغییر کاربری اراضی، احداث سد، ایجاد مخزن، گسترش شهرنشینی، برداشت بی‌رویه و...) تقسیم‌بندی نمود (۳۵). این عوامل مستقل از هم نیستند و هرگونه تغییر در آنها بر یکدیگر نیز اثرگذار است. روش‌های مختلفی برای برآورد رواناب در یک حوزه آبخیز وجود دارد. در سال‌های اخیر، با توجه به افزایش مخاطرات کمی و کیفی منابع آب، استفاده از مدل‌های هیدرولوژیکی به منظور برآورد رواناب نیز افزایش یافته و استفاده از آنها را به یک ضرورت اجتناب‌ناپذیر تبدیل کرده است (۲۸).

تغییر اقلیم موجب تغییر در چرخه هیدرولوژیک و مقدار رواناب در حوزه‌های آبخیز شده و تعداد رویدادهای حدی اقلیمی را افزایش داده است (۲۹،۲۳). اما مشاهدات در بیشتر مناطق در سراسر جهان نشان می‌دهد چرخه هیدرولوژیک علاوه‌بر تغییر اقلیم، تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی نیز قرار گرفته است (۹). فعالیت‌های انسانی مثل توسعه کشاورزی، توسعه شهرسازی، سدسازی و بهره‌برداری از مخازن، اثرات مستقیم و غیرمستقیمی بر چرخه هیدرولوژیک داشته و در نتیجه آن توزیع زمانی-مکانی منابع آب دچار تغییر شده است (۱۴).

به‌تازگی پژوهشگران از داده‌های بلندمدت در مقیاس‌های مختلف برای بررسی اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی بر تغییرات رواناب استفاده می‌کنند (۵). بیشتر هیدرولوژیست‌ها به‌طور معمول از کلمه تغییر اقلیم که منعکس‌کننده هر دو عامل ذکر شده است، استفاده می‌کنند و سپس اثرات آن را بر فرآیندهای مختلف چرخه هیدرولوژیک مورد بررسی قرار می‌دهند. فعالیت‌های انسانی به‌صورت مستقیم (مثل برداشت بی‌رویه از منابع آب) و غیرمستقیم (مثل افزایش گازهای گلخانه‌ای) بر تغییر اقلیم و محیط زیست اثر گذار است (۳۱). بنابراین، برای شناخت بهتر ارتباط بین اقلیم، هیدرولوژی و جوامع انسانی، لازم است فعالیت‌های انسانی موثر بر رواناب نیز مورد بررسی قرار گیرد (۲۲).

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

در سال‌های اخیر، مطالعات زیادی در مراکز علمی مختلف درباره بررسی ابعاد گسترده اثرات تغییر اقلیم بر تولید محصول (۱۳، ۳۰، ۸)، عناصر منابع آب (۳)، مقدار و الگوی بارش (۳۴، ۳۷، ۶) و فراوانی وقوع سیل (۲) در آینده تحت سناریوهای مختلف انجام گرفته است.

یه و همکاران (۳۶) اثرات اقلیمی و فعالیت های انسانی را بر روی رواناب رودخانه پویانگ در چین بین سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۷ بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که تغییر اقلیم موجب تغییر در رواناب حوزه به‌میزان ۱۰۵ تا ۲۱۲ درصد در دهه ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۰ نسبت به دهه ۱۹۶۰ شده است. همچنین فعالیت‌های انسانی عامل کاهش ۵ تا ۱۱۲ درصدی رواناب در دوره مورد مطالعه می‌باشد. گائو و همکاران (۷) با استفاده از روش الاستیسیته پاسخ هیدرولوژیکی حوزه‌های مختلف دشت لو اس را به تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی بین سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۹ تعیین کردند. نتایج آنها نشان داد در ۱۰ حوزه از ۱۵ حوزه مورد بررسی، سهم فعالیت‌های انسانی بیش از ۶۰ درصد می‌باشد. وانگی و همکاران (۱۶) سهم تغییر اقلیم و تغییر در کاربری اراضی را در بالادست رودخانه مارا در کنیا تعیین نمودند. نتایج این مطالعه نشان داد تغییر در کاربری اراضی با ۹۷/۵ درصد مهمترین عامل افزایش میزان رواناب در این رودخانه بوده است در حالیکه تنها ۲/۵ درصد از این افزایش مربوط به تغییر اقلیم می‌باشد. وو و همکاران (۳۳) با بررسی اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی بر روی رودخانه یان هه در چین اعلام کردند که تغییر اقلیم به‌طور متوسط موجب کاهش ۵۴/۱ درصدی رواناب در حوزه مورد مطالعه شده است.

در ایران هم مطالعاتی محدود در سال‌های اخیر بر روی این موضوع انجام شده است. کنعانی و همکاران (۱۲) نقش فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم را در حوزه لیقوان که از زیرحوزه های دریاچه ارومیه است، مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که در دهه ۱۹۹۰ تغییرات سریع در مقدار رواناب این رودخانه رخ داده است. همچنین ایشان اعلام کردند عوامل انسانی موجب کاهش بین ۶۵ تا ۸۴ درصدی میزان رواناب شده است. کاکایی و همکاران (۱۱) اثرات خشکسالی ناشی از فعالیت‌های انسانی را بر منابع آب سطحی و رواناب در دو حوزه اسکندری در استان اصفهان و کیاکلا در استان مازندارن مورد بررسی قرار دادند. ایشان اعلام کردند فعالیت‌های انسانی در خشکسالی‌های رخ داده در هر دو حوزه نقش بیشتری از تغییر اقلیم داشته است. رحمانی و همکاران (۲۱) اثر کاربری اراضی بر ویژگی‌های هیدرولوژیک حوزه آبخیز کسیلیان را بررسی و اعلام نمودند کاهش اراضی جنگلی و افزایش مراتع ۱۱/۲ مترمکعب بر ثانیه به دبی اوج و ۹۸/۸ مترمکعب به حجم رواناب رودخانه کسیلیان افزوده شده است.

