

## Investigating temporal and spatial changes in hydrological response to flooding in the Balikhloochay Watershed

Payam Amouzegari\*, Nahideh Parchami

Department of Reclamation of Arid and Mountainous Regions, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran

\* Corresponding author: [P.amouzegar@ut.ac.ir](mailto:P.amouzegar@ut.ac.ir)

(Received: 08 March 2025

Revised: 27 April

Accepted: 15 Jun 2025)

### Extended Abstract

**Introduction:** Flooding is one of the most common and destructive natural hazards worldwide, with numerous economic, social, and environmental consequences. In fact, one-third of the costs associated with natural disasters are related to floods. Floods occur when river flow exceeds its carrying capacity, which can result from factors such as intense or prolonged rainfall, frozen ground during precipitation, sudden snowmelt, deforestation, river blockage, and dam failure. In Iran, poor economic conditions and the inability of livestock owners to provide sufficient forage have led to overgrazing, which exacerbates soil erosion and increases flood risk. Rainfall is a key factor in flood occurrence, exhibiting significant spatial and temporal variations influenced by elevation, slope, soil characteristics, land use, and geology. The concept of the Hydrological Response Unit (HRU) is a widely used approach in hydrological modeling. Therefore, defining and measuring key hydrological response indicators at the watershed scale is essential for effective water and soil resource management and for reducing flood risk.

**Materials and Methods:** This study analyzes hydrological data from the Balikhloochay watershed. The research process includes the collection, processing, and analysis of river flow data. Five hydrometric stations with a common 20-year statistical period (2003–2023) were selected. Key hydrological response indicators, including base flow index, peak discharge, runoff depth, drainage density, and recession coefficient, were calculated. Base flow was extracted using the one-parameter digital filter method, and its index was calculated as the ratio of base flow to total streamflow. The recession coefficient was obtained from an exponential recession model. Spatial variations of the indicators were analyzed using GIS-based interpolation techniques. In addition, the Mann–Kendall test was applied using Pro UCL software to detect temporal trends in river flow changes.

**Results and Discussion:** Analysis of Hydrological Response Indicators in the Balikhloochay Watershed revealed that geological conditions, topography, and physical characteristics of the basin have a significant impact on flood behavior and river flow stability. In particular, the high values of the base flow index at the Nir station indicate the influence of permeable geological structures and effective aquifer recharge. In contrast, the high drainage density at the Pol-e Almas station reflects the basin's rapid response to rainfall and the occurrence of flash floods. These results are consistent with findings from similar studies in other Iranian watersheds and confirm the critical role of geological conditions and hydro-geomorphological structures in shaping the flood hydrograph pattern.

**Conclusion:** The analysis of hydrological response indicators in the Balikhloochay watershed highlights the significant influence of geological, topographic, and land surface characteristics on flood behavior and flow regime. The spatial distribution of base flow index, drainage density, and runoff depth across the watershed indicates notable variability, driven by differences in permeability, land cover, and geomorphological structure. For instance, higher base flow index values in the Nir station emphasize the importance of permeable geological layers and sustained groundwater contributions, whereas areas with high drainage density, such as the Pol-e Almas station, demonstrate rapid hydrological response and increased susceptibility to flash flooding. These variations reflect the complex hydrological functioning of the watershed and underscore the need for location-specific flood management strategies. The use of GIS-based spatial analysis and the Mann–Kendall trend test provided valuable insights into the temporal dynamics of key hydrological indicators. The observed trends in river flow suggest that changes in land use, soil conditions, and climate variability may be contributing to increasing flood risks in certain sub-regions.

**Keywords:** Discharge, River, Flood, Hydrology, Extreme Events

Citation: Amouzegari, P., & Parchami, N. (2026). Investigating temporal and spatial changes in hydrological response to flooding in the Balikhloochay Watershed. *Integrated Watershed Management*, 6(1), 43-60. doi: 10.22034/iwm.2025.2055379.1211

#### Copyrights:

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to Integrated Watershed Management. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0>).



## بررسی تغییرات زمانی و مکانی پاسخ هیدرولوژیک در سیل خیزی حوزه آبخیز بالیخوچای

پیام آموزگاری\*، ناهیده پرچی

گروه احیای مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران

\*نویسنده مسئول: [P.amouzegar@ut.ac.ir](mailto:P.amouzegar@ut.ac.ir)

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۳/۲۵

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۲/۰۷

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۱۸

### چکیده مبسوط

**مقدمه:** سیلاب یکی از رایج‌ترین و مخرب‌ترین بلایای طبیعی در سراسر جهان است که پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی فراوانی دارد. در واقع، یک سوم هزینه‌های مرتبط با بلایای طبیعی به سیلاب‌ها مربوط می‌شود. سیلاب‌ها زمانی رخ می‌دهند که جریان رودخانه از ظرفیت حمل آن فراتر رود، که می‌تواند ناشی از عواملی مانند بارش شدید یا طولانی‌مدت، یخ‌زدگی زمین هنگام بارندگی، ذوب ناگهانی برف، جنگل‌زدایی، انسداد رودخانه و شکست سد باشد. در ایران، شرایط نامناسب اقتصادی و ناتوانی دامداران در تأمین علوفه کافی، منجر به چرای بیش از حد شده است که این موضوع فرسایش خاک را تشدید کرده و خطر سیلاب را افزایش می‌دهد. بارش، عامل کلیدی در وقوع سیلاب است و تغییرات مکانی و زمانی قابل توجهی دارد که تحت تأثیر ارتفاع، شیب، ویژگی‌های خاک، کاربری اراضی و زمین‌شناسی است. مفهوم واحد پاسخ هیدرولوژیکی (HRU) یک رویکرد رایج در مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی است. بنابراین، تعریف و اندازه‌گیری شاخص‌های کلیدی پاسخ هیدرولوژیکی در مقیاس حوزه آبخیز برای مدیریت مؤثر منابع آب و خاک و کاهش خطر سیلاب ضروری است.

**مواد و روش‌ها:** این مطالعه داده‌های هیدرولوژیکی حوزه آبخیز بالیخوچای را مورد بررسی قرار داده است. فرایند پژوهش شامل گردآوری، پردازش و تحلیل داده‌های جریان رودخانه می‌باشد. پنج ایستگاه هیدرومتری با دوره آماری مشترک ۲۰ ساله (۲۰۰۳-۲۰۲۳) انتخاب شد. شاخص‌های کلیدی پاسخ هیدرولوژیکی شامل شاخص جریان پایه، دبی اوج، عمق رواناب، تراکم زهکشی و ضریب فروکش محاسبه شدند. جریان پایه با استفاده از روش فیلتر دیجیتال تک‌پارامتری استخراج و شاخص آن به صورت نسبت جریان پایه به کل جریان رودخانه محاسبه گردید. ضریب فروکش از یک مدل نمایی فروکش استخراج شد. تغییرات مکانی شاخص‌ها با استفاده از تکنیک‌های درون‌یابی مبتنی بر GIS تحلیل شد. همچنین برای بررسی روندهای زمانی تغییرات جریان رودخانه، آزمون من-کندال با استفاده از نرم‌افزار Pro UCL به کار گرفته شد.

**یافته‌ها و بحث:** تحلیل شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیکی در حوزه آبخیز بالیخوچای نشان داد که شرایط زمین‌شناسی، توپوگرافی و ویژگی‌های فیزیکی حوضه تأثیر چشمگیری بر رفتار سیلاب و پایداری جریان رودخانه دارند. به‌ویژه، مقادیر بالای شاخص جریان پایه در ایستگاه نیر، نشان‌دهنده تأثیر ساختارهای زمین‌شناسی نفوذپذیر و تغذیه مؤثر سفره‌های آب زیرزمینی است. در مقابل، تراکم زهکشی بالا در ایستگاه پل‌الماس، پاسخ سریع حوضه به بارندگی و وقوع سیلاب‌های ناگهانی را نشان می‌دهد. این نتایج با یافته‌های مطالعات مشابه در سایر حوزه‌های آبخیز ایران سازگار بوده و نقش حیاتی شرایط زمین‌شناسی و ساختارهای ژئومورفولوژیکی در شکل‌گیری الگوی هیدروگراف سیلاب را تأیید می‌کند.

**نتیجه‌گیری:** تحلیل شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیکی در حوزه آبخیز بالیخوچای تأثیر قابل توجه ویژگی‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و سطح زمین را بر رفتار سیلاب و رژیم جریان رودخانه برجسته می‌سازد. توزیع مکانی شاخص جریان پایه، تراکم زهکشی و عمق رواناب در سراسر حوضه نشان‌دهنده تغییرپذیری چشمگیری است که ناشی از تفاوت در نفوذپذیری، پوشش سطحی و ساختار ژئومورفولوژیکی می‌باشد. به‌عنوان مثال، مقادیر بالاتر شاخص جریان پایه در ایستگاه نیر، بر اهمیت لایه‌های زمین‌شناسی نفوذپذیر و مشارکت پایدار آب زیرزمینی تأکید دارد، در حالی که مناطق با تراکم زهکشی بالا مانند ایستگاه پل‌الماس، پاسخ هیدرولوژیکی سریع و آسیب‌پذیری بیشتری در برابر سیلاب ناگهانی نشان می‌دهند. این تغییرات، عملکرد پیچیده هیدرولوژیکی حوضه را منعکس کرده و ضرورت تدوین راهبردهای مدیریتی خاص مکان را برای مقابله با سیلاب‌ها نشان می‌دهد. استفاده از تحلیل‌های مکانی مبتنی بر GIS و آزمون روند من-کندال، بینشی ارزشمند نسبت به پویایی‌های زمانی شاخص‌های کلیدی هیدرولوژیکی فراهم کرد. روندهای مشاهده‌شده در جریان رودخانه حاکی از آن است که تغییرات کاربری اراضی، شرایط خاک و نوسانات اقلیمی ممکن است به افزایش خطر سیلاب در برخی زیرحوضه‌ها منجر شوند.

**واژگان کلیدی:** دبی، رودخانه، سیلاب، هیدرولوژی، پدیده‌های حدی

**استناد:** آموزگاری، پ؛ و پرچی، ن. (۱۴۰۵). بررسی تغییرات زمانی و مکانی پاسخ هیدرولوژیک در سیل خیزی حوزه آبخیز بالیخوچای. مدیریت جامع حوزه‌های آبخیز، ۶(۱)، ۴۳-۶۰.

### حق چاپ:



حق چاپ برای نویسنده (گان) این مقاله محفوظ است. بر اساس قوانین انتشارات با دسترسی آزاد، تمام مطالعات چاپ شده در این نشریه به صورت آزاد در وبسایت نشریه برای عموم بدون پرداخت هزینه قابل دسترس است.