بنابراین هدف اصلی این مطالعه، تعیین سهم هر کدام از این عوامل با استفاده از روش‌های مختلف می‌باشد. بدین‌منظور ابتدا با استفاده از آزمون پتیت طول دوره آماری به دو دوره قبل و بعد از تغییر، تقسیم‌بندی و سپس سهم فعالیت‌های انسانی و اثرات تغییر اقلیم در حوزه مورد مطالعه تعیین خواهد شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوزه گاوخونی با مساحت ۴۱۵۲۴ کیلومتر مربع که در مرکز ایران واقع شده است، دارای اقلیمی خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. مقدار بارش سالانه در بخش‌های مختلف این حوزه بسیار متفاوت است و از ۷۰ میلیمتر در شرق تا حدود ۱۴۰۰ میلیمتر در غرب حوزه تغییر می‌کند (۸). این رودخانه نقش مهمی در تامین مطمئن آب شرب و آب مورد نیاز بخش‌های صنعت و کشاورزی در دو استان اصفهان و چهارمحال و بختیاری ایفا می‌کند. مطالعه حاضر در یکی از سرشاخه‌های رودخانه زاینده‌رود که در بالادست ایستگاه هیدرومتری قلعه شاهرخ قرار دارد، انجام شده است. مشخصات این ایستگاه و حوزه بالادست آن در جدول ۱ ارائه شده است. حوزه قلعه شاهرخ مهمترین زیرحوزه در حوزه گاوخونی می‌باشد. به‌طوریکه بخش اعظم جریانی که وارد مخزن سد زاینده‌رود می‌شود، در این ایستگاه ثبت می‌گردد. همچنین در این ایستگاه مقدار جریانی که از سرشاخه‌های کارون از طریق تونل‌های کوهرنگ ۱ و کوهرنگ ۲ به حوزه گاوخونی منتقل می‌شود، اندازه‌گیری می‌گردد. شکل ۱ موقعیت حوزه مورد نظر و تونل‌های کوهرنگ ۱ و ۲ را نشان می‌دهد.

در این مطالعه داده‌های دما، سرعت باد، رطوبت نسبی، ساعات آفتابی و بارش در ایستگاه سینوپتیک چلگرد و متوسط دبی سالانه در ایستگاه هیدرومتری قلعه شاهرخ در مقیاس ماهانه بین سال‌های ۱۳۶۵ تا ۱۳۹۶مورد استفاده قرار گرفتند. این داده‌ها از شرکت آب منطقه‌ای اصفهان و سازمان هواشناسی استان چهارمحال و بختیاری اخذ شدند.

روش پتیت[1]

در این مطالعه، به‌منظور تعیین بهتر نقطه تغییر و ایجاد تمایز بین دوره نرمال یا پایه[2] و دوره تغییر و آشوب[3] از روش ناپارامتری پتیت (۱۸) که در سال ۱۹۷۹ توسط پتیت ارائه شده بود، استفاده شد. در مواقعی که زمان دقیق تغییر مشخص نباشد، با استفاده از این روش می‌توان یک تغییر مهم در میانگین یک سری زمانی را تشخیص داد.

برای تعیین نقطه تغییر در سری زمانی با استفاده از روش پتیت می‌بایست پارامتر K_T محاسبه شود (۱۶):

$$K_T = \max |U_{t,T}| \qquad (۱)$$

که در آن،

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^{t} \sum_{j=t+1}^{T} sgn(x_i - x_j) \qquad (۲)$$

T تعداد کل مشاهدات و x مقدار سری مشاهداتی می‌باشد. نقطه تغییر در سری K_T قرار دارد. برای تشخیص آن از پارامتر p استفاده می‌شود. این پارامتر به صورت زیر برآورد می‌گردد.

$$p \cong 2\exp\left(\frac{-6K_T^2}{T^3+T^2}\right) \qquad (۳)$$

1- Pettitt 2- Undisturbed period 3- Disturbed

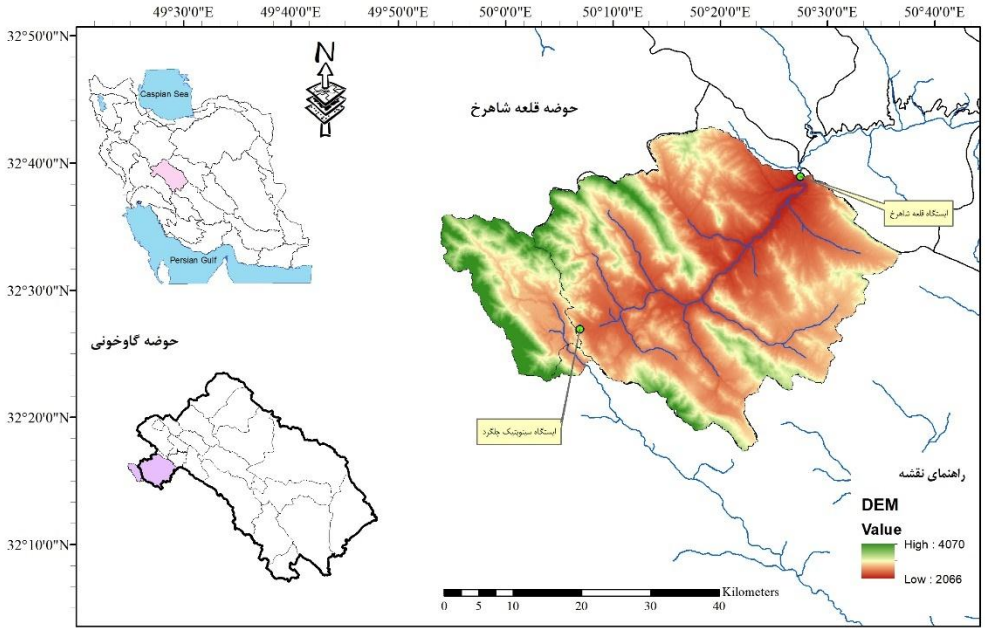
[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

جایی که مقدار p کمتر از ۰/۰۵ شود ($p<0.05$) آن نقطه به‌عنوان نقطه تغییر در نظر گرفته می‌شود.

چارچوب کلی تعیین سهم اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی

تغییراتی که در مقدار رواناب در هر حوزه در طول دوره آماری مشاهده می‌شود، ناشی از دو عامل می‌باشد: اول اثرات ناشی از تغییر اقلیم و دوم فعالیت‌های انسانی (۳۳). برای بررسی این تغییرات می‌توان طول دوره آماری را به دو دوره پایه و دوره تغییرات تقسیم‌بندی نمود. به‌عبارت دیگر، $\Delta\bar{Q}_{total}$ را می‌توان به‌صورت زیر بیان کرد (۳۳):

$$\Delta\bar{Q}_{total} = \bar{Q}_{variation} - \bar{Q}_{baseline} \qquad (۴)$$



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه شامل زیرحوزه قلعه شاهرخ و تونل‌های اول و دوم کوهرنگ

Figure 1. Location of the study area, including Ghaleh Shahrokh basin, and Kuhrang Tunnel 1 and 2

جدول ۱- مشخصات ایستگاه هیدرومتری قلعه شاهرخ

Table 1. Characteristics of the Ghaleh Shahrokh hydrometeric station

مساحت حوزه بالادست ایستگاه (Km^2)	میانگین دبی سالانه (m^3/s)	ارتفاع (m)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	سال تاسیس
۱۷۱۰	۴۱/۷۴	۲۰۷۷	۳۲° ۳۹′	۵۰° ۲۷′	۱۳۵۱

جدول ۲- مشخصات ایستگاه هواشناسی چلگرد

Table 2. Characteristics of the Chelgerd synoptic station

میانگین بارش سالانه (mm)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (متر)	سال تاسیس
۱۳۵۸	۳۲° ۲۶′	۵۰° ۰۷′	۲۲۸۵	۱۳۶۶

که در آن، $\Delta\bar{Q}_{total}$ مجموع تغییرات در میانگین سالانه رواناب و $\bar{Q}_{baseline}$ و $\bar{Q}_{variation}$ به‌ترتیب میانگین سالانه رواناب در دوره پایه و در دوره تغییرات می‌باشند. همانگونه که در بالا نیز اشاره شده می‌توان تغییرات در میزان رواناب را به‌صورت ترکیبی از تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی و درصد تغییرات هر یک را با روابط زیر نشان داد: (۳۳):

$$\Delta\bar{Q}_{total} = \Delta\bar{Q}_{climate} + \Delta\bar{Q}_{human} \qquad (۵)$$

$$\mu_{climate} = \frac{\Delta\bar{Q}_{climate}}{\Delta\bar{Q}_{total}} \times 100 \qquad (۶)$$

$$\mu_{human} = \frac{\Delta\bar{Q}_{human}}{\Delta\bar{Q}_{total}} \times 100 \qquad (۷)$$

که در آن، $\Delta\bar{Q}_{climate}$ و $\Delta\bar{Q}_{human}$ به‌ترتیب تغییرات در میانگین دبی سالانه به‌علت اثر تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی می‌باشند. $\mu_{climate}$ و μ_{human} نیز به‌ترتیب درصد سهم عوامل اقلیمی و انسانی بر روی تغییرات دبی در نظر گرفته شده‌اند. با استفاده از روش‌های مختلف مثل رگرسیون خطی و روش‌های الاستیسیته محور می‌توان سهم هر یک از عوامل اقلیمی و انسانی بر روی تغییرات رواناب را مشخص نمود.

1- Double-mass Curve

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

روش‌های تجربی

این روش‌ها بر اساس ایجاد یک رابطه بین رواناب و بارندگی و پارامترهای اقلیمی ایجاد شده‌اند و فرآیندهای فیزیکی را در نظر نمی‌گیرند. رگرسیون خطی و منحنی جرم مضاعف[1] دو روش تجربی هستند که در مطالعه حاضر مورد استفاده قرار گرفت.

رگرسیون خطی

رگرسیون خطی یکی از ساده‌ترین روش‌ها برای تعیین یک رابطه بین بارندگی و رواناب می‌باشد. از این روش می‌توان برای برآورد رواناب در هر دو دوره پایه و تغییرات استفاده کرد. به‌طور کلی رابطه بین میانگین سالانه رواناب مشاهداتی ($Q_{baseline}$) و بارندگی سالانه ($P_{baseline}$) را می‌توان به‌صورت زیر بیان نمود:

$$Q_{baseline} = aP_{baseline} + b \qquad (۸)$$

که در آن، a و b به‌ترتیب ضریب تغییرات در رواناب نسبت به تغییرات بارش و ضریب اصلاح (عرض از مبدا) می‌باشند. با استفاده از رابطه بالا می‌توان مقدار رواناب بازسازی‌شده در دوره تغییرات ($Q_{reconstruct}$) را با استفاده از مقادیر بارش در دوره تغییرات تعیین نمود. پس از برآورد میزان تغییرات رواناب با استفاده از رابطه (۵) می‌توان سهم تغییرات ناشی از اثرات اقلیم و فعالیت‌های انسانی را به‌صورت زیر تعیین کرد:

$$\Delta\bar{Q}_{human} = \bar{Q}_{variation} - \bar{Q}_{reconstruct} \qquad (۹)$$

در رابطه فوق، $\bar{Q}_{reconstruct}$ و $\bar{Q}_{variation}$ به‌ترتیب میانگین رواناب برآوردشده با استفاده از روش رگرسیون و رواناب مشاهداتی در طول دوره تغییرات می‌باشد.

سهم اثرات اقلیمی نیز بر روی رواناب به‌صورت زیر تعیین می‌شود (۳۳):

$$\Delta\bar{Q}_{climate} = \Delta\bar{Q}_{total} - \Delta\bar{Q}_{human} \qquad (۱۰)$$

روش منحنی جرم مضاعف

روش منحنی جرم مضاعف که روشی تقریبا ساده و عملی است به‌صورت گسترده در بررسی روند و یکنواختی داده‌های طولانی مدت هواشناسی مورد استفاده قرار گرفته است (۷). این روش اولین بار در سال ۱۹۳۷ برای بررسی یکنواختی بارش در حوزه سوسکوهانا[1] در ایالات متحده مورد استفاده قرار گرفت و بعدها توسط سیرسی و همکاران (۲۷) به‌صورت کامل ارائه شد. این روش بر این اساس است که در یک نمودار اگر دو پارامتر کمی به‌صورت تجمعی در یک دوره آماری مشترک ترسیم شوند، نتیجه یک خط مستقیم خواهد بود و شیب خط ایجادشده نمایانگر ضریب تناسب بین دو پارامتر می‌باشد (۲۷). هر گونه شکست در خط ایجادشده می‌تواند ناشی از دو عامل باشد: اول اینکه تغییر در تناسب بین دو پارامتر رخ داده است که این موضوع می‌تواند ناشی از هر گونه اثری همچون اثر تغییر اقلیم و یا فعالیت انسانی باشد و دوم اینکه به‌طور کلی بین دو پارامتر یک تناسب ثابت وجود ندارد. بر اساس توضیحات ارائه‌شده می‌توان ارتباط بین رواناب تجمعی و بارش تجمعی در دوره پایه را به صورت زیر بیان کرد:

$$\sum_{i=1}^{t} Q_i^{baseline} = c\sum_{i-1}^{t} P_i^{baseline} + d \qquad (۱۱)$$
$$t = 1,2,3,\dots,n$$

در این رابطه، ضریب c نسبت تغییرات رواناب تجمعی به بارش تجمعی، ضریب d اصلاح (عرض از مبدا) و n طول سری سالانه می‌باشند. شمارنده i نیز برای تجمعی‌شدن پارامترهای بارش و رواناب به‌کار برده شده است. به‌عبارت دیگر اگر بین سری زمانی تجمعی بارش و رواناب یک رابطه رگرسیونی برقرار شود، ضریب c شیب خط رگرسیون و d عرض از مبدا آن می‌باشد. در ادامه به‌صورت مشابه با استفاده از رابطه رگرسیون می‌توان رواناب تجمعی بازسازی‌شده در دوره تغییرات را به‌صورت زیر برآورد کرد.

$$\sum_{i=1}^{t} Q_i^{reconstract} = c\sum_{i-1}^{t} P_i^{variation} + d \qquad (۱۲)$$

پس از برآورد رواناب تجمعی بازسازی‌شده با استفاده از رابطه (۱۲) حال می‌توان بر اساس روابط ۹ و ۱۰ سهم اثرات اقلیمی و انسانی را همانند روش تجربی بدست آورد.