## مقدمه

سیل در دسته فراوان‌ترین و مخرب‌ترین مخاطرات طبیعی در سرتاسر جهان قرار دارد و دارای پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و محیط‌زیستی متنوعی است به طوری که یک سوم هزینه‌های مخارات طبیعی ناشی از وقوع سیلاب است (Garrote et al., 2016; Samela et al., 2018). به دلایل گوناگونی ممکن است میزان جریان رودخانه از ظرفیت حمل رودخانه فراتر رود که در چنین وضعیتی سیل<sup>۱</sup> شکل می‌گیرد (Carey et al., 1969). همسو با رشد جمعیت در چند دهه اخیر دو مسئله توسعه ناپایدار و تغییرات اقلیم موجب ظهور وقایع حدی و سیل‌خیز شدن بسیاری از حوزه‌های آبخیز شده‌اند (Guhathakurta et al., 2011). در این راستا، بارش شدید یا مستمر، یخ‌زدن سطح زمین در هنگام بارش، ذوب ناگهانی برف، تخریب جنگل‌ها و مراتع، انسداد جریان رودخانه و نیز شکسته شدن برخی از دلایل متداول در ایجاد سیل هستند (Bailey-Serres & Voesenek, 2015). همچنین وضعیت نامناسب اقتصادی در ایران و ناتوانی دامداران در تامین علوفه برای دام باعث ایجاد انگیزه دامدار برای استفاده بیش‌تر از علوفه مرتعی رایگان شده که موجب فشار مضاعف بر مراتع شده است (Ahmadi et al., 2024). لذا از بین رفتن پوشش گیاهی و تشدید فرسایش خاک از طریق اختلال در فرآیند نفوذپذیری بارش موجب شده تا اکثر حوزه‌های آبخیز سرتاسر کشور از حالت پایداری به حالت سیل‌خیزی تغییر وضعیت دهند و جنس سیلاب‌ها هم گل‌آلود شود (Zare et al., 2017). در این میان عامل بارش یکی از مؤلفه‌های کلیدی در مباحث مربوط به سیل است که دامنه تغییرات زمانی و مکانی وسیعی دارد (Bacchi & Kottogoda, 1995) و تحت‌تأثیر خصوصیات متفاوتی اعم از ارتفاع، شیب، جهت، مشخصات خاک، دما، کاربری اراضی، جنس سازند و زمین‌شناسی، رطوبت اولیه محیط، شدت و

مدت بارش در مناطق گوناگون حوزه آبخیز باعث ایجاد پاسخ هیدرولوژیکی مختلفی می‌شود (Trenberth, 2005). لذا نحوه تبدیل بارش به رواناب و شکل‌گیری سیل یکی از پیچیده‌ترین فرآیندهای موجود در طبیعت است که تحت‌تأثیر اجزای اکوسیستم نتایج متفاوتی را به دنبال دارد (Blöschl et al., 2013). مکان‌یابی برای احداث سازه‌ها و عملیات آبخیزداری و نیز پیش‌بینی وقوع سیل در گرو درک تغییرات پاسخ هیدرولوژیک در مناطق مختلف حوزه آبخیز است (Gupta & Gupta, 1998). مفهوم واحد پاسخ هیدرولوژیک<sup>۲</sup> یکی از رویکردهای متداول برای بررسی و مدل‌سازی در هیدرولوژی است (Poblete et al., 2020). در این زمینه، ضروری است به‌منظور مدیریت منابع آب و خاک در قالب مواجهه خردمندانه با سیل، شاخص‌های کلیدی پاسخ هیدرولوژیک در واحد حوزه آبخیز تعریف و اندازه‌گیری شوند. تاکنون مطالعات متعددی در این زمینه انجام شده است که در مهم‌ترین این پژوهش‌ها Fohrer و همکاران (۲۰۰۱) در حوزه آبخیز Ditte River catchment در ایالت هسن<sup>۳</sup> در آلمان انجام شده است، تغییرات کاربری اراضی را برای استنباط پاسخ هیدرولوژیکی بررسی کردند و با استفاده از مدل SWAT<sup>۴</sup> چهار حوزه آبخیز با کاربری‌های متفاوت را از نظر شکل‌گیری رواناب باهم مقایسه نموده‌اند و دریافتند مهم‌ترین عاملی که موجب افزایش دبی اوج رواناب و سیل‌خیزی حوزه آبخیز می‌شود تخریب جنگل و تبدیل آن به اراضی کشاورزی است. D'Odorico و Rigon (۲۰۰۳) در پژوهش دیگری به‌صورت مدل‌سازی مفهومی بدون تمرکز بر یک حوضه خاص انجام دادند و هدف آن تحلیل نقش نسبی دامنه‌ها و کانال‌ها در پاسخ هیدرولوژیکی بود؛ یافته‌ها نشان داد که دامنه‌ها بیش‌تر بر زمان تأخیر و کانال‌ها بر انتقال جریان تأثیر دارند و ساختار شبکه زهکشی نقش مهمی در شکل‌گیری هیدروگراف دارد. همچنین مطالعه Nicótina و همکاران (۲۰۰۸) به‌صورت مدل‌سازی

3-Hessen

4- Soil and Water Assessment Tools

1- Flood

2- Hydrologic Response Units (HRU)

نتایج مطالعه نشان داد که بی‌توجهی به پراکندگی زمانی و مکانی بارش در مدل‌سازی می‌تواند منجر به برآورد نادرست از رواناب و پیک سیلاب شود. هدف نهایی پژوهش کمک به بهبود مدل‌های پیش‌بینی سیلاب در مناطق شهری از طریق درک بهتر تغییرپذیری بارش و تأثیر آن بر پاسخ سیستم هیدرولوژیکی بود. مطالعه Dos Santos و همکاران (۲۰۱۸) در جنگل‌های آمازون در کشور برزیل با هدف ارزیابی تأثیر تغییرات کاربری اراضی و اقلیم بر پاسخ هیدرولوژیکی حوضه با استفاده از مدل SWAT انجام شد. پژوهشگران با شبیه‌سازی سناریوهای مختلف، از جمله تبدیل جنگل به اراضی کشاورزی یا مرتع، نشان دادند که این تغییرات موجب افزایش رواناب سطحی، کاهش نفوذ آب به خاک، و افت جریان پایه<sup>۳</sup> می‌شوند. همچنین، نتایج حاکی از آن بود که ترکیب تغییرات کاربری و تغییرات اقلیمی می‌تواند اثرات مضاعفی بر چرخه آب در این اکوسیستم حساس بگذارد. این تحقیق اهمیت حفاظت از جنگل‌های آمازون را در پایداری منابع آبی منطقه‌ای و کاهش سیلاب‌ها برجسته می‌کند. علاوه بر این، مطالعه مروری McMillan (۲۰۲۰) با هدف بررسی جامع شاخص‌های مختلف پاسخ هیدرولوژیکی در مطالعات سیل، خشکسالی و اکوسیستم انجام شده است. در این پژوهش، نویسنده با تحلیل مطالعات پیشین نشان می‌دهد که پاسخ هیدرولوژیکی حوزه‌های آبخیز تحت تأثیر عوامل متعددی از جمله دما، رژیم بارش، شدت و مدت بارش، زمان وقوع بارش، ویژگی‌های مکانی حوضه و نفوذپذیری خاک قرار دارد. در این مطالعه، "زمان" به عواملی مانند فصل، زمان روز و تأخیر در پاسخ رواناب اشاره دارد، در حالی که "مکان" به تفاوت‌های جغرافیایی، توپوگرافی، پوشش زمین و خصوصیات خاک در نقاط مختلف حوضه مربوط می‌شود. نتایج تحقیق بر اهمیت درک جامع از تنوع مکانی و زمانی در تحلیل پاسخ‌های هیدرولوژیکی تأکید دارد. مطالعه

عددی و مفهومی انجام شده و هدف آن بررسی تأثیر الگوهای زمانی بارش، مانند شدت، توزیع و زمان وقوع بارش، بر پاسخ هیدرولوژیکی حوزه‌های آبخیز بود. این پژوهش در یک منطقه واقعی انجام نشده بلکه با شبیه‌سازی شرایط مختلف بارندگی، نشان داد که حتی با حجم بارش یکسان، نحوه توزیع زمانی بارش می‌تواند به‌طور چشم‌گیری بر پیک جریان، زمان اوج و شدت رواناب تأثیر بگذارد. نتایج نشان داد که رویدادهای بارشی با شدت بالا در ابتدای بارندگی<sup>۱</sup> باعث وقوع سریع‌تر و شدیدتر پیک جریان می‌شوند، این در حالی است که بارش‌های متمرکز در انتهای رویداد<sup>۲</sup> پاسخ هیدرولوژیکی ضعیف‌تری ایجاد می‌کنند. Wang و Manga (۲۰۱۰) در مطالعه‌ای به بررسی اثر زمین‌لرزه بر پاسخ هیدرولوژیکی پرداختند و دریافتند که کیفیت آب و دبی جریان تحت تاثیر وقوع زمین‌لرزه می‌تواند موجب تغییراتی در پاسخ هیدرولوژیکی حوزه آبخیز شوند این مطالعه در مکان خاصی انجام نشده بلکه یک مرور علمی جهانی از اثر زمین‌لرزه بر سامانه‌های آبی است. Nippgen و همکاران (۲۰۱۱) ژئومورفولوژی، پوشش گیاهی و تغییرات آب و هوایی را در بررسی پاسخ هیدرولوژی مد نظر قرار دادند در جنگل آزمایشی Tenderfoot Creek واقع در کوه‌های Little Belt، جنوب غربی ایالت مونتانا (جنوب‌غربی مونتانا)، ایالات متحده آمریکا انجام شده است و پی بردند در بسیاری از مناطق بالادست حوزه‌های آبخیز تاثیر توپوگرافی نسبت به تغییرات آب و هوایی در وقوع سیل بسیار بیش‌تر است. مطالعه مروری Cristiano و همکاران (۲۰۱۷) با هدف بررسی تغییرات زمانی و مکانی بارش در مناطق شهری و تأثیر آن بر پاسخ هیدرولوژیکی انجام شده است. این تحقیق با تحلیل مطالعات مختلف بین‌المللی، به‌ویژه در شهرهای واقع در اروپا و آمریکای شمالی، تلاش می‌کند نشان دهد که بارش‌های شهری به دلیل ماهیت موضعی و ناگهانی خود، موجب ایجاد پاسخ‌های هیدرولوژیکی شدید و پیچیده می‌شوند.

بررسی سابقه پژوهش نشان می‌دهد در اکثر مناطق برای پیش‌بینی و کاهش خسارت‌های سیل همواره پاسخ هیدرولوژیک حوزه آبخیز مدنظر پژوهشگران مختلف قرار گرفته است و در هر کدام از این پژوهش‌ها شاخص‌های مختلفی را بررسی کرده‌اند. این در حالی است که اثرگذاری بالای تغییرات اقلیمی روی اکثر مناطق کشور ایران موجب رفتار ناپایدار و غیرقابل پیش‌بینی در پاسخ هیدرولوژیک بارش در این سرزمین شده است؛ لذا در پژوهش کنونی به منظور استفاده بهینه از منابع آب در قالب کاهش خطرات سیل به بررسی همزمان تغییرات زمانی و مکانی شاخص‌های کلیدی پاسخ هیدرولوژیک اعم از شاخص جریان پایه<sup>۲</sup>، حداکثر رواناب<sup>۳</sup>، دبی اوج سالانه<sup>۴</sup>، ضریب فروکش<sup>۵</sup> و تراکم زهکشی<sup>۶</sup> در حوزه آبخیز بالیخلوچای پرداخته شده است. حوزه آبخیز بالیخلوچای به دلیل ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی مناسب، موقعیت حساس در برابر وقوع سیلاب‌های ناگهانی، اهمیت اجتماعی و اقتصادی منطقه و دسترسی به داده‌های هواشناسی و هیدرولوژیک کافی، به عنوان منطقه‌ای ایده‌آل برای مطالعه سیلاب انتخاب شده است. این حوضه با داشتن شیب مناسب، پوشش گیاهی و کاربری اراضی خاص، نمونه‌ای مناسب برای بررسی فرآیندهای هیدرولوژیک و مدیریت منابع آب در شرایط تغییرات اقلیمی و فشارهای انسانی است، که می‌تواند به بهبود راهکارهای کاهش خسارت سیلاب و مدیریت پایدار منابع آب کمک کند.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

رودخانه بالیخلوچای در استان اربیل، محدوده شهرستان نیر واقع شده و در بازه طول جغرافیایی ۲۶° ۴۶' تا ۴۷° ۱۱' ۴۲' شرقی و عرض جغرافیایی

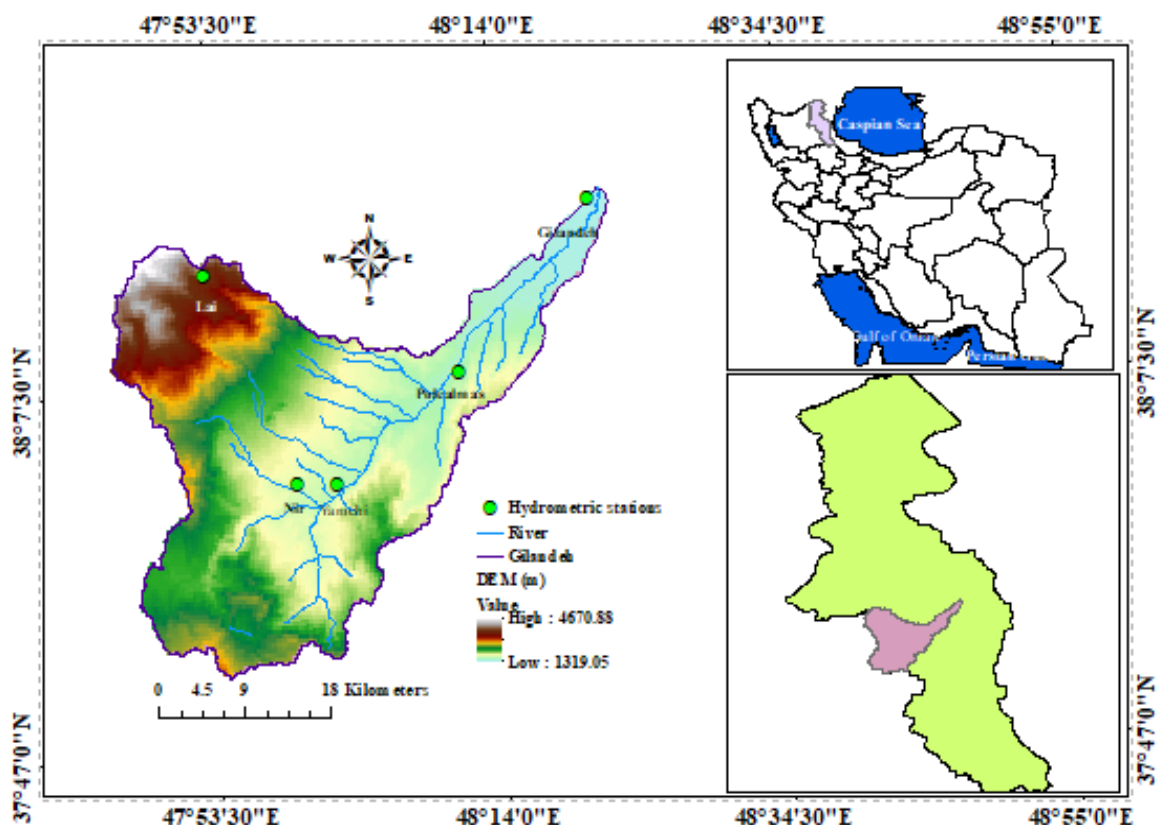
Negese (۲۰۲۱) در حوضه بالادست نیل آبی<sup>۱</sup> در کشور اتیوپی انجام شد و هدف آن بررسی تأثیر تغییرات کاربری و پوشش زمین، به همراه فرسایش خاک، بر پاسخ هیدرولوژیک حوزه آبخیز بود. در این تحقیق از مدل SWAT برای شبیه‌سازی وضعیت گذشته و حال استفاده شد. نتایج نشان داد که تبدیل جنگل‌ها و اراضی طبیعی به زمین‌های کشاورزی و چراگاه باعث افزایش رواناب سطحی، کاهش تغذیه آب زیرزمینی و تشدید فرسایش خاک شده است. همچنین، فرسایش شدید موجب رسوب‌گذاری در رودخانه‌ها و کاهش ظرفیت زهکشی شده که در نهایت، پاسخ هیدرولوژیک حوضه را از نظر مقدار و زمان جریان خروجی تغییر داده است. این پژوهش بر اهمیت مدیریت پایدار کاربری اراضی و کنترل فرسایش خاک برای کاهش خطر سیلاب و حفظ منابع آبی تأکید دارد. Daneshi و همکاران (۲۰۲۱) با استفاده از مدل InVEST اثرات همزمان تغییر اقلیم و تغییر کاربری اراضی را بر امنیت آبی یک حوضه نیمه خشک جنگلی در شمال ایران ارزیابی کردند. نتایج نشان داد که تغییر اقلیم موجب کاهش آب دهی حوضه و تشدید تنش آبی می‌شود و در ترکیب با تغییرات کاربری اراضی، امنیت منابع آب را در آینده تحت تأثیر قرار می‌دهد. مطالعه Talebi و همکاران (۲۰۲۰) در حوزه آبخیز فخرآباد مهریز استان یزد انجام شد که هدف آن ارزیابی بیلان آب با استفاده از مدل SWAT بود. پژوهشگران با بهره‌گیری از داده‌های هواشناسی، توپوگرافی و دبی، مدل را واسنجی و اعتبارسنجی کرده و دریافتند که مدل SWAT توانایی مناسبی در شبیه‌سازی اجزای بیلان آبی دارد؛ به طوری که حدود ۶۷ درصد بارش به تبخیر و تعرق، و ۲۳ درصد به رواناب و جریان زیرسطحی اختصاص یافت. شاخص‌های آماری نیز نشان‌دهنده دقت مناسب مدل در پیش‌بینی جریان‌ها بودند و نتایج این تحقیق می‌تواند در مدیریت منابع آب منطقه مؤثر باشد.

4- Q-peak-annual  
5- Recession Coefficient  
6- Drainage Density

1 - Upper Blue Nile Basin  
2- Base Flow Index (BFI)  
3- Maximum Runoff

در حوزه آبخیز رودخانه بالیخلوچای، حدود ۲۶۶ میلی متر گزارش شده است (Farrokhzadeh *et al.*, 2018). در شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه و نحوه پراکنش ایستگاه‌های هیدرومتری و در جدول (۱) مشخصات این ایستگاه‌ها نشان داده شده است.

۳۸° ۴۶' ۳۸" تا ۳۸° ۲۲' ۵۲" شمالی قرار دارد. مساحت این حوزه آبخیز ۱۰۳۶/۱۸ کیلومتر مربع بوده و طول اصلی رودخانه ۶۵ کیلومتر است. همچنین، ظرفیت ذخیره‌سازی آب این رودخانه حدود ۸۰ میلیون مترمکعب برآورد شده است. میانگین بارن دگی سالانه



شکل ۱- موقعیت حوزه آبخیز بالیخلوچای در کشور و در استان اردبیل

Figure 1- Location of the Balikhloochay watershed in the country and in Ardabil province

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه در حوزه آبخیز بالیخلوچای

Table 1- Characteristics of the studied hydrometric stations in the Balikhloochay watershed

مساحت* Km <sup>2</sup>	دبی (m <sup>3</sup> /s)	ارتفاع (m)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ایستگاه	رودخانه
1638	2.40	1332	38° 18'	48° 21'	گیلانده	بالیخلوچای
256	1.22	1624	38° 02'	47° 59'	نیر	نیرچای
1070	3.04	1440	38° 08'	48° 11'	پل‌الماس	بالیخلوچای
710	2	1584	48° 02'	48° 02'	یامچی	بالیخلوچای
36	0.122	2068	47° 54'	47° 54'	لای	لای چای

\* مساحت بر حسب کیلومتر مربع (km<sup>2</sup>) بیان شده است، یعنی اندازه سطح هر حوزه آبخیز یا زیرحوضه‌ای که مربوط به هر ایستگاه هیدرومتری است.

۱- جمع‌آوری و پردازش داده‌ها: داده‌های بلندمدت هیدرولوژیکی مربوط به دبی جریان جمع‌آوری و

روش تحقیق  
مراحل جمع‌آوری، پردازش و تحلیل داده‌های هیدرولوژیکی در حوزه آبخیز بالیخلوچای

تحلیل رفتار سیلابی و ظرفیت ذخیره‌سازی حوضه تأثیرگذار است (Talaksen, 1995).

#### ۱-۱-۲- محاسبه شاخص جریان پایه

در این پژوهش، جهت تعیین شاخص جریان پایه<sup>۲</sup> (BFI)، داده‌های دبی روزانه ثبت شده در پنج ایستگاه هیدرومتری با دوره آماری ۲۰ ساله مورد استفاده قرار گرفت. در مرحله نخست، جریان پایه از هیدروگراف روزانه با استفاده از روش فیلتر دیجیتال بازگشتی<sup>۳</sup> و برنامه‌نویسی در نرم‌افزار اکسل استخراج شد. در این روش، جریان کل رودخانه به دو مؤلفه جریان سریع<sup>۴</sup> و جریان پایه تفکیک می‌شود. فیلتر دیجیتال بازگشتی با حذف مؤلفه‌های دارای فرکانس بالا که عمدتاً ناشی از رواناب مستقیم رخدادهای بارشی هستند، مؤلفه کم فرکانس و پایدار جریان پایه را استخراج می‌کند. سپس شاخص جریان پایه به صورت نسبت حجم جریان پایه به حجم کل جریان در طول دوره مورد مطالعه محاسبه شد (Eckhardt, 2005).

الگوریتم یک پارامتری نیازمند تعیین پارامتر ثابت بازگشت (K) است که در این پژوهش با استفاده از تحلیل شاخه فروکش جریان محاسبه شد. این رابطه به صورت زیر ارائه می‌شود:

$$Q_b(i) = \frac{K}{2-K} q_b(i-1) + \frac{1-K}{2-K} q_b(i) \quad (1)$$

در این رابطه،  $Q_b(i)$  مقدار متغیر  $q_b$  در مرحله  $i$ ،  $Q_b(i-1)$  مقدار متغیر  $q_b$  در مرحله قبلی  $(i-1)$ ،  $K$ : یک ضریب که احتمالاً یک ثابت یا پارامتر وابسته به شرایط مسأله است.  $K-1$  و  $2-K$ ، ترکیبات خطی از مقدار  $K$ ، را نشان می‌دهد.