روش‌های الاستیسیته محور

رواناب در یک حوزه را می‌توان به‌صورت تابعی از تغییرات اقلیم و مشخصات حوزه به شکل زیر بیان نمود:

$$Q = f(P.ET_p.V) \qquad (۱۳)$$

که در آن، Q عمق رواناب، P بارندگی، ET_p تبخیر–تعرق پتانسیل و V نشان‌دهنده تاثیرات یکپارچه مشخصات حوزه بر رواناب می‌باشد. برای محاسبه تبخیر–تعرق می‌توان از روش فائو پنمن– مانتیث ۵۶ (۱) و یا روش‌های دیگر محاسبه تبخیر–تعرق استفاده کرد. بر اساس رابطه (۱۴) می‌توان تغییرات در رواناب را به‌صورت تابعی از تغییرات در بارش، تبخیر– تعرق و مشخصات حوزه به‌صورت زیر بیان کرد:

(۱۴)

$$\Delta Q = f'_P\Delta P + f'_{ET_p}\Delta ET_p + f'_V\Delta V =$$
$$\frac{\partial Q}{\partial P}\Delta P + \frac{\partial Q}{\partial ET_p}\Delta ET_p + \frac{\partial Q}{\partial V}\Delta V$$

تغییر در میزان بارندگی و تبخیر–تعرق پتانسیل ناشی از اثرات تغییر اقلیم و تغییرات در مشخصات حوزه نشان‌دهنده اثر فعالیت‌های انسانی در حوزه می‌باشد (۳۵). بنابراین، رابطه فوق را می‌توان به‌صورت زیر تفکیک کرد:

$$\Delta\bar{Q}_{climate} = \frac{\partial Q}{\partial P}\Delta P + \frac{\partial Q}{\partial ET_p}\Delta ET_p \qquad (۱۵)$$

برای تعیین سهم اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی بر رواناب ابتدا می‌بایست ضریب الاستیسیته رواناب (ε) برآورد شود (۲۵). ضریب الاستیسیته رواناب عبارتست از نسبت تغییرات رواناب به یک عامل اقلیمی مثل بارش و یا تبخیر– تعرق (X). به‌عبارت دیگر:

$$\varepsilon = \frac{\partial Q/Q}{\partial X/X} \qquad (۱۶)$$

بنابراین رابطه ۱۵ را می‌توان به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$\Delta\bar{Q}_{climate} = (\varepsilon_P\Delta P/P + \varepsilon_{ET_p}\Delta ET_p/ET_p)Q \qquad (۱۷)$$

1- Susquehanna

که در آن، ε_P و ε_{ET_p} به‌ترتیب ضریب الاستیسیته رواناب نسبت به بارندگی و تبخیر–تعرق می‌باشد. بنابراین، برای محاسبه $\Delta\bar{Q}_{climate}$ ابتدا می‌بایست این دو ضریب محاسبه شوند.

روش ناپارامتری

سانکاراسوبرامانیان (۲۴) یک روش ناپارامتری برای تخمین الاستیسیته پارامتر اقلیمی که به‌طور مستقیم از داده‌های مشاهداتی به‌دست می‌آید، ارائه نمود. ساختار کلی این روش به‌شرح ذیل می‌باشد:

$$\varepsilon = \frac{\Delta Q_i/\bar{Q}}{\Delta X_i/\bar{X}} = \frac{(Q_i-\bar{Q})/\bar{Q}}{(X_i-\bar{X})/\bar{X}} \qquad (۱۸)$$

که در آن، ΔQ_i و ΔX_i به‌ترتیب تغییرات در رواناب سالانه و متغیر اقلیمی مرتبط (مثل بارش و تبخیر–تعرق پتانسیل)، Q_i و X_i مقادیر رواناب سالانه و متغیر اقلیمی و $\bar{Q}$ و $\bar{X}$ متوسط رواناب سالانه و متغیر اقلیمی می‌باشند. برای حل این معادله عددی می‌توان از آماره میانه به‌عنوان یک آماره توصیفی استفاده کرد:

$$\varepsilon' = median\frac{(Q_i-\bar{Q})/\bar{Q}}{(X_i-\bar{X})/\bar{X}} \qquad (۱۹)$$

که در آن ε' یک تخمین ناپارامتری برای الاستیسیته اقلیم می‌باشد.

روش‌های بودیکو محور[1]

الاستیسیته اقلیم برای رواناب را می‌توان از بیلان طولانی مدت آب ارزیابی کرد. به‌طور کلی توازن آب را می‌توان به‌صورت ساده به شکل زیر بیان نمود:

$$P = E + Q + \Delta S \qquad (۲۰)$$

که در آن، P بارندگی بر حسب میلی‌متر، E تبخیر– تعرق واقعی بر حسب میلی‌متر، Q عمق رواناب بر حسب میلی‌متر و ΔS تغییر در ذخیره آب حوزه است که برای یک دوره بلندمدت (بیش از ۱۰ سال) صفر در نظر گرفته می‌شود.