پس از تفکیک جریان پایه، شاخص BFI به‌عنوان نسبت حجم جریان پایه به جریان کل در هر سال یا دوره آماری محاسبه شد و نشان‌دهنده سهم جریان تأمین‌شده از ذخایر زیرسطحی حوضه است (Smakhtin, 2001). این شاخص با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

نواقص آماری با روش شناسایی و حذف داده‌های پرت<sup>۱</sup> بازسازی شدند.

۱-۱- انتخاب ایستگاه‌های هیدرومتری: پنج ایستگاه هیدرومتری مذکور در جدول ۱، در حوزه آبخیز بالیخلوچای که دارای دوره آماری مشترک ۲۰ ساله (۱۳۸۲ تا ۱۴۰۲) بودند، انتخاب شدند.

#### ۲- بررسی شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک

به‌منظور بررسی سیلاب در حوزه آبخیز بالیخلوچای، از شاخص‌های هیدرولوژیکی از جمله شاخص جریان پایه، حداکثر رواناب، تراکم زهکشی، دبی اوج و ضریب فروکش استفاده شده است. این شاخص‌ها از پارامترهای کلیدی در تحلیل و پیش‌بینی سیلاب محسوب شده و تأثیر زیادی در فهم رفتار هیدرولوژیکی حوزه آبخیز دارند.

۱-۲- شاخص جریان پایه: نشان‌دهنده سهم جریان پایه از کل جریان رودخانه است و نقش مهمی در تعیین پایداری منابع آبی و واکنش حوزه آبخیز به بارش‌های شدید دارد (Gustard et al., 1992).

۲-۲- حداکثر رواناب: بیانگر بیش‌ترین مقدار رواناب تولیدشده در اثر یک رویداد بارشی است و تحت تأثیر پارامترهایی نظیر شدت بارش، نفوذپذیری خاک و وضعیت پوشش گیاهی قرار دارد. این شاخص در ارزیابی پتانسیل سیل‌خیزی حوزه آبخیز بسیار حائز اهمیت است.

۳-۲- تراکم زهکشی: این شاخص نسبت طول کل آبراه‌ها به مساحت حوضه بوده و نشان‌دهنده حساسیت حوضه نسبت به تولید رواناب و وقوع سیلاب است (Strahler, 1964).

۴-۲- دبی اوج: مقدار بیشینه جریان در یک دوره خاص را نشان می‌دهد و برای طراحی سازه‌های کنترل سیلاب ضروری است (Chow et al., 1998).

۵-۲- ضریب فروکش: نشان‌دهنده سرعت کاهش دبی رودخانه پس از وقوع یک رویداد بارشی است و در

$$D_d = \frac{L}{D}$$

(۴)

که در آن، (Dd): تراکم زهکشی، (L): مجموع طول رودخانه‌ها و جریان‌های موجود در حوضه (کیلومتر) و (D): مساحت کل حوزه آبخیز (کیلومتر مربع) می‌باشند.

#### ۴-۴-۲- محاسبه حداکثر رواناب

با در نظر گرفتن مساحت حوزه آبخیز مرتبط با هر ایستگاه، ارتفاع رواناب ماهانه در هر ایستگاه تعیین گردید. با استفاده از معادله زیر، ارتفاع رواناب برحسب میلی‌متر محاسبه می‌شود:

$$R = \frac{V}{A} \quad (۵)$$

در معادله ارتفاع رواناب R برحسب میلی‌متر محاسبه می‌شود. در این رابطه، V حجم کل رواناب تولید شده در حوزه آبخیز است که برحسب متر مکعب بیان می‌شود، و A مساحت حوزه آبخیز متناظر با ایستگاه اندازه‌گیری است که برحسب کیلومتر مربع یا متر مربع بیان می‌گردد. برای به‌دست آوردن R برحسب میلی‌متر، لازم است که واحدهای حجم و مساحت به گونه‌ای تنظیم شوند که حاصل تقسیم آن‌ها به میلی‌متر تبدیل گردد.

پس از محاسبه ارتفاع رواناب در هر ماه، بیش‌ترین مقدار ارتفاع رواناب در سال به‌عنوان حداکثر رواناب سالانه انتخاب می‌شود. این مقدار نشان‌دهنده شدیدترین واکنش هیدرولوژیکی حوضه نسبت به بارش است.

#### ۳- تهیه نمودارهای تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در محیط (GIS)

در این مرحله از پژوهش به‌منظور تحلیل دقیق‌تر، از نمودارهای تحلیلی برای نمایش روند تغییرات شاخص‌های هیدرولوژیکی استفاده شد.

#### ۴- تحلیل مکانی تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در محیط GIS

پس از محاسبه مقادیر شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در منطقه مورد مطالعه، مقادیر مذکور به روش وزنی

$$BFI = \frac{Q_b}{Q}$$

(۲)

که در آن،  $Q_b$ : مقدار جریان پایه (Base Flow)،  $Q$ : مقدار کل جریان رودخانه (Total Flow)، چون این شاخص یک نسبت است، مقدار آن معمولاً به‌صورت یک عدد بین ۰ تا ۱ یا (۰ تا ۱۰۰ درصد) بیان می‌شود.

#### ۲-۲-۲- محاسبه ضریب فروکش جریان

کاهش دبی در دوره فروکش از یک مدل نمایی تبعیت می‌کند که به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (۳)$$

که در آن،  $Q_t$ : دبی در زمان  $t$ ،  $Q_0$ : دبی اولیه در ابتدای دوره‌ی فروکش،  $\alpha$ : ضریب فروکش جریان ( $\text{day}^{-1}$ )،  $t$ : زمان سپری شده از آغاز دوره فروکش (روز، ساعت، ثانیه) می‌باشد. در تحقیق حاضر برای تهیه منحنی فروکش اصلی از برنامه ماکرو استفاده شد. ماکرو یک برنامه کامپیوتری است که به فایل اکسل اضافه می‌شود، این برنامه به زبان VBA<sup>۱</sup> نوشته شده است. برنامه‌های صفحه گسترده موجود به‌منظور تحلیل منحنی فروکش براساس هیدروگراف جریان کل دوره و هیدروگراف در یک دوره انتخابی توسط (Posavec et al., 2006) ارائه شده است. در اجرای برنامه ماکرو جهت استخراج منحنی فروکش اصلی از داده‌های دبی جریان و در برنامه اکسل استفاده می‌شود. فرمت ورودی داده‌ها مطابق فرمت برنامه اکسل بوده و با توجه به تایید فرآیند محاسبات در برنامه مذکور، کاربر می‌تواند با ایجاد تغییرات جزئی در برنامه آن را برای اهداف خاص و یا محاسبه منحنی در یک دوره مشخص (کم‌آب یا پرآب) تغییر دهد.

#### ۳-۳-۲- محاسبه تراکم زهکشی

تراکم زهکشی به‌عنوان نسبت طول کل جریان‌های سطحی در یک حوزه آبخیز به مساحت کل حوضه تعریف می‌شود و با واحد کیلومتر بر کیلومتر مربع ( $\text{km}^2/\text{km}^2$ ) بیان می‌شود. این رابطه به‌صورت زیر ارائه می‌شود:

الف) محاسبه پارامتر S با استفاده از رابطه (۸):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{Sgn}(x_j + x_k) \quad (۸)$$

که در آن n، تعداد مشاهدات سری، X<sub>k</sub> و X<sub>j</sub> داده‌های زام و Kام است.

تابع علامت نیز با استفاده از رابطه (۹) محاسبه می‌شود.

$$\text{Sgn} = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۹)$$

ب) محاسبه واریانس با استفاده از روابط (۱۰) یا (۱۱)

$$\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (۱۰)$$

اگر n کوچک‌تر از ۱۰ باشد. (۱۰)

و اگر n بزرگ‌تر از ۱۰ باشد (رابطه ۱۱):

$$\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n-1) \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t-5)}{18} \quad (۱۱)$$

که در آن n، تعداد گره‌هایی که داده مشابه دارند و i فراوانی داده‌هایی که ارزش یکسانی دارند.

ج) استخراج آماره Z با استفاده از رابطه (۱۲):

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\text{var}(s)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & S < 0 \end{cases} \quad (۱۲)$$

د) تعیین نتیجه آزمون:

در یک آزمون دوطرفه برای بررسی روند داده‌ها، فرض صفر در حالتی پذیرفته می‌شود که رابطه (۱۳) برقرار باشد. در غیر این صورت فرض مقابل قابل قبول است.

$$|Z| \leq \frac{Z/\alpha}{Z} \quad (۱۳)$$

که در آن  $\alpha$  سطح معنی‌داری انتخابی برای آزمون است.  $Z/\alpha$  آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی‌داری  $\alpha$  می‌باشد که با توجه به دوطرفه بودن آزمون مقدار  $\alpha/2$  استفاده شده است. در صورتی که آماره Z مثبت باشد روند داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن روند داده‌ها نزولی در نظر گرفته می‌شود. در شکل (۲) نمودار جریانی پژوهش ارائه شده است.

معکوس فاصله<sup>۱</sup> درون‌یابی شد. این روش سطحی از نقاط اندازه‌گیری شده بر پایه مسافت و همسانی را ایجاد می‌کند و معادله آن به صورت رابطه (۶) است (Johnstone et al., 2004).

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^q} Z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^q}} \quad (۶)$$

که در آن Z مقدار درون‌یابی شده،  $Z_i$  مقدار نمونه‌برداری شده،  $D_i$  فاصله بین مقادیر درون‌یابی شده و نمونه‌برداری شده و q یک ثابت مناسب است.

### ۵- آزمون همبستگی بین شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در محیط نرم‌افزار R

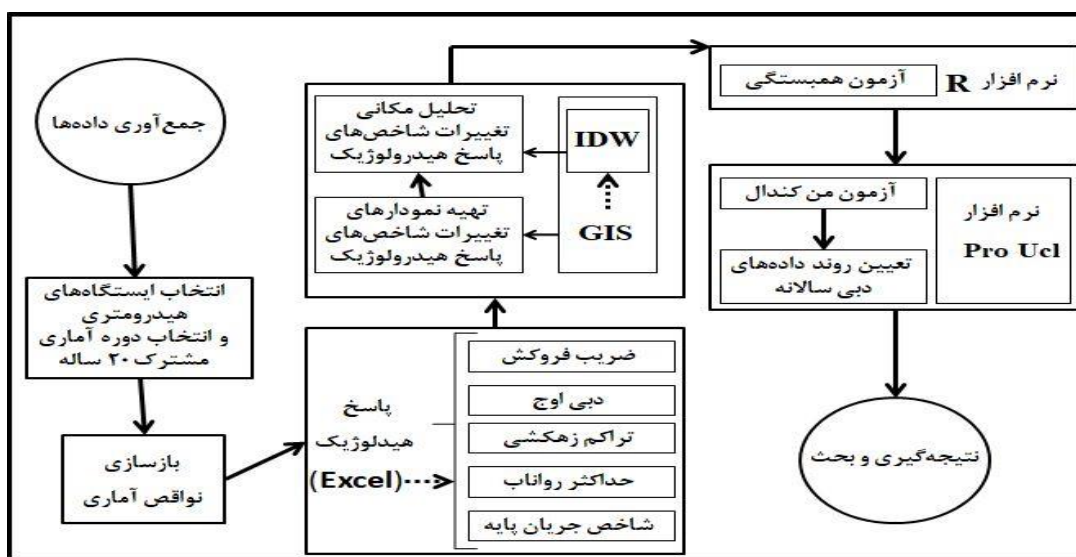
ضریب همبستگی (r) معیاری است که میزان همبستگی یا ارتباط خطی بین دو مجموعه داده را اندازه‌گیری می‌کند. این ضریب نشان‌دهنده میزان رابطه‌ی خطی بین دو متغیر است و مقدار آن در بازه -۱ تا +۱ قرار دارد که مقادیر مثبت و منفی یک نشان‌دهنده همبستگی کامل مثبت و منفی و همبستگی صفر نشان‌دهنده عدم وجود همبستگی خطی است. این ضریب از طریق معادله همبستگی پیرسون محاسبه می‌شود که به صورت زیر بیان می‌شود (رابطه ۷):

$$R = \frac{\sum_i^n (Q_i - \bar{Q})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_i^n (Q_i - \bar{Q})^2} \sqrt{\sum_i^n (P_i - \bar{P})^2}} \quad (۷)$$

R: ضریب همبستگی بین دو متغیر Q و P،  $Q_i$ : مقدار Q در مشاهده i،  $\bar{Q}$ : میانگین مقادیر Q،  $P_i$ : مقدار P در مشاهده i،  $\bar{P}$ : میانگین مقادیر P، n: تعداد کل داده‌ها.

### ۶- تعیین روند داده‌های دبی اوج سالانه ایستگاه‌های هیدرومتری

روند داده‌های هیدرومتری ایستگاه‌های مورد مطالعه از سال ۱۳۸۲ تا ۱۴۰۲، با استفاده از نرم‌افزار Pro Ucl و با استفاده از آزمون من‌کنندال انجام شد (Kendal, 1975). این آزمون یکی از روش‌های مهم برای بررسی روند سری‌های زمانی محسوب می‌شود که طی مراحل زیر انجام می‌شود:



شکل ۲- فلوجارت پژوهش

Figure 2- Research flowchart

نتایج

در جدول (۲) مقادیر محاسباتی شاخص‌های مورد استفاده برای سنجش پاسخ هیدرولوژیک در ایستگاه‌های هیدرومتری گیلانده، پل الماس، لای، نیر و یامچی ارائه شده است.

۱- مقدار شاخص‌های مورد استفاده برای سنجش پاسخ هیدرولوژیک در ایستگاه‌های هیدرومتری

جدول ۲- مقادیر محاسباتی شاخص‌های مورد استفاده در حوزه آبخیز بالیخلوچای

Table 2- Calculated values of the indicators used in the Balikhloochoi watershed

نام ایستگاه	شاخص جریان پایه	دبی اوج سالانه (m <sup>3</sup> /s)	حداکثر رواناب (mm)	تراکم زهکشی (Km/Km <sup>2</sup> )	ضرب و فرگشت جریان (day <sup>-1</sup> )
گیلانده	0.38	1.84	5.37	4.6	-0.17
پل الماس	0.48	2.81	5.83	6	-0.30
نیر	0.5	1.19	1.81	0.6	-0.05
لای	0.47	0.25	0.14	5.4	-0.01
یامچی	0.45	2.83	0.59	1.7	-0.21

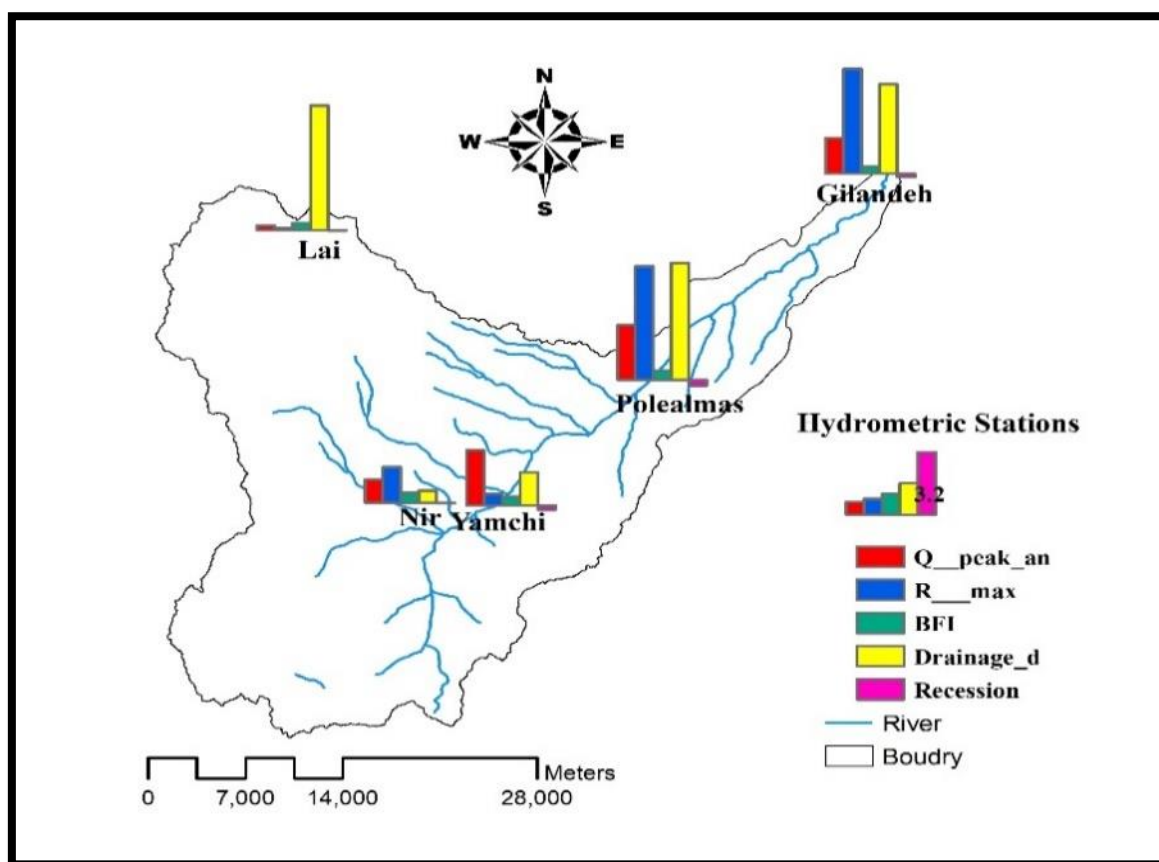
۲- نمودارهای تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک

آبخوان‌ها و تغذیه بیش‌تر آب زیرزمینی است. ایستگاه پل الماس با مقدار ۵/۸۳ مترمکعب بر ثانیه حداکثر رواناب را دارد. این مقدار زیاد می‌تواند به دلیل وسعت زیاد حوضه، تمرکز جریان و شرایط توپوگرافی بالادست باشد. دبی اوج سالانه ایستگاه‌های پل الماس (۲/۸۱) مترمکعب بر ثانیه) و یامچی (۲/۸۳ مترمکعب بر ثانیه) نسبت به سایر ایستگاه‌ها بیش‌ترین مقادیر را دارند و نشان‌دهنده این است که این مناطق در برابر وقوع سیلاب آسیب‌پذیرتر هستند. ایستگاه پل الماس با مقدار ۶ کیلومتر بر کیلومترمربع بالاترین تراکم زهکشی را

در شکل (۳) نقشه نمودارهای تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در ایستگاه‌های هیدرومتری حوزه آبخیز بالیخلوچای ارائه شده است. بر اساس جدول (۲) و اطلاعات شکل (۳)، شاخص جریان پایه (BFI) ایستگاه نیر بالاترین مقدار این شاخص را (۰/۵) دارد، به این معنا که درصد قابل توجهی از جریان رودخانه از منابع زیرزمینی تأمین می‌شود. این ویژگی نشان‌دهنده پایداری جریان در شرایط کم بارش است و بیانگر تأثیر

دوره‌های خشک است. ایستگاه‌های پل‌الماس و یامچی دارای بیش‌ترین دبی اوج سالانه و حداکثر رواناب هستند، که آن‌ها را مستعد وقوع سیلاب می‌کند. ایستگاه لای دارای تراکم زهکشی بالا و بالاترین ضریب فروکش است، که نشان‌دهنده پاسخ سریع حوضه به بارش و سیلاب‌های سریع است. ایستگاه پل‌الماس که در پایین دست قرار دارد، بیش‌ترین تجمع رواناب و دبی را تجربه می‌کند، که نشان‌دهنده نقش کلیدی آن در مدیریت سیلاب حوضه است.

دارد و نشان‌دهنده زمین‌های با نفوذپذیری کم، شیب زیاد و رواناب سریع است که می‌تواند منجر به وقوع سیلاب‌های ناگهانی شود. ضریب فروکش ایستگاه لای دارای بیش‌ترین مقدار (۰/۱-) است و نشان‌دهنده کاهش آرام جریان پس از یک رویداد بارشی است که ممکن است به دلیل نفوذپذیری بالا و ذخیره آب در منابع زیرزمینی باشد. در حالت کلی می‌توان نتیجه گرفت، ایستگاه نیر دارای بیش‌ترین شاخص جریان پایه است که نشان‌دهنده پایداری جریان رودخانه در



شکل ۳- نمودارهای تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک (شاخص جریان پایه، حداکثر رواناب، تراکم زهکشی، ضریب فروکش، دبی اوج) در ایستگاه‌های هیدرومتری

Figure 3- Diagrams of changes in hydrological response indices (base flow index, maximum runoff, drainage density, subsidence coefficient, peak discharge) at hydrometric stations