بودیکو (۴) نسبت میانگین سالانه تبخیر– تعرق پتانسیل به میانگین سالانه بارش را به‌عنوان شاخص خشکی معرفی نمود. به‌عبارت دیگر:

$$\varphi = \frac{ET_P}{P} \qquad (۲۱)$$

در این رابطه φ شاخص خشکی و ET_P و P به‌ترتیب میانگین سالانه تبخیر–تعرق پتانسیل و بارش می‌باشند. همچنین او اعلام کرد تبخیر–تعرق واقعی (E) تابعی از تبخیر– تعرق پتانسیل و شاخص خشکی می‌باشد. بر همین اساس تبخیر–تعرق واقعی را به‌صورت زیر بیان نمود.

$$E = P * F(\varphi) \qquad (۲۲)$$

با ترکیب رابطه ۱۶ برای الاستیسیته بارش و رابطه ۲۰ می‌توان ضریب الاستیسیته بارش و تبخیر–تعرق پتانسیل را به‌صورت زیر محاسبه کرد:

$$\varepsilon_P = 1 + \frac{\varphi F'(\varphi)}{1-F(\varphi)}\ ,\quad \varepsilon_P + \varepsilon_{ET_P} = 1 \qquad (۲۳)$$

$F'_{(\varphi)}$ نشانگر مشتق تابع $F(\varphi)$ می‌باشد. برای تخمین تبخیر–تعرق واقعی چهار روش که بر اساس فرضیات بودیکو ارائه شده است، مورد استفاده قرار گرفت (جدول ۳).

جدول ۳– روش‌های تخمین تبخیر– تعرق واقعی بر اساس فرضیات بودیکو

Table 3. Methods for estimating the annual actual evapotranspiration based on the Budyko hypothesis

نام روش	تابع
اسچریبر[2] (۲۳)	$F(\varphi) = 1 - e^{-\varphi}$
الدکپ[3] (۱۵)	$F(\varphi) = \varphi tanh(1/\varphi)$
بودیکو[4] (۴)	$F(\varphi) = [\varphi tanh(1/\varphi)(1-e^{-\varphi})]^{1/2}$
پیک[5] (۱۷)	$F(\varphi) = 1/\sqrt{1+\varphi^2}$

نتایج و بحث

تعیین دوره پایه

در این مطالعه، از روش پتیت برای تعیین دوره پایه و دوره تغییرات در طول دوره آماری ۱۳۹۵– ۱۳۶۶ در حوزه بالادست ایستگاه هیدرومتری قلعه شاهرخ استفاده شد. نتایج این روش نشان داد که یک تغییر در سال ۱۳۷۵ در سری زمانی جریان سالانه رودخانه زاینده‌رود رخ داده است. به‌عبارت دیگر بعد از سال ۷۵ مقدار p محاسبه‌شده کمتر ۰/۰۵ برآورد شد. بنابراین، سری زمانی رواناب سالانه به دو قسمت قبل از سال ۱۳۷۵ به‌عنوان دوره پایه و بعد از آن به‌عنوان دوره تغییرات تقسیم‌بندی شد. شکل ۲ سری جریان سالانه رواناب در ایستگاه قلعه شاهرخ و متوسط دبی در دو دوره پایه و تغییرات را نشان می‌دهد. متوسط دبی در دوره پایه برابر حدود ۵۲ متر مکعب بر ثانیه و در دوره تغییرات برابر ۳۷ مترمکعب بر ثانیه می‌باشد. بنابراین، متوسط دبی سالانه حدود ۱۵ متر مکعب بر ثانیه کاهش یافته است.

تعیین سهم اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی با روش‌های تجربی

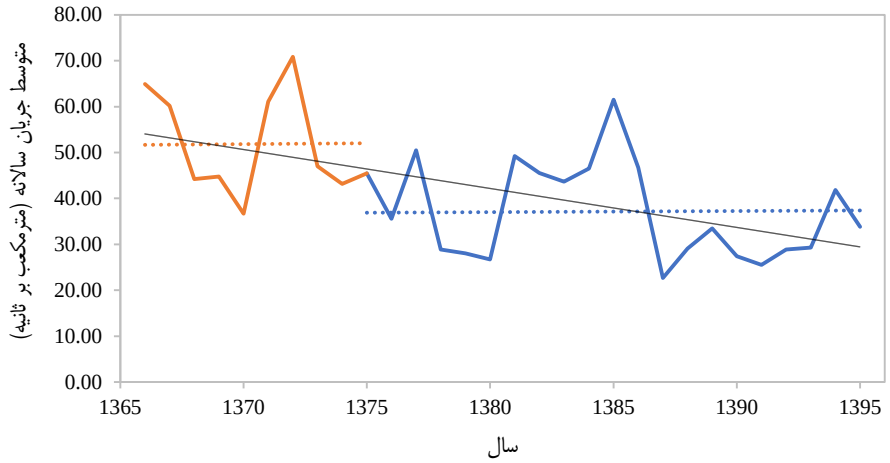
برای تعیین سهم اثرات انسانی و اقلیمی بر تغییرات رواناب دو روش تجربی شامل روش رگرسیون خطی و منحنی جرم مضاعف مورد استفاده قرار گرفت. نتایج مربوط به این دو روش در جدول ۴ نشان داده شده است. همان‌طور که در جدول ۴ مشاهده می‌شود، متوسط دبی سالانه بازسازی‌شده با استفاده از روش رگرسیون خطی در دوره تغییرات ۲/۸ مترمکعب بر ثانیه نسبت به دوره تغییرات کاهش یافته است در حالیکه این کاهش بر اساس روش منحنی جرم مضاعف برابر ۷/۳ مترمکعب بر ثانیه برآورد شده است. همچنین، بر اساس روش رگرسیون خطی فعالیت‌های انسانی نقشی مهم

1- Budyko-based methods 2 - Schreiber 3- Ol'dekop 4- Budyko 5- Pike

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

در کاهش رواناب ایفا می‌کنند و ۸۲/۳ درصد از کاهش رواناب به‌علت فعالیت‌های انسانی در حوزه می‌باشد. در حالیکه ۱۷/۷ درصد از کاهش در رواناب به‌علت تغییر اقلیم رخ داده است.

اما بر اساس روش منحنی جرم مضاعف نتایج کاملا متفاوت بوده و سهم تغییر اقلیم با ۵۲/۸ درصد کمی بیشتر از فعالیت‌های انسانی به‌دست آمده است.



شکل ۲- سری زمانی متوسط دبی سالانه در ایستگاه قلعه شاهرخ به تفکیک دوره پایه و دوره تغییرات
Figure 2. Average annual discharge in the Ghaleh-Shahrokh station during the baseline and variation periods

جدول ۴- سهم اثرات انسانی و تغییر اقلیم در کاهش رواناب در حوزه قلعه شاهرخ با استفاده از روش‌های تجربی
Table 4. Contributions of human activities and climate change to runoff reduction in the Ghaleh Shahrokh Basin estimated by Empirical methods

روش تجربی	دوره	معادله بازسازی شده	R^2 (%)	متوسط دبی سالانه مشاهداتی (m3/s)	متوسط دبی سالانه بازسازی شده (m3/s)	سهم تغییرات اقلیمی (٪)	سهم فعالیت های انسانی (٪)
رگرسیون خطی	پایه	Q = 0.0146*P + 30.81	۲۹	۵۲/۵	۵۲/۶	۱۷/۷	۸۲/۳
	تغییرات			۳۷/۱	۴۹/۸		
منحنی جرم مضاعف	پایه	Q = 0.0336*P + 14.173	۴۰	۵۲/۵	۵۱/۷	۵۲/۸	۴۷/۲
	تغییرات			۳۷/۱	۴۴/۴		

تعیین سهم اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی با روش‌های الاستیسیته محور

در ادامه برای بررسی اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی بر تغییرات رواناب در حوزه بالادست ایستگاه قلعه شاهرخ روش ناپارامتری و روش‌هایی که بر اساس فرضیات بودیکو توسعه داده شده‌اند، مورد استفاده قرار گرفت. بدین‌منظور از روابط ۱۳ تا ۲۲ استفاده شد. جدول ۵ الاستیسیته اقلیم (الاستیسیته بارش و تبخیر-تعرق پتانسیل برای رواناب) و سهم اثرات اقلیمی و فعالیت‌های انسانی را که بر اساس فرضیات بودیکو محاسبه شده است، نشان می‌دهد. همان طور که در جدول ۵ مشاهده می‌شود میزان الاستیسیته بارش بین ۰/۹۷ (روش ناپارامتری) و ۲/۲۴ (روش الدکپ) و میزان الاستیسیته تبخیر-تعرق پتانسیل بین ۰/۸- (اسچیربر) و ۲/۷۸- (روش ناپارامتری) با توجه به روش‌های مختلف محاسبه شده است. این نتایج نشان می‌دهد یک درصد تغییر در بارندگی به‌ترتیب موجب تغییر در میزان رواناب به‌مقدار ۰/۹۷ درصد (روش ناپارامتری) تا ۲/۲۴ درصد (روش الدکپ) خواهد شد. همچنین یک درصد افزایش تبخیر-تعرق پتانسیل به‌ترتیب موجب کاهش ۰/۸ درصدی (روش اسچیربر) تا کاهش ۲/۷۸ درصدی (روش ناپارامتری) میزان رواناب خواهد شد. در جدول ۵ میزان کاهش متوسط دبی سالانه به‌علت تغییر اقلیم نیز نشان داده شده است. همان‌طور که در این جدول نیز مشاهده می‌شود، تغییر اقلیم منجر به کاهش متوسط جریان سالانه در ایستگاه قلعه شاهرخ شده است. بر اساس روش‌های مختلف این کاهش بین ۱/۶۸ مترمکعب بر ثانیه (روش ناپارامتری) تا ۴/۶۲ مترمکعب بر ثانیه (روش الدکپ) بوده است.

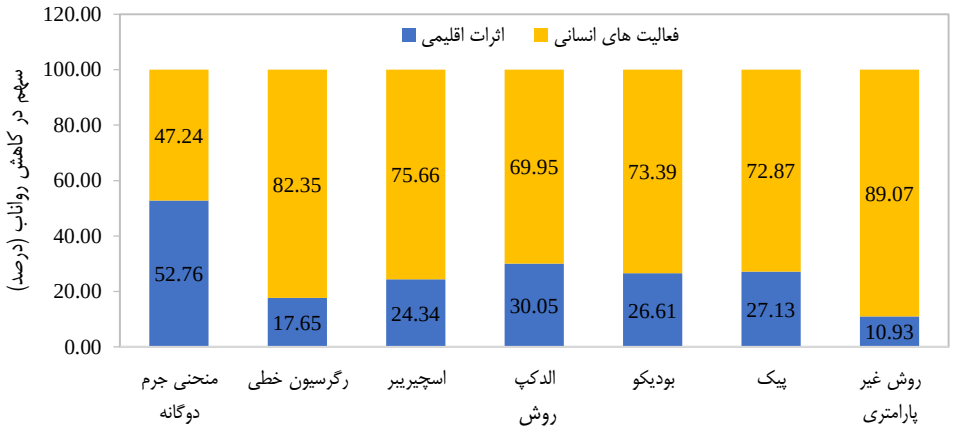
شکل ۳ سهم اثرات تغییر اقلیم و فعالیت های انسانی بر اساس روش‌های مختلفی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته‌اند را نشان می‌دهد. در همه روش‌ها به‌جز روش منحنی جرم مضاعف سهم فعالیت‌های انسانی بیشتر از اثرات اقلیمی محاسبه شده است.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

جدول ۵- الاستیسیته اقلیم برای رواناب و سهم اثرات انسانی و تغییر اقلیم در کاهش رواناب در حوزه قلعه شاهرخ

Table 5. Climate Elasticity for runoff and the contribution of human activities and climate change to runoff reduction in the Ghaleh Shahrokh Basin

	روش ناپارامتری	پیک	بودیکو	الدکپ	اسچیریبر
ε_P	۰/۹۷	۲/۰۲	۱/۹۸	۲/۲۴	۱/۸۰
ε_{ET_P}	-۲/۷۸	-۱/۰۲	-۰/۹۸	-۱/۲۴	-۰/۸
میزان کاهش رواناب (m3/s)	۱/۶۸	۴/۱۷	۴/۰۹	۴/۶۲	۳/۷۴
$\Delta\bar{Q}_{Climate}$%	۱۰/۹۳	۲۷/۱۳	۲۶/۶۱	۳۰/۰۵	۲۴/۳۴
$\Delta\bar{Q}_{human}$	۸۹/۰۷	۷۲/۸۷	۷۳/۳۹	۶۹/۹۵	۷۵/۶۶



شکل ۳- سهم فعالیت های انسانی و تغییر اقلیم در کاهش رواناب در حوزه قلعه شاهرخ

Figure 3. Relative contributions of human activities and climate change to runoff reduction in the Ghaleh Shahrokh Basin

روش‌های تجربی فقط از داده‌های بارش و رواناب برای تعیین سهم فعالیت‌های انسانی و اثرات تغییر اقلیم استفاده می‌کنند، در حالیکه در روش‌های دیگر متغیر دیگری مثل تبخیر-تعرق پتاسیل نیز در نظر گرفته شده است. همان‌طور که در جدول ۴ نیز نشان داده شده، R^2 روابط به‌دست‌آمده به‌ترتیب برای روش‌های رگرسیون خطی و منحنی جرم مضاعف برابر ۲۹ درصد و ۴۰ درصد می‌باشد. این بدین معنی است که با استفاده از روش رگرسیون خطی (منحنی جرم مضاعف) تنها ۲۹ درصد (۴۰ درصد) از تغییرات رواناب با استفاده از این رابطه توصیف شده است. وو و همکاران (۳۰) که این دو روش را به‌منظور تعیین سهم اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم در رودخانه یانهه در چین به‌کار بردند اعلام کردند رگرسیون خطی و منحنی جرم مضاعف به‌ترتیب ۴۸ و ۴۵ درصد از تغییرات رواناب در حوزه مورد مطالعه را توصیف می‌کند. بنابراین این روش‌ها دارای عدم قطعیت بالایی هستند. با این وجود این روش‌ها به‌دفعات توسط محققان برای تعیین سهم اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم به‌کار برده شده‌اند. بررسی این مطالعات نشان می‌دهد که این روش‌ها برای حوزه‌هایی که طول داده‌های مشاهداتی بیشتری دارند، مناسب‌تر هستند (۳۰). همچنین نتایج این روش‌ها در حوزه‌های بزرگ بهتر از حوزه‌های کوچک (مثل حوزه قلعه شاهرخ) بوده و عدم قطعیت کمتری دارند (۷).