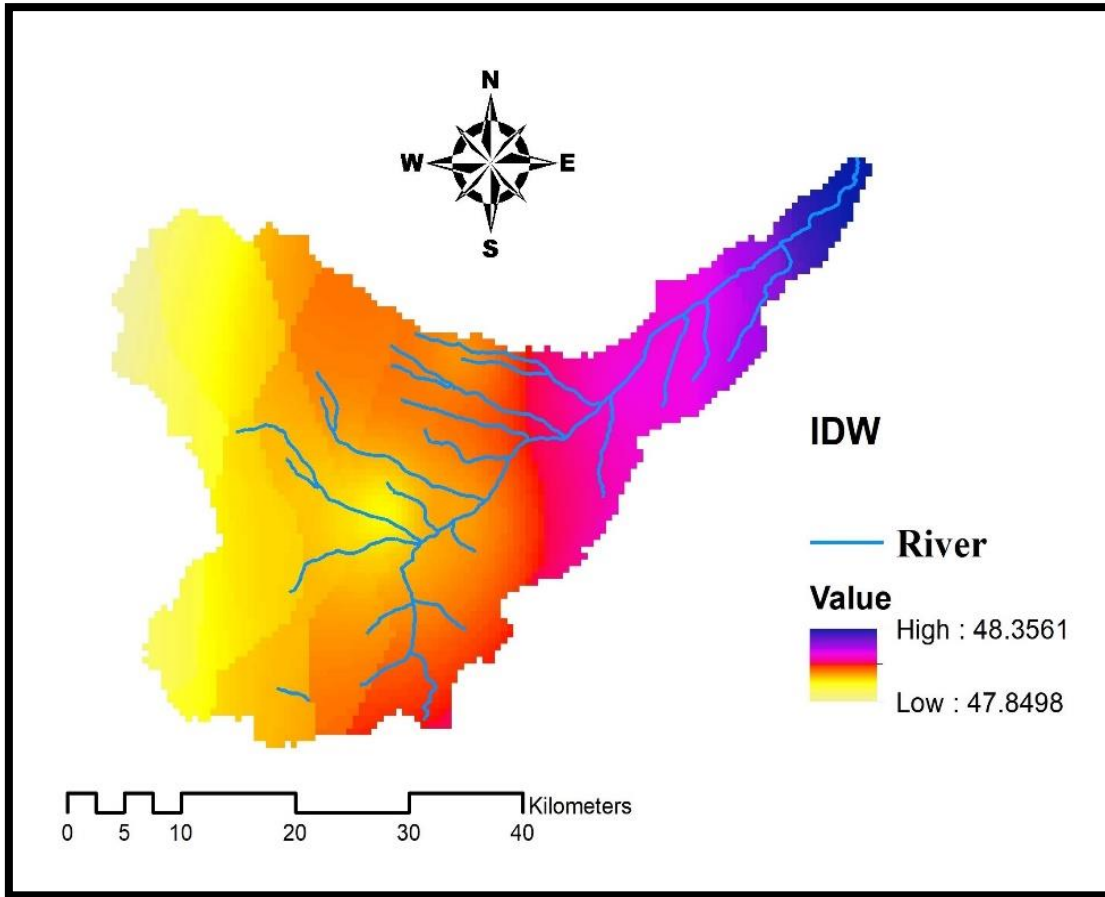
مناطق ویژگی‌های خاصی دارند که شامل بارندگی بیش‌تر که تأثیر مستقیم بر افزایش دبی رودخانه‌ها و تغذیه سیستم‌های سطحی و زیرسطحی آب دارند، شیب تندتر و نفوذپذیری کم‌تر خاک است که باعث کاهش فرصت نفوذ و افزایش سرعت رواناب می‌شود. در مقابل، مناطق پایین‌دست معمولاً با بارش کم‌تر،

۳- تحلیل مکانی تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک در محیط (GIS)

در شکل ۴ نقشه تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک ارائه شده است. بررسی نقشه‌های حاصل از IDW نشان می‌دهد که نواحی بالادست معمولاً با مقادیر بالای رواناب، دبی و بارش مرتبط هستند. این

بیشتر است. از جمله ویژگی‌های این مناطق بارندگی کم‌تر است که باعث کاهش تغذیه منابع آب سطحی و زیرزمینی می‌شود.

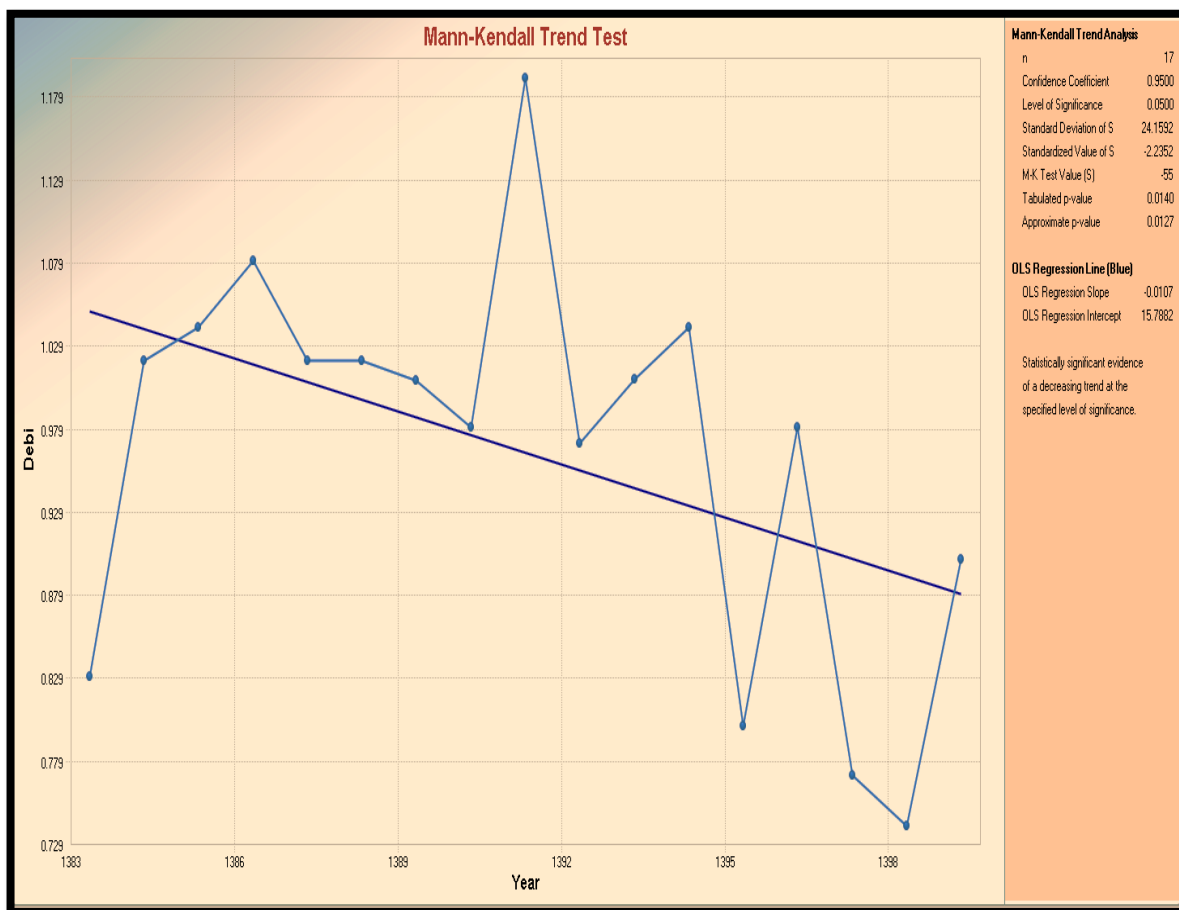
جریان‌های کم و نرخ نفوذپذیری بالاتر خاک مرتبط هستند. در این نواحی، ذخایر آب سطحی محدود بوده و جریان‌های رودخانه‌ای کم‌تر و دوره‌های خشکسالی



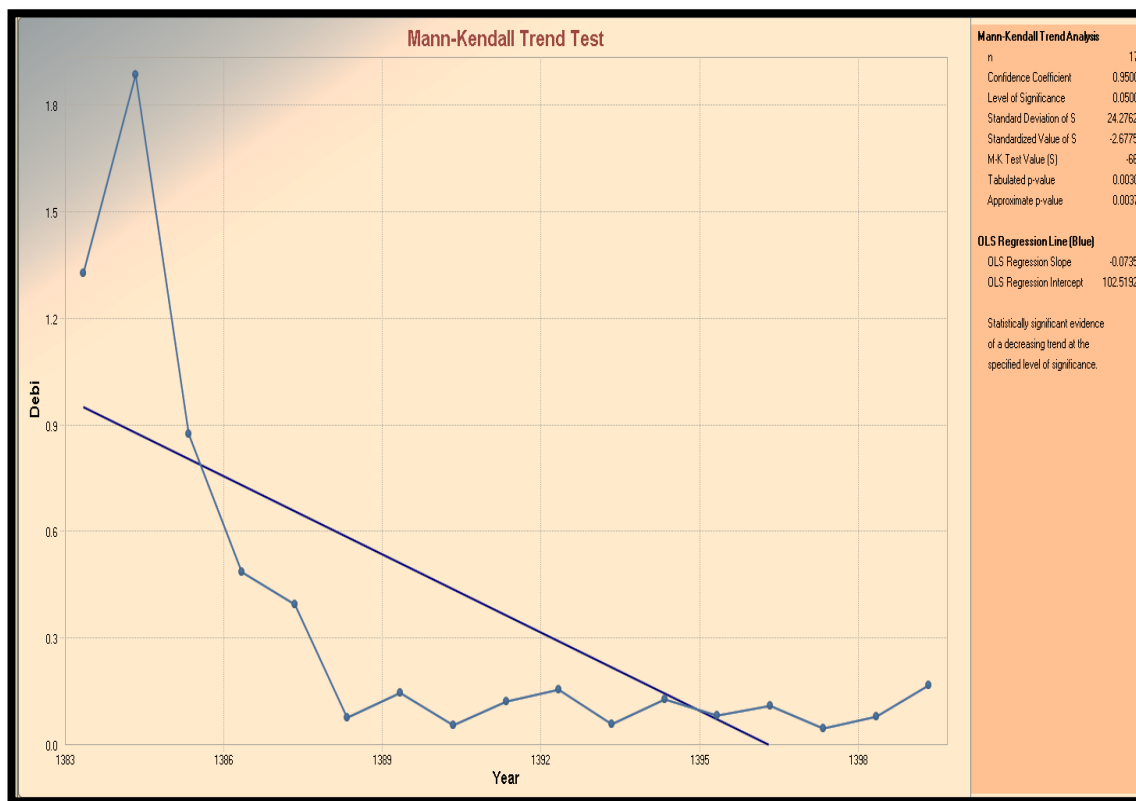
شکل ۴- نقشه تغییرات شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیک  
Figure 4- Map of changes in hydrological response indicators

کاهش یافته‌اند. این موضوع می‌تواند به دلایلی مانند تغییرات اقلیمی (کاهش بارش‌ها)، کاهش تغذیه زیرزمینی رودخانه‌ها، یا تغییرات در استفاده از منابع آب و برداشت از منابع زیرزمینی باشد. در ایستگاه‌های پل الماس، گیلانده و یامچی، روند کاهش دبی در سطح یک درصد معنی‌دار است. در ایستگاه‌های نیر و لای، روند کاهش دبی در سطح ۵ درصد معنی‌دار است.