در مجموع مطالعه حاضر نشان داد که فعالیت‌های انسانی به‌طور متوسط موجب کاهش رواناب به‌میزان ۷۳ درصد (۴۷ تا ۸۹ درصد) شده است که می‌تواند ناشی فعالیت‌های مختلفی مانند تغییر پوشش گیاهی، افزایش سطح زیر کشت و از همه مهم‌تر تبدیل اراضی دیم به اراضی کشاورزی آبی و احداث باغات باشد که منجر به برداشت بیشتر آب از رودخانه زاینده‌رود در بالادست ایستگاه قلعه شاهرخ می‌شود. سطح زیر کشت در حوزه قلعه شاهرخ در سال ۱۹۸۲ برابر ۲ هزار هکتار بوده که این عدد در سال ۲۰۱۵ به حدود ۱۱ هزار هکتار رسیده است (۱۰). بررسی دقیق هر کدام از این فعالیت‌های انجام‌شده نیازمند پژوهش جداگانه‌ای است تا به دقت سهم کدام در منطقه مورد بررسی قرار گیرد. اما نباید نقش تغییر اقلیم را نیز نادیده گرفت. نتایج این مطالعه با نتیجه مطالعه کاکایی و همکاران (۱۱) در حوزه آبخیز اسکندری به‌عنوان یکی دیگر از سرشاخه‌های رودخانه زاینده‌رود همخوانی دارد. ایشان اعلام نمودند فعالیت‌های انسانی موجب تشدید خشکسالی‌های اقلیمی در حوزه آبخیز کیاکلا در شمال و اسکندری در مرکز کشور شده است. کنعانی و همکاران (۱۲) عوامل انسانی را موجب کاهش ۶۵ تا ۸۴ درصدی رواناب در حوزه آبخیز رودخانه لیقوان در شمال شرق کشور بعد از سال ۱۹۹۵معرفی نمودند.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

در سال‌های اخیر نوع بارش و زمان آن در منطقه مورد مطالعه دست‌خوش تغییراتی شده است. اما از آنجایی که پایه و اساس روش‌های مورد استفاده در این مطالعه با هم متفاوت است، بنابراین برای بررسی بهتر شرایط ضروری است روش‌های مختلف به‌کار برده شوند. در روش‌های الاستیسیته محور برخلاف روش‌های تجربی، متغیر تبخیر–تعرق پتانسیل هم برای بررسی تغییرات رواناب به‌کار برده می‌شود. اما از آنجا که محاسبه تبخیر–تعرق واقعی با خطا همراه است، بنابراین پیشنهاد می‌شود که روش‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته تا بتوان تحلیل بهتری از شرایط ارائه نمود.

منابع

1. Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage, Rome, Italy, 56.
2. Almasi, P. and S. Soltani. 2017. Assessment of the climate change impacts on flood frequency (Case study: Bazoft Basin Iran). Stochastic Environment Research and Risk Assessment, 31: 1171-1182.
3. Ashraf Vaghefi, S., S.J. Mousavi, K.C. Abbaspour, R. Srinivasan and H. Yang. 2014. Analyses of the impact of climate change on water resources components, drought and wheat yield in semiarid regions: Karkheh River Basin in Iran. Hydrological Processes, 28(4): 2018-2032.
4. Budyko, M.I. 1948. Evaporation under Natural Conditions. Translated from Russian by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
5. Dey, P. and A. Mishra. 2017. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: A review of methodologies and critical assumptions. Journal of Hydrology, 548: 278-290.
6. Eslamian, S.S., K.L. Gilroy and R.H. McCuen. 2011. Climate change detection and modeling in hydrology. In: Blanco, J. (ed). 2011. Climate Change-Research and Technology for Adaptation and Mitigation. IntechOpen, pp: 87-100.
7. Gao, G., B. Fu., S. Wang, W. Liang and X. Jiang. 2016. Determining the hydrological responses to climate variability and land use/cover change in the Loess Plateau with the Budyko framework. Science of the Total Environment, 557-558, 331-342.
8. Gohari, A., A. Mirchi and K. Madani. 2017. System dynamics evaluation of climate change adaptation strategies for water resources management in central Iran. Water Resources Management, 31: 1413-1434.
9. Huntington, T.G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. Journal of Hydrology, 319(1-4): 83-95.
10. Isfahan Chamber of Commerce, Industries, Mining and Agriculture, Water Committee. 2016. Report of the Impacts of Agricultural Land Development Policies on the Zayandehrood River Drought. (In Persian).
11. Kakaei, E., H.R. Moradi, A.R. Moghaddam Nia and H.A.J. Van Lanen. 2019. Quantifying positive and negative human-modified droughts in the Anthropocene: Illustration with two Iranian catchments. Water, 11: 884.
12. Kanani, R., A. Fakheri-Fard, M.A. Ghorbani and Y. Dinpashoh. 2020. Analysis of the role of climate and human factors in runoff variations (Case study: Lighvan river in Urmia Lake Basin, Iran). Journal of Water and Climate Change, 11(1): 291-302.
13. Liu, J., S. Fritz, C.F.A. Van Wesenbeeck, M. Fuchs, L. You, M. Obersteiner and H. Yang. 2009. A spatially explicit assessment of current and future hotspots of hunger in Sub-Saharan Africa in the context of global change. Global and Planetary Change, 64: 222-235.
14. Milly, P.C.D., K.A. Dunne and A.V. Vecchia. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. Nature, 438(7066): 347-350.
15. Ma, Zh., Sh. Kang, L. Zhang, L. Tong and X. Su. 2008. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. Journal of Hydrology, 352: 239- 249.
16. Mwangi, H.M., S. Julich, S.D. Patil, M.A. McDonald and K.H. Feger. 2016. Relative contribution of land use change and climate variability on discharge of upper Mara River, Kenya. Journal of Hydrology: Regional Studies, 5: 244-260.
17. Ol'dekop, E.M. 1911. On Evaporation from the Surface of River Basins: Transactions on Meteorological Observations. Lur-evskogo, report. University of Tartu, Tartu, Estonia (in Russian).
18. Pettitt, A.N. 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. Journal of the Royal Statistical Society, 28: 126-135.
19. Pike, J.G. 1964. The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate. Journal of Hydrology, 2: 116-123.
20. Qin, J., Y. Ding, T. Han and Y. Liu. 2017. Identification of the factors influencing the baseflow in the permafrost region of the northeastern Qinghai-Tibet Plateau. Water, 9(666): 1-16.
21. Rahmani, N., K. Shahedi, K. Soleimani and M.H. Miryaghoubzadeh. 2016. Evaluation of the land use change impact on hydrological characteristics (Case study: Kasilian watershed). Journal of Watershed Management Research, 7(13): 23-32 (In Persian).

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

22. Rangecroft, S., A.F. Van Loon, H. Maureira, K. Verbits and D.M. Hannah. 2016. Multi-method assessment of reservoir effects on hydrological droughts in an arid region. Earth System Dynamics, 57: 1-32.
23. Rani, S. and S. Sreekesh. 2018. Variability of temperature and rainfall in the Upper Beas Basin Western Himalayas. In: Mal, S., R. Singh and C. Huggel (eds). 2018. Climate Change Extreme Events and Disaster Risk Reduction. Springer. Germany.
24. Sankarasubramanian, A., R.M. Vogel and J.F. Limbrunner. 2001. Climate elasticity of streamflow in the United States. Water Resources Research, 37(6): 1771-1781
25. Schaake, J.C. 1990. From climate to flow. In: Waggoner, P.E. (ed.). 1990. Climate Change and U.S. Water Resources. John Wiley, New York, United State, 177-206 pp.
26. Schreiber, P. 1904. Uber die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserfu hrung der Flu ße in Mitteleuropa. Meteorol. Z., 21(10): 441-452.
27. Searcy J.K., C.H. Hardisoni and W.B. Langbein. 1960. Double mass curves. US Geological Survey, Washington DC.
28. Shafiei, M. and Sh. Gharari. 2017. A review on hydrological modelling concepts: Part 1-Introduction of modelling process. Journal of Water and Sustainable Development, 4(2): 95-102 (In Persian).
29. Sorokin, L.V. and G. Mondello. 2018. Entering the new +2 °C Global Warming age and a threat of World Ocean expansion for sustainable economic development. In: Mal, S., R. Singh and C. Huggel (eds.). 2018. Climate Change Extreme Events and Disaster Risk Reduction. Springer, Berlin, Germany.
30. Tao, F., Z. Zhang, J. Liu and M. Yokozawa. 2009. Modelling the impact of the weather and climate variability on crop productivity over a large area: a new super-ensemble-based probabilistic projection. Agricultural and Forest Meteorology, 149: 1266-1278.
31. Wagener, T., M. Sivapalan, P.A. Troch, B.L. McGlynn, C.J. Harman, H.V. Gupta, P. Kumar, P.S. Rao, N.B. Basu and J. Wilson. 2010. The future of hydrology: An evolving science for a changing world. Water Resources Research, 46: 1-10.
32. Wang, S.J., M. Yan, Y.X. Yan, C.X. Shi and L. He. 2012. Contributions of climate change and human activities to the changes in runoff increment in different sections of the Yellow River. Quaternary International, 282: 66-77.
33. Wu, J., C. Miao, X. Zhang, T. Yang and Q. Duan. 2017. Detecting the quantitative hydrological response to changes in climate and human activities. Science of the Total Environment, 586: 328-337.
34. Xu, C.Y., L. Gong, T. Jiang, D. Chen and V.P. Singh. 2006. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration in Changjiang (Yangtze River) Catchment. Journal of Hydrology, 327: 81-93.
35. Yao, H., C. Shi, W. Shao, J. Bai and H. Yang. 2015. Impacts of climate change and human activities on runoff and sediment load of the Xiliugao Basin in the upper Yellow river. Advances in Meteorology, 481713.
36. Ye, X.C., Q. Zhang, J. Liu, X.H. Li and C.Y. Xu. 2013. Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on variation of streamflow in the Poyang Lake catchment. China. Journal of Hydrology, 494: 83-95.
37. Zhang, Q., C.Y. Xu, H. Tao, T. Jiang and Y.D. Chen. 2010. Climate changes and their impacts on water resources in the arid regions: a case study of the Tarim River basin China. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 24: 349-358.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]

Hydrological Response to Human Activities and Climate Change in the Ghaleh-Shahrokh Watershed

Alireza Sharifi Garmdareh[1], Rasoul Mirabbasi Najafabadi[2], Mohammad Ali Nasr-Esfahani[3] and Rohollah Fattahi Nafchi[2]

1- PhD Student Shahrekord University (Corresponding author: areza_sharifi@yahoo.com)
2- Associate Professor Shahrekord University
3- Assistant Professor Shahrekord University
Received: November 14, 2019 Accepted: March 28, 2020

Abstract

Determining the relative contributions of human activities and climate change to variations of runoff in basin is very important for sustainable management of water resources. In this study, seven methods were used to determine these relative contributions in the Ghaleh-Shahrokh watershed as the main upper catchment of Zayandeh-Roud River. These seven methods can be divided into two main categories, including empirical methods and elasticity-based methods. At first, Pettitt method was used to determine undisturbed and disturb periods of the runoff in the watershed and then relative contributions of climate change and human activities were determined by using the different methods. The results of this study show that the human activities play a dominant role in the reduction of runoff in the Ghaleh-Shahrokh catchment. According to the empirical and the elasticity-based methods, human activities account for 64.5 % (47 to 82%) and 76 % (70 to 89 %) of the total runoff decrease, respectively. Also, 35.5 % and 24 % of the total decrease in runoff in the catchment was due to climate change effects according to the empirical and elasticity-based methods, respectively. Generally, it can be concluded that the elasticity-based methods are better than the empirical methods in determining the contributions of human activities and climate change to runoff variations, because they take into account the evapotranspiration addition to rainfall and runoff.

Keywords: Climate Change, Elasticity-based methods, Emperical methods, Ghaleh-Shahrokh Watershed, Human Activities, Zayandeh-Roud River

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-03]

[DOR: 20.1001.1.22516174.1399.11.22.24.0]
[DOI: 10.52547/jwmr.11.22.233]