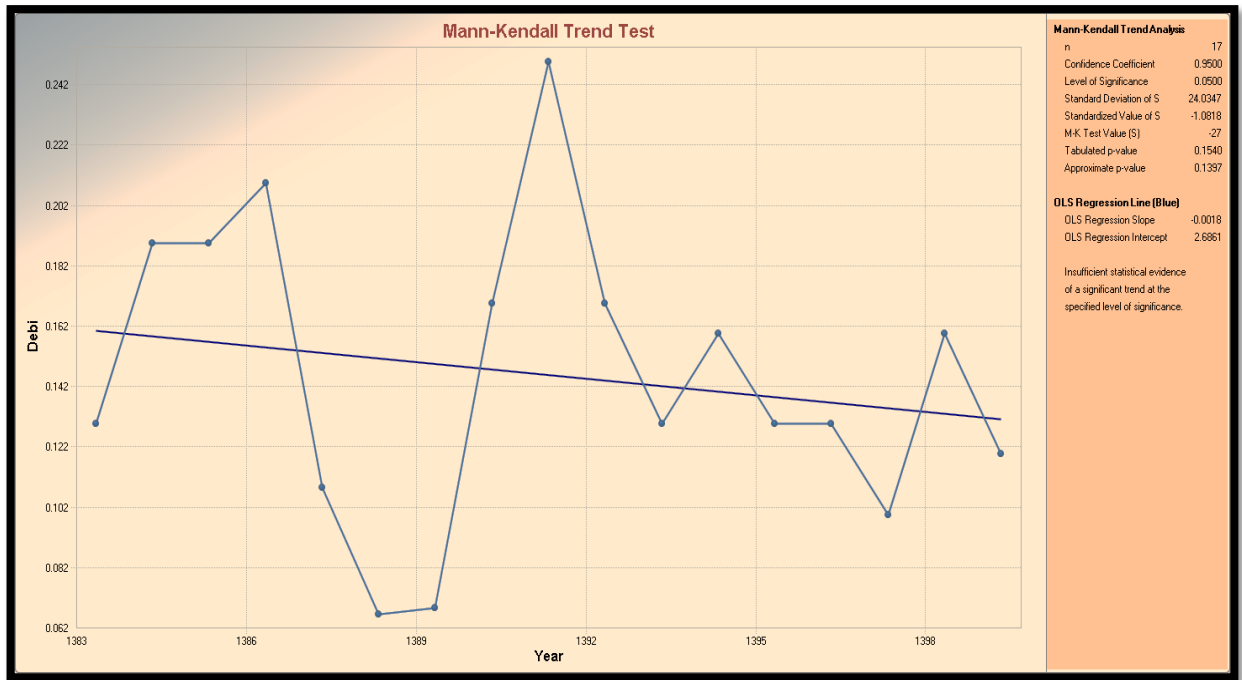
۴- نتایج روند داده‌های دبی ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه با استفاده از آزمون من‌کنندال نتایج مربوط به آزمون من‌کنندال در ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه به ترتیب در شکل ۶ ارائه شده است. مقادیر روند داده‌های دبی با آزمون من‌کنندال در جدول ۳ ارائه شده است. بر اساس یافته‌ها، روند تغییرات دبی در تمامی ایستگاه‌ها کاهش یافته است و جریان‌های رودخانه‌ای در این مناطق به‌طور پیوسته



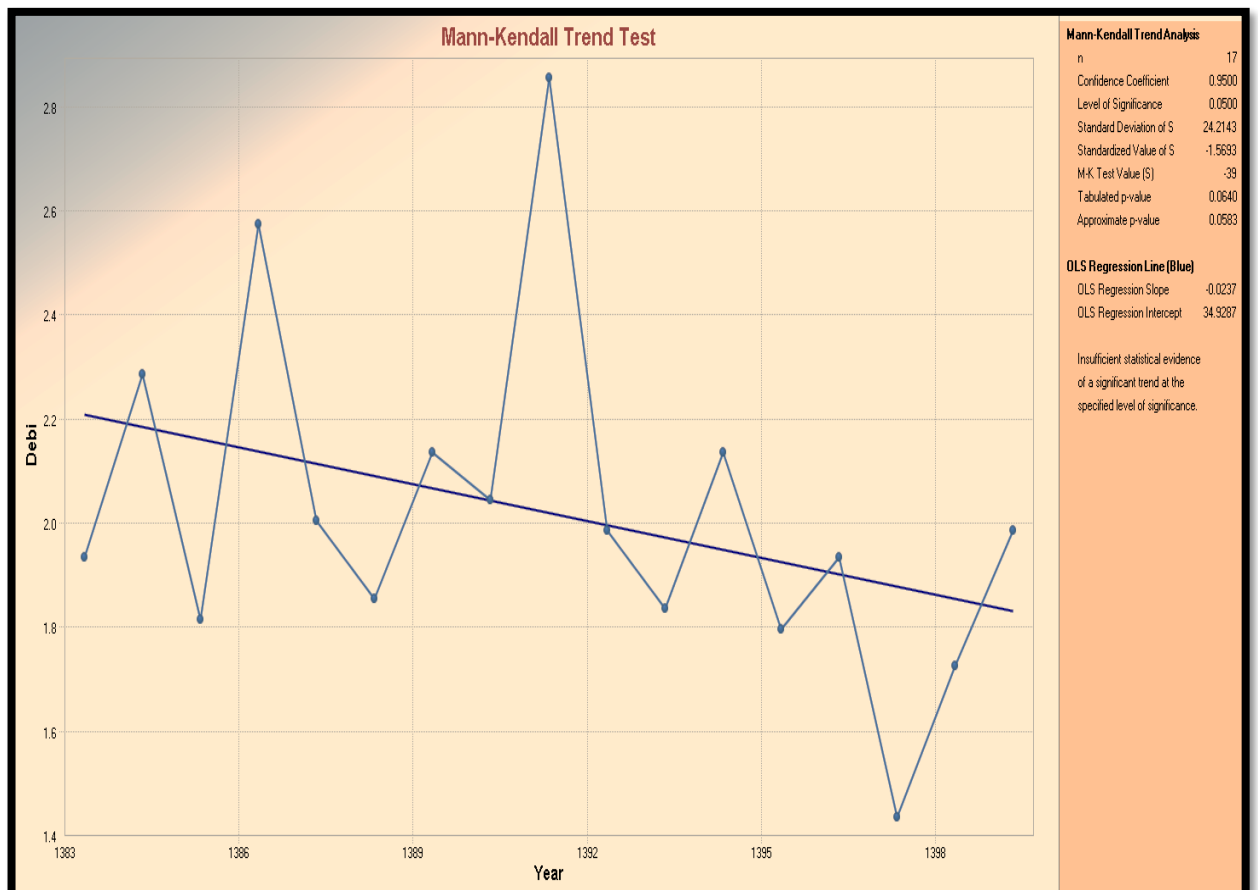
ایستگاه هیدرومتری نیر



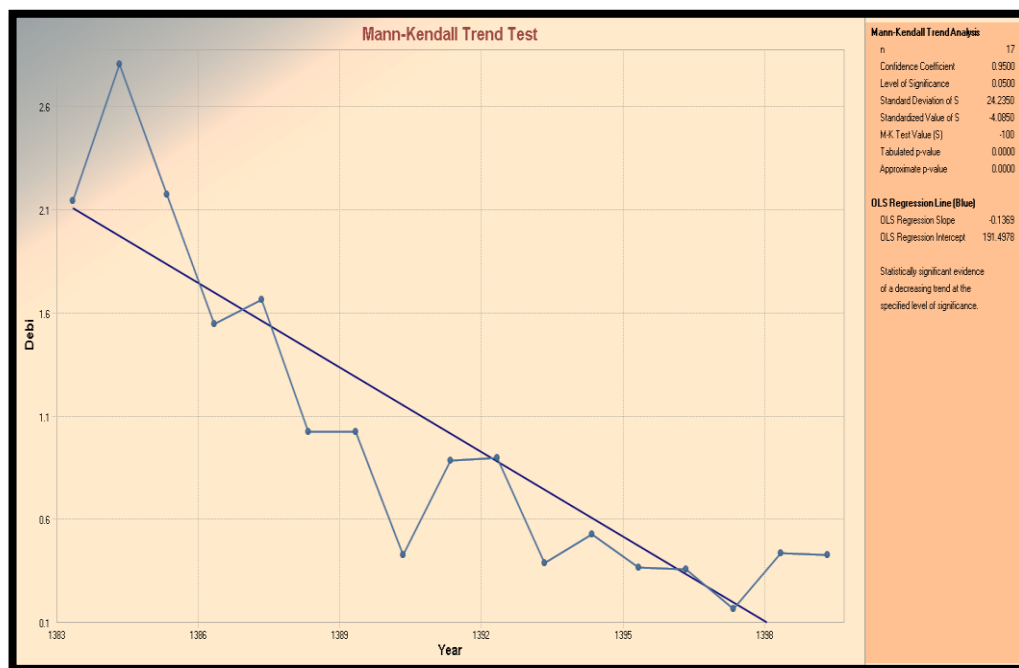
ایستگاه هیدرومتری گیلانده



ایستگاه هیدرومتری لای



ایستگاه هیدرومتری یامچی



ایستگاه هیدرومتری پل الماس

شکل ۶- روند تغییرات دبی در ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه

Figure 6- Trend of discharge changes at the studied hydrometric stations

جدول ۳- مقادیر روند تغییرات دبی با آزمون من کندال در ایستگاه‌های هیدرومتری

Table 3- Trends in discharge changes using the Mann-Kendall test at hydrometric stations

روند	آزمون من کندال M-K Test Value (S)	p- value	ایستگاه
کاهشی**	-66	0.0037	گیلانده
کاهشی**	-39	0.05	یامچی
کاهشی**	-100	< 0.001	پل الماس
کاهشی*	-55	0.0127	نیر
کاهشی*	-27	0.14	لای

\* و \*\* به ترتیب معنی‌دار در سطح ۵ و ۱ درصد

## بحث

یا دارای شکستگی‌های فراوان است که موجب تغذیه مناسب سفره‌های زیرزمینی شده‌اند. در مقابل، ایستگاه لای با جریان پایه پایین‌تر و رواناب بیش‌تر در مناطقی با سنگ‌های نفوذناپذیر یا سازندهای رسی و مارنی واقع شده که توانایی نفوذپذیری کمی دارند و منجر به رواناب سریع سطحی می‌شوند. حوضه‌هایی مانند پل الماس و یامچی که دارای دبی اوج بالا و حداکثر رواناب زیاد هستند، در بخش‌هایی از حوضه قرار گرفته‌اند که کاربری آن‌ها به اراضی کشاورزی فشرده یا مناطق توسعه‌یافته انسانی تغییر یافته است. چنین تغییراتی موجب کاهش نفوذ، افزایش رواناب سطحی و

مطالعه حاضر با بهره‌گیری از داده‌های ایستگاه‌های هیدرومتری و تحلیل‌های مکانی در محیط GIS، تصویری جامع از رفتار هیدرولوژیکی حوزه آبخیز بالیخوچای ارائه می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که مؤلفه‌های هیدرولوژیکی سیلاب از قبیل دبی اوج، جریان پایه، تراکم زهکشی و ضریب فروکش به‌طور مستقیم تحت تأثیر خصوصیات فیزیوگرافی، زمین‌شناسی، اقلیم و کاربری اراضی حوضه هستند. در بخش‌هایی از حوضه مانند ایستگاه نیر، بالابودن شاخص جریان پایه حاکی از وجود سازندهای نفوذپذیر، آهکی

کوهستانی کارستی نشان دادند که آبخوان‌های کارستی سهم قابل توجهی در تأمین جریان پایه رودخانه دارند و تخلیه آب زیرزمینی از مجاری و ماتریکس کارستی موجب پایداری جریان رودخانه در دوره‌های کم‌آبی می‌شود. مطالعه Oudin و همکاران (۲۰۰۸) نیز در حوزه‌های آبخیز اروپایی تأکید داشت که شاخص‌های پاسخ هیدرولوژیکی اغلب تحت تأثیر ساختار حوضه، نفوذپذیری خاک و پوشش گیاهی هستند.

### نتیجه‌گیری

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد که پاسخ هیدرولوژیکی حوزه آبخیز بالیخوچای تحت تأثیر ترکیبی از عوامل فیزیوگرافی، زمین‌شناسی، کاربری اراضی و شرایط اقلیمی قرار دارد. از جمله نتایج کلیدی می‌توان به کاهش معنی‌دار دبی در اغلب ایستگاه‌ها، وابستگی جریان پایه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و شکستگی‌ها، و تأثیر منفی تغییر کاربری اراضی به مناطق توسعه یافته بر شدت رواناب اشاره کرد. تطابق نتایج با مطالعات داخلی و خارجی نشان می‌دهد که روند کاهش جریان رودخانه‌ها نه تنها یک پدیده محلی، بلکه بخشی از یک الگوی منطقه‌ای و جهانی در پاسخ به تغییرات اقلیمی و فشارهای انسانی بر منابع آب است. در تحلیل پاسخ سیلاب، توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی، ظرفیت ذخیره زیرزمینی و شاخص‌های هیدرولوژیکی، برای برنامه‌ریزی و مدیریت جامع منابع آب و کاهش خطر سیلاب ضروری است. این یافته‌ها می‌تواند مبنایی علمی برای افزایش تاب‌آوری مناطق حساس در برابر تغییرات اقلیمی فراهم کند.

افزایش آسیب‌پذیری در برابر سیلاب‌ها می‌شود. در مقابل، نواحی با پوشش گیاهی طبیعی یا جنگلی، جریان پایه بیش‌تر و شدت سیلاب پایین‌تری دارند. بر اساس آزمون من-کندال، روند دبی در تمام ایستگاه‌ها کاهش یافته که در سه ایستگاه پل‌الماس، گیلانده و یامچی به‌صورت معنی‌دار در سطح ۱ درصد ثبت شده است. این نتایج با تغییرات اقلیمی اخیر، کاهش بارش‌ها، افزایش دما و کاهش تغذیه آب‌های زیرزمینی هم‌راستا است. همچنین برداشت‌های بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی می‌تواند سهم زیادی در این روند منفی ایفا کند. مطالعات پیشین نیز یافته‌های این پژوهش را تأیید می‌کنند. Abghari و همکاران (۲۰۱۳) در بررسی روند جریان رودخانه‌های غرب ایران طی ۴۰ سال، دریافتند که به دلیل کاهش بارش‌ها و تغییر در الگوی آن، اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه با روند کاهش در جریان رودخانه‌ها مواجه بوده‌اند. این پژوهش نتیجه می‌گیرد که تغییرپذیری بارش به‌ویژه در فصل بهار، عامل کلیدی و اصلی در کاهش جریان رودخانه‌های این منطقه است. Sarah و همکاران (۲۰۲۴) به بررسی تعاملات پیچیده میان پارامترهای هیدرولیکی و ویژگی‌های مورفومتریکی در سیستم‌های آبخوان مرتفع پرداختند. یافته‌ها حاکی از آن شد که میزان مشارکت جریان پایه به شدت تحت تأثیر هم‌افزایی بین نفوذپذیری هیدرولیکی اشباع و کنترل‌های توپوگرافی قرار دارد. در محیط‌های با زمین‌شناسی پیچیده، توزیع فضایی Ksat و شیب زمین، مکانیسم‌های تغذیه و تخلیه آبخوان را کنترل کرده و پایداری جریان‌های سطحی را تعیین می‌کنند. Neilson و همکاران (۲۰۱۸) در یک حوزه آبخیز

### References

Abghari, H., Tabari, H., & Hosseinzadeh Talaei, P. (2013). River flow trends in the west of Iran during the past 40 years: Impact of precipitation variability. *Global and Planetary Change*, 101, 52–60. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.003>

Ahmadi, F., Zamani, O., Mirzaei, H., & Azadi, H. (2024). Exploring the impact of dust storms on pastoralists' livelihoods in West Iran: Social, economic, and environmental consequences. *Environmental Quality Management*, 33(2), 821–833. <http://doi.org/10.1002/tqem.22158>

Bacchi, B., & Kottegoda, N.T. (1995). Identification and calibration of spatial

- correlation patterns of rainfall. *Journal of Hydrology*, 165(1-4), 311-348. [https://doi.org/10.1016/00221694\(94\)02590-8](https://doi.org/10.1016/00221694(94)02590-8)
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., & Savenije, H. (Eds.). (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press. <http://doi.org/10.1017/CBO9781139235761.006>
- Brandt, W. T., Haleakala, K., Hatchett, B. J., & Pan, M. (2022). A review of the hydrologic response mechanisms during mountain rain-on-snow. *Frontiers in Earth Science*, 10, 791760. <http://doi.org/10.3389/feart.2022.791760>
- Carey, W. C. (1969). Formation of floodplain lands. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 95, 981-994.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw-Hill
- Cristiano, E., ten Veldhuis, M. C., & Van De Giesen, N. (2017). Spatial and temporal variability of rainfall and their effects on hydrological response in urban areas—a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3859-3878. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-21-3859-2017>
- D'Odorico, P., & Rigon, R. (2003). Hillslope and channel contributions to the hydrologic response. *Water Resources Research*, 39(5), 1125-1135. <https://doi.org/10.1029/2002WR001708>
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland Press. pp 643.
- Dos Santos, V., Laurent, F., Abe, C., & Messner, F. (2018). Hydrologic response to land use change in a large basin in eastern Amazon. *Water*, 10(4), 429. <http://doi.org/10.3390/w10040429>.
- Daneshi, A., Brouwer, R., Najafinejad, A., Panahi, M., Zarandian, A., & Maghsood, F. F. (2021). Modelling the impacts of climate and land use change on water security in a semi-arid forested watershed using InVEST. *Journal of Hydrology*, 593, 125621. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125621>
- Ebel, B. A., Shephard, Z. M., Walvoord, M. A., Murphy, S. F., Partridge, T. F., & Perkins, K. S. (2023). Modeling post-wildfire hydrologic response: Review and future directions for applications of physically based distributed simulation. *Earth's Future*, 11(2), e2022EF003038. <https://doi.org/10.1029/2022EF003038>
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1-2), 168-173. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005>
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Farrokhzadeh, B., Choobeh, S., Nouri, H., & Goodarzi, M. (2018). Study of climate change and land use changes impacts on surface runoff: BalighloChai Watershed in Ardebil. *Watershed Engineering and Management*, 10(3), 318-331. <http://doi.org/10.22092/ijwmse.2017.107110.1165>
- Fohrer, N., Haverkamp, S., Eckhardt, K., & Frede, H. G. (2001). Hydrologic Response to Land Use Changes on the Catchment Scale. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(7-8), 577-582. [http://doi.org/10.1016/S14641909\(01\)00052-1](http://doi.org/10.1016/S14641909(01)00052-1)
- Garrote, J., Alvarenga, F. M., & Díez-Herrero, A. (2016). Quantification of flash flood economic risk using ultra-detailed stage-damage functions and 2-D hydraulic models. *Journal of Hydrology*, 541, 611-625. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.006>
- Guhathakurta, P., Sreejith, O. P., & Menon, P. A. (2011). Impact of climate change on extreme rainfall events and flood risk in India. *Journal of Earth System Science*, 120(3), 359-373. <http://doi.org/10.1007/s12040-011-0082-5>
- Gupta, V. K., & Mesa, O. J. (1988). Runoff generation and hydrologic response via channel network. *Journal of Hydrology*, 102(1-4), 3-28. [https://doi.org/10.1016/00221694\(88\)90089-3](https://doi.org/10.1016/00221694(88)90089-3)
- Gustard, A., Bullock, A., & Dixon, J. M. (1992). *Low flow estimation in the United Kingdom*. Institute of Hydrology.

- Johnstone, J. F., Chapin, F. S., Foote, J., Kemmett, S., Price, K., & Viereck, L. (2004). Fire, climate change, and forest resilience in interior Alaska. *Science*, 305(5685), 1234–1236. <https://doi.org/10.1126/science.1098941>
- Kendall, M. G. (1975). Rank correlation methods. Charles Griffin.
- McMillan, H. (2020). Linking hydrologic signatures to hydrologic processes: A review. *Hydrological Processes*, 34(6), 1393–1409. <https://doi.org/10.1002/hyp.13632>
- Neilson, B. T., Tennant, H., Barnes, M., Stout, T., Miller, M. P., Gabor, R. S. (2018). Stream-Centric Methods for Determining Groundwater Contributions in Karst Mountain Watersheds. *Water Resources Research*, 54(9), 6708–6724. <https://doi.org/10.1029/2018WR022664>.
- Negese, A. (2021). Impacts of land use and land cover change on soil erosion and sediment yield in the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Applied and Environmental Soil Science*, 2021, Article ID 6669438.
- Ni, J., Liu, S., Huang, Y., & Gao, Y. (2024). Temperature and plant root effects on soil hydrological response and slope stability. *Computers and Geotechnics*, 174, 106663. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2024.106663>
- Nicótina, L., Alessi Celegon, E., Rinaldo, A., & Marani, M. (2008). On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resources Research*, 44(12), W12401. <https://doi.org/10.1029/2007WR006654>
- Nippgen, F., McGlynn, B. L., Marshall, L. A., & Emanuel, R. E. (2011). Landscape structure and climate influences on hydrologic response. *Water Resources Research*, 47(12), W12533. <http://doi.org/10.1029/2011wr011161>
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., & Le Moine, N. (2008). Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research*, 44(3), W03413.
- Poblete, D., Arévalo, J., Nicolis, O., & Figueroa, F. (2020). Optimization of Hydrologic Response Units (HRUs) using gridded meteorological data and spatially varying parameters. *Water*, 12(12), 3558. <https://doi.org/10.3390/w12123558>
- Posavec, K., Bačani, A., & Nakić, Z. (2006). A Visual Basic spreadsheet macro for estimating groundwater recharge. *Ground Water*, 44(5), 764–767. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00226.x>.
- Samela, C., Albano, R., Sole, A., & Manfreda, S. (2018). A GIS tool for cost-effective delineation of flood-prone areas. *Computers, Environment and Urban Systems*, 70, 43–52. <https://doi.org/10.1016/j.compenvurbsys.2018.01.013>
- Sarah, S., Shah, W., Somers, L., Deshpande, R. D., & Ahmed, S. (2024). Saturated hydraulic conductivity (Ksat) and topographic controls on base flow contribution in high-altitude aquifers with complex geology. *Journal of Hydrology*, 647, Article 131763. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131763>
- Smakhtin, V. U. (2001). Estimating continuous monthly base flow and groundwater recharge from streamflow records: A comparison of techniques. *Water SA*, 27(2), 183–191. <http://doi.org/10.4314/wsa.v27i2.4995>
- Strahler, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In *Handbook of applied hydrology*.
- Talaksen, L. M. (1995). A review of base flow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1–4), 349–370. [https://doi.org/10.1016/00221694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/00221694(94)02540-R)
- Trenberth, K. E. (2005). The impact of climate change and variability on the hydrological cycle and water resources. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 17, 1–11. <http://doi.org/10.1002/0470848944.hsa211>
- Voesenek, L. A., & Bailey-Serres, J. (2015). Flood adaptive traits and processes: An overview. *New Phytologist*, 206(1), 57–73. <https://doi.org/10.1111/nph.13209>
- Wang, C. Y., & Manga, M. (2010). Hydrologic responses to earthquakes and a general metric. *Geofluids*, 10(1–2), 206–216. <http://doi.org/10.1111/j.14688123.2009.00270.x